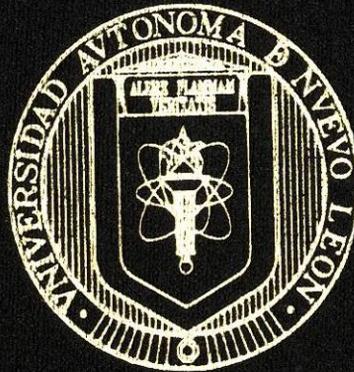


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ESTUDIO ESTRATIGRAFICO-ESTRUCTURAL DEL
SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE
ZACATECAS, MEXICO

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO-MINERALOGISTA

PRESENTA
KARLA PATRICIA OLVERA CARRANZA

LINARES, NUEVO LEON

SEPTIEMBRE 2000

20000

MARIA PATRICIA OLIVERA CARRANZA

20000

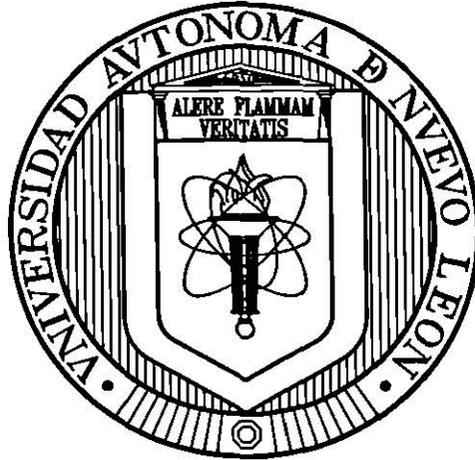
TL
QE652
.55
.Z3
O4
c.1

LOGIA



1080094993

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DEL SECTOR
CENTRAL DE LA SIERRA DE ZACÁTECAS, MÉXICO**

TESIS

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA**

PRESENTA:

KARLA PATRICIA OLVERA CARRANZA

LINARES, NUEVO LEÓN

SEPTIEMBRE 2000

0E652
23
04
0.1

BUR
UANL
FONDO
TESIS LICENCIATURA



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Tesis:

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DEL SECTOR
CENTRAL DE LA SIERRA DE ZACATECAS, MÉXICO**

elaborada por:

KARLA PATRICIA OLVERA CARRANZA

Como requisito parcial para optar al título de
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA

Vo. Bo.

M.C. Gabriel Chávez Cabello
ASESOR INTERNO

Vo.Bo.

Dra. Elena Centeno García
ASESOR EXTERNO



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL DEL SECTOR
CENTRAL DE LA SIERRA DE ZACATECAS, MÉXICO**

que presenta:

KARLA PATRICIA OLVERA CARRANZA

**Ha sido revisada y aceptada como requisito parcial para optar al título de
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA**

LA COMISIÓN DE REVISIÓN DE TESIS

Dr. Guillermo Javier Castro Larragoitia

M.C. Tomás Cossío Torres

M.C. Gabriel Chávez Cabello

DEDICATORIA

....Todo el esfuerzo invertido en este trabajo, deseo dedicarlo, con todo el orgullo que me merece, a mi madre, la Sra. Yolanda Carranza Aveldaño....gracias ma' por enseñarme lo más útil e importante: a luchar....mi gratitud y admiración por todos estos años de entrega por y para nosotras....

A mi abuelo, Don Manuel Carranza, con todo mi cariño, admiración y respeto

A Clarita y Luis; Yadira y Yolis, los mejores cómplices y hermanos, por su apoyo siempre constante e incondicional...y por los momentos vividos en su compañía: fue un honor haberlos tenido conmigo durante todo este tiempo...gracias.....

... a Luisito, mi primer sobrino y a su simpática y desquiciante presencia desde hace un año ya, en la familia.....bienvenido...

...y a mi tío Luis Manuel Carranza, nuestro ángel guardián en la familia durante los tiempos difíciles...

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, mi formación profesional. A todos sus integrantes: empleados, administrativos y docentes por su amistad, servicios y enseñanzas brindadas durante mis estudios.

Este trabajo hubiera sido imposible sin el apoyo económico de la Dirección General de Intercambio Académico de la UNAM, y la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (A.I.M.M.G.M.) a través de las becas-tesis de licenciatura que me otorgaron. Agradezco a ambas, la cortesía brindada siempre a través de su personal.

Un agradecimiento muy especial a mi asesora y amiga la Dra. Elena Centeno García del Instituto de Geología de la UNAM y su idea de invitarme a hacer una tesis en esa sierra habiendo tantas. Con infinito agradecimiento por su valiosísima asesoría, sus enseñanzas sobre la vida y la geología, y el entusiasmo que demostró siempre hacia mi trabajo de tesis.

Quiero también agradecer al Dr. Dante Morán, director del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México quien me brindó el apoyo y las instalaciones para la realización de mi tesis.

Un sincero agradecimiento al Dr. Gustavo Tolson, coordinador del posgrado del Instituto de Geología de la UNAM, por el espacio y oportunidades académicas que me brindó durante mi estancia en el instituto, y por sus observaciones sobre mi trabajo de tesis, que ayudaron a mejorarlo. Gracias Gustavo.

Agradezco las sugerencias que me hiciera, al inicio de mi tesis, Gilberto Silva, durante la primera visita al área de estudio.

A mi asesor y amigo M.C. Gabriel Chávez Cabello por todo el apoyo que me brindó durante la etapa final de este trabajo y por sus comentarios y palabras de ánimo vía e-mail en todo momento. Gracias Gaby.

Al Comité de revisión, Dr. Javier Castro Larragoitia y M.C. Tomás Cossío Torres por los comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar mi trabajo.

Mi participación en el Museo de Geología de la UNAM ha sido una experiencia que me ha dejado enorme satisfacción. Agradezco la oportunidad que se me dio de difundir esta locura que es la geología a niños y grandes. Mi agradecimiento va también para mis amigos: Jesús Alvarado, Bety Rodríguez, Oscar Irazaba, Silvia Castañeda y a mis compañeros anfitriones, pero sobre todo al mejor de los jefes: Luis Espinosa, por su comprensión, paciencia, permisos y su sincero interés en nuestra superación.

Tuve la fortuna de contar con el apoyo y compañía de grandes y muy interesantes amigos en el Instituto de Geología, entre ellos: Armando Altamira, Sergio Yussim, José Luis Sánchez Zavala, José Luis Sánchez Palacios, Juan Carlos Velasco, Laura Rosales, Laura Lozano, Antonio Flores de Dios, Jean René Ramos, Angélica Cortez, (la princesa), Laura Flores, Lucy Mora, Enrique González (que nos soltó el vehículo), Ruth Castañeda, Juanito y Diego, en los talleres de laminación; Consuelo Macías, quien me ayudó con las fotografías de las secciones delgadas, Maru Malagón, Bernardo Miranda.

A las Tortugas en Geofísica: Karina, Paty, Esther, Lilia. Gracias por su amistad y momentos divertidísimos en su compañía. A Ivonne Franco, una nueva y divertidísima amiga.

Gracias también a Leticia Martínez Romero, mi gran amiga y compañera de departamento en el DF.

Hubo amigos que me acompañaron en los trabajos de cartografía en Zacatecas: Andrea, Ángel David, Amílcar, Salvador y Tania y los rateros. A todos ellos mil gracias y perdón por las asoleadas, pero eran necesarias.

A la familia Rodríguez Gaytán, de Pánuco Zacatecas, por ofrecerme su casa y su amistad y a Adán López, presidente municipal de Vetagrande, por el apoyo otorgado durante los trabajos de cartografía.

Agradezco muy especialmente a mis queridos amigos de la Facultad de Ciencias de la Tierra los momentos amenos compartidos. A mi generación: Andrea Reyes, Katya Leal, Rodolfo Sepúlveda, Salvador de la Garza, Pedro Luis Maldonado, Rafael Marroquín y Sergio González.

A Tania, Rosy, Rolando, Karla, Fernando Velasco, Adriana Picciotto, Oneida Lerma, Manuel Vasconcelos, gracias por su valiosa amistad durante todo este tiempo.

A Andrés García, el Mike, Mayra, Iris, Memo, Andrés Cano, Chuy, Juany, Any, gracias por ser tan alegres y conservar la amistad pese a la distancia.

A la Señora Araceli Isassi por su asistencia durante el trámite del examen y por su amabilidad de siempre.

A la familia Reyes Zaragoza, mi querida familia de Linares: Don Edelmiro (†), Doña Mary, Alejandra, Ángeles, y a mi mejor amiga Andrea. Gracias por hacerme parte de ustedes.

ÍNDICE GENERAL

	Página
ÍNDICE DE FIGURAS.....	i
ÍNDICE DE ABREVIATURAS.....	v
RESUMEN.....	vi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	2
1.3 TRABAJOS PREVIOS.....	3
1.4 OBJETIVOS.....	4
1.5 METODOLOGÍA.....	4
1.6 GENERALIDADES.....	5
1.5.1 Localización y vías de acceso.....	5
1.5.2 Clima y vegetación.....	6
2.CONTEXTO GEÓLOGICO REGIONAL	7
2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO.....	7
2.1.1 Rompimiento de Pangea y la formación del Golfo de México.....	8
2.1.2 Acreción de arcos de islas volcánicas.....	10
3. ESTRATIGRAFÍA.....	12
3.1 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO SIERRA MADRE.....	12
3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO GUERRERO	13
3.2.1 Sub-terreno Teloloapan.....	14
3.2.2 Sub-terreno Arcelia-Palmar Chico.....	15
3.2.3 Sub-terreno Zihuatanejo-Huetamo.....	15
3.3 ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE NORTE ENTRE EL TERRENO SIERRA MADRE Y EL TERRENO GUERRERO.....	17
3.3.1 Terreno Guerrero.....	17
3.3.2 Terreno Sierra Madre.....	19
3.4 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	23
3.4.1 Miembro Pánuco.....	23
3.4.2 Miembro Ciprés.....	27

4. PETROGRAFÍA.....	32
4.1 Miembro Pánuco.....	32
4.2 Miembro Ciprés.....	37
4.3 Zonas de cizalla.....	43
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	47
5.1 CONCEPTOS TEÓRICOS.....	47
5.1.1 Cizalla.....	47
5.1.2 Algunos indicadores cinemáticos presentes en las zonas de cizalla.....	50
5.2 DEFORMACIÓN COMPRESIVA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	52
5.2.1 Sistema de cabalgaduras de Pánuco.....	52
5.2.1.1 Cabalgaduras	52
5.2.1.2 Pliegues.....	55
5.2.1.3 Estrías	59
5.2.1.4 Planos s/c.....	59
5.2.1.5 Microestructuras: porfiroclastos con colas asimétricas.....	61
5.2.2. Sistema de cabalgaduras de Vetagrande.....	62
5.2.2.1 Cabalgaduras.....	62
5.2.2.2 Foliación.....	62
5.2.2.3 Pliegues en S_1	64
5.2.2.4 Lineación mineral.....	64
5.2.2.5 Planos s/c.....	66
5.2.2.6 Microestructuras: porfiroclastos con colas asimétricas.....	66
5.2.2.7 Kink bands.....	67
5.3 DEFORMACIÓN DISTENSIVA.....	68
6. DISCUSIÓN.....	71
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	73
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXO 1. MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DEL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE ZACATECAS	
ANEXO 2. SECCIÓN GEOLÓGICA DEL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE ZACATECAS	

LISTA DE FIGURAS

	Págs.	
Figura 1	Plano del Estado de Zacatecas mostrando las principales vías de comunicación y ciudades. A la derecha, área del recuadro amplificado indicando las vías de acceso del área de estudio y los principales poblados.....	6
Figura 2	Mapa de terrenos tectonoestratigráficos en México mostrando el área en recuadro en que aflora la estratigrafía en la margen norte de los terrenos Guerrero y Sierra Madre, además de otros rasgos geológicos (modificado de CONEY, 1983).....	8
Figura 3	Modelo generalizado que considera una subducción inclinada al oeste. En este modelo la cuenca oceánica de Arperos es consumida por el acercamiento progresivo del arco a la margen continental (FREIDYER <i>et al</i> , 1996).....	11
Figura 4	Modelo generalizado que muestra una subducción inclinada hacia el este, donde la cuenca de Arperos representa una cuenca de tras arco (CENTENO-GARCÍA, 1994; TALAVERA-MENDOZA <i>et al</i> , 1993).....	11
Figura 5	Mapa geológico generalizado de las unidades Mesozoicas en el área de Zacatecas y San Luis Potosí en donde se muestra el límite aproximado entre ambos terrenos (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).....	18
Figura 6	Columna estratigráfica del área circundante a la ciudad de Zacatecas y del área de Peñón Blanco. Ambas áreas contienen los afloramientos más próximos al límite entre los dos terrenos (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).....	22
Figura 7	Columna estratigráfica-estructural del área de Pánuco y Vetagrande.....	24
Figura 8	Lavas basálticas almohadilladas del miembro Pánuco en las que se puede apreciar aún las cortezas de enfriamiento.....	26
Figura 9	Intraclastos en la arenisca que indican depositación por flujos de gravedad. Esta arenisca está en contacto normal con el miembro Pánuco.....	29
Figura 10	Dique dolerítico intrusionando a la secuencia del miembro Ciprés, al norte del arroyo Grande.....	30
Figura 11	Micrografía de la muestra CCR-1 que pertenece a una costra de enfriamiento de las lavas almohadilladas que muestra agregados de feldespatos radiales (Nicoles cruzados; ancho de la foto 12 mm).....	33
Figura 12	Micrografía de la muestra RP-1 perteneciente a una lava andesítica con textura porfirítica y fenocristales. Se aprecia que algunos de ellos presentan reemplazamientos (Nicoles cruzados; ancho de la foto 0.795 mm).....	34
Figura 13	Micrografía de un dique gabroico con textura intersertal (Nicoles cruzados, ancho de la foto 12 mm). Algunos ejemplos corresponden a las muestras P-01, RP-7, RP-01.....	35

Figura 14	Micrografía de una toba lítica con matriz reemplazada por minerales secundarios. A la derecha de la imagen, un fragmento lítico volcánico en las que se puede observar cristales de plagioclasa (nicoles cruzados; ancho de la foto 12 mm; muestra P-04).....	36
Figura 15	Micrografía que muestra la textura porfirítica de un dique dolerítico. Fracturas posteriores rellenas de calcita cortan la roca (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RS-2).....	37
Figura 16	Micrografía de roca que muestra la textura fluidal de un flujo piroclástico. El cristal grande inferior es hematita (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-21).....	38
Figura 17	Micrografía de un flujo piroclástico que muestra una matriz completamente reemplazada por clorita. Hay relictos de cristales y escasos fragmentos líticos (Nicoles cruzados, 12 mm; muestra RS-6).....	39
Figura 18	Micrografía de un pedernal que muestra matriz microcristalina. El cristal grande del centro de la fotografía es de albita. Fracturas posteriores rellenas de calcita cortan la roca (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12mm; muestra RP-19).....	40
Figura 19	Micrografía de una arenisca de composición principalmente volcánica. El fragmento grande en la esquina inferior derecha es volcánico (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-15).....	41
Figura 20a	Micrografía de una limolita silíceas en la que se observa el esqueleto de un radiolario reemplazado por pirita (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 0.795 mm, muestra RP-17).....	42
Figura 20b	Micrografía de la roca anterior en la que se observan espículas de esponjas silíceas (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 0.795 mm).....	42
Figura 21	Micrografía de una lutita calcárea que muestra intercalación de material grueso y material fino (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-22).....	43
Figura 22	Micrografía de una limolita milonitizada. Se puede observar en ella kink bands (S2) que pliegan a la foliación (S1) (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 3.5 mm; muestra RS-8). Esta muestra fue tomada en un punto próximo a la zona de cizalla en Vetagrande.....	44
Figura 23	Micrografía de un esquisto de muscovita en la que se observa un porfiroclasto de feldespato con colas asimétricas. Este tipo de indicadores ayudaron a determinar el sentido y la orientación de la cizalla en el área de estudio (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 0.122 mm; muestra RS-9a).....	45
Figura 24	Micrografía de metasedimentos próximos a la zona de cizalla de Pánuco. En la parte superior se observa cuarzo estirado en la dirección de cizalla (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm, muestra RP-16)...	46
Figura 25	Esquema que ilustra algunas de las características de la cizalla simple. El movimiento paralelo de las partículas (flechas) es la dirección de cizalla (TWISS y MOORES, 1993).....	48
Figura 26	Comparación geométrica de los sistemas de cizalla pura y simple, indicando la rotación progresiva de la elipse de deformación finita con cada incremento de cizalla simple.....	49

Figura 27	Plano de la cabalgadura de Pánuco; se observan lavas basálticas y andesíticas (miembro Pánuco) en el bloque superior y la secuencia siliciclástica (miembro Ciprés) en el bloque inferior.....	53
Figura 28	Protomilonita con bloques elipsoidales contenidos en una matriz esquistosa. Los bloques o porfiroclastos no presentan una orientación preferencial, dándole a la roca un aspecto de brecha tectónica o gauge de falla.....	54
Figura 29	Bloque de pedernal de 1.5 metros de longitud contenido en la matriz esquistosa, dentro de la zona de cizalla próxima a la cabalgadura de Pánuco, al sur del poblado del mismo nombre, sobre el arroyo Grande de Pánuco.....	54
Figura 30	Pliegue isoclinal en el miembro Ciprés con vergencia hacia el NW. Su eje es completamente horizontal (Casa de Cerros).....	55
Figura 31	Proyección estereográfica de los ejes de pliegues en el miembro Ciprés en Casa de Cerros. Triángulos agrupan una segunda generación de pliegues.....	56
Figura 32	Pliegue isoclinal en la Hacienda de los Álamos. Su eje es casi vertical fuertemente inclinado hacia el NW.....	57
Figura 33	Proyección estereográfica de los ejes de pliegues del miembro Ciprés en la localidad de la Hacienda de los Álamos, al sur de Pánuco.	58
Figura 34	Metasedimentos cercanos a la zona de cizalla en Casa de Cerros mostrando cuarzo segregado y foliación (S_1) subparalela a la estratificación (S_0).....	58
Figura 35	Proyección estereográfica equiareal hemisferio inferior de las estrías medidas sobre bloques elongados de la zona de cizalla de la cabalgadura de Pánuco. Su rumbo es al NNE.....	59
Figura 36a	Bloque elongado (shear pod) de pedernal incluido en una matriz foliada. Los planos s/c pudieron ser distinguidos y medidos en el campo. Las superficies c generalmente presentaban estrías que también ayudaron a la determinación de la dirección del desplazamiento	60
Figura 36b	Proyección equiareal de los planos s/c en la zona de cizalla en el sistema de cabalgaduras de Pánuco. Los círculos máximos punteados son planos s; los círculos máximos continuos son planos c. Los triángulos representan las líneas a 90° de la intersección entre planos s/c sobre el plano c. Estas líneas la dirección general de la cizalla NNE para la cabalgadura de Pánuco. Se han omitido los polos de los planos.....	61
Figura 37	Proyección estereográfica de los planos de foliación S_1 de la cabalgadura de Vetagrande en la zona 1, próxima al panteón.....	63
Figura 38	Proyección estereográfica de los planos de foliación S_1 en la cabalgadura de Vetagrande, zona 2.....	63
Figura 39	Proyección estereográfica de los ejes de los pliegues en S_1 en círculos cerrados. Los círculos abiertos representan L_1 . Ambas estructuras medidas en la zona 1.....	65
Figura 40	Proyección estereográfica de los pliegues en S_1 (círculos cerrados) y lineaciones minerales L_1 (círculos abiertos) en la cabalgadura de Vetagrande, zona 2.....	65

Figura 41	Proyección equiareal de los planos s/c de las zonas de cizalla en el sistema de cabalgaduras de Vetagrande. Los círculos máximos punteados son planos s; los círculos máximos continuos son planos c. Los triángulos representan las líneas a 90° de la intersección entre planos s/c sobre el plano c. Estas líneas indican la dirección general de cizalla NNE del sistema. Se han omitido los polos de los planos.....	66
Figura 42	Proyección estereográfica de kink bands en los sedimentos cizallados del miembro Ciprés en la cabalgadura de Vetagrande.....	67
Figura 43	Proyección estereográfica de las fallas laterales más recientes que desplazan algunos segmentos de la cabalgadura de Pánuco. Los puntos negros sobre los círculos máximos representan las estrías sobre los planos de falla.....	69
Figura 44	Falla normal al NE de Pánuco que pone en contacto a sedimentos (miembro Ciprés) y lavas (miembro Pánuco). Es frecuente la alteración hidrotermal en estas fallas. Este sistema de fallamiento normal alberga la mineralización en vetas de todo el distrito minero.....	70

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

Aug = Augita
Cal = Calcita
Chl = Clorita
Com. Pers. = comentario personal
Fld = Feldespato
km = kilómetros
L₁ = Lineación mineral
Lbr = Labradorita
m = metros
mm = milímetros
ma = millones de años
Ms = Muscovita
N-MORB = Mid Oceanic Ridge Basalt N-Type
OIB = Ocean Islands Basalts
Olv = Olivino
Plg = Plagioclasa
Pyx = Piroxeno
Qz = Cuarzo
S₀ = Estratificación
S₁ = Foliación
S₂ = Segunda foliación
U-Pb = Uranio-Plomo

RESUMEN

El área de estudio se localiza en el sector central de la Sierra de Zacatecas. Ahí aflora la secuencia volcanosedimentaria de la Formación La Borda del Cretácico, que forma parte del terreno Guerrero y representa uno de los afloramientos más próximos al límite norte con el terreno Sierra Madre. La Formación La Borda está constituida por dos miembros: 1) El miembro Pánuco, que está conformado por un volumen considerable de derrames basálticos y andesíticos almohadillados intercalados con flujos piroclásticos y, 2) El miembro Ciprés, que es una secuencia sedimentaria que contiene capas de pedernal con microfósiles de radiolarios, tobas, flujos piroclásticos, lutitas calcáreas y areniscas. Ambos miembros están cortados por diques diabásicos y gabroicos, intercalados tectónica y deposicionalmente entre sí. Por sus asociaciones litológicas se interpreta que la Formación La Borda se depositó en un ambiente de cuenca "tras arco" profunda y es correlacionable a la Formación Chilitos, en Fresnillo, y a la secuencia volcanosedimentaria de la localidad de El Saucito, en Zacatecas, ambas del Cretácico. Esta secuencia experimentó dos fases de deformación compresiva dúctil-frágil. La primera fase está representada por cabalgaduras cuyo rumbo del plano es NE, con desarrollo de zonas de cizalla con foliación desde incipiente hasta penetrativa y plegamiento isoclinal en los sedimentos del miembro Ciprés. La segunda etapa desarrolló plegamiento abierto a apretado en la foliación preexistente y formación de kink bands con rumbo NNW. Los indicadores cinemáticos principales dentro de la secuencia señalan una dirección de transporte tectónico hacia el NNE. El rumbo de los planos de las cabalgaduras coincide aproximadamente con la dirección del desplazamiento, lo cual puede ser interpretado como producto de un transporte cuya dirección fue oblicua respecto a los planos de cabalgaduras, o bien, a un basculamiento posterior que reorientó dichos planos. Además es posible distinguir un fallamiento extensional más joven que desplaza a las cabalgaduras principales y está representado por fallamiento lateral izquierdo y normal; este fallamiento controla principalmente la mineralización hidrotermal característica del distrito minero de Zacatecas. El metamorfismo presente en la zona es de bajo grado (esquistos verdes) y es producto de la primera etapa de deformación.

ABSTRACT

The ^{area of} study area is located at the central portion of the Sierra de Zacatecas. There, the Cretaceous La Borda Formation is exposed as a volcano-sedimentary sequence. This sequence is part of the Guerrero Terrane and represents one of the few outcrops nearest to the northern limit with the Sierra Madre Terrane. La Borda Formation consists of two members: 1) The Panuco member ^{which} is constituted by a large volume of basaltic and andesitic pillow lavas interlayered with pyroclastic flows; and 2) the Cipres member, a sedimentary sequence that contains layers of radiolarian chert, tuff, pyroclastic flows, calcareous shale and sandstone. Both members are depositionally and tectonically intercalated and are cut by diabasic and gabbroic dikes. Because of its lithological features, we consider that La Borda Formation was deposited in a deep trans arc basin, and can be correlated to the Chilitos Formation at Fresnillo and the Saucito volcano-sedimentary sequence, in the state of Zacatecas, both Cretaceous in age. La Borda Formation shows two generations of compressive ductile-fragile deformation. The first is represented by a thrust fault system trending to the NE and shear zones developing incipient to penetrative foliations and isoclinal folding in the Cipres member. The second phase of deformation developed open to tight folding in the preexisting foliation and the formation of kink bands trending to the NNW. Kinematic indicators within the sequence show a tectonic displacement trending to the NNE. The thrust planes trends coincide approximately with the displacement direction. This can be interpreted as the result of a tectonic transport whose direction was oblique to the thrust planes or to a posterior basculament that changed the orientation of the planes. Moreover, it is possible to distinguish a younger extensional faulting that displaces away segments of the major thrusts and it is represented by left lateral and normal faulting; this faulting controls the hydrothermal mineralization typical of the whole Zacatecas mining district. The present metamorphism corresponds to a low grade (green schist) and was produced by the first phase of deformation.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

El surgimiento de la tectónica de placas revolucionó las ideas sobre el enfriamiento de la tierra y los mecanismos que controlan la evolución composicional y el crecimiento de la corteza terrestre. (CONDIE, 1997). Dentro de este último aspecto, es bien conocido que los continentes crecen a medida que nuevo material es añadido a ellos mediante variados mecanismos y/o procesos geológicos que difieren espacial y temporalmente, como la adición de magmas en las zonas de subducción por una parte, y por otra, la acreción de grandes fragmentos o bloques de corteza continental que se han desplazado enormes distancias sobre la corteza oceánica hasta colisionar con los bordes continentales. Estos fragmentos han sido denominados terrenos tectonoestratigráficos y generalmente conforman los sistemas montañosos más extensos de la Tierra.

Cuando un terreno esta constituido por un ensamble de rocas cuyo origen y edad difieren a las del resto de las rocas con las que está en contacto, se considera un “terreno sospechoso”. Si existen evidencias paleontológicas y paleomagnéticas que indiquen que el terreno evolucionó en un punto geográfico distinto al que se encuentra, y que se ha desplazado grandes distancias hasta colisionar con una margen continental, se denomina un “terreno exótico”.

Muchos terrenos acrecionados fueron fragmentos de continentes que se desprendieron debido a fallamiento transformante. Otros corresponden a sistemas completos de arcos de islas oceánicas, que por eventos de subducción, se acercan a un borde continental hasta colisionar con él. En la corteza continental los terrenos están presentes como entidades geológicas de extensión regional limitadas por fallas y que cuentan una historia geológica diferente a la de los terrenos adyacentes (CONEY, 1981).

La margen oeste de Norte América representa un ejemplo sin igual que muestra el crecimiento de corteza continental por el proceso de acreción. En los últimos 200 Ma, esta margen ha sido escenario de la acreción de más de treinta y ocho terrenos. Los eventos colisionales que tuvieron lugar en el oeste de Norte América se extendieron hasta México y Centro América (TARDY, *et al.*, 1994). Es así, dentro de este contexto geológico global, que se ha reconstruido la evolución tectónica de México mediante la definición de los terrenos que aquí convergen (CAMPA y CONEY, 1983; SEDLOCK *et al.*, 1993).

En México, la estratigrafía y tectónica de la Mesa Central ha sido blanco de muchas y variadas interpretaciones. La complejidad de esta región se atribuye al hecho de que es justo aquí donde convergen dos de los terrenos más extensos de México y de toda Norteamérica: los terrenos Guerrero y Sierra Madre. El límite norte entre ambos ha generado amplia controversia (DICKINSON Y CONEY, 1980; CAMPA Y CONEY, 1983; SEDLOCK *et al.*, 1993; CENTENO-GARCÍA AND SILVA-ROMO, 1997) así como su desarrollo evolutivo (QUINTERO-LEGORRETA, 1992; LAPIERRE *et al.*, 1992b; TARDY *et al.*, 1994 Y CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997). El área del presente estudio se encuentra localizada en la porción central de la Sierra de Zacatecas y pertenece al Terreno Guerrero. Su ubicación es próxima al contacto norte con el Terreno Sierra Madre.

1.2 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

El estado de Zacatecas es uno de los distritos mineros más activos de México. Su geología ha sido centro de numerosos estudios vinculados la mayoría de ellos a la metalogénesis y distribución de los yacimientos metálicos que le han dado fama mundial. A pesar de la vasta información al respecto que del estado existe, aún quedan cuestiones geológicas por resolver, entre ellas, por ejemplo, las relaciones estratigráficas en los escasos pero consistentes afloramientos de rocas Mesozoicas tan ampliamente distribuidos en todo el estado. Con los datos que se obtengan de este estudio se podrán resolver, problemas estratigráficos de carácter regional relacionados con el límite norte del Terreno Guerrero, que tanta importancia tiene para la exploración minera en México.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Existe un gran número de trabajos concernientes a la geología de la Sierra de Zacatecas que se restringe a la metalogénesis. Los escasos estudios sobre la interpretación de las rocas que conforman esta Sierra ha generado gran controversia. En general todos coinciden en que existen de dos a tres paquetes distintos de roca en la región. BURKART (1836) clasificó a la “roca verde” de Zacatecas como una diorita; posteriormente BURCKHARDT AND SCALIA (1906), determinaron un ambiente marino para las rocas Triásicas con base en su contenido de amonites y denominaron al ensamble más joven (la roca verde), como una lava submarina espilitica. PÉREZ-MARTÍNEZ (1961) publicó un bosquejo geológico minero del distrito de Zacatecas en el que interpreta esta unidad como un grupo volcánico constituido por pórfidos andesíticos, dioríticos y diabásicos, en forma de lacolito de edad Terciaria. De CSERNA (1976), en su estudio geológico de la región de Fresnillo, correlaciona a la Formación Chilitos con la roca verde de Zacatecas, interpretando ambas como un ensamble de corteza oceánica alóctono de edad Triásico superior. McGHEE (1976) caracteriza a las rocas metamórficas del Arroyo La Pimienta y sugiere que la “roca verde” de Zacatecas corresponde a derrames de lava submarinos de edad Triásica. En el trabajo sobre la petrología de las rocas metamórficas, también en el arroyo La Pimienta, RANSON *et al.* (1982), sugiere un carácter intrusivo de composición diorítica para la “roca verde”. CUEVAS-PÉREZ (1983) reconstruye la evolución geológica en el estado de Zacatecas durante el Mesozoico y le asigna a esta unidad “una posición autóctona relacionada con una cuenca post-arco, originada durante el Jurásico temprano”.

SERVAIS *et al.* (1986), en el estudio sobre la geología del norte occidente de México desde Sinaloa hasta San Luis Potosí, considera a la roca verde de Zacatecas como parte de la secuencia de pillow lavas de la Formación Chilitos.

Entre los trabajos más recientes sobre el área circundante se encuentran el estudio sobre el magmatismo y características estructurales en la localidad de El Saucito, Zac., (YTA *et al.*, 1991), en el que reporta una secuencia de pillow lavas intercaladas con estratos de

pedernal que contienen radiolarios de edad cretácica, similar a la secuencia de la Formación Chilitos y a las rocas volcánicas de Zacatecas. La re-interpretación estratigráfica y estructural de las unidades triásicas en el Arroyo Pimienta realizada por MONOD Y CALVET, (1992) en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas y el estudio sobre la petrogénesis y la evolución tectónica del centro de México para el Triásico-Jurásico (CENTENO-GARCÍA Y SILVAROMO, 1997). En éste se describe y define como Formación La Borda a una secuencia similar que aflora en la porción centro-norte de la Sierra de Zacatecas.

1.4 OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis es establecer la estratigrafía de la secuencia de las rocas volcánicas y sedimentarias (Formación La Borda, CENTENO-GARCÍA Y SILVAROMO, 1997) que representan el arco volcánico Cretácico que caracteriza al Terreno Guerrero en la Sierra de Zacatecas (YTA *et al.*, 1991). De igual interés es definir el estilo y eventos de deformación que afectaron a estas rocas y proponer así, un modelo estructural de las unidades litológicas en el área. Con lo anterior, se espera que los resultados obtenidos ayuden a resolver el debate que existe con relación a la evolución tectónica del Terreno Guerrero en su margen norte.

1.5 METODOLOGÍA

El desarrollo de la tesis consistió en tres etapas: recopilación de información existente, trabajo de campo y trabajo de laboratorio incluyendo la interpretación de los datos.

La primera etapa comprendió la recopilación bibliográfica, elaboración de un mapa geológico base, utilizando mapas topográficos, fotografías aéreas y mapas geológicos regionales ya existentes.

En la segunda etapa se llevó a cabo el trabajo de cartografía de la Formación La Borda, escala 1:17,000 en el sector central y norte de la Sierra de Zacatecas, para obtener un control estratigráfico, estructural y petrográfico.

Se levantaron también varias secciones y columnas tanto paralelas a la estructuras principales como perpendiculares a éstas. Se elaboraron láminas delgadas de las muestras de roca para el análisis petrográfico de las unidades que conforman la secuencia.

Durante la tercera etapa se analizaron dichas láminas bajo el microscopio para establecer con detalle la composición mineralógica y grado de metamorfismo presente. También se llevó a cabo el análisis cinemático en secciones delgadas orientadas de las zonas deformadas, con el fin de establecer la dirección y sentido de la cizalla tanto local como regional. Además, éste se complementó con el análisis de los datos de mesoestructuras medidas en las zonas de cizalla. Por último, se realizó la interpretación de los datos obtenidos en campo en conjunto con los petrográficos y el análisis estructural de fallas y pliegues.

1.5 GENERALIDADES

1.5.1 Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en el municipio de Pánuco a 14 km al norte de la ciudad de Zatecas, dentro de la Sierra del mismo nombre entre los meridianos 102°35" y 102°27" oeste y los paralelos 22°47" y 22°55" norte. El área de estudio comprende un área de 25 km² y está dentro de la carta topográfica y geológica F-13-B-58 CETENAL: 1978 de la serie a escala 1:50,000 de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional CETENAL (ahora integrada al Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). Partiendo de la ciudad de Zatecas, se llega al área por la carretera que va a Vetagrande y que continúa hasta finalizar precisamente en la cabecera municipal de Pánuco, o por la carretera que une a la ciudad de Morelos al NE de Zatecas con Vetagrande (Figura 1).

1.5.2 Clima y vegetación

El clima de la región es semiárido extremo, con una temperatura media anual de 15 °C, con una máxima de 35 °C y 0 °C como mínima. Se presenta un verano cálido que coincide con una marcada temporada de lluvias y una precipitación promedio anual de 430 mm. La vegetación puede ser agrupada en las siguientes comunidades vegetales: pastizal natural, matorral y mezquital.

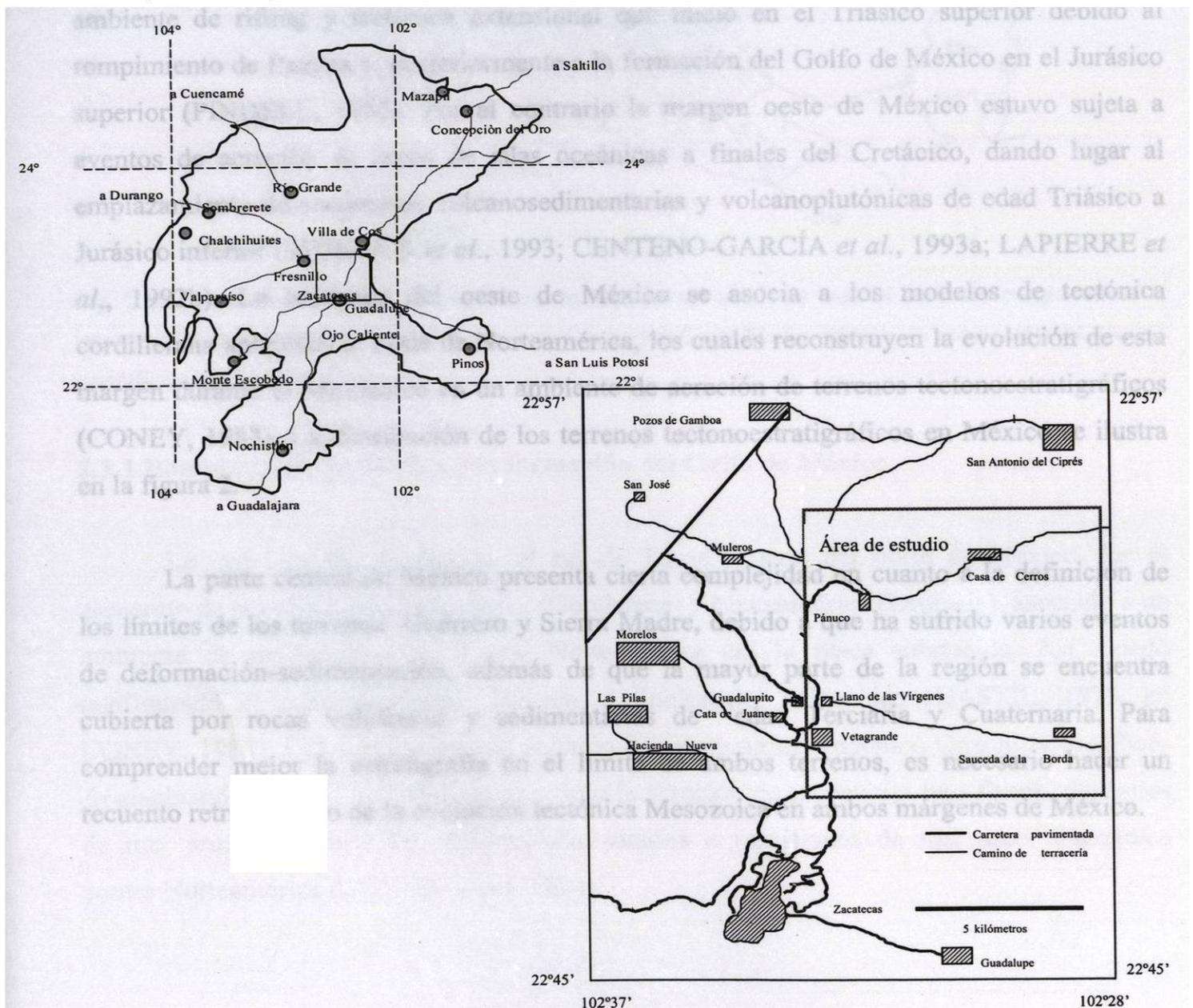


Fig. 1 Plano del Estado de Zacatecas mostrando las principales vías de comunicación y ciudades. A la derecha, área del recuadro ampliada indicando las vías de acceso al área de estudio y los principales poblados.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO

La evolución tectónica de México durante el Mesozoico ha sido interpretada dentro de dos regímenes tectónicos dominantes. Por un lado, México en su parte este está constituido por secuencias de rocas sedimentarias continentales y marinas producto de un ambiente de rifting y tectónica extensional que inició en el Triásico superior debido al rompimiento de Pangea y, posteriormente a la formación del Golfo de México en el Jurásico superior (PINDELL, 1985). Por el contrario la margen oeste de México estuvo sujeta a eventos de acreción de arcos de islas oceánicas a finales del Cretácico, dando lugar al emplazamiento de secuencias volcanosedimentarias y volcanoplutónicas de edad Triásico a Jurásico inferior (SEDLOCK *et al.*, 1993; CENTENO-GARCÍA *et al.*, 1993a; LAPIERRE *et al.*, 1992b). La tectónica del oeste de México se asocia a los modelos de tectónica cordillerana aplicados al oeste de Norteamérica, los cuales reconstruyen la evolución de esta margen durante el Mesozoico en un ambiente de acreción de terrenos tectonoestratigráficos (CONEY, 1983). La distribución de los terrenos tectonoestratigráficos en México se ilustra en la figura 2.

La parte central de México presenta cierta complejidad en cuanto a la definición de los límites de los terrenos Guerrero y Sierra Madre, debido a que ha sufrido varios eventos de deformación-sedimentación, además de que la mayor parte de la región se encuentra cubierta por rocas volcánicas y sedimentarias de edad Terciaria y Cuaternaria. Para comprender mejor la estratigrafía en el límite de ambos terrenos, es necesario hacer un recuento retrospectivo de la evolución tectónica Mesozoica en ambos márgenes de México.

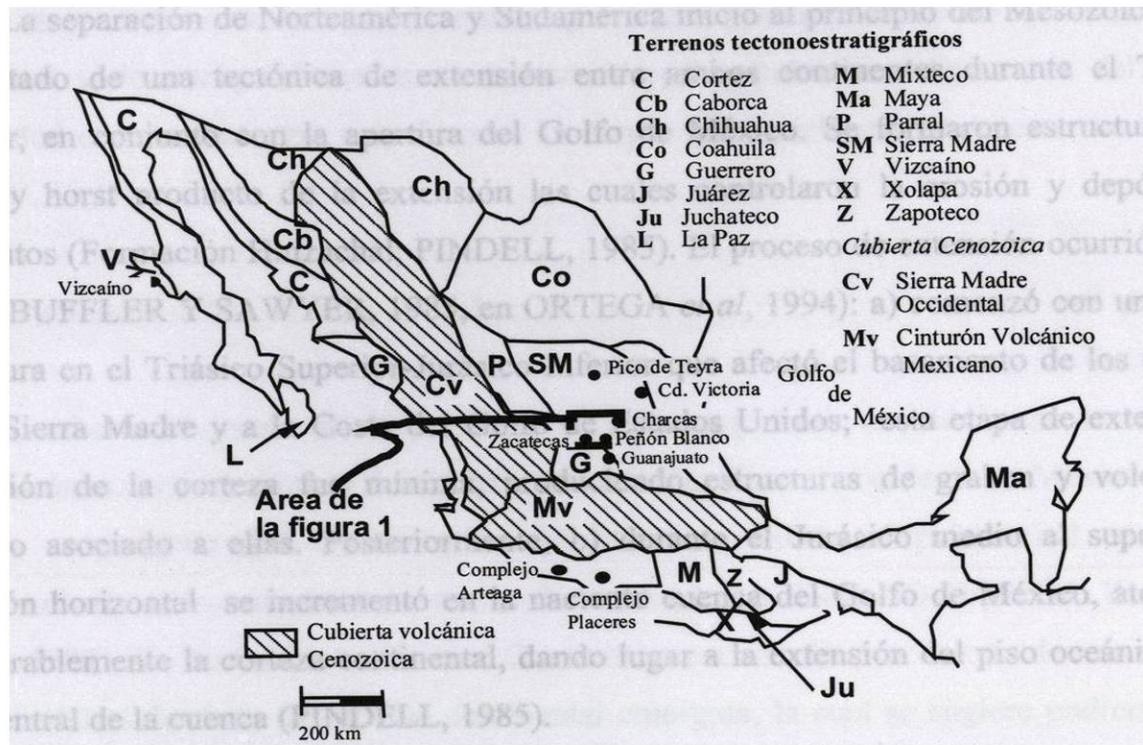


Fig. 2 Mapa de terrenos tectonoestratigráficos en México mostrando el área en recuadro en que aflora la estratigrafía en la margen norte de los terrenos Guerrero y Sierra Madre, además de otros rasgos geológicos (modificado de CONEY, 1983).

2.1.1 Rompimiento de Pangea y la formación del Golfo de México

Lo que hoy día es Florida, el sur de Texas y parte del norte de México, fue el escenario de la colisión de Sudamérica (Gondwana) y Norteamérica (Laurasia), asociado a un ambiente de subducción, en el que Norteamérica era la placa subducida. Así, quedó configurado el supercontinente Pangea, a finales del Paleozoico (GASTIL, 1975, en CONEY, 1983). El producto de esta colisión fue el cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Apalachiano (PINDELL, 1985), que produjo la acreción de secuencias tipo flysch, depósitos de mar profundo, depósitos volcanosedimentarios e intrusiones de tipo arco magmático contra Norteamérica (ORTEGA *et al*, 1994).

La separación de Norteamérica y Sudamérica inició al principio del Mesozoico como el resultado de una tectónica de extensión entre ambos continentes durante el Triásico Superior, en conjunto con la apertura del Golfo de México. Se formaron estructuras tipo graben y horst producto de la extensión las cuales controlaron la erosión y depósito de sedimentos (Formación Huizachal; PINDELL, 1985). El proceso de extensión ocurrió en dos etapas (BUFFLER Y SAWYER, 1985, en ORTEGA *et al*, 1994): a) comenzó con un evento de ruptura en el Triásico Superior-Jurásico Inferior que afectó el basamento de los terrenos Maya, Sierra Madre y a la Costa del Golfo de Estados Unidos; esta etapa de extensión y atenuación de la corteza fue mínima, produciendo estructuras de graben y volcanismo basáltico asociado a ellas. Posteriormente, b) durante el Jurásico medio al superior, la extensión horizontal se incrementó en la nascente cuenca del Golfo de México, atenuando considerablemente la corteza continental, dando lugar a la extensión del piso oceánico en la parte central de la cuenca (PINDELL, 1985).

La apertura del Golfo de México concluyó al final del Jurásico. Para ese entonces, las estructuras tectónicas estaban ya cubiertas por bancos carbonatados y sedimentos hemipelágicos rellenaban las fosas (SALVADOR, 1987, en ORTEGA *et al*, 1994). Existían islas, plataformas de agua somera y cuencas intraplataforma de agua profunda en lo que hoy es el terreno Sierra Madre. Gran parte de Coahuila y Tamaulipas eran penínsulas que fueron reducidas a islas debido a la transgresión marina que tuvo lugar en el Neocomiano (CONEY, 1983).

A esta transgresión siguió, durante el Cretácico Medio la formación de plataformas carbonatadas, la construcción de complejos arrecifales y la depositación de detritos carbonatados que constituyen actualmente los reservorios de petróleo que caracterizan a la Cuenca del golfo. En el Cretácico Superior se incrementó el aporte de terrígenos, fenómeno que redujo la profundidad de las cuencas y la línea de costa migró hacia el este hasta configurar lo que hoy día es el Golfo de México.

Las secuencias de rocas continentales y marinas producto de este ambiente tectónico extensional y de transgresiones marinas, constituyen la cubierta sedimentaria del terreno Sierra Madre que conforma actualmente la mayor parte del este y noreste de México. (CONEY, 1983).

2.1.2 Acreción de arcos de islas oceánicas

Conforme el evento de rift y extensión en la margen este de México se desarrollaba, arcos volcánicos submarinos se formaron en el paleopacífico, al occidente de México. Para el Triásico, se propone que en la región de Zacatecas existía el paleo-talud continental correspondiente a la margen del terreno Sierra madre (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997). En cambio, en el terreno Guerrero se encontraba una cuenca de tras arco que recibió material detrítico de un área continental emergida, la cual se sugiere pudiera ser los terrenos antiguos de México (Sierra Madre-Oaxaquia). Al parecer estas unidades se deformaron en el Jurásico Superior, ya que se desarrolla un ambiente de subducción en la paleo-margen continental, dando lugar al arco continental Jurásico propuesto por JONES *et al*, (1995)

Para la evolución tectónica del Cretácico existen dos modelos distintos. El primer modelo considera que el Terreno Guerrero se formó como un arco de islas alejado de la influencia continental y que se colisionó con la margen de México por medio de una subducción inclinada hacia el W (Figura 3). Esta subducción consume una cuenca oceánica localizada entre ambos terrenos denominada cuenca de Arperos (FREYDIER *et al*, 1996). En este escenario, en el área de Zacatecas, debieran existir evidencias de dicha cuenca, de una zona de subducción, y/o de ambientes de cuenca de ante arco.

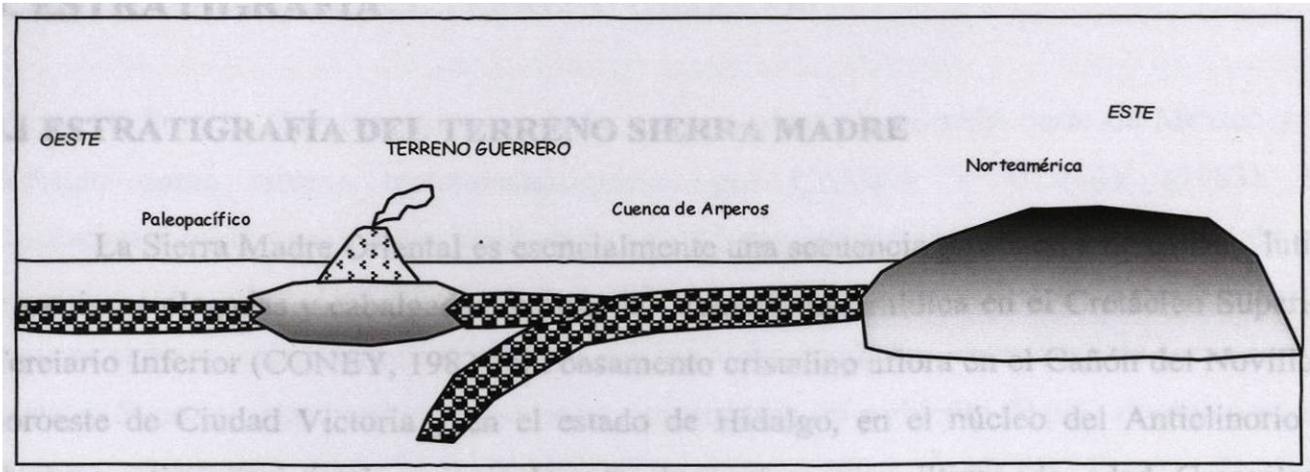


Fig. 3 Modelo generalizado que considera una subducción inclinada al W. En este modelo la cuenca oceánica de Arperos es consumida por el acercamiento progresivo del arco a la margen continental Norteamericana (FREIDYER *et al*, 1996).

El segundo modelo sugiere que la dirección de subducción era hacia el oriente, por debajo del Terreno Guerrero, y que éste representaba un arco marginal para el Cretácico, (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997). En este modelo las secuencias de la Formación La Borda se habrían depositado en una cuenca de tras arco.

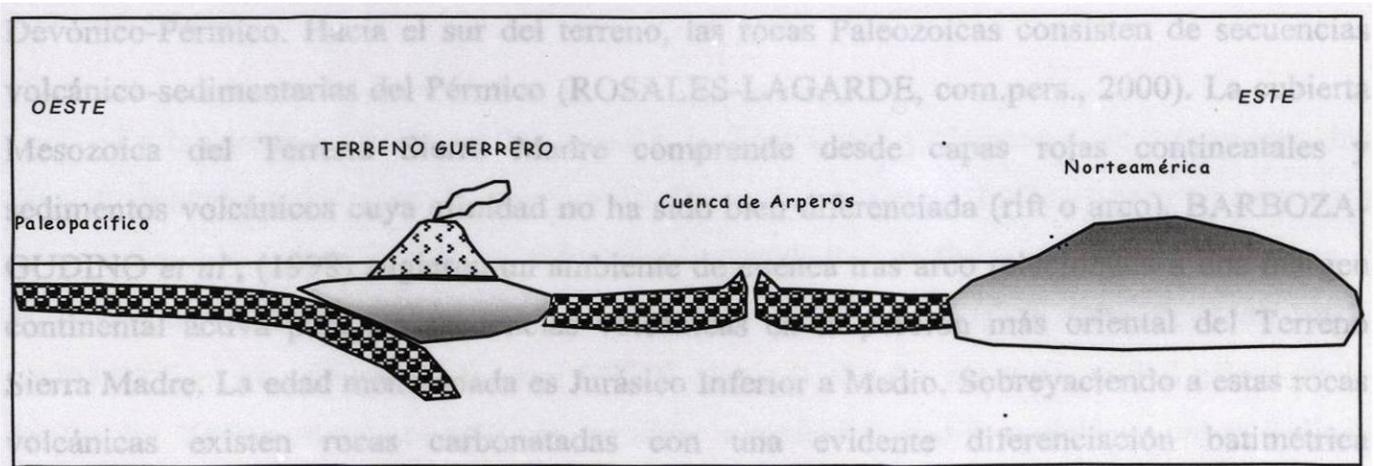


Fig.4 Modelo generalizado que muestra una subducción inclinada hacia el E, en donde la cuenca de Arperos representa una cuenca de tras arco que es acrecionada a la margen oeste de México en el Cretácico Superior (CENTENO-GARCÍA, 1994; TALAVERA-MENDOZA *et al*, 1993).

3. ESTRATIGRAFÍA

3.1 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO SIERRA MADRE

La Sierra Madre Oriental es esencialmente una secuencia mesozoica de calizas, lutitas y areniscas plegadas y cabalgadas durante la Orogenia Laramídica en el Cretácico Superior-Terciario Inferior (CONEY, 1983). Su basamento cristalino aflora en el Cañón del Novillo al noroeste de Ciudad Victoria y en el estado de Hidalgo, en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla consistiendo principalmente de gneises granulíticos de edad Grenvileana fechados por U-Pb en 900 Ma (Gneises Huiznopala y Novillo; ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1994).

En contacto tectónico con este basamento existe una secuencia Paleozoica que, al norte del terreno, está compuesta por esquistos (esquisto Granjeno) de protolitos basálticos, rocas básicas serpentinizadas y siliciclásticos cuya edad de metamorfismo corresponde al Mississípico Tardío (RAMÍREZ-RAMÍREZ, 1978 en CAMPA AND CONEY, 1983). Además afloran calizas y una secuencia alternada de lutitas, areniscas y conglomerados del Devónico-Pérmico. Hacia el sur del terreno, las rocas Paleozoicas consisten de secuencias volcánico-sedimentarias del Pérmico (ROSALES-LAGARDE, com.pers., 2000). La cubierta Mesozoica del Terreno Sierra Madre comprende desde capas rojas continentales y sedimentos volcánicos cuya afinidad no ha sido bien diferenciada (rift o arco). BARBOZA-GUDINO *et al.*, (1998) sugieren un ambiente de cuenca tras arco relacionada a una margen continental activa para las secuencias volcánicas en la porción más oriental del Terreno Sierra Madre. La edad mencionada es Jurásico Inferior a Medio. Sobreyaciendo a estas rocas volcánicas existen rocas carbonatadas con una evidente diferenciación batimétrica decreciente, que fueron depositadas en un ambiente post-rift y que tienen edades del Jurásico Superior al Cretácico (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1994).

3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL TERRENO GUERRERO

El Terreno Guerrero comprende la mayor parte de la porción oeste de México y fue definido como terreno tectonoestratigráfico por CAMPA Y CONEY (1983). Sus asociaciones litológicas y estratigráficas han sido interpretadas dentro de un ambiente de arco volcánico submarino (De CSERNA *et al*, 1976 ; CAMPA Y CONEY, 1983), que evolucionó durante el Neocomiano-Albiano, aunque existen áreas donde los ensambles de rocas son pre Jurásico Superior. Hay también evidencias que sugieren un ambiente de piso oceánico para el Terreno Guerrero, (ORTÍZ-HERNÁNDEZ *et al*, 1991; LAPIERRE *et al*, 1992; TALAVERA-MENDOZA *et al*, 1993; CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993a).

El Terreno Guerrero exhibe una estratigrafía muy compleja. Sus unidades litológicas son discontinuas, presentan rápidos cambios de facies y están ampliamente distribuidas. En general, la estratigrafía muestra importantes variaciones desde el norte hacia el sur dentro de todo el terreno. Hacia el norte, en los estados de Sinaloa y Baja California, los ensambles consisten de tobas y andesitas calcoalcalinas (MULLAN, 1978; ALMAZÁN VÁZQUEZ, 1988a, en TARDY *et al*, 1993) y lavas ácidas intercaladas con calizas arrecifales del Aptiano-Albiano.

En las áreas centrales, en los estados de Guanajuato y Zacatecas, se diferencian dos tipos de unidades litológicas: La primera de ellas es la secuencia de Guanajuato que consiste de un ensamble volcanoplutónico submarino intercalado con flujos de detritos calcáreos y escasos pedernales con relictos de radiolarios (MONOD *et al*, 1990; ORTIZ, *et al*, 1991, LAPIERRE *et al*, 1992a and b, en TARDY *et al*, 1993). La segunda unidad aflora en la región de Zacatecas y consiste de basaltos almohadillados y andesitas calcoalcalinas intercaladas con una gruesa secuencia volcanosedimentaria que incluye lentes de calizas micríticas que contienen radiolarios del Aptiano-Albiano (CAMPA Y RAMÍREZ, 1979; TALAVERA *et al*, 1990; GUERRERO *et al*, 1990; ORTIZ *et al*, 1991; LAPIERRE *et al*, 1992b, en TARDY *et al*, 1993).

En el sur del terreno las unidades litoestratigráficas exhiben variaciones en la geoquímica de las lavas y en sus intercalaciones sedimentarias. El control estratigráfico, geoquímico y estructural del terreno en este sector, es mayor; es por ello que la diferenciación y definición de subterrenos ha sido posible. El Terreno Guerrero, al sur del Cinturón Volcánico Mexicano, ha sido dividido en los siguientes subterrenos: Teloloapan, Arcelia-Palmar Chico y Zihuatanejo-Huetamo (TALAVERA-MENDOZA *et al*, 1993).

3.2.1 Sub-terreno Teloloapan

Constituye el sector oriental del Terreno Guerrero y limita al este con el terreno Mixteco. Estructuralmente se caracteriza por un sistema complejo de cabalgaduras con vergencia al este y que cabalga a las secuencias carbonatadas Cretácicas de la plataforma Morelos-Guerrero o de la Formación Mexcala (CAMPA Y RAMÍREZ, 1979; GUERRERO-SUÁSTEGUI *et al*, 1993). El subterreno Teloloapan consiste de una secuencia volcánica y volcanoclástica de edad Hauteriviano-Aptiano con más de 4000 m de espesor. Las rocas volcánicas son predominantemente andesitas y basaltos calcoalcalinos cuyas características geoquímicas e isotópicas indican que fueron originadas en un arco intraoceánico (TALAVERA-MENDOZA *et al*, 1993). Esta sucesión volcánica está cubierta por turbiditas volcanoclásticas, calizas arrecifales, areniscas y lutitas de edad Aptiano-Albiano (GUERRERO-SUÁSTEGUI *et al*, 1993). Toda la secuencia se encuentra intensamente deformada y presenta metamorfismo desde facies de zeolita hasta esquistos verdes.

Las estructuras tectónicas que caracterizan al sub-terreno Teloloapan consisten principalmente de esquistosidad penetrativa con lineación mineral cuya dirección es E-W, pliegues curvilineales y de funda paralelos a la lineación producidos por una fase de deformación dúctil de cizalla simple. La cinemática de las estructuras indican un desplazamiento hacia el este. Existen también estructuras que corresponden a una segunda fase de deformación, tales como pliegues abiertos y clivaje de crenulación, cuya vergencia es hacia el oeste, mismas que se exhiben también en la Formación Mexcala y que corresponden probablemente a una deformación del Paleoceno (CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993).

3.2.2 Sub-terreno Arcelia-Palmar Chico

Este subterreno está ubicado al oeste del sub-terreno Teloloapan y comprende un cinturón de rocas de 150 km de largo y 40 km de ancho. Este ensamble cabalga al subterreno Teloloapan y consiste de dos secuencias tectonomagmáticas: la secuencia de **Palmar Chico**, la cual es una sucesión compuesta de lavas basálticas almohadilladas del Albiano-Cenomaniano, brechas e hyaloclastitas intrusionadas por diques doleríticos y gabróicos (DELGADO-ARGOTE *et al.*, 1990; ORTIZ *et al.*, 1991). La cubierta sedimentaria consiste de rocas volcánicas, pedernal tobáceo, lutitas negras y algunas areniscas de grano fino. Las características geoquímicas de las rocas volcánicas sugieren un ambiente de arco insular primitivo (ORTIZ *et al.*, 1991; TALAVERA-MENDOZA *et al.*, 1993). La secuencia de **Arcelia** es una sucesión de lavas almohadilladas espilíticas a doleríticas, hialoclastitas y diques basálticos a gabroicos con pedernal tobáceo que contiene radiolarios del Albiano-Cenomaniano, turbiditas volcánicas y lutitas negras hacia la cima. Las lavas y los diques varían en afinidad desde basaltos toleíticos (N-MORB) hasta basaltos alcalinos (OIB) e indican que se formaron en un ambiente oceánico, probablemente en una cuenca tras arco. La deformación y el metamorfismo en ambas secuencias es similar (facies prehenita-pumpelíta, TALAVERA-MENDOZA *et al.*, 1993). El sub-terreno Teloloapan es cabalgado por el sub-terreno Arcelia-Palmar Chico.

3.2.3 Sub-terreno Zihuatanejo-Huetamo

Este sub-terreno aflora a lo largo de la costa del Pacífico entre Zihuatanejo y Puerto Vallarta. Las relaciones con el sub-terreno Arcelia-Palmar Chico están oscurecidas por la presencia de capas rojas Terciarias que cubren la zona de contacto. Consiste de cuatro ensambles de rocas: Los complejos Arteaga y Placeres, la secuencia de Zihuatanejo, la secuencia de Huetamo y el complejo Las Ollas (CENTENO-GARCÍA *et al.* 1993b).

Complejos Arteaga y Placeres. Estos ensambles constituyen las secuencias más antiguas del sub-terreno. Ambos complejos metamórficos están cubiertos discordantemente por rocas de arco Jurásico-Cretácico y, seguramente, representan el basamento del Terreno Guerrero en esta región. El **complejo Arteaga** (CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993a) es una secuencia de sedimentos turbidíticos siliciclásticos derivados de una fuente continental; lavas basálticas almohadilladas (N-MORB), limolitas y lutitas volcaniclásticas intercaladas con capas delgadas de caliza, bloques de pedernal y calizas (CENTENO-GARCÍA, 1994). El complejo Arteaga ha sido datado con base en su contenido de radiolarios como de edad Triásico Superior (CAMPA, 1982 en CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993a).

El complejo Placeres (CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993) consiste de una sucesión de sedimentos silíceos. Está severamente deformada y metamorfozada en facies de esquistos verdes a anfibolita. También contiene metabasitas y contiene bloques de cuarcitas y calizas (CAMPA Y CONEY, 1983; CENTENO-GARCÍA, 1994).

Las areniscas de ambos complejos están constituidas por líticos de cuarzo que provienen de una fuente reciclada. El complejo Arteaga y el complejo Placeres parecen representar un ensamble de piso oceánico deformado (CENTENO-GARCÍA *et al*, 1993a).

Secuencia de Zihuatanejo. Esta secuencia está constituida esencialmente por rocas volcánicas y volcaniclásticas que representan el cuerpo del arco sin una deformación penetrativa intensa. Es principalmente una sucesión de flujos de lavas andesíticas y dacíticas intercaladas con escasas ignimbritas, depósitos de lahares, turbiditas volcaniclásticas y, en algunas áreas, calizas arrecifales y capas rojas que contienen huellas de dinosaurios (FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA *et al*, 1978, en CENTENO-GARCÍA, 1994).

Secuencia de Huetamo. Es una sucesión sedimentaria que aparentemente fue depositada en un ambiente de cuenca trasarco. Está poco deformada y consiste de depósitos volcaniclásticos del Tithoniano con lavas almohadilladas hacia su base, turbiditas

volcanoclásticas Neocomianas y calizas arrecifales, capas rojas y escasos flujos ignimbríticos del Aptiano-Albiano. Los depósitos de conglomerado que contienen abundantes bloques de lava son comunes en toda la secuencia. Las lavas almohadilladas muestran características geoquímicas e isotópicas típicas de arcos de islas oceánicas (CENTENO-GARCÍA, 1994).

Complejo La Ollas. Sus ensambles representan un complejo de subducción tipo melánge. Está compuesto de una gran variedad de bloques exóticos de caliza, cuarcita, pedernal, toba, basaltos almohadillados, anfibolitas, gabros, así como rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas y recristalizadas bajo condiciones de presión altas (TALAVERA-MENDOZA, com. pers., 1999). Estos bloques están incluidos en una matriz cizallada de flysch y serpentina. El fechamiento radiométrico en anfíboles de gabro indican edades del Albiano a Cenomaniano (DELGADO-ARGOTE *et al*, 1990). Las características geoquímicas e isotópicas de las lavas almohadilladas y las anfibolitas indican una afinidad toleítica de arco de islas oceánico (CENTENO-GARCÍA, 1994).

3.3 ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE NORTE ENTRE EL TERRENO SIERRA MADRE Y EL TERRENO GUERRERO

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción norte del Terreno Guerrero, muy cerca del límite con el Terreno Sierra Madre (CENTENO-GARCÍA Y SILVA ROMO, 1997). La estratigrafía del Terreno Guerrero en su margen norte limítrofe con el Terreno Sierra Madre, está expuesta en las cercanías de la ciudad de Zacatecas y en algunos arroyos en la Sierra del mismo nombre, en las inmediaciones de la ciudad de Fresnillo (De CSERNA, 1976) y en la localidad de El Saucito, Zacatecas (YTA *et al*, 1991; Figura 5).

3.3.1 Terreno Guerrero

Las rocas más antiguas de la Sierra de Zacatecas están representadas por la Formación Zacatecas (BURCKHARDT AND SCALIA, 1906), constituida por una secuencia clástica-

volcanoclástica con metamorfismo de bajo grado, cuya sección tipo aflora en una ventana tectónica en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas (Arroyo La Pimienta). CENTENO-GARCÍA AND SILVA-ROMO (1997), dividen la Formación Zacatecas en dos miembros:

El miembro A está constituido por intervalos gruesos de lutitas negras interestratificadas, areniscas cuarcíferas, lavas almohadilladas y calizas de estratificación delgada (RANSON *et al*, 1982; CUEVAS PÉREZ, 1983 y MONOD Y CLAVET, 1991). El miembro B lo constituyen unidades gruesas de rocas volcanoclásticas de grano fino y brechas volcánicas intercaladas tectónicamente con el miembro A. El contacto entre ambos miembros es una falla de cabalgadura. La edad de la formación Zacatecas estimada por BURCHARDT Y SCALIA, (1906) con base en su contenido de amonites, es Triásico Superior (Nórico).

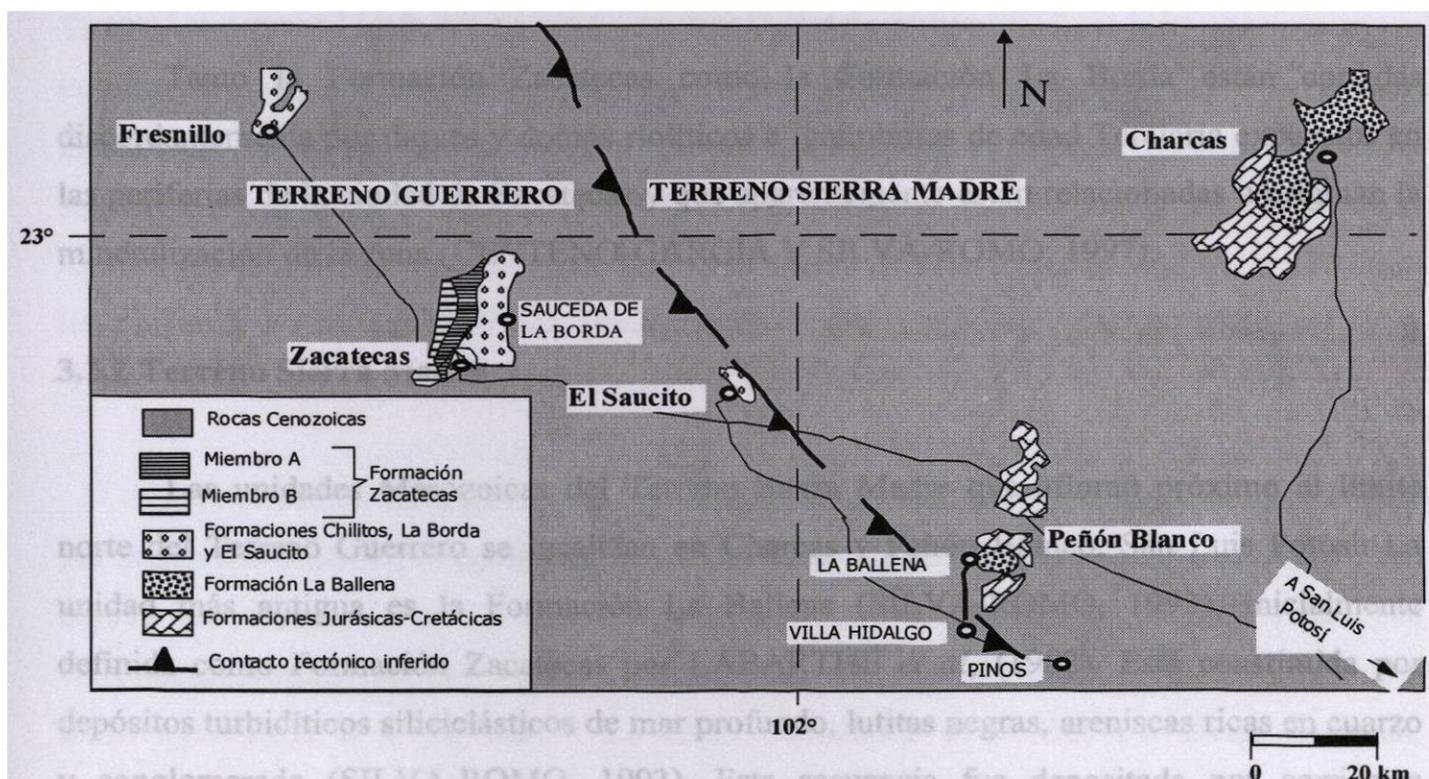


Fig.5 Mapa geológico generalizado de las unidades Mesozoicas en el área de Zacatecas y San Luis Potosí en donde se muestra el límite aproximado entre ambos terrenos (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).

La Formación Zacatecas presenta dos fases de deformación. La primera de ellas está caracterizada por una foliación incipiente a bien desarrollada, pliegues cerrados y algunas zonas de cizalla con texturas miloníticas (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997). La

segunda fase produjo cabalgamiento local y pliegues cerrados a abiertos con desarrollo local de clivaje de plano axial.

En contacto tectónico o discordante con la Formación Zacatecas, existe una secuencia de lavas andesíticas, tobas, lutitas y areniscas, denominada como Formación La Borda (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO; 1997), la cual es objeto del presente estudio. Se ha estimado para estas rocas una edad Cretácica con base en el contenido de radiolarios en capas de pedernal de la secuencia de El Saucito, al oriente de la ciudad de Zacatecas (YTA, 1991). La Formación La Borda esta bien expuesta en el camino que une a los poblados de Saucedá de la Borda y Vetagrande, y en el camino que une al poblado de Casa de Cerros con Pánuco, Zacatecas (anexo).

Tanto la Formación Zacatecas como la Formación La Borda están cortadas discordantemente por diques y domos riolíticos e ignimbritas de edad Terciaria expuestos en las periferias de la ciudad de Zacatecas y que aparentemente están relacionadas u originan la mineralización de la zona (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO; 1997).

3.3.2 Terreno Sierra Madre

Las unidades Mesozoicas del Terreno Sierra Madre que afloran próximo al límite norte del Terreno Guerrero se localizan en Charcas y Peñón Blanco, San Luis Potosí. La unidad más antigua es la Formación La Ballena (SILVA-ROMO, 1993), inicialmente definida como Formación Zacatecas por LABARTHE *et al*, (1982). Está constituida por depósitos turbidíticos siliciclásticos de mar profundo, lutitas negras, areniscas ricas en cuarzo y conglomerado (SILVA-ROMO, 1993). Esta secuencia fue depositada por corrientes turbidíticas en un ambiente de mar profundo, tal como lo demuestran sus estructuras sedimentarias. Han sido documentadas facies de abanico submarino en Peñón Blanco (SILVA-ROMO, 1993). También se han encontrado sedimentos brechados con plegamiento gravitacional en Charcas que sugieren un ambiente de depositación de pendiente. La Formación La Ballena se ha fechado con base en su contenido de amonites y bivalvos como

del Triásico Superior similares a los de la Formación Zacatecas (CANTÚ-CHAPA, 1969, en CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO; 1997).

La Formación La Ballena presenta dos fases de deformación. La primera de ellas produjo plegamiento cerrado y cizallamiento con foliación incipiente casi paralela a la estratificación. La segunda fase de deformación afectó tanto a la Ballena como a las unidades Jurásicas y Cretácicas más jóvenes. Esta segunda fase generó pliegues cerrados a abiertos y un clivaje de plano axial bien desarrollado (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).

Sobreyaciendo discordantemente a la Formación La Ballena, se encuentra la Formación Nazas, tanto en Peñón Blanco como en Charcas (SILVA-ROMO, 1993; TRISTÁN-GONZÁLEZ Y TORRES-HERNÁNDEZ, 1994). Está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas. Las lavas y las tobas son esencialmente andesíticas y están intercaladas con conglomerados que contienen fragmentos volcánicos y de areniscas similares a los de la Formación La Ballena. La edad de la Formación Nazas en estas localidades es desconocida, sin embargo existen rocas similares en Caopas-Pico de Teyra, a las cuales se les ha asignado una edad Jurásica Superior mediante fechamientos por U/Pb (JONES *et al*, 1995, en CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).

La Formación La Ballena y la Formación Nazas están sobreyacidas discordantemente por areniscas calcáreas, conglomerados y rocas carbonatadas de la Formación Zuloaga. Esta unidad fue depositada en un ambiente de plataforma y contiene invertebrados de edad Oxfordiano-Kimmerigiano (SILVA-ROMO, 1993). La Formación Zuloaga cambia transicionalmente a la Formación La Caja, compuesta de calizas fosfáticas, pedernal, areniscas, lutitas y mudstone calcáreo. Estas rocas debieron haberse depositado en un ambiente marino moderadamente profundo en un océano abierto. (SILVA-ROMO, 1993).

La Formación La Caja representa el inicio de una depositación de secuencias carbonatadas que registran eventos continuos de subsidencia, que abarcan desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. La Formación La Caja cambia transicionalmente a

rocas carbonatadas Cretácicas incluyendo las Formaciones Taraises (Berriasiano-Hauteriviano), Tamaulipas (Hauteriviano-Aptiano), Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano) e Indidura (Cenomaniano-Turoniano; SILVA-ROMO, 1993; TRISTÁN-GONZÁLEZ Y TORRES-HERNÁNDEZ, 1994). Todas estas unidades calcáreas fueron depositadas en un océano abierto relativamente poco profundo, en ambientes de plataforma interna y externa, y quizás representen la margen suroeste de la plataforma carbonatada del Noreste de México (SILVA-ROMO, 1993).

En el Cretácico Superior ocurrió un cambio en la litología y en el ambiente de depositación, cuando una sucesión de lutitas interestratificadas, areniscas y conglomerados compuestos por fragmentos volcánicos, pedernal y cuarzo fue depositada. Esta sucesión es la Formación Caracol y ha sido interpretada como un depósito de una cuenca foreland originada por la colisión del Terreno Guerrero (CENTENO-GARCÍA, 1994). La estratigrafía de ambos terrenos en las zonas más próximas a su límite se muestra en la figura 6.

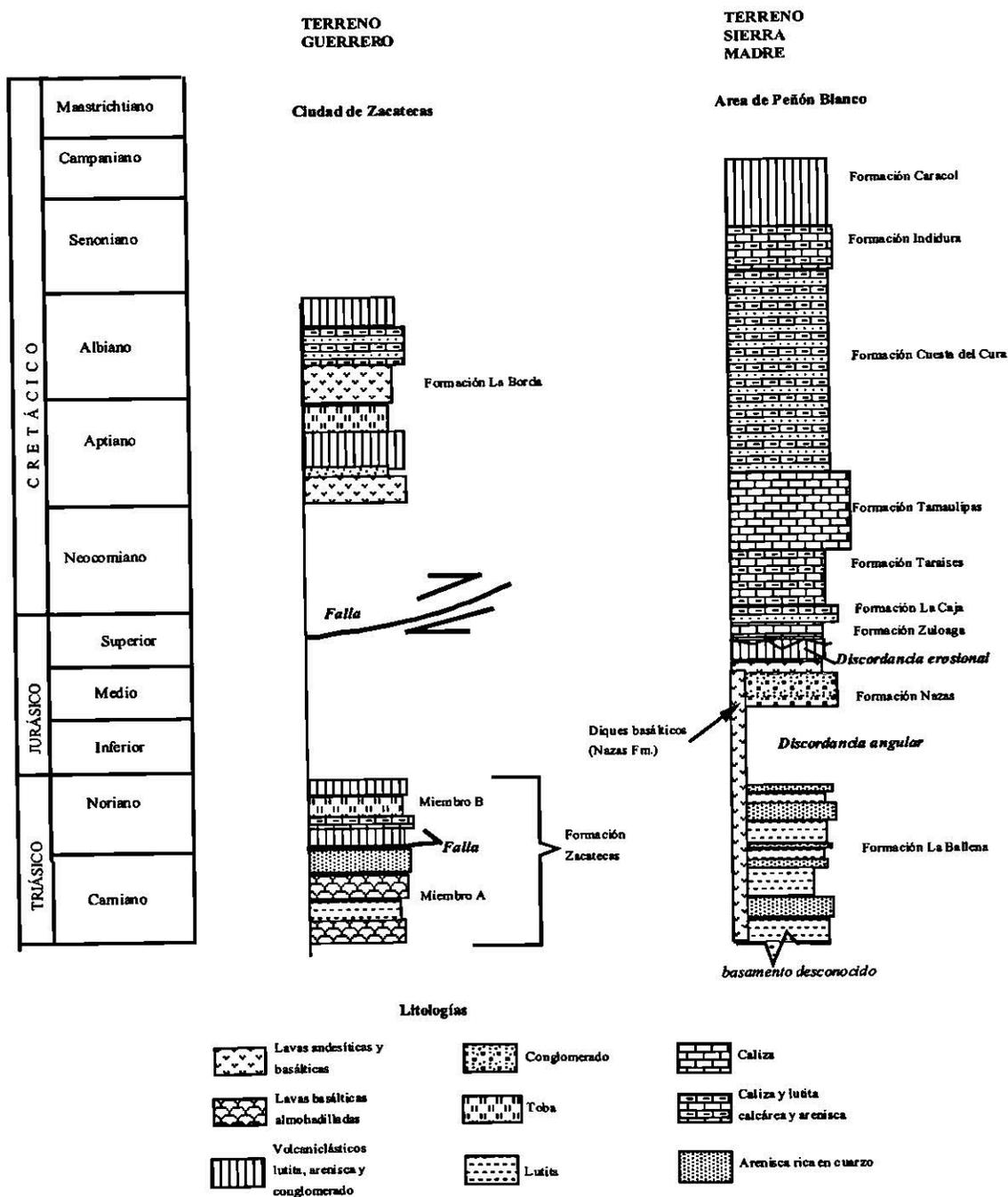


Fig. 6. Columna estratigráfica del área circundante a la ciudad de Zacatecas y del área de Peñón Blanco. Ambas áreas contienen los afloramientos más próximos al límite entre los dos terrenos (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997).

3.4 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las rocas más antiguas, pertenecientes a la Formación Zacatecas no afloran en el área de estudio. La secuencia de rocas que caracteriza la zona, pertenecen a la Formación La Borda (CENTENO-GARCÍA Y SILVA-ROMO, 1997) y están expuestas a lo largo de toda la Sierra de Zacatecas. Los mejores afloramientos están situados en los arroyos que cortan de SW a NE la sierra, principalmente en el Arroyo Grande de Pánuco, que une a la cabecera municipal de Pánuco con el poblado de Casa de Cerros, y en el arroyo del mismo nombre, que une a la planta de Beneficio de la mina de Vetagrande con Saucedá de La Borda.

La Formación La Borda en esta zona está constituida por grandes volúmenes de andesitas, lavas basálticas almohadilladas y algunos flujos piroclásticos, intrusionados por diques gabroicos y doleríticos. Dichas rocas están intercaladas con una secuencia volcanosedimentaria que incluye tobas, lahares, lutitas y limolitas silíceas que contienen fósiles de radiolarios y areniscas de grano grueso a medio, de composición volcánica. Las relaciones de contacto entre las rocas ígneas y las secuencias sedimentarias son de tipo deposicional y tectónico (Figura 7). A continuación se presenta una descripción de campo de las litologías que caracterizan a la Formación La Borda. Estas fueron agrupadas en dos miembros: Miembro Pánuco y Miembro Ciprés.

3.4.1 Miembro Pánuco.

Este miembro consiste de lavas basálticas almohadilladas y andesitas que constituyen más del 80% de las rocas que conforman el conjunto de la Formación La Borda. Las estructuras de almohadillas están claramente preservadas, pueden apreciarse cortes que muestran la zonación de enfriamiento de la almohadilla, en los arroyos pequeños al norte del poblado de Goteras, afluentes del Arroyo Grande (Figura 8). Las lavas presentan un color verde oliva a oscuro. A veces es posible observar, en las superficies de éstas, vesículas rellenas de zeolitas y/o cuarzo. En las áreas donde la alteración hidrotermal es intensa, las

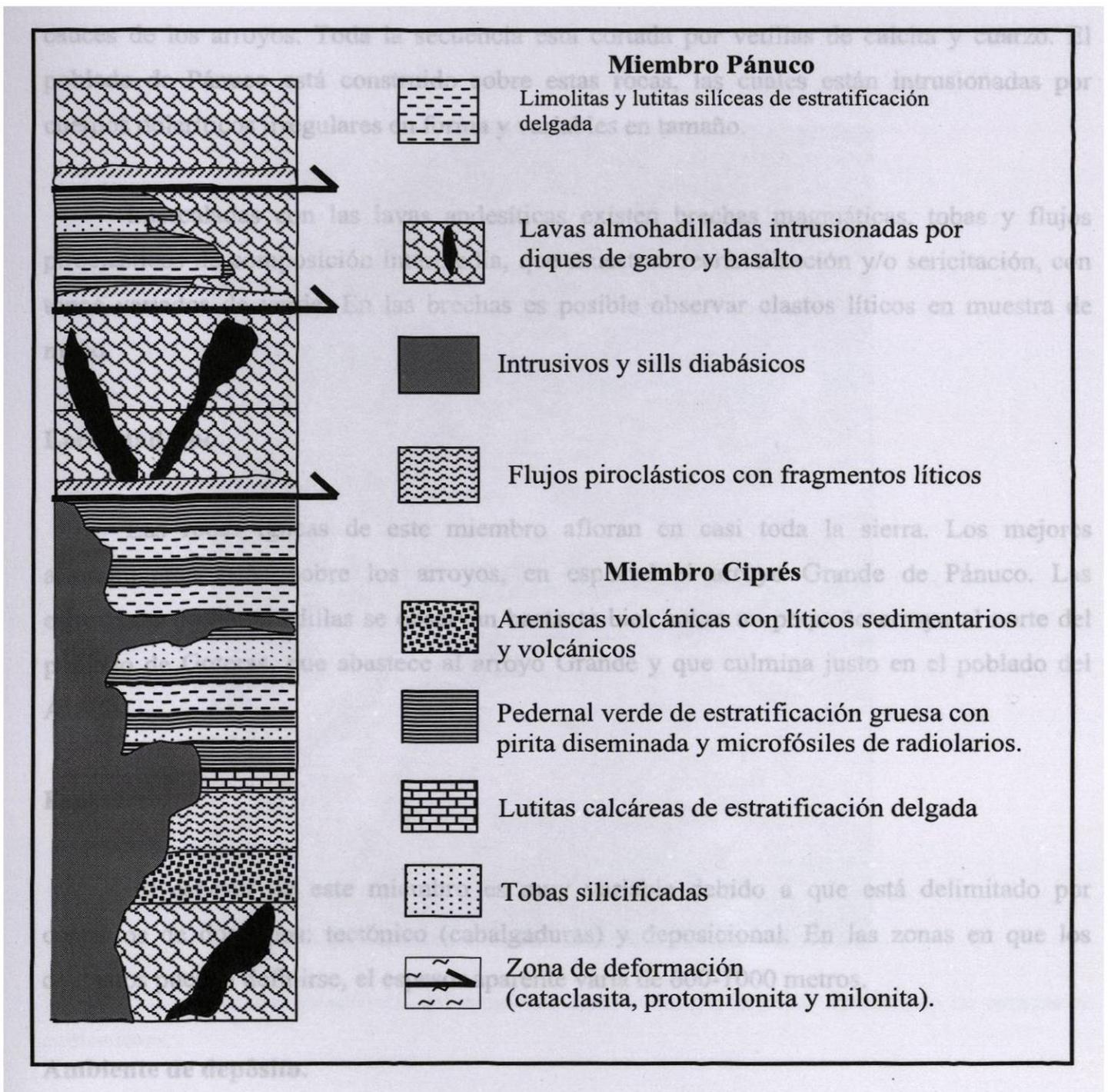


Figura 7. Columna estratigráfica-estructural de la Formación La Borda, en el área de Pánuco y Vetagrande

estructuras son poco visibles. En las zonas de cizalla, principalmente en el área de Vetagrande al este del panteón, pueden observarse las estructuras de almohada afectadas por la esquistosidad. Las lavas andesíticas se presentan como paquetes masivos y afloran en los

cauces de los arroyos. Toda la secuencia esta cortada por vetillas de calcita y cuarzo. El poblado de Pánuco está construido sobre estas rocas, las cuales están intrusionadas por cuerpos doleríticos irregulares en forma y variables en tamaño.

Intercaladas con las lavas andesíticas existen brechas magmáticas, tobas y flujos piroclásticos de composición intermedia, que muestran recristalización y/o sericitación, con tonos variados de verde. En las brechas es posible observar clastos líticos en muestra de mano.

Localidad tipo.

Las rocas ígneas de este miembro afloran en casi toda la sierra. Los mejores afloramientos están sobre los arroyos, en especial el arroyo Grande de Pánuco. Las estructuras de almohadillas se observan bastante bien sobre un pequeño arroyo al norte del poblado de Goteras, que abastece al arroyo Grande y que culmina justo en el poblado del Álamo.

Espesores.

El espesor de este miembro es muy variable debido a que está delimitado por contactos de dos tipos: tectónico (cabalgaduras) y deposicional. En las zonas en que los contactos pueden definirse, el espesor aparente varía de 600-1000 metros.

Ambiente de depósito.

La estructura y las texturas de las rocas indican procesos de erupciones submarinas con aporte de material subaéreo. Las estructuras almohadilladas indican erupciones submarinas de lava. La presencia de tobas con texturas fluidales indica que el arco volcánico tuvo eventos eruptivos de cenizas y lodo que, al contacto con el agua, formaron flujos densos que se depositaban gravitacionalmente alternando con los derrames de lavas.

SE

NW

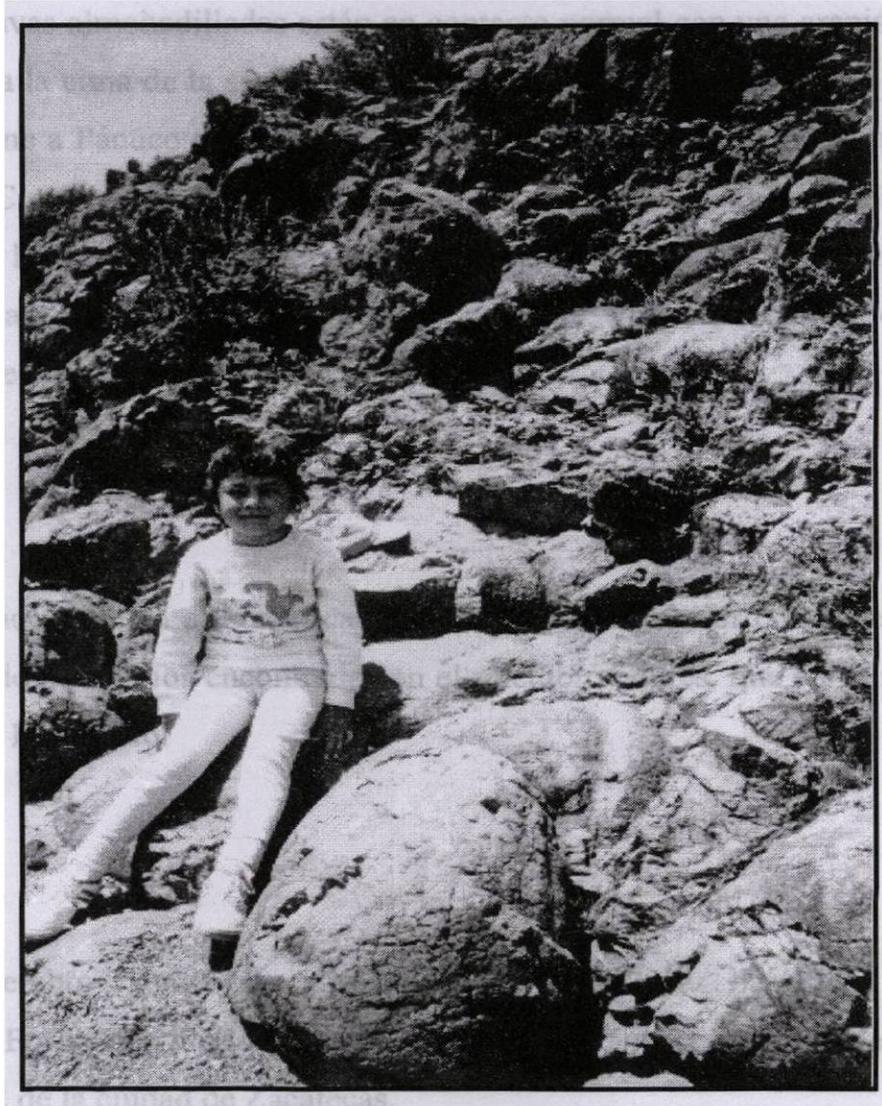


Fig. 8 Lavas basálticas almohadilladas del miembro Pánuco en las que se puede apreciar aún las cortezas de enfriamiento.

La gradación fina que muestran algunas tobas, pueden corresponder a erupciones aéreas en las que las cenizas, una vez arrojadas, estuvieron en suspensión en el agua hasta precipitarse en el fondo de la cuenca. Las rocas volcánicas del miembro Pánuco fueron depositadas en un ambiente de cuenca marina, relativamente profunda, asociada a un arco magmático de islas oceánicas.

Relaciones de contacto.

Las lavas almohadilladas están en contacto normal con una arenisca de grano grueso que representa la cima de la secuencia sedimentaria. Este contacto puede observarse sobre el camino que une a Pánuco con Casa de Cerros. En el arroyo Grande las lavas cabalgan sobre el Miembro Ciprés. En Vetagrande, al este del panteón, las lavas almohadilladas están en contacto con lavas, también mediante una zona de cizalla de 10 metros de espesor. Un contacto de carácter intrusivo también está presente, y lo representan los gabros y diques doleríticos que cortan también al miembro Ciprés.

Edad.

La edad atribuida a estas rocas es del Cretácico Inferior con base en la presencia de microfósiles de radiolarios encontrados en el miembro Ciprés, que son similares a los de las secuencias de El Saucito.

Correlación.

El miembro Pánuco es correlacionable a las lavas basálticas y andesíticas que componen la Formación Chilitos, en Fresnillo Zacatecas y a las lavas de la secuencia de El Saucito, al SE de la ciudad de Zacatecas.

3.4.2 Miembro Ciprés.

Este miembro está formado por una secuencia que aflora a lo largo del arroyo Grande de Pánuco en su margen sur. Está constituido por una sucesión de flujos piroclásticos y epiclásticos, principalmente tobas y areniscas líticas. Estas rocas se encuentran alternadas con pedernal, lutitas y limolitas silíceas que contienen microfósiles de radiolarios y cristales de pirita diseminados y con lutitas calcáreas. Los estratos tienen espesor desde unos cuantos

centímetros hasta 30 o 40 centímetros, como se aprecia al S de la ex-hacienda de los Álamos. Las unidades silíceas presentan, en general, un color verde oscuro hasta gris oscuro. En Goteras es posible observar cristales cúbicos de pirita en algunos estratos de pedernal. La cima de esta secuencia está representada por una arenisca de grano medio a grueso que contiene fragmentos líticos de lutitas y volcánicos que varían en tamaño desde unos milímetros hasta 10 o 15 centímetros.

Esta secuencia está intrusionada por diques doleríticos que se comportan a veces como lacolitos concordantes con la estratificación, tal como se aprecia en el camino a Saucedá de La Borda y al E de Goteras, en Pánuco. En Casa de Cerros y en la ex-hacienda de los Álamos la secuencia se encuentra fuertemente plegada. Estructuras primarias como estratificación cruzada, estratificación gradada e intraclastos en las areniscas, sugieren que fueron transportadas por flujos de gravedad turbidíticos (figura 9). Esta secuencia está fuertemente plegada en zonas próximas a las cabalgaduras.

Localidad tipo.

La secuencia volcanosedimentaria que caracteriza al miembro Ciprés está bien expuesta fuera del área de estudio, en el Arroyo de la Cruz, unos 600 metros antes de llegar a San Antonio del Ciprés y, dentro del área de estudio, en Casa de Cerros, Goteras y la ex-hacienda de los Álamos, sobre el arroyo Grande de Pánuco.

Espesores.

El espesor de esta secuencia en el arroyo Grande de Pánuco es de aproximadamente 50 metros. En Vetagrande el espesor alcanza también los 50 m y está intercalada tectónica y deposicionalmente con el miembro Pánuco.

SW

NE



Fig. 9 Intraclastos en la arenisca que indican depositación por flujos de gravedad. Esta arenisca está en contacto normal con el miembro Pánuco.

Ambiente de depósito

La litología que exhibe este miembro y su asociación de pedernal, radiolarios y sulfuros (pirita), sugieren un ambiente de cuenca profunda. La cantidad de detritos continentales en las areniscas es mínima (0.1%), lo cual indica que el arco estaba alejado de la influencia de la margen continental o que la margen continental no se encontraba expuesta a la erosión. La presencia de microfósiles de foraminíferos en las limolitas y la formación de carbonatos en esta secuencia, sugieren que estas pueden representar flujos calcáreos redepositados en zonas distales dentro de la misma cuenca, o que la sedimentación ocurrió encima del nivel de compensación de carbonatos. La textura y abundancia de los fragmentos volcánicos, sugiere depósitos tipo lahar y flujos de gravedad provenientes de los edificios volcánicos. En

resumen, la asociación litológica, su contenido fósil y probable paleobatimetría son características de cuencas de tras arco con actividad volcánica intensa.

Relaciones de contacto.

Los contactos de este miembro con el miembro Pánuco son de dos tipos: tectónico y deposicional. A lo largo del arroyo Grande de Pánuco es posible observar el contacto inferior y superior con el miembro Pánuco. El contacto inferior es normal y el contacto superior es tectónico. En Vetagrande el contacto superior del miembro Ciprés con el miembro Pánuco es deposicional y su contacto inferior es tectónico. Un tercer tipo de contacto, discordante, lo representan las intrusiones gabrómicas y doleríticas que cortan a ambos miembros (Figura 10).

NE

SW



Fig. 10 Dique dolerítico intrusionando a la secuencia del miembro Ciprés, al norte del arroyo Grande.

Edad.

La edad estratigráfica asignada a esta secuencia es Cretácio Inferior, con base en la similitud de los microfósiles de radiolarios que ésta contiene con los encontrados en la secuencia de El Saucito, al sureste de la ciudad de Zacatecas (YTA, com. pers. 1999) y con los de la secuencia volcanosedimentaria de Fresnillo, Zacatecas (DÁVILA-ALCOCER, 1983).

Correlación.

Al igual que el miembro Pánuco, este miembro es correlacionable con las secuencias siliciclásticas de la Formación Chilitos en Fresnillo y con la secuencia de la localidad de El Saucito, ambas en el estado de Zacatecas.

4 PETROGRAFÍA

La litología de la Formación La Borda se determinó mediante un análisis petrográfico de 30 muestras empleando un microscopio de polarización de luz transmitida. Se recolectaron muestras de la secuencia volcanosedimentaria del miembro Ciprés y de las lavas del miembro Pánuco sobre el arroyo Grande de Pánuco y en el arroyo que une a Vetagrande con Saucedá de la Borda. Las descripciones que siguen corresponden a cada una de las unidades litológicas que constituyen a ambos miembros.

4.1 MIEMBRO PÁNUCO

El miembro Pánuco está constituido por lavas almohadilladas (Figura 11), lavas andesíticas (Figura 12), diques de gabro (Figura 13), tobas líticas (Figura 14) y diques doleríticos (Figura 15), los cuales se describen a continuación.

Las lavas almohadilladas de este miembro presentan costras de enfriamiento. Bajo el microscopio éstas se caracterizan por presentar una matriz claramente vítrea con estructura fluidal en algunos sectores y abundantes agregados cristalinos radiales de feldespatos (Figura 11).



Fig. 11 Micrografía de la muestra CCR-1 que pertenece a una costra de enfriamiento de las lavas almohadilladas que muestra agregados de feldspatos radiales (Nicoles cruzados; ancho de la foto 12 mm).

Los derrames volcánicos tienen una textura microporfirítica vesicular, fenocristales de piroxeno, cuarzo y plagioclasa dentro de la matriz microcristalina. La textura es fluidal y se observa en el 70% de esta muestra. El fenocristal de mayor abundancia es piroxeno y constituye aproximadamente el 20% del volumen, presenta formas euhedrales formando algunas veces glomerocristales entre sí. Algunos cristales aislados se encuentran casi completamente reemplazados por micas. Los minerales secundarios, como cuarzo, clorita y calcita, se encuentran relleno de las vesículas presentes. No se observan minerales opacos (Figura 12).

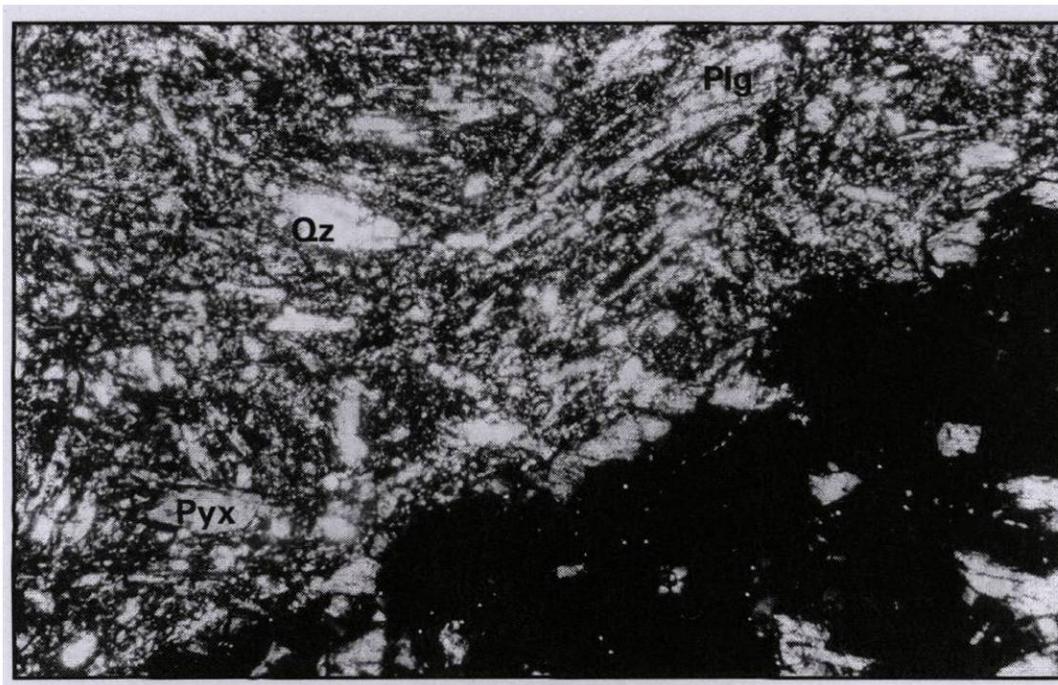


Fig. 12 Micrografía de la muestra RP-1 perteneciente a una lava andesítica con textura porfírica y fenocristales. Se aprecia que algunos de ellos presentan reemplazamientos (Nicoles cruzados; ancho de la foto 0.795 mm).

Los diques gabróticos presentan texturas intersertales (Figura 13). El mineral más abundante es labradorita y constituye un 60 % del volumen de la roca. Sus cristales son tabulares y en las superficies se observa sericitización concentrada en los núcleos. Su tamaño alcanza hasta 110 μ . Plagioclasas con zonación están presentes en menor proporción como cristales euhedrales con superficies sericitizadas. Titanaugita está presente como segundo mineral en abundancia y representa aproximadamente el 20% del volumen. Forma glomero-cristales entre sí, en algunos cristales es posible observar ocho lados y doble clivaje a 90°. Algunos cristales presentan reemplazamiento por cuarzo. El cuarzo está presente en un 5% del volumen con formas subhedrales y gran parte de éste es secundario. Hornblenda ocupa un 5% del volumen como cristales aislados. Raras veces forma glomero-cristales con piroxenos y minerales opacos. Los minerales opacos están representados por la hematita. La clorita está presente como fase de alteración, ocupando espacios intersticiales principalmente entre los cristales de plagioclasa.

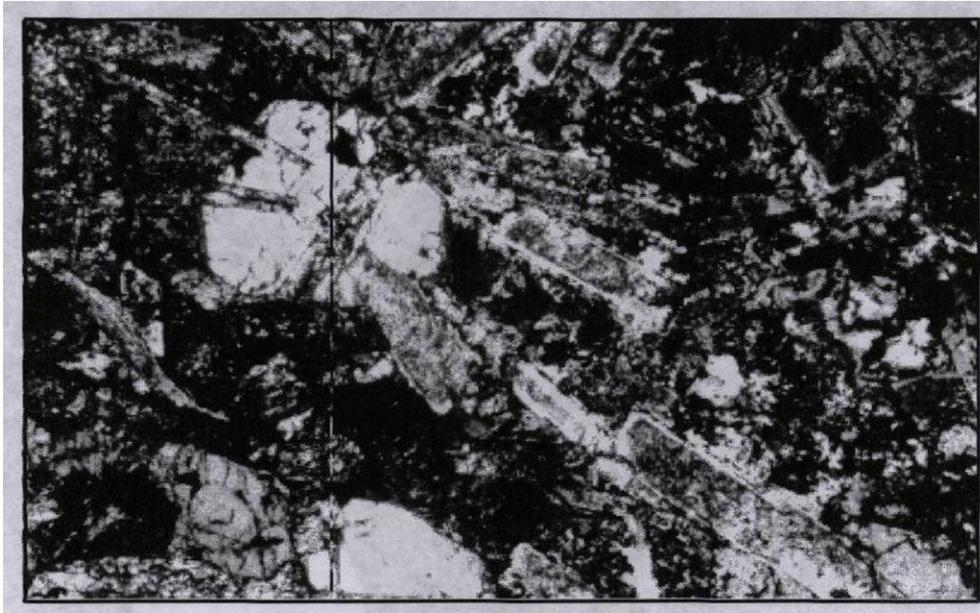


Fig. 13 Micrografía de un dique gabroico con textura intersertal (Nicoles cruzados, ancho de la foto 12 mm). Algunos ejemplos corresponden a las muestras P-01, RP-7, RP-01.

Las tobas líticas contienen fragmentos subangulares de rocas volcánicas y cristales aislados de feldespatos, cuarzo y plagioclasas principalmente (Figura 14). Los fragmentos volcánicos tienen texturas porfíricas y dentro de ellos, cristales de plagioclasa euhedrales se pueden observar claramente, así como relictos de una matriz microcristalina, probablemente rica en feldespatos, que ha sido reemplazada por clorita. Algunos otros cristales aislados han sido también reemplazados por clorita. Los minerales opacos están distribuidos en toda la matriz reemplazada.

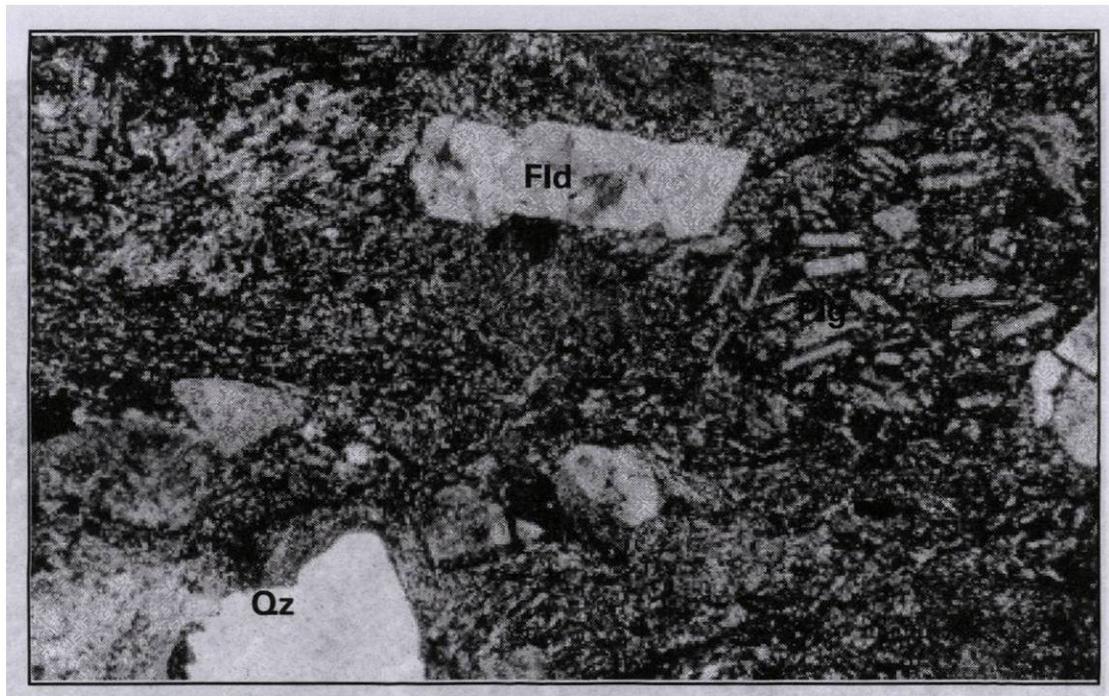


Fig. 14 Micrografía de una toba lítica con matriz reemplazada por minerales secundarios. A la derecha de la imagen, un fragmento lítico volcánico en las que se puede observar cristales de plagioclasa (nicoles cruzados; ancho de la foto 12 mm; muestra P-04).

Los diques doleríticos presentan texturas porfiríticas con una matriz microcristalina compuesta por plagioclasas tabulares con maclas polisintéticas y cuarzo que constituye el 60% del volumen de la roca (Figura 15). Los microcristales de plagioclasa alcanzan hasta 0.2 mm de longitud. Además se presentan clinopiroxenos como fenocristales subhedrales, casi siempre aglomerados entre sí, así como cristales aislados. Los clinopiroxenos constituyen el 25% del volumen total de la roca. Los minerales opacos están presentes en un 15% de la muestra como microcristales isogranulares distribuidos homogéneamente. Como fase mineral de alteración está presente la clorita. Otros reemplazamientos posteriores están representadas por calcita que rellenan fracturas. Es importante destacar que los diques doleríticos intrusionan a ambos miembros.

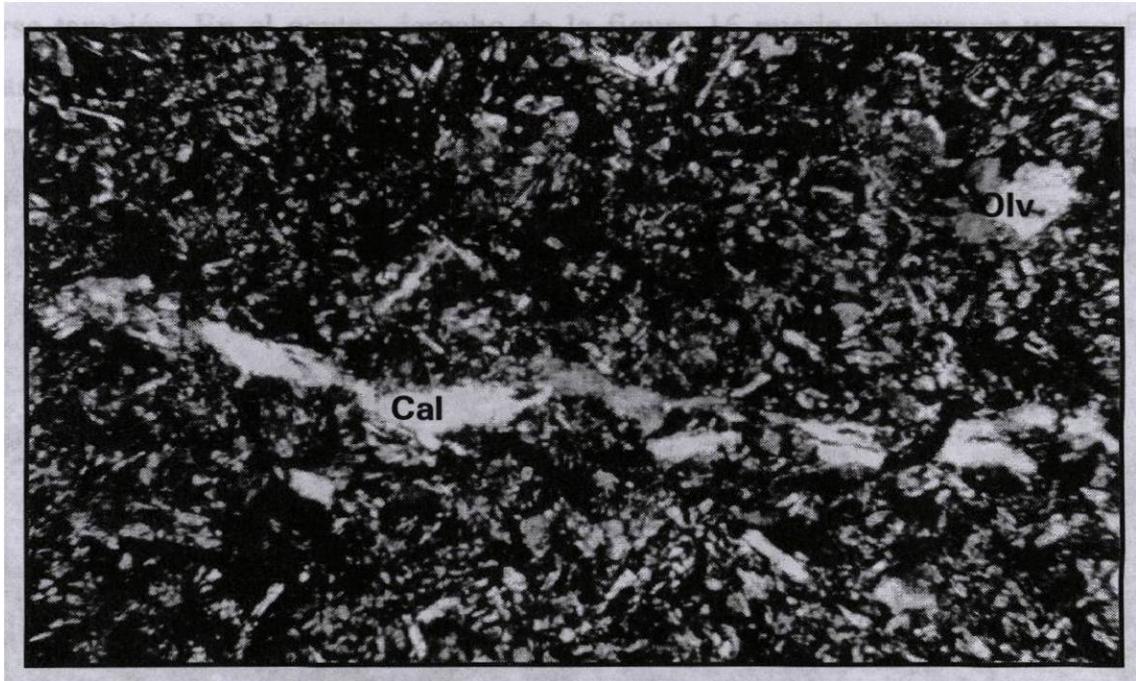


Fig. 15 Micrografía que muestra la textura porfírica de un dique dolerítico. Fracturas posteriores rellenas de calcita cortan la roca (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RS-2).

4.2 MIEMBRO CIPRÉS

El miembro Ciprés está compuesto por flujos piroclásticos (Figuras 16 y 17), pedernal (Figura 17), litarenitas de composición volcánica (Figura 18), y lutitas calcáreas, las cuales, a continuación, se describen en detalle.

Dentro de la secuencia volcanosedimentaria de este miembro existe un flujo piroclástico submarino de composición dacítica (Figura 16). Se presentan texturas fluidales que envuelven cristales de feldespatos y minerales opacos. El cuarzo está presente en cristales subhedrales. Se observan también abundantes cristales de hematita que se presentan como cristales hexagonales que alcanzan algunos milímetros de tamaño y fragmentos líticos de limolitas de grano muy fino. Estos últimos se concentran hacia la base de la sección. La deformación en la muestra es incipiente. Solamente algunos cristales y fragmentos líticos

muestran desarrollo de micas en sus bordes y el desarrollo de algunas bandas de cizalla puede apreciarse también. En el centro derecho de la figura 16 puede observarse un porfiroclasto con colas asimétricas que nos indican sentidos de cizalla en la roca.

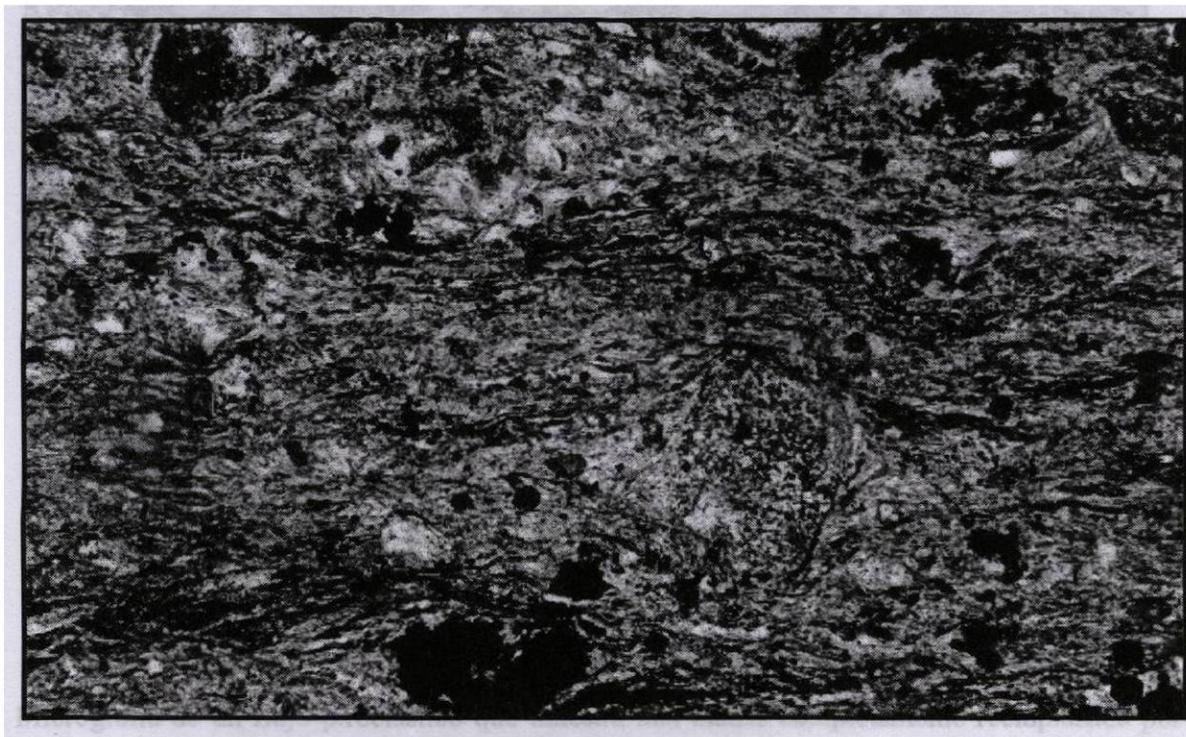


Fig. 16 Micrografía de roca que muestra la textura fluidal de un flujo piroclástico. El cristal grande inferior es hematita (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-21)

Otro ejemplo de rocas que representan flujos piroclásticos corresponde a la muestra RS-6. Esta es una roca ígnea extrusiva que ha sido casi en su totalidad reemplazado. Hay relictos de fenocristales sobre una matriz microcristalina reemplazada casi en su totalidad por clorita (Figura 17). En algunas zonas de la sección hay cuarzo de reemplazamiento. Los fenocristales que aún se observan son de cuarzo, feldespato y plagioclasa (con maclas polisintéticas) euhedrales a subhedrales en ocasiones con intercrecimiento. En algunos cristales de plagioclasa, las superficies han sido parcialmente reemplazadas por calcita. Minerales como cuarzo y calcita se presentan también como minerales de relleno en microfracturas. Aunque escasos, los fragmentos líticos en la muestra pudieran sugerir un evento piroclástico.

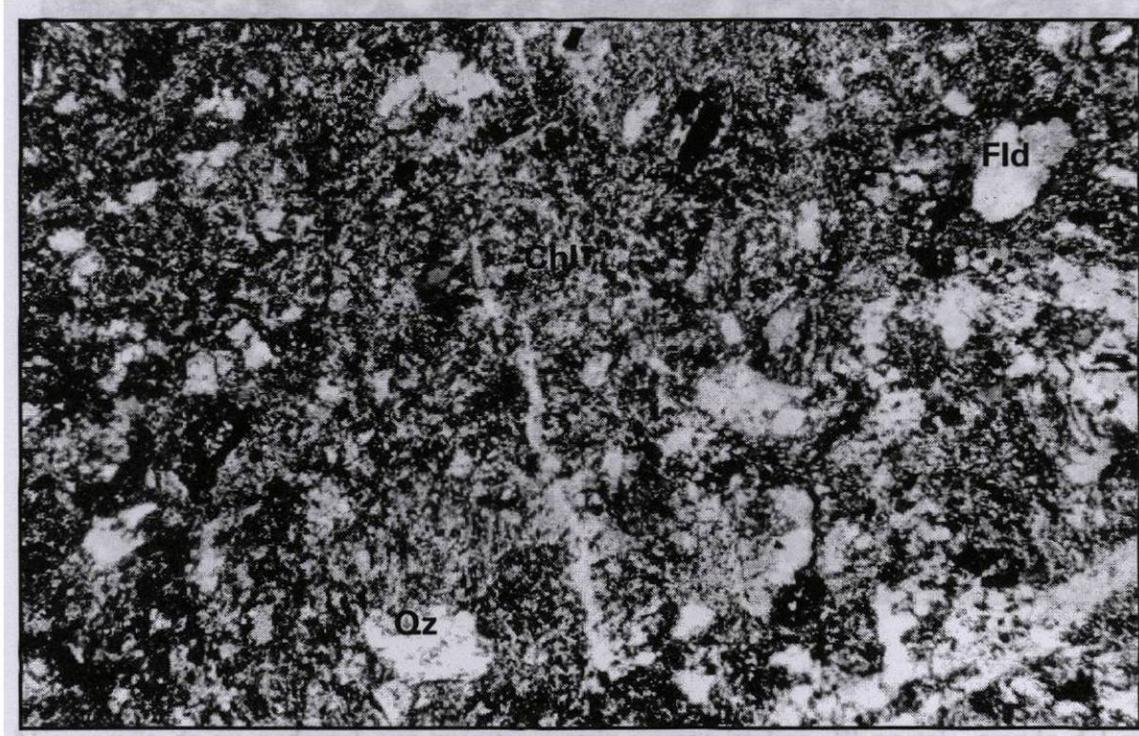


Fig. 17 Micrografía de un flujo piroclástico que muestra una matriz completamente reemplazada por clorita. Hay relictos de cristales y escasos fragmentos líticos (Nicoles cruzados, 12 mm; muestra RS-6).

Como es obvio en los pedernales, el cuarzo es el principal componente de estos materiales y constituye la matriz microcristalina, como cristales anhedrales a subhedrales y constituye el 90% de la roca (Figura 18). Las plagioclasas están presentes como fenocristales euhedrales con maclas polisintéticas en menor cantidad (menor al 10%) y que podrían ser diagenéticos. Los minerales opacos también están presentes en un mínimo porcentaje como microcristales. La roca presenta laminación horizontal, determinada por el acomodamiento de los cristales de mayor tamaño y los minerales opacos que, inclusive, puede observarse en muestra de mano. No se observan evidencias de deformación. La roca está cortada por fracturas que han sido rellenadas de calcita.

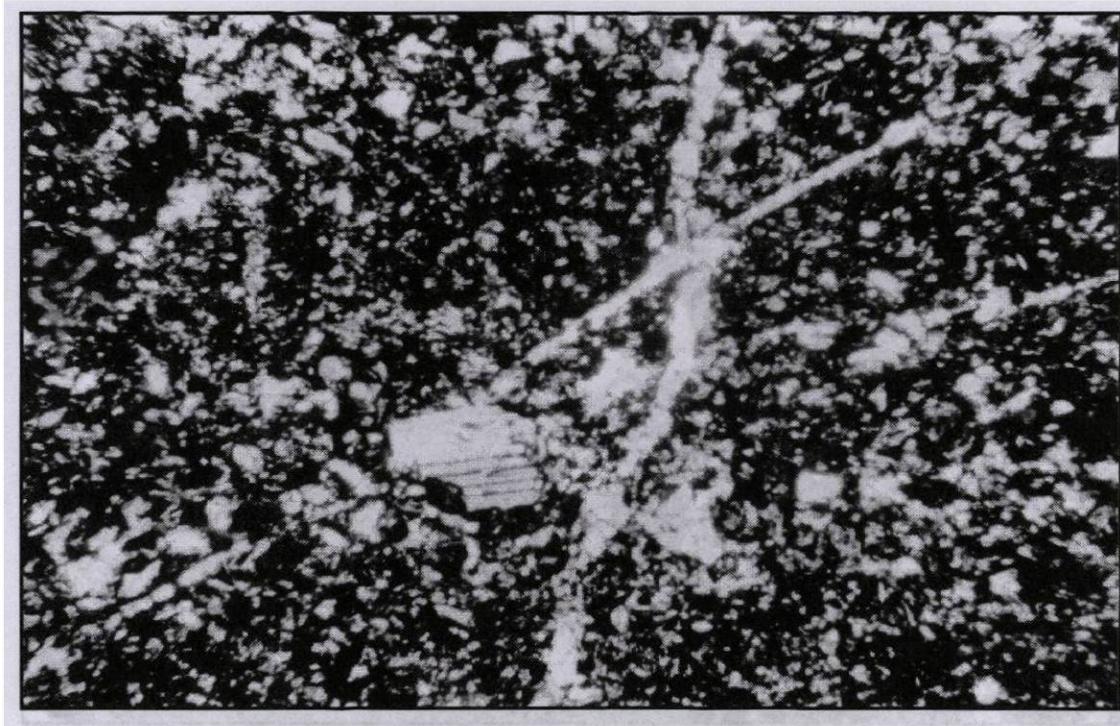


Fig. 18 Micrografía de un pedernal que muestra matriz microcristalina. El cristal grande del centro de la fotografía es de albita. Fracturas posteriores rellenas de calcita cortan la roca (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12mm; muestra RP-19).

Las litarenitas de composición volcánica representan la cima del miembro Ciprés. Están constituidas principalmente por fragmentos líticos que pertenecen a rocas sedimentarias y volcánicas cuyas estructuras y texturas aún pueden observarse (Figura 19). Estos alcanzan hasta 3 mm de diámetro. Uno de ellos se observa en la esquina inferior derecha de la figura 19. También existen cristales de feldespatos redondeados a subredondeados que muestran fracturamiento y, ocasionalmente, superficies alteradas a clorita. Los cristales de cuarzo constituyen el 10% de la muestra y están presentes como cristales recristalizados subredondeados. Las plagioclasas también están presentes en menos del 10% de la muestra como cristales tabulares con superficies reemplazadas por clorita. Las maclas polisintéticas se aprecian solo en escasos cristales. El cementante ha sido reemplazado por clorita. Los minerales opacos se encuentran distribuidos homogéneamente en toda la muestra y algunos granos están suturados o presentan dislocaciones y reemplazamiento de micas.

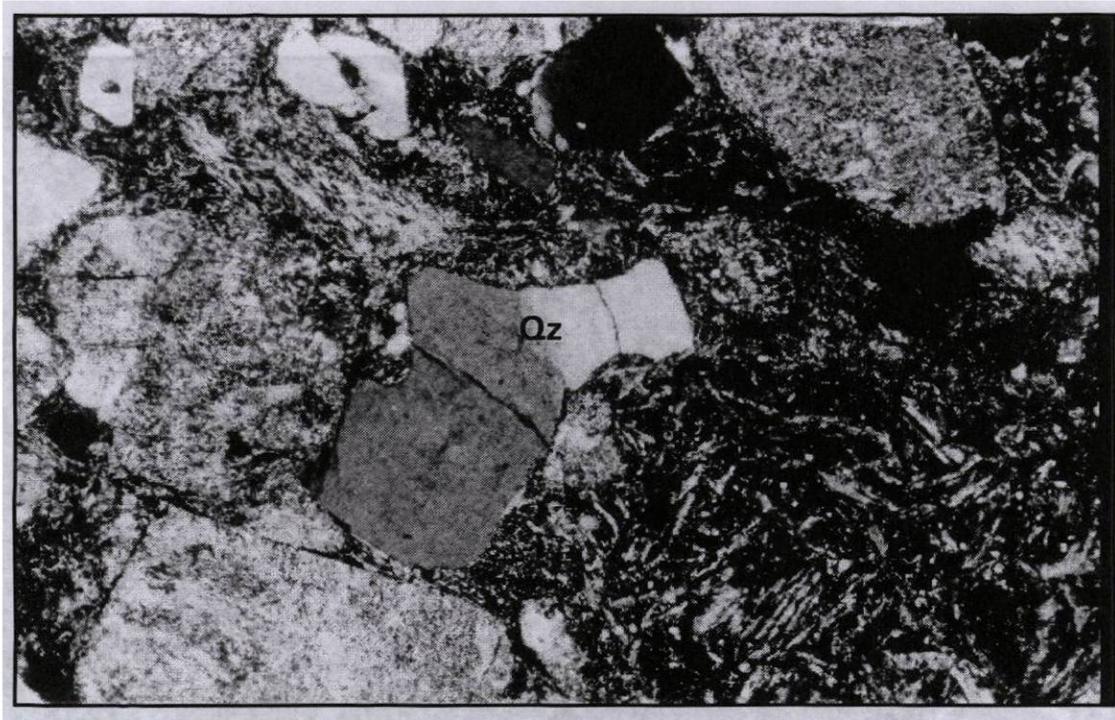


Fig. 19 Micrografía de una arenisca de composición principalmente volcánica. El fragmento grande en la esquina inferior derecha es volcánico (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-15).

Las limolitas silíceas del miembro Ciprés presentan una granulometría muy fina. Están compuestas por sílice microcristalino (Figura 20a). Presentan microlaminación evidenciada por la alineación horizontal ondulada de los minerales opacos, que se aprecia en el resto de la muestra y a menor aumento. El contenido de microfósiles es abundante, principalmente de radiolarios y de espículas de esponjas (Figura 21b). Las paredes de los esqueletos de estos microorganismos han sido parcialmente destruidas y reemplazadas por minerales secundarios como clorita, epidota y pirita. Las estructuras de esqueleto más grandes alcanzan los 22.5 μ .

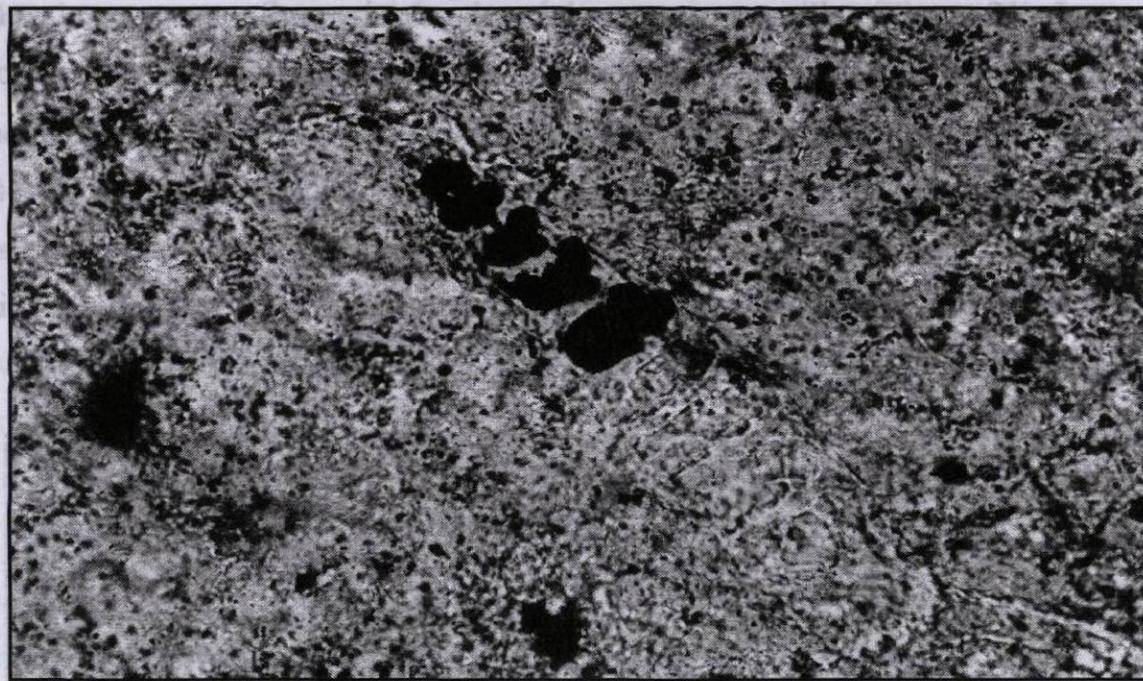


Fig. 20a Micrografía de una limolita silícea en la que se observa el esqueleto de un radiolario reemplazado por pirita (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 0.795 mm, muestra RP-17)

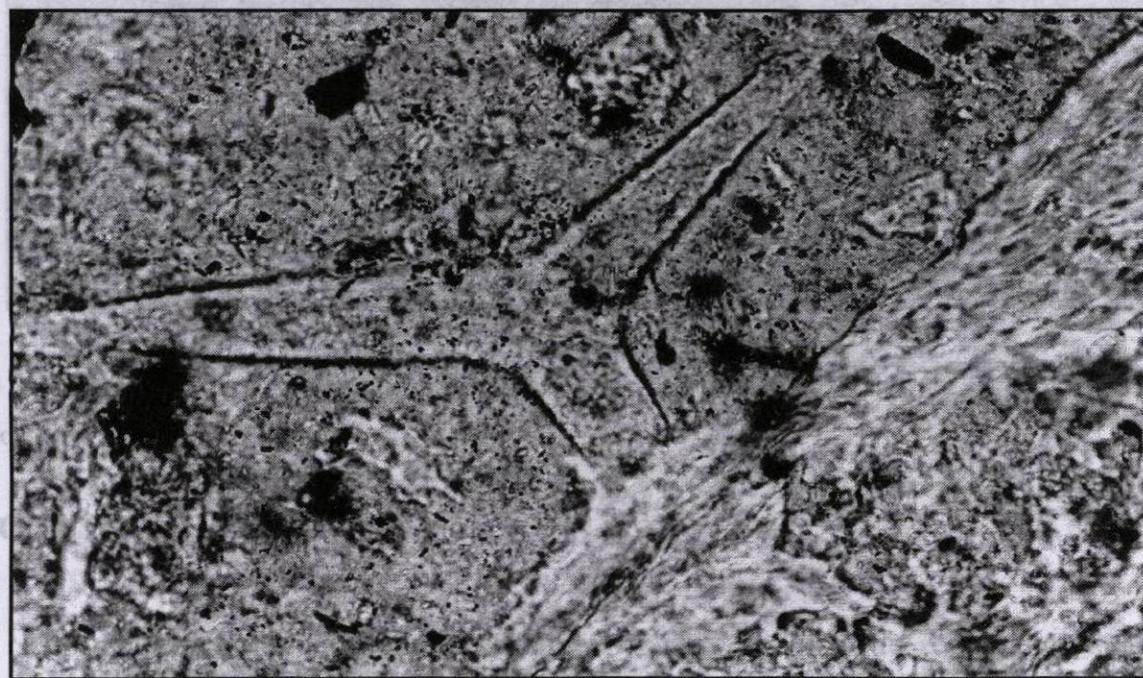


Fig. 20b. Micrografía de la roca anterior en la que se observan espículas de esponjas silíceas (Nicoles paralelos; ancho de la foto: 0.795 mm).

Otras de las litologías presentes corresponden a lutitas calcáreas que presentan tamaños de grano muy fino, cristales de calcita, cuarzo y arcillas (Figura 21). Los cristales de cuarzo son escasos y están deformados. Se observa laminación horizontal como estructura sedimentaria con intercalaciones de material más fino con material poco más grueso. Los cristales de calcita de diámetro mayor están redondeados y a veces ovalados, lo cual indica que esta roca pudo haberse formado por un flujo calcáreo o que presenten una deformación muy incipiente. Las fracturas posteriores cortan la estratificación y entre estos planos se observan minerales opacos.

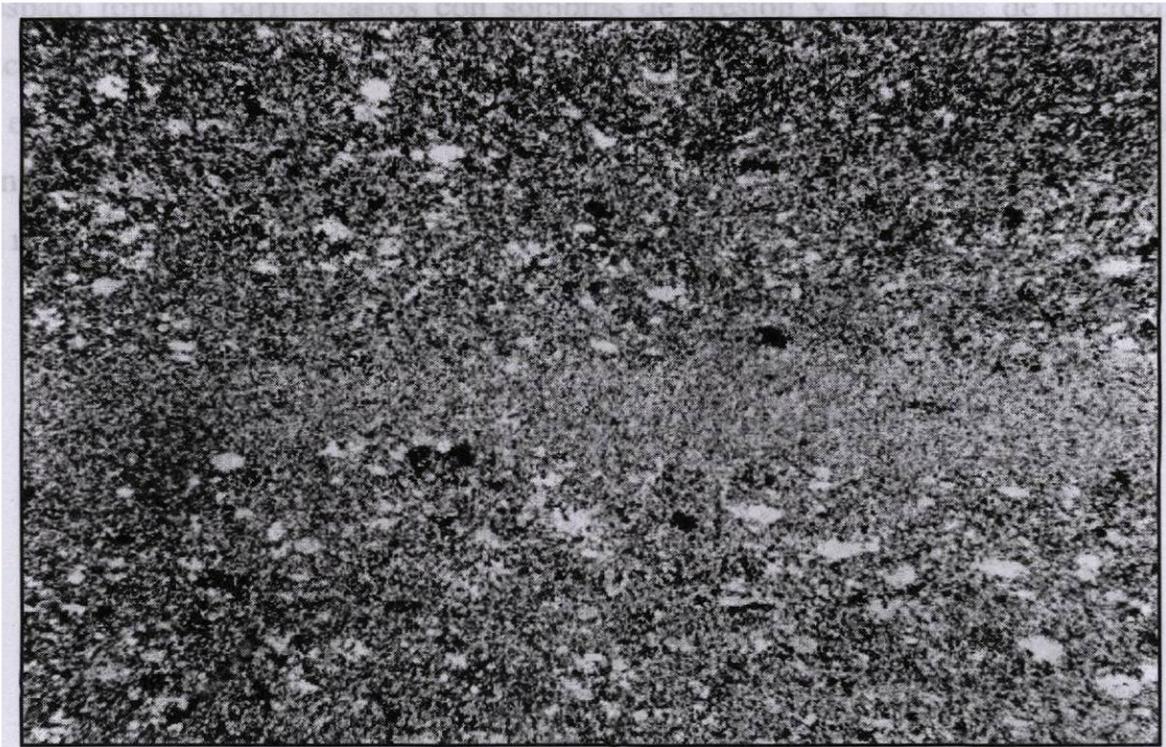


Fig. 21 Micrografía de una lutita calcárea que muestra intercalación de material grueso y material fino (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 12 mm; muestra RP-22).

4.3 ZONAS DE CIZALLA

Las descripciones siguientes pertenecen a las muestras de roca recolectadas en las zonas de cizalla en Pánuco y Vetagrande. Los indicadores cinemáticos que exhiben estas rocas cizalladas sirvieron en la determinación del sentido general de la cizalla en toda el área de estudio.

Las rocas principales identificadas dentro de las zonas de cizalla corresponden a limolitas miloníticas (Figura 22), esquistos de mica miloníticos (Figura 23), y metasedimentos (Figura 24), las cuales a continuación, se describen a detalle.

Las rocas limolíticas dentro de la zona de cizalla presentan una textura milonítica. Están constituida principalmente por microcristales de cuarzo y feldespato (Figura 22). La matriz ha sido reemplazada parcialmente por clorita. Algunos megacristales de cuarzo y feldespato forman porfiroclastos con sombras de presión y, en zonas de microcizalla, las estructuras ribbon o estiramiento del cuarzo se pueden apreciar con claridad. La foliación (S_1) es paralela a la estratificación y las estructuras de kink bands (S_2) representan un segundo evento de deformación (Figura 22). Los megacristales constituyen menos del 10% de la roca. Los minerales opacos siguen los planos S_1 .



Fig. 22 Micrografía de una limolita milonitizada. Se puede observar en ella kink bands (S_2) que pliegan a la foliación (S_1) (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 3.5 mm; muestra RS-8). Esta muestra fue tomada en un punto próximo a la zona de cizalla en Vetagrande.

Dentro de las zonas de cizalla, existen también esquistos de mica con texturas miloníticas (Figura 23). Este esquisto presenta una textura de ese tipo. La matriz es de grano muy fino compuesto principalmente por feldespato y muscovita. El cuarzo está presente en un porcentaje menor. Los cristales de feldespatos están presentes como porfiroclastos que muestran colas asimétricas definidas por el crecimiento de micas y recristalización de cuarzo en las periferias. Están presentes también minerales insolubles a lo largo de los planos de foliación S_1 . Un segundo evento de deformación está representado por estructuras kink bands (S_2), que cortan a S_1 .

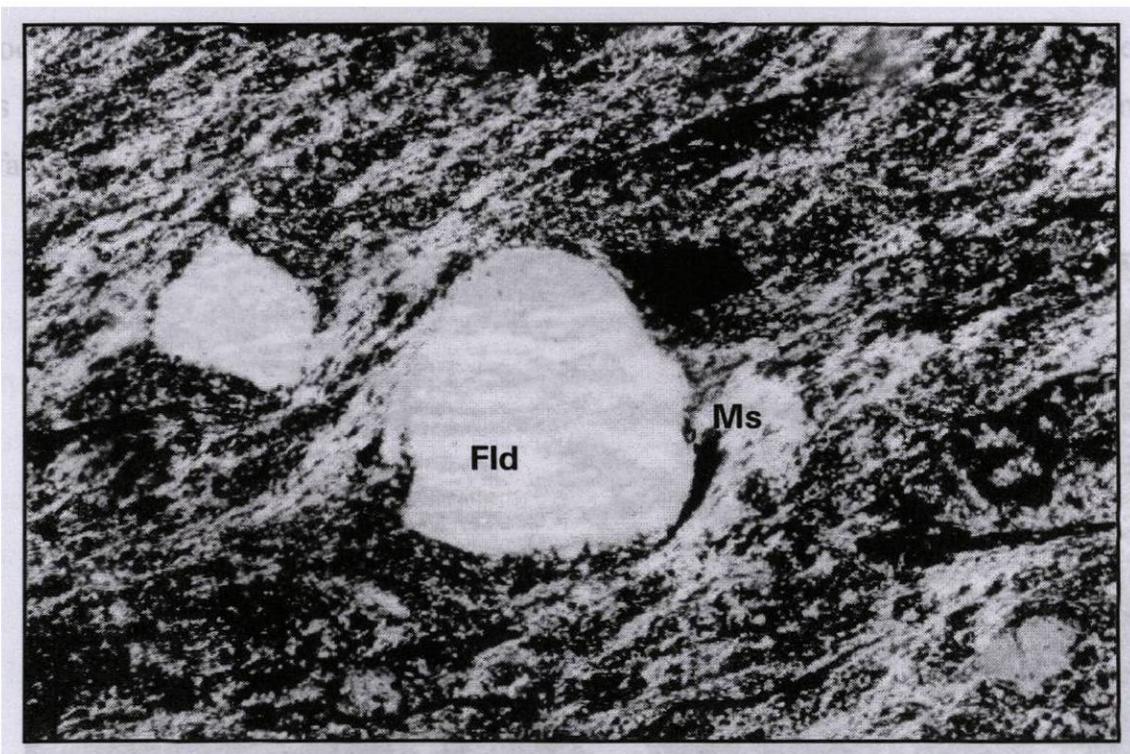


Fig. 23 Micrografía de un esquisto de muscovita en la que se observa un porfiroclasto de feldespato con colas asimétricas. Este tipo de indicadores ayudaron a determinar el sentido y la orientación de la cizalla en el área de estudio (Nicoles cruzados; ancho de la foto: 0.122 mm; muestra RS-9a).

Dentro de las zonas de cizalla un tercer tipo de roca representado por metasedimentos fue indentificada. Estas rocas de la secuencia volcanosedimentaria del miembro Ciprés, en los puntos próximos a la zonas de cizalla, presentan una variedad textural en sentido perpendicular a la estratificación (S_0). Una textura protomilonítica domina algunos horizontes de la muestra. Los porfiroclastos de cuarzo y feldespato están incluidos en una matriz foliada de grano fino, compuesta principalmente por cuarzo y muscovita. Estos porfiroclastos muestran incipientes colas asimétricas con cristalización de micas en sus periferias. Las bandas de cuarzo estirado están presentes en toda la roca (Figura 24). En general, la roca no ha sufrido una disminución importante en el tamaño del grano. Los minerales opacos aislados son poco frecuentes y la hematización predomina en la roca siguiendo planos de foliación que es paralela a la estratificación. Por su asociación mineral, esta roca se encuentra dentro de la facies de esquistos verdes.

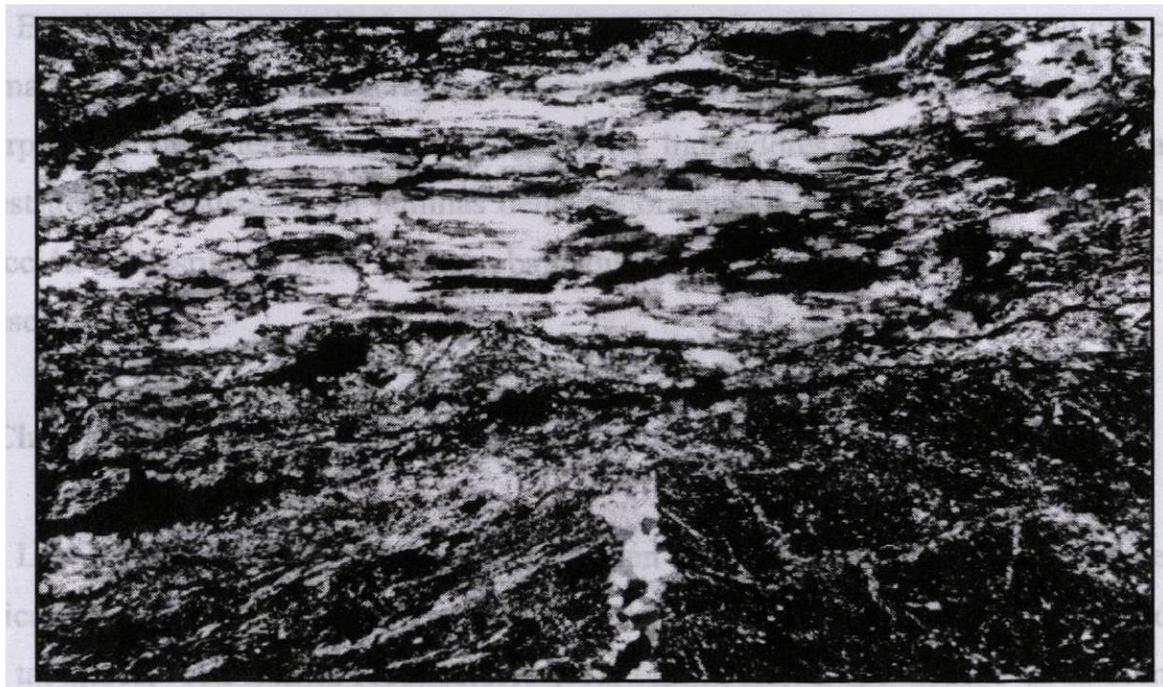


Fig. 24 Micrografía de metasedimentos próximos a la zona de cizalla de Pánuco. En la parte superior se observa cuarzo estirado en la dirección de cizalla (Nicoles cruzados; ancho de la foto:12 mm, muestra RP-16).

5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

5.1 CONCEPTOS TEÓRICOS

En las reconstrucciones e interpretaciones evolutivas de un terreno tectonoestratigráfico, el análisis de las estructuras desarrolladas durante la deformación constituye una herramienta indispensable para establecer su historia tectónica. En este capítulo se describen brevemente algunos conceptos teóricos relativos a la deformación compresiva y sus productos, que no son otra cosa que indicadores del sentido y dirección del movimiento, determinantes en el análisis cinemático en cualquier región de la corteza que haya sido afectada por una o varias deformaciones.

En el segundo apartado de este capítulo se describen las estructuras que caracterizan a la Formación La Borda en la Sierra de Zacatecas. En detalle se analizan las zonas de cizalla y se interpretaron las orientaciones y sentido de los indicadores cinemáticos identificados. Las microestructuras analizadas en láminas delgadas orientadas, sirvieron en la determinación de la dirección de desplazamiento de las cabalgaduras en esta región, por lo cual se incluyen en esta descripción.

5.1.1 Cizalla

Las rocas sometidas a cualquier régimen de esfuerzos que exceda su resistencia mecánica, tienden a deformarse permanentemente a lo largo de zonas de deformación más o menos tabulares, con límites reconocibles y cartografiables. Dependiendo de la composición química, el contenido de agua, la velocidad de deformación, la temperatura y la presión confinante, el mecanismo de deformación puede ser cristal-plástico o quebradizo (MARSHAK AND MITRA, 1988). Algo muy importante es poder determinar el sentido del movimiento de una zona de cizalla, ya que uno de los objetivos del análisis estructural es reconstruir la cinemática de las rocas deformadas para así poder reconstruir la geometría inicial de los cuerpos rocosos.

Los dos tipos generales de deformación experimentada por los cuerpos rocosos son la cizalla simple y la cizalla pura (TWISS y MOORES, 1992). La cizalla simple se define como la deformación entre dos límites rectilíneos paralelos entre sí, cuando uno de los límites se desplaza paralelo así mismo con respecto a otro. La magnitud de la deformación por cizalla simple se puede cuantificar con el ángulo de cizalla (ψ) o más comúnmente con $\gamma = \tan(\psi)$; γ tiene un rango de $-\infty$ a ∞ . Todas las partículas del material deformante se desplazan sobre rectas paralelas a los bordes de la zona de cizalla, que definen la dirección de cizalla (Figura 25).

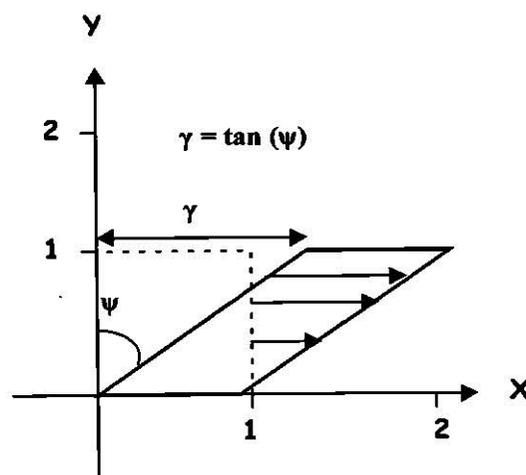


Fig. 25 Esquema que ilustra algunas de las características de la cizalla simple. El movimiento paralelo de las partículas (flechas) es en la dirección de cizalla (TWISS y MOORES, 1993).

Cualquier deformación homogénea puede ser representada por una **elipse de deformación**, que es la forma que adquiere un círculo unitario durante la deformación. La elipse de deformación se define por la longitud de sus ejes X y Y ($X > Y$) y la orientación de su eje mayor, quedando de esta manera definidos tanto la forma como la orientación de la elipse. Un evento deformacional es el producto de una serie de incrementos de deformación que son aplicados, progresivamente, produciendo en cada paso una **deformación finita**, si para un estadio de deformación arbitraria, aumentamos el número de deformaciones incrementales infinitamente, cada incremento corresponde a una deformación infinitesimal. En el régimen deformacional de **cizalla simple**, la elipse de la deformación finita gira en el sentido de la

cizalla con cada incremento de la deformación (Figura 26), mientras que en la **cizalla pura**, la elipse de deformación finita guarda la misma orientación después de cada incremento de deformación (TWISS y MOORES, 1992).

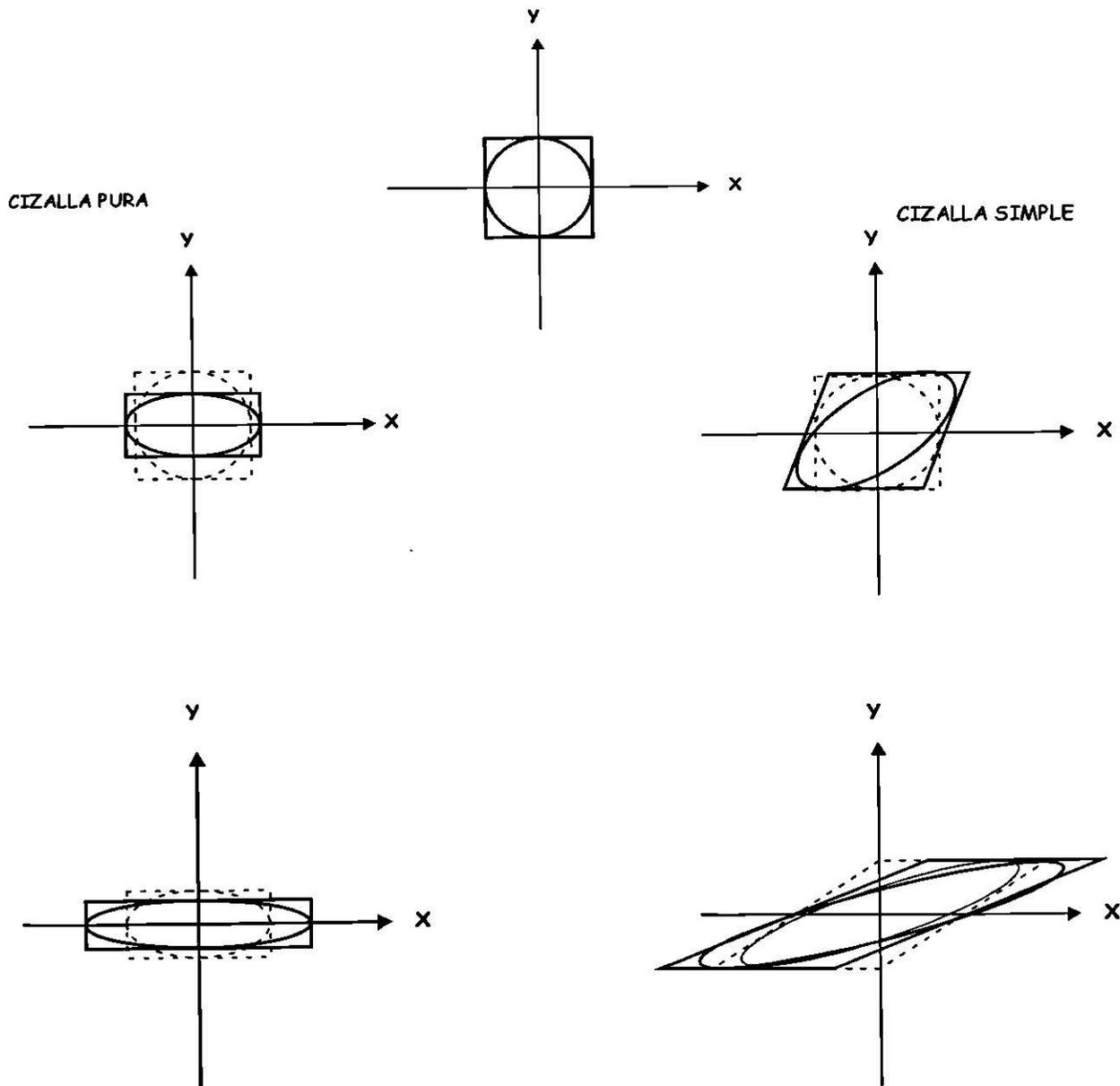


Fig. 26 Comparación geométrica de los sistemas de cizalla pura y simple, indicando la rotación progresiva de la elipse de deformación finita con cada incremento de cizalla simple.

La componente rotacional de la cizalla simple, es la responsable del desarrollo de estructuras asimétricas que nos permiten resolver el sentido de la cizalla en una zona de deformación. Además, la relación entre las orientaciones de las elipses de deformación incremental y la de deformación finita, contribuyen al desarrollo de estructuras asimétricas. La determinación del sentido de la cizalla simple siempre se hará en un plano perpendicular a la foliación o a los límites de la zona de cizalla y paralelo a la dirección de máxima extensión finita (TOLSON, 1996).

5.1.2 Algunos indicadores cinemáticos presentes en zonas de cizalla

Pliegues

Los pliegues formados por capas inicialmente paralelas al plano de cizalla indican el sentido correcto de la cizalla. Sin embargo los pliegues formados en capas transversales a la zona de cizalla pueden mostrar tanto el sentido correcto como el sentido incorrecto del desplazamiento. Este problema hace que los pliegues sean de los indicadores cinemáticos más ambiguos y que su estudio requiere de mucha precaución, sobre todo cuando no se cuenta con otras estructuras indicadoras del movimiento (MARSHAK AND MITRA, 1988).

Lineaciones

Las rocas cizalladas generalmente desarrollan una lineación por extensión cuya orientación es subparalela a la dirección de la cizalla. Estas lineaciones por sí solas no indican el sentido de la cizalla, pero nos ayudan a determinar la dirección de ésta.

Planos s/c

BERTHÉ *et al.* (1979) describió estas estructuras por primera vez. Las estructuras s/c consisten de pequeños planos de cizalla separados por milímetros o centímetros entre sí, y orientados subparalelos a los bordes de la zona de cizalla principal. El crecimiento de micas con su plano basal orientado paralelo a la dirección de máxima extensión, desarrolla un plano

de esquistosidad que forma un ángulo agudo con la dirección de la cizalla. Los planos s/c definen una lineación de intersección perpendicular a la dirección de cizalla. Estas estructuras se desarrollan durante las etapas iniciales de una deformación.

Porfiroclastos con colas asimétricas

Cuando las rocas son sometidas a un proceso de milonitización existen generalmente procesos de recristalización dinámica importantes. Si un porfiroclasto se ve involucrado en dichos procesos, la recristalización ocurre en sus bordes. El material recristalizado en el perímetro del cristal, tiende a ser arrastrado tanto por el porfiroclasto al rotar como por la cizalla, lo cual da como resultado colas asimétricas dispuestas alrededor del porfiroclasto. Estas microestructuras son buenos indicadores del sentido de la deformación (SIMPSON Y PASSCHIER, 1986, en TOLSON, 1996).

Vetillas escalonadas

Las vetillas de extensión son frecuentes en zonas de cizalla. Generalmente se presentan rellenas de cuarzo y calcita y se forman a aproximadamente 45° de la dirección principal de cizalla. Una vez cristalizadas pueden ser plegadas y rotadas, adquiriendo una geometría sigmoidal. Si la deformación es progresiva, pueden desarrollarse nuevas generaciones de vetillas. (DURNEY y RAMSAY, 1973, en TOLSON, 1996).

Lineación de fibras minerales

Generalmente las fallas desarrollan fibras minerales que son precipitadas durante el desplazamiento. La dirección de los escalones que se forman indican la dirección del deslizamiento (DURNEY y RAMSAY, 1973, en TOLSON, 1996).

5.2 DEFORMACIÓN COMPRESIVA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Las rocas de la Formación La Borda presentan estructuras que evidencian más de una fase de deformación de estilos diferentes. Dentro de las estructuras mayores, están comprendidos los sistemas de cabalgaduras con desarrollo de zonas de cizalla de 10 a 40 m de espesor, como las de Pánuco y Vetagrande, que produjeron foliación (S_1) penetrativa subhorizontal y que representan la primera fase de deformación compresiva dúctil. Esta presenta estructuras tanto de mecanismos de deformación cristal-plástico como quebradizo. La segunda fase de deformación pliega y/o rompe la foliación subhorizontal, hasta la generación de plegamiento regional abierto y la formación de kink bands (S_2). Esta segunda fase de deformación es compresiva dúctil-frágil.

Los sistemas de cabalgaduras de Pánuco y Vetagrande representan la primera fase de deformación compresiva. Estas cabalgaduras desarrollaron zonas de cizalla de 10 a 40 metros de espesor, originando foliación subhorizontal y plegamiento isoclinal en la secuencia volcanosedimentaria (miembro Ciprés), y fuerte fracturamiento y foliación incipiente a bien desarrollada en las rocas ígneas del miembro Pánuco. Ambos sistemas presentan variaciones en la intensidad de la deformación lo cual se observa en las diferentes meso y microestructuras desarrolladas en cada uno de ellos.

5.2.1 Sistema de Cabalgaduras de Pánuco

5.2.1.1 Cabalgaduras

La estructura mayor en esta zona es la que he denominado en este trabajo como la Falla de Pánuco, cuyo rumbo es SW-NE ($082^\circ 30'$) (Anexo 1). El plano de esta cabalgadura aflora en varios arroyos radiales al Cerro Texcoco (Figura 27). La falla pone en contacto al miembro Pánuco (bloque superior) con el miembro Ciprés (bloque inferior; Figura 27). En el bloque superior se observan las estructuras desarrolladas por la cizalla, tales como cataclasitas y protomilonitas cuyos bloques elongados (shear pods) se encuentran contenidos en una matriz

foliada y no muestran una orientación preferencial. El eje mayor de estos bloques varía de unos 3 a 4 centímetros hasta 4 metros de longitud, como ocurre en la cabalgadura que atraviesa el pueblo de Pánuco. Su composición es heterogénea, variando desde volcánicos hasta bloques de rocas sedimentarias (Figuras 28 y 29). La relación entre los planos de foliación (S_1) y los planos de cizalla (C) observados en estos frentes de deformación será descrita más adelante.

El espesor promedio de esta zona cataclástica es de 8 metros, variando a lo largo de toda la cabalgadura. Es posible observar también lazos sigmoidales en cortes paralelos a la supuesta dirección de transporte.

Las cabalgaduras menores están situadas al norte de la Falla de Pánuco como se observa en el mapa. Estas presentan también el desarrollo de zonas de cizalla en las que existen porfiroclastos sin orientación preferencial, dentro de una matriz foliada con rumbo casi paralelo a la Falla de Pánuco.

SE

NW

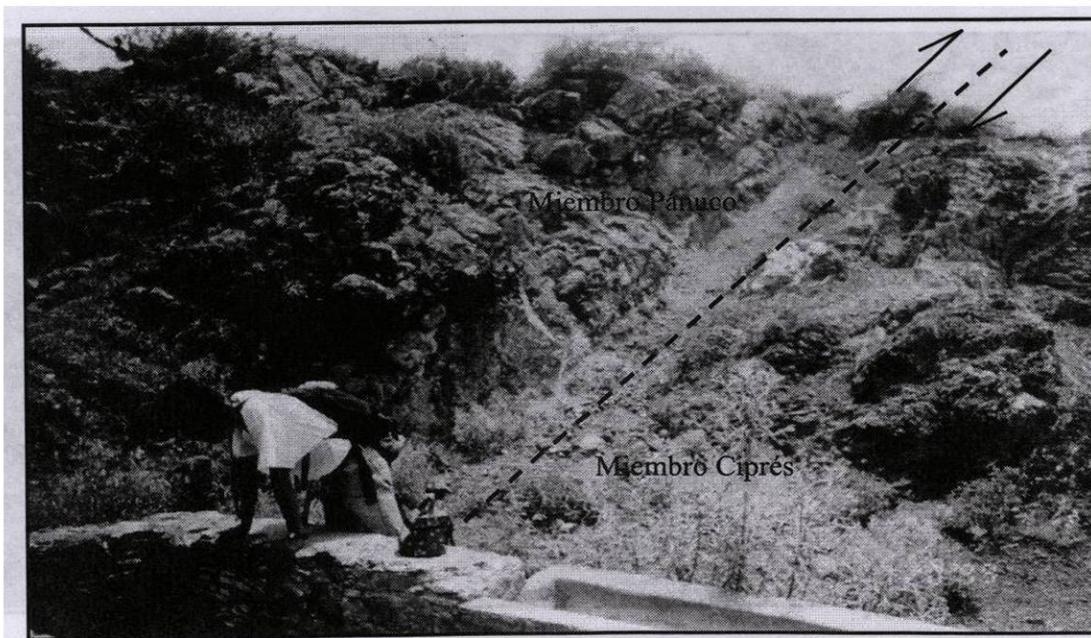


Fig. 27. Plano de la cabalgadura de Pánuco; se observan lavas basálticas y andesíticas (miembro Pánuco) en el bloque superior y la secuencia siliciclástica (miembro Ciprés) en el bloque inferior.

SE

NW



Fig. 28 Protomilonita con bloques elipsoidales contenidos en una matriz esquistosa. Los bloques o porfiroclastos no presentan una orientación preferencial, dándole a la roca un aspecto de brecha tectónica o gauge de falla.

S

N



Fig. 29 Bloque de pedernal de 1.5 metros de longitud contenido en la matriz esquistosa, dentro de la zona de cizalla próxima a la cabalgadura de Pánuco, al sur del poblado del mismo nombre, sobre el arroyo Grande de Pánuco.

5.2.1.2 Pliegues

Los pliegues en el miembro Ciprés, originados por la cizalla en la Falla de Pánuco, son isoclinales con vergencia NW en el área de Casa de Cerros (Figura 30). Los ejes tienen bajo ángulo de inmersión, (10° - 29°) al NE-SW, muy próximos a la horizontal. Una familia de pliegues con inclinaciones al SE se concentra en esta misma área (Figura 31).

SE

NE

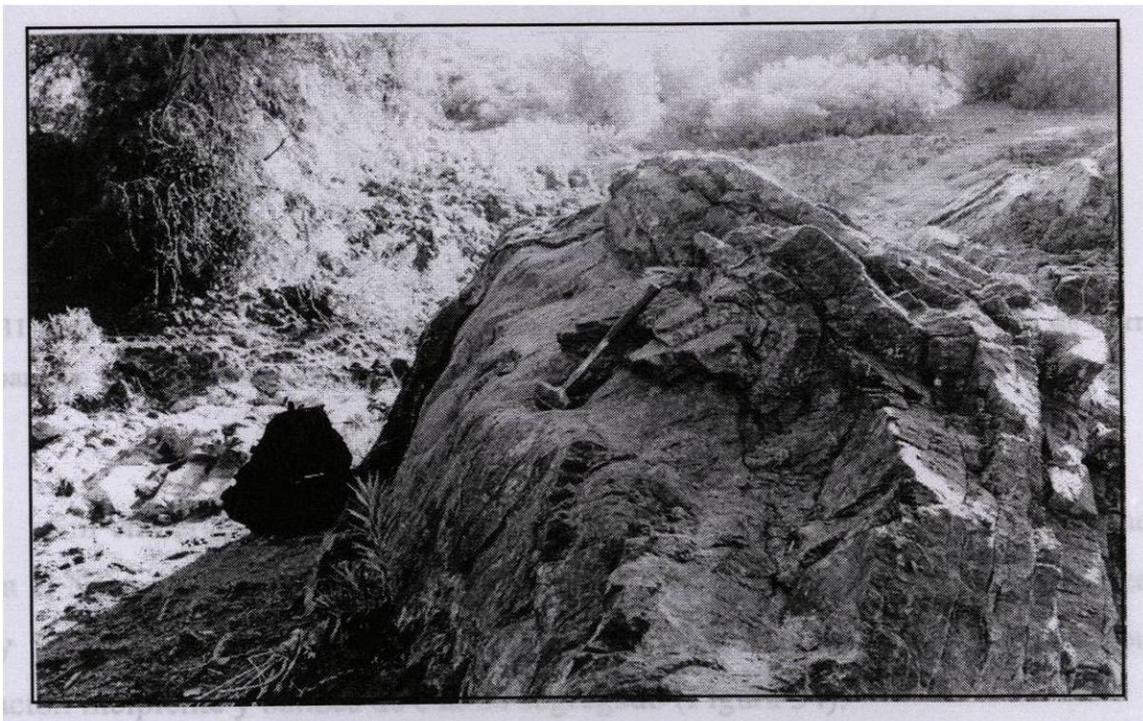


Fig. 30 Pliegue isoclinal en el miembro Ciprés con vergencia hacia el NW. Su eje es completamente horizontal (Casa de Cerros).

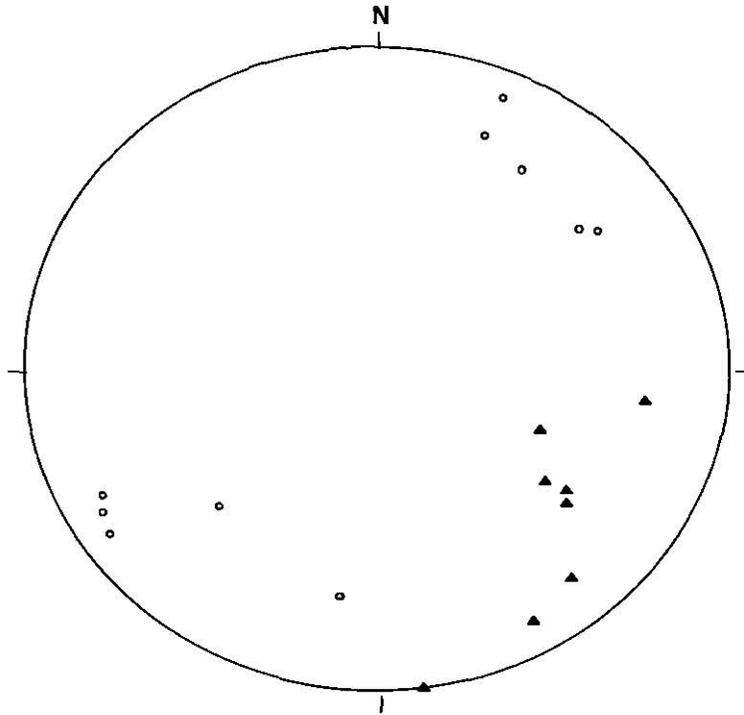


Fig. 31 Proyección estereográfica de los ejes de pliegues en el miembro Ciprés en Casa de Cerros. Triángulos agrupan una segunda generación de pliegues

Sin embargo, en el área de la Hacienda de los Álamos, los pliegues tienen vergencia hacia el NE y sus ejes tienen más inclinación (41° - 76°) hacia SE-NW, casi verticales (Figuras 32 y 33). Donde los sedimentos están más próximos a la zona de cizalla, presentan una foliación incipiente y bandas de cuarzo segregado (Figura 34).

SW

NE

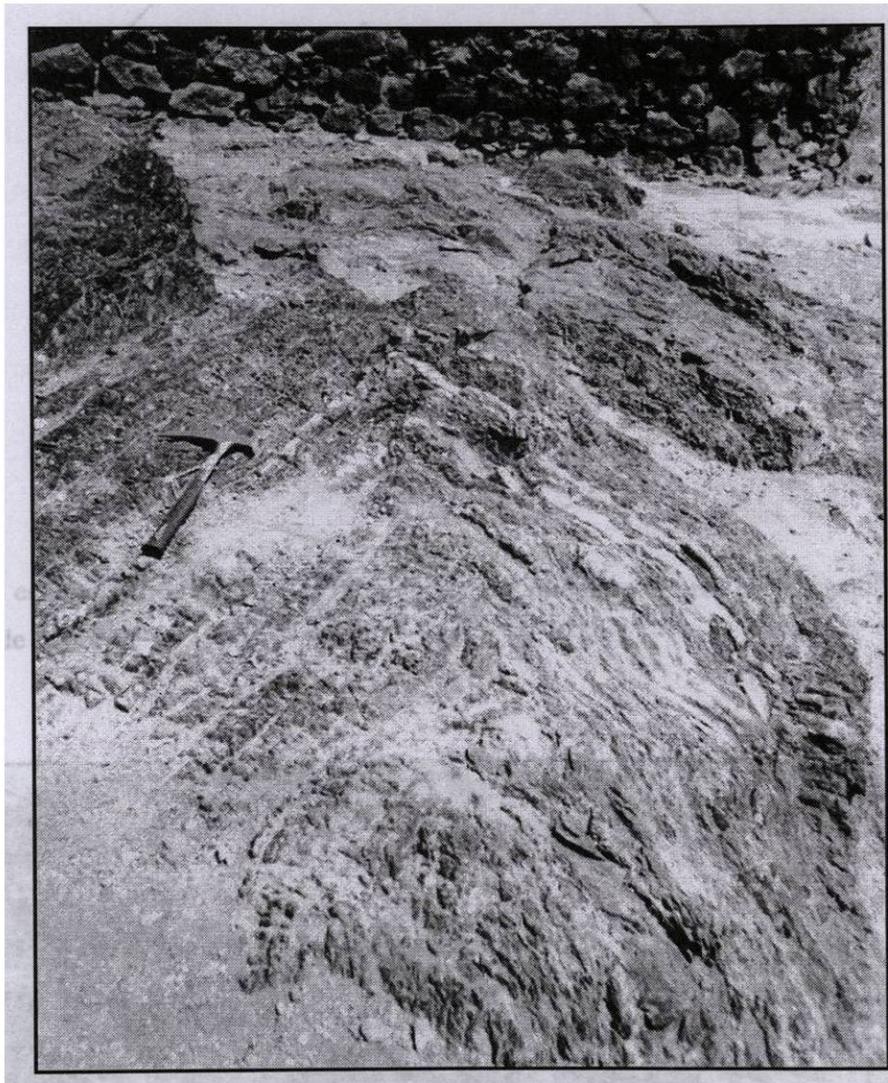


Fig. 32 Pliegue isoclinal en la Hacienda de los Álamos. Su eje es casi vertical fuertemente inclinado hacia el NW.

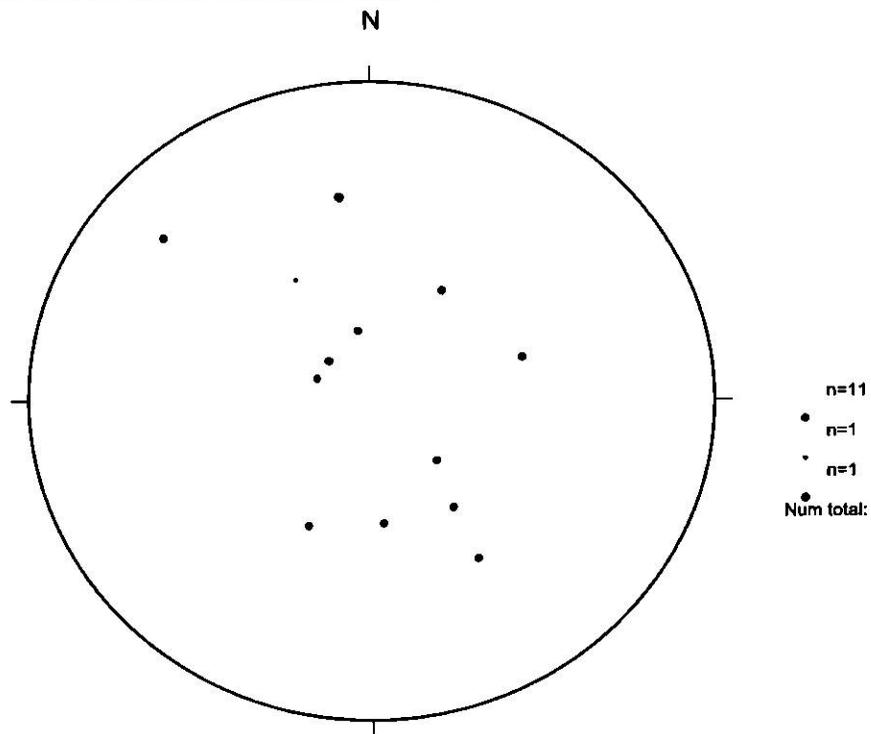


Fig. 33 Proyección estereográfica de los ejes de pliegues del miembro Ciprés en la localidad de la Hacienda de los Álamos, al sur de Pánuco

NE

SW



Fig. 34 Metasedimentos cercanos a la zona de cizalla en Casa de Cerros mostrando cuarzo segregado y foliación (S_1) subparalela a la estratificación (S_0)

5.2.1.3 Estrías

En la zona de cizalla de la Falla de Pánuco se encontraron y midieron estrías sobre los planos de algunos porfiroclastos. La orientación de estas líneas es predominantemente N-NE y está representada en la figura 35. Este tipo de estructuras en planos de falla, indican la dirección y sentido del desplazamiento. En este caso, en el que se presentan en superficies de bloques o porfiroclastos dentro de las zonas de cizalla, se consideran como indicadores cinemáticos de desplazamientos locales. La dirección de desplazamiento que estas estrías señalan, coincide con las direcciones de la cizalla general que se obtuvieron al medir otras estructuras dentro de las zonas deformadas que afloran en toda el área de estudio.

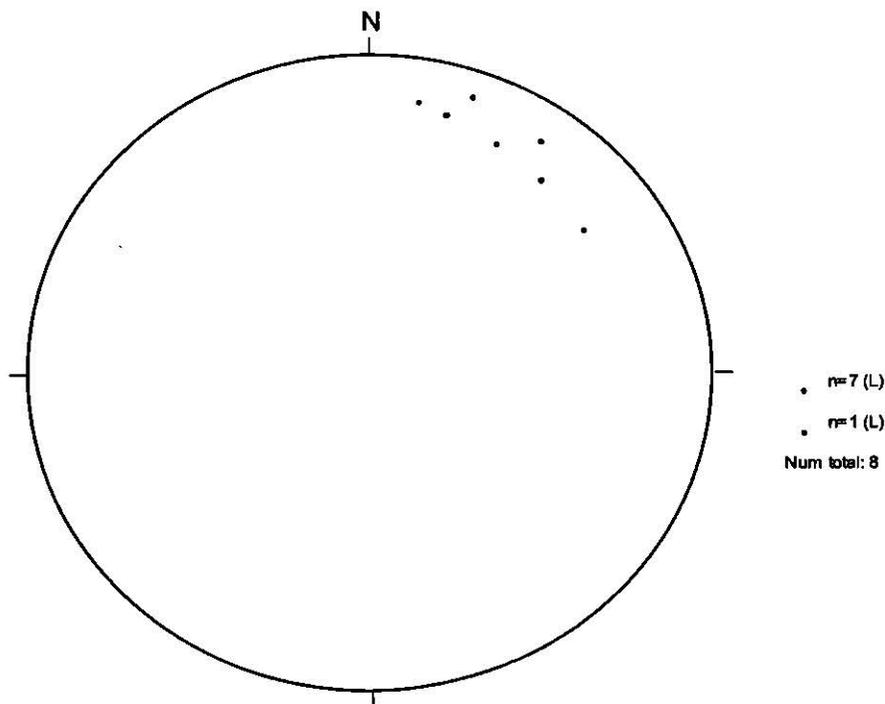


Fig. 35 Proyección estereográfica equiareal hemisferio inferior de las estrías medidas sobre bloques elongados de la zona de cizalla de la cabalgadura de Pánuco. Su rumbo es al NNE.

5.2.1.4 Planos s/c

Los frentes de deformación en las cabalgaduras de Pánuco exhiben, en escasos afloramientos, el desarrollo de estas estructuras que son en su mayoría izquierdas. Son poco frecuentes pero distinguibles. La figura 36a muestra un bloque contenido en una matriz foliada en la que pueden ser definidos los dos planos s y c. La figura 36b muestra la proyección

estereográfica equiareal de tales planos, indicando la dirección de la cizalla (a 90° de la intersección s/c) sobre el plano c.

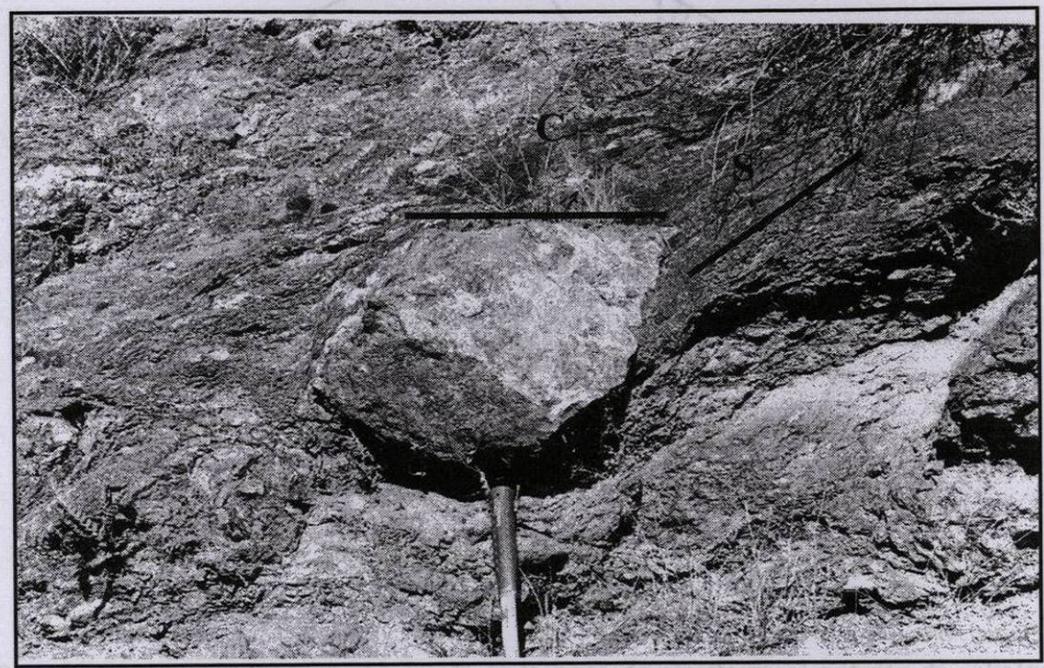


Fig. 36a Bloque elongado (shear pod) de pedernal incluido en una matriz foliada. Los planos s/c pudieron ser distinguidos y medidos en el campo. Las superficies c generalmente presentaban estrías que también ayudaron a la determinación de la dirección del desplazamiento.

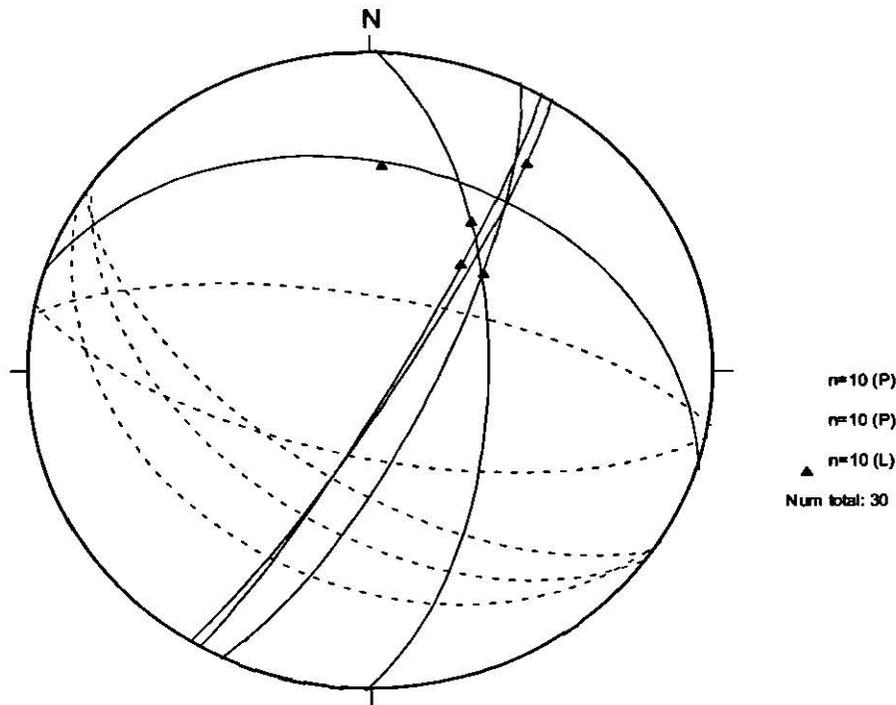


Fig. 36b Proyección equiareal de los planos s/c en la zona de cizalla en el sistema de cabalgaduras de Pánuco. Los círculos máximos punteados son planos s; los círculos máximos continuos son planos c. Los triángulos representan las líneas a 90° de la intersección entre planos s/c sobre el plano c. Estas líneas indican la dirección general de cizalla NNE para la cabalgadura de Pánuco. Se han omitido los polos de los planos.

5.2.1.5 Microestructuras: porfiroclastos con colas asimétricas

Las rocas cizalladas de Pánuco presentan en sección delgada texturas protomiloníticas sumamente caóticas, sin experimentar siquiera una disminución del tamaño del grano. Existen, sin embargo, indicios del desarrollo incipiente de porfiroclastos con colas asimétricas, mas no llegan a ser del todo evidentes. Esta incipiente asimetría fue utilizada para inferir el sentido de la cizalla en este sistema, obteniendo una dirección de los porfiroclastos al NNE y un sentido izquierdo.

5.2.2 Sistema de cabalgaduras de Vetagrande

5.2.2.1 Cabalgaduras

A diferencia de las cabalgaduras del sistema Pánuco, este sistema presenta estructuras que indican una deformación más intensa. La zona de cizalla en el arroyo hacia Sauceda de La Borda alcanza en promedio los 60 metros de espesor (Anexo 1). El plano de las cabalgaduras no es visible. La cizalla en las cabalgaduras en el sector central de la sierra, produjo foliación penetrativa (S_1) subhorizontal y el desarrollo de planos s/c distinguibles. En el panteón, sobre este mismo arroyo, es posible observar aún las estructuras de almohadillas en las lavas deformadas. No se observaron pliegues en los puntos donde la secuencia volcanosedimentaria cabalga a las lavas.

5.2.2.2 Foliación

El sistema de cabalgaduras de Vetagrande muestra también variaciones en las orientaciones de sus estructuras (Anexo 1). En la zona 1 los planos de foliación (S_1) tienen rumbo al NW y un buzamiento al SW. La zona 2 presenta orientaciones contrarias: los planos S_1 tienen rumbo al NE y buzanan al SE (Figuras 37 y 38). Esto sugiere una fase de plegamiento abierto posterior (fase dos) o bien una actitud ondulosa del plano de cabalgadura original.

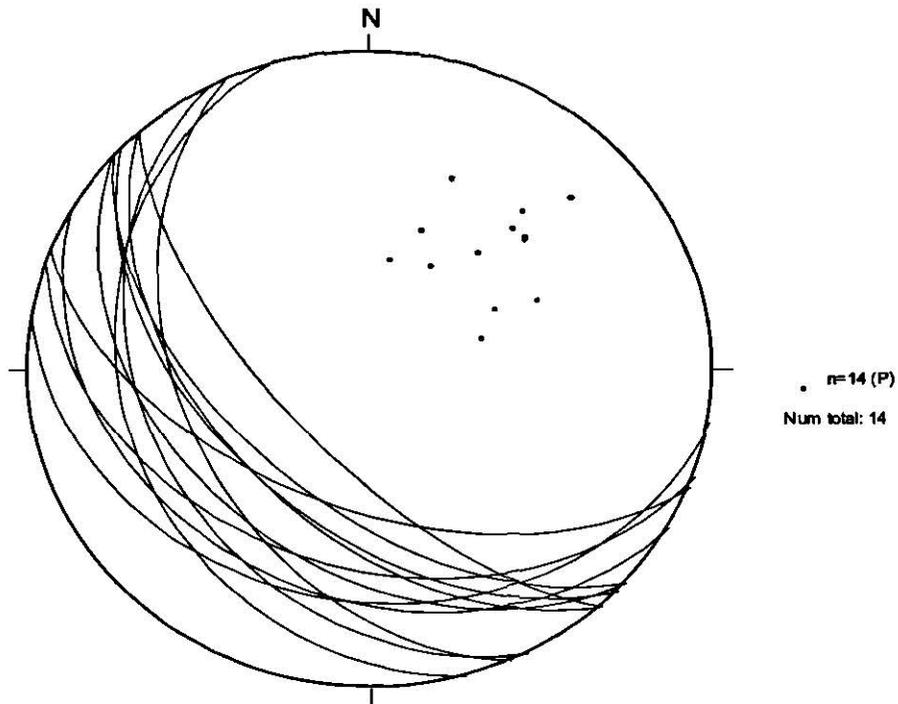


Fig. 37 Proyección estereográfica de los planos de foliación S_1 de la cabalgadura de Vetagrande en la zona 1, próxima al panteón.

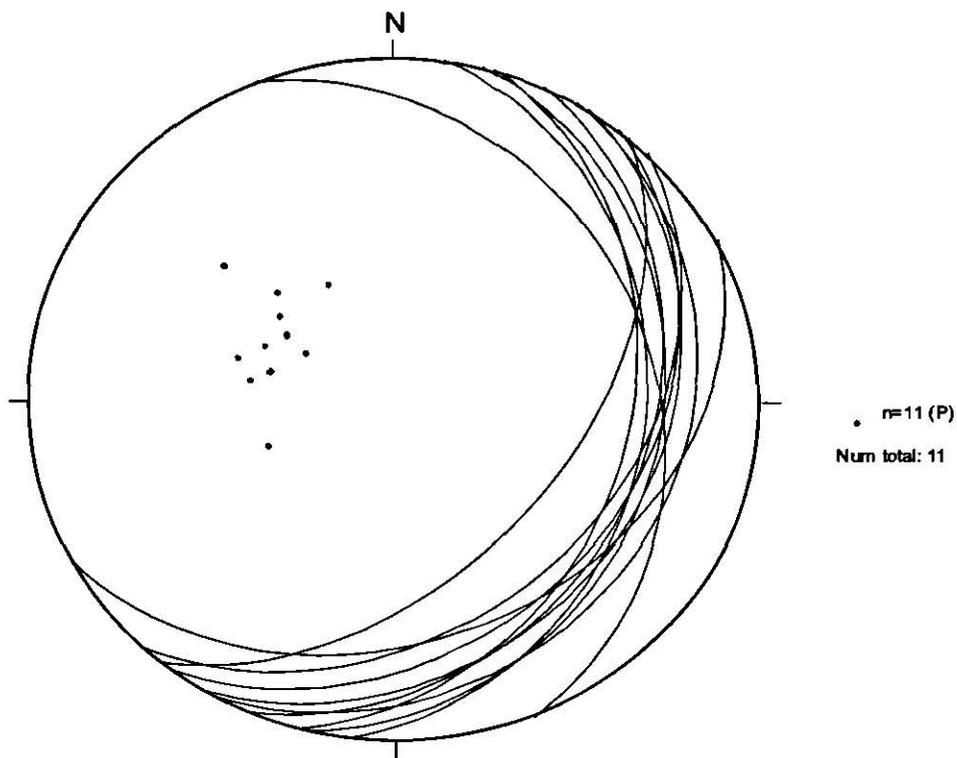


Fig. 38 Proyección estereográfica de los planos de foliación S_1 en la cabalgadura de Vetagrande, zona 2.

5.2.2.3 Pliegues en S_1

La foliación S_1 a su vez, muestra un plegamiento isoclinal en toda la zona de deformación. Los pliegues en S_1 buzan al SE en la zona 1 y tienen vergencia al NE (Figura 39). Los pliegues en S_1 en la zona 2 buzan al SW y su vergencia es hacia el NW (Figura 40). Los planos S_1 y los pliegues en la cabalgadura del Calvario, situada en las inmediaciones del poblado de Vetagrande, tienen una orientación similar a las estructuras desarrolladas en la zona 1 de la cabalgadura de Vetagrande, así como en la cabalgadura del Llano de las Vírgenes, al norte del mismo poblado (Anexo 1).

5.2.2.4 Lineación mineral

Una lineación mineral L_1 es visible sobre los planos S_1 en algunos sectores de la zona de cizalla. L_1 , en la zona 1, al igual que los ejes de pliegues en esta zona, presentan inmersión al SE (Figura 39). En la zona 2, L_1 buza hacia el SW (Figura 40). Interpretamos que esto puede corresponder, de nuevo, a una reorientación de estas lineaciones durante el plegamiento regional abierto producto de la segunda fase de deformación, o bien, a un comportamiento ondulado del plano de cabalgadura.

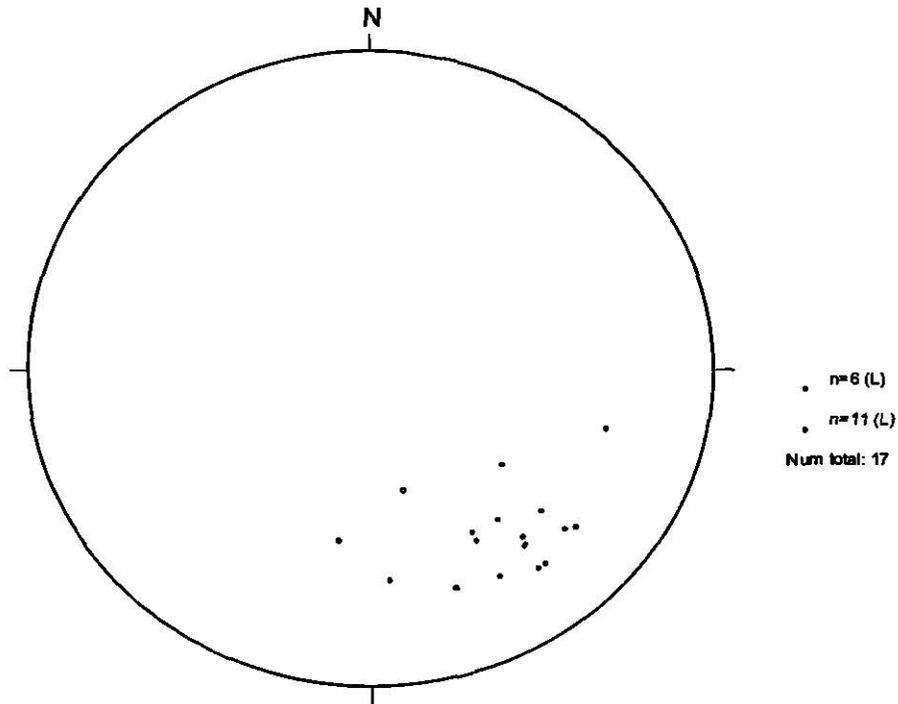


Fig. 39 Proyección estereográfica de los ejes de los pliegues en S_1 en círculos cerrados. Los círculos abiertos representan L_1 . Ambas estructuras medidas en la zona 1.

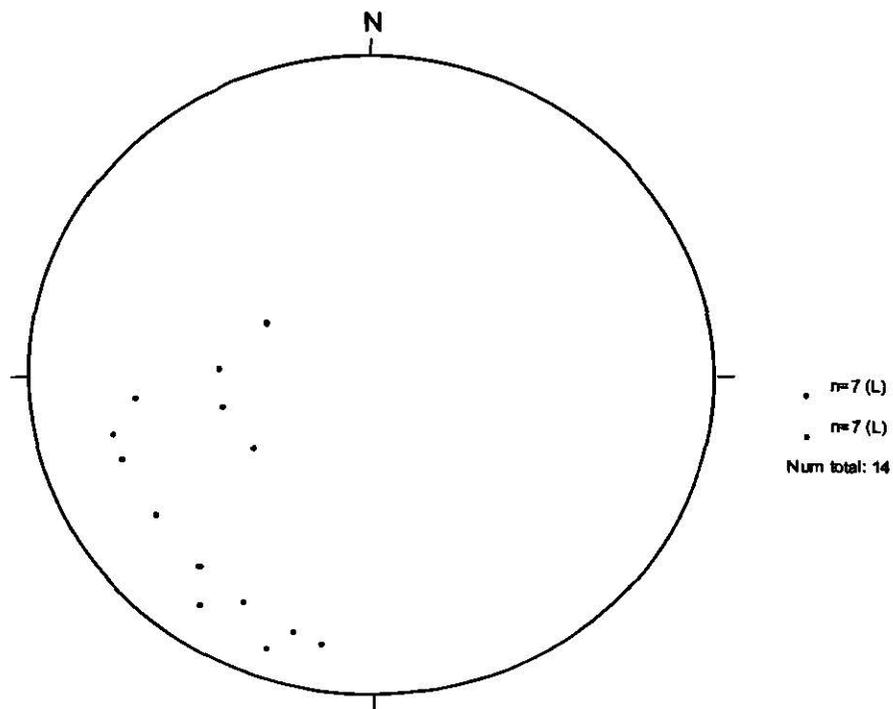


Fig. 40 Proyección estereográfica de los pliegues en S_1 (círculos cerrados) y lineaciones minerales L_1 (círculos abiertos) en la cabalgadura de Vetagrande, zona 2.

5.2.2.5 Planos s/c

En el sistema de cabalgaduras de Vetagrande, se encontraron y midieron planos s/c bien desarrollados en las zonas de cizalla que indican un sentido izquierdo y una dirección de transporte NNE. Su representación estereográfica se muestra en la figura 41, en la que se indica también la línea a 90° de la intersección de ambos planos.

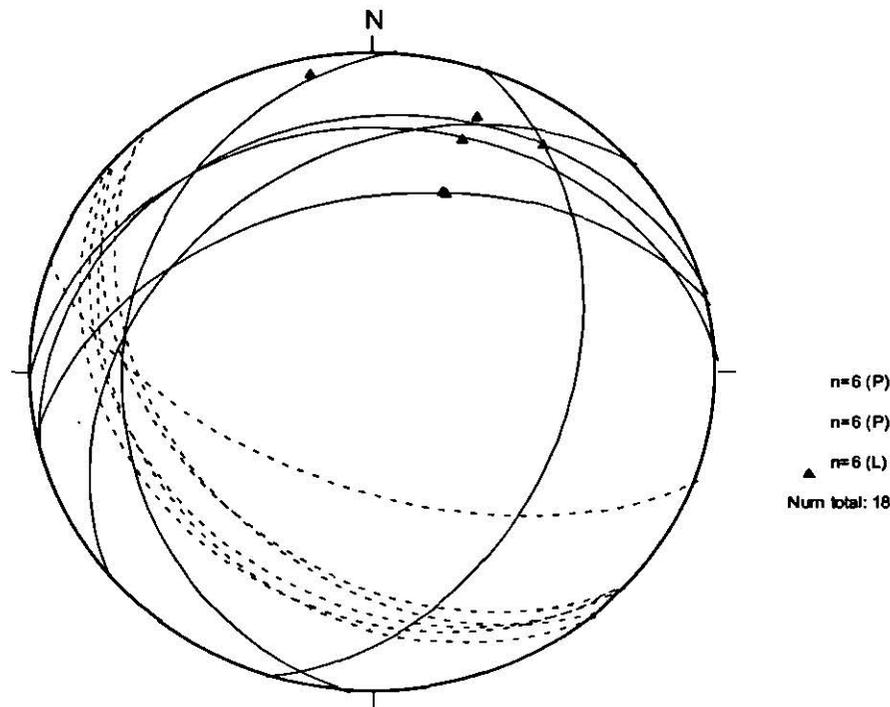


Fig. 41 Proyección equiareal de los planos s/c de las zonas de cizalla en el sistema de cabalgaduras de Vetagrande. Los círculos máximos punteados son planos s; los círculos máximos continuos son planos c. Los triángulos representan las líneas a 90° de la intersección entre planos s/c sobre el plano c. Estas líneas indican la dirección general de cizalla NNE del sistema. Se han omitido los polos de los planos.

5.2.2.6 Microestructuras: porfiroclastos con colas asimétricas

La cizalla en Vetagrande desarrolló texturas miloníticas en sus rocas, mostrando claramente la presencia de porfiroclastos (feldespatos) izquierdos con sus colas asimétricas muy evidentes. Los minerales precipitados en las periferias de los cristales (colas) durante la deformación, son esencialmente de cuarzo y calcita. La figura 23 del capítulo sobre

petrografía, muestra la textura milonítica desarrollada en lavas cizalladas; la orientación de los porfiroclastos es 46° - 50° NE y el sentido es izquierdo.

5.2.2.7 Kink bands

El desarrollo de kink bands (S_2) perpendiculares a la estratificación (S_0), son producto de la segunda deformación a que fueron sometidas estas rocas. Tienen un rumbo al NW y su buzamiento es al NE (Figura 42). Están presentes como bandas paralelas de espesores que no rebasan los cinco centímetros. Estas bandas culminan al intersectar a otras formando pequeños sistemas conjugados con muy poca variación angular. En lámina delgada es posible observar estas estructuras en las rocas cizalladas del miembro Ciprés (Figura 22 del capítulo de petrografía).

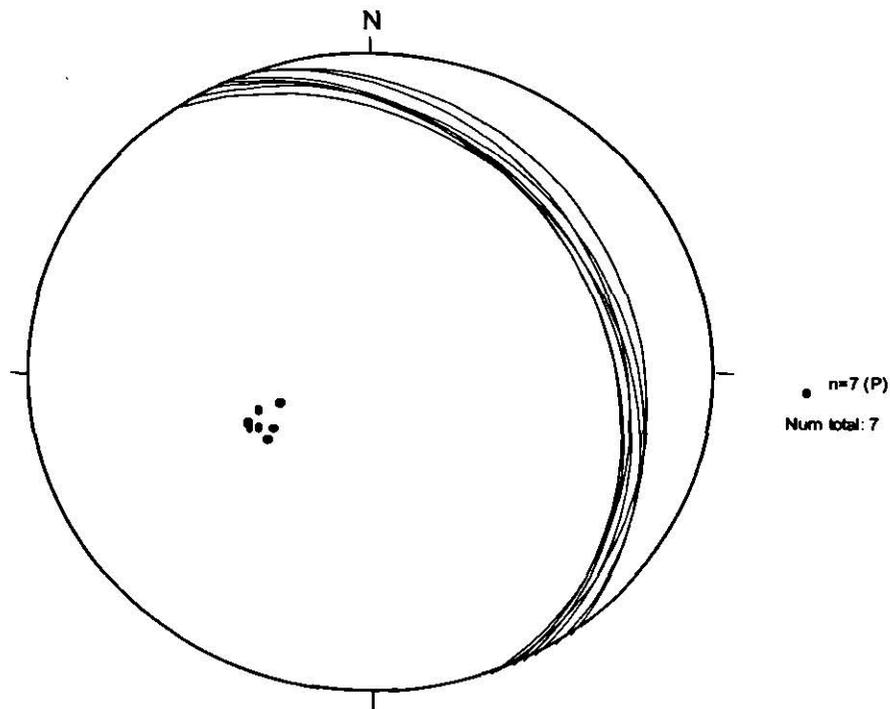


Fig. 42 Proyección estereográfica de kink bands en los sedimentos cizallados del miembro Ciprés en la cabalgadura de Vetagrande.

5.3 DEFORMACIÓN DISTENSIVA

Las fases de deformación más jóvenes en la Formación La Borda se desarrollaron dentro de un régimen más frágil, caracterizado por el desarrollo de fallamiento lateral izquierdo (Figura 43) y fallamiento normal. Los sistemas de cabalgaduras de Pánuco y Vetagrande fueron afectados dentro de este régimen más frágil. Los indicadores cinemáticos que ayudaron a la determinación del sentido y la dirección del movimiento en estos sistemas de fallas, fueron esencialmente estrías sobre los planos de falla con crecimiento de calcita que son casi horizontales en las fallas laterales y sub-verticales en las fallas normales. Dos segmentos de la falla de Pánuco están desplazados por una falla lateral. La cabalgadura de Goteras, está, a su vez, truncada por una falla normal (Anexo 1). Los planos de las fallas laterales tienen un rumbo SW-NE y buzan al SE. Las estrías medidas sobre estos planos presentan inmersión de bajo ángulo al SW e indican la dirección del desplazamiento. Esta orientación parece coherente con la orientación general del desplazamiento, y por lo tanto, otra interpretación para este fallamiento lateral sería que pudiera estar relacionado al desarrollo de las cabalgaduras, es decir, a la primera fase de deformación.

Las fallas normales están ampliamente distribuidas en toda el área y, en general, en todo el distrito minero de Zacatecas. Este sistema de fallas fue el que controló la mineralización en vetas de cuarzo (Figura 44).

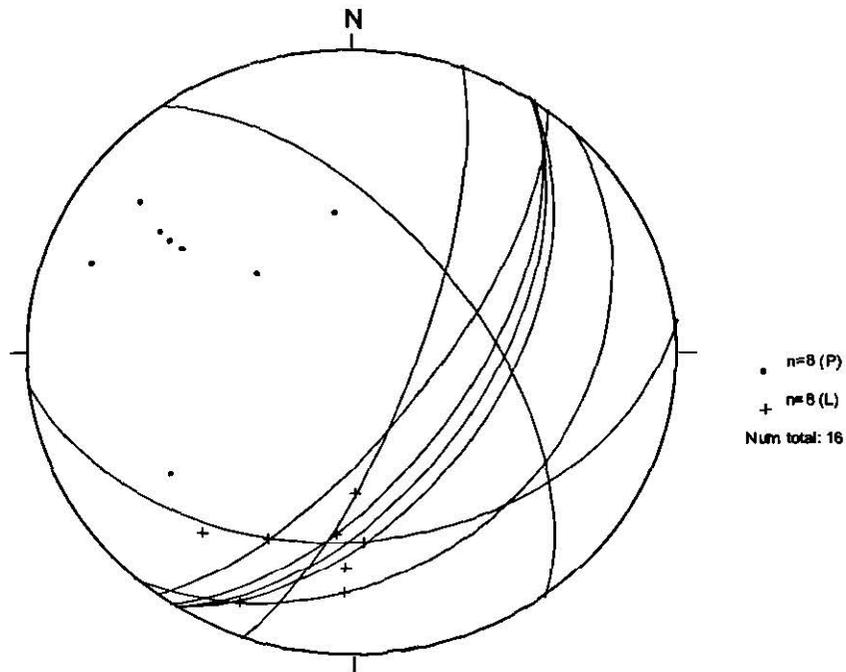


Fig. 43 Proyección estereográfica de las fallas laterales más recientes que desplazan algunos segmentos de la cabalgadura de Pánuco. Lo punto negros sobre los círculos máximos representan las estrías sobre los planos de falla.

SW

NE

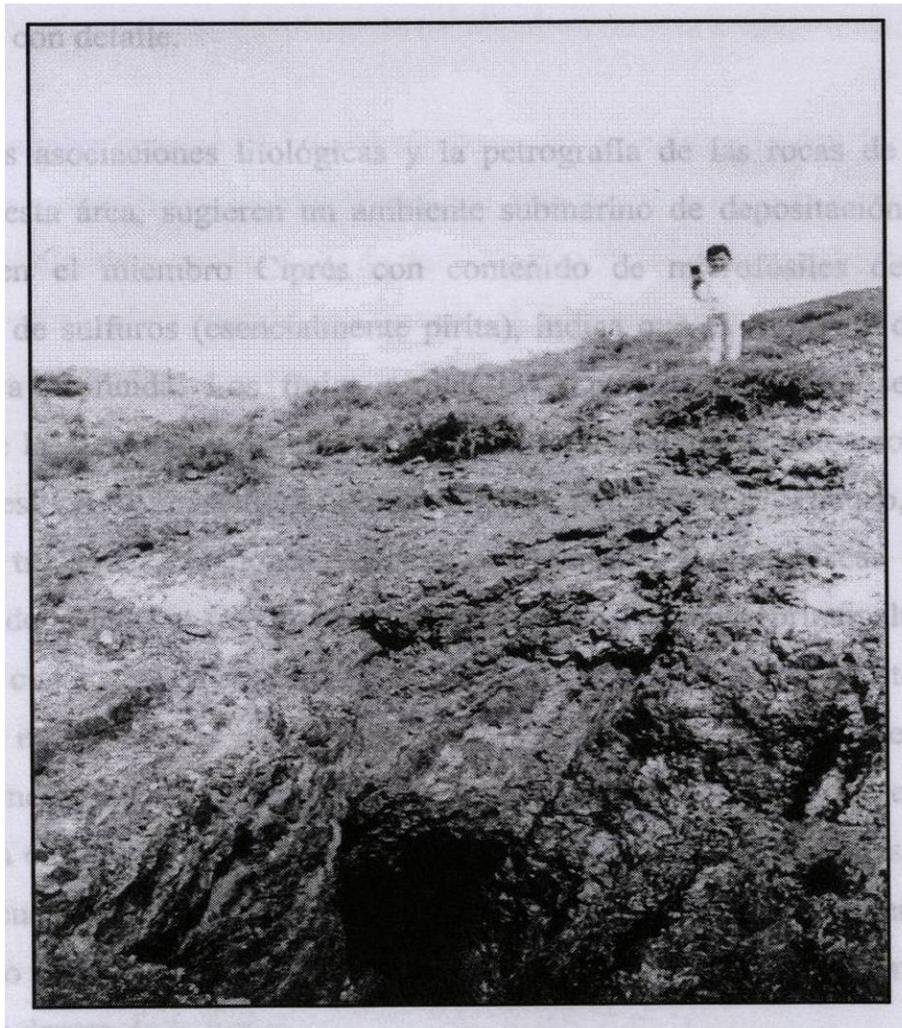


Fig. 44 Falla normal al NE de Pánuco que que pone en contacto a sedimentos (miembro Ciprés) y lavas (miembro Pánuco). Es frecuente la alteración hidrotermal en estas fallas. Este sistema de fallamiento normal alberga la mineralización en vetas de todo el distrito minero.

6 DISCUSIÓN

Con este trabajo definimos la estratigrafía y el estilo de deformación de la Formación La Borda en la Sierra de Zacatecas que no habían sido establecidas ni publicadas con detalle.

Las asociaciones litológicas y la petrografía de las rocas de la Formación La Borda en esta área, sugieren un ambiente submarino de depositación. La presencia de pedernal en el miembro Ciprés con contenido de microfósiles de radiolarios y la formación de sulfuros (esencialmente pirita), indica que el ambiente de depósito fue en una cuenca profunda. Los flujos piroclásticos presentes en esta secuencia muestran claramente la actividad volcánica efusiva. La intercalación de éstos con los derrames de lavas andesíticas y basálticas almohadilladas del miembro Pánuco, sugiere también diferentes tipos de erupciones volcánicas alternadas. Las areniscas en la cima de la secuencia del miembro Ciprés son de composición volcánica principalmente; la cantidad mayor de cuarzo presente en ellas es de reemplazamiento. Los clastos procedentes de complejos metamórficos continentales son realmente escasos. Lo anterior puede sugerir que la cuenca estaba algo alejada de la influencia continental, o que el continente no se encontraba en una fase erosiva. La depositación de rocas carbonatadas, presentes en esta misma secuencia, pueden señalar flujos de detritos calcáreos procedentes de zonas más someras, o que el depósito ocurrió por encima del nivel de compensación de los carbonatos dentro de la cuenca.

La deformación que caracteriza a la Formación La Borda exhibe rasgos estructurales importantes y evidencias de varias fases de deformación. En principio, la zona fue afectada por dos eventos de deformación dúctil-frágil. Las estructuras mayores producto del primer evento, representadas por las cabalgaduras de Pánuco y Vetagrande presentan un rumbo al NE, contrario a lo que se especulaba (Anexos 1 y 2). Los indicadores cinemáticos tales como pliegues, lineaciones, planos s/c y porfiroclastos con colas asimétricas, desarrollados en las zonas de cizalla, ayudaron a determinar la dirección

NNE de la cizalla en general. El segundo evento de deformación pliega la foliación S_1 desarrollada por el primer evento y desarrolla kink bands con orientación NNW. En la cabalgadura mayor de Vetagrande existe un cambio en la orientación de la foliación S_1 , lineaciones L_1 y pliegues. Este cambio es interpretado aquí como una reorientación producto del plegamiento del plano de cabalgadura en esta zona.

El rumbo general de las cabalgaduras no es coherente con la orientación de los indicadores cinemáticos. Interpretamos que ésto puede ser producto del plegamiento del plano de cabalgadura por la fase 2 de deformación, o de un basculamiento posterior de los planos de cabalgadura, quizás relacionado al fallamiento normal Terciario característico en la Sierra Madre Occidental.

El fallamiento normal y lateral posterior, también está presente en el área de estudio y juega un papel importante en el desplazamiento de las estructuras, como ocurre en el poblado de Goteras sobre el arroyo Grande de Pánuco, en donde precisamente una falla normal trunca una cabalgadura menor y una falla lateral desplaza dos segmentos de la cabalgadura de Pánuco. Otra posible interpretación para el fallamiento lateral es que puede estar relacionado al desarrollo de las cabalgaduras, es decir, a la primera fase de deformación, dada la orientación SW de estrías casi horizontales sobre sus planos. La mineralización hidrotermal en la zona está concentrada en vetas de cuarzo que se emplazaron en las fallas normales durante el Terciario.

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La secuencia de la región de Pánuco y Vetagrande en el sector central y norte de la Sierra de Zacatecas está constituida por la Formación La Borda, en la cual se identificaron dos miembros.

Las estructuras del miembro Pánuco sugieren un magmatismo submarino con aporte subaéreo. Las estructuras primarias y el contenido de fósiles en el miembro Ciprés sugieren también, un ambiente de cuenca profunda donde el mayor aporte de sedimentos provino de edificios volcánicos con algo de flujos de detritos calcáreos (escasos), sugiriendo un ambiente profundo con poco aporte de áreas continentales antiguas.

La secuencia volcanosedimentaria que caracteriza a la Formación La Borda fue depositada en un ambiente de cuenca de tras arco profunda y es correlacionable a la Formación Chilitos, en Fresnillo Zacatecas y a la secuencia volcanosedimentaria de la localidad del Saucito, Zacatecas, ambas Cretácicas.

La Formación La Borda presenta dos fases de deformación compresiva frágil-dúctil: la primera dio origen a la formación de cabalgaduras con desarrollo de amplias zonas de cizalla produciendo foliación penetrativa y plegamiento isoclinal; la segunda plegó la foliación preexistente y desarrolló kink bands sobre los planos de foliación S_1 .

El rumbo de las cabalgaduras es NE y el transporte tectónico es hacia el NEE, según los indicadores cinemáticos desarrollados. Esta orientación es contraria a lo que se infería anteriormente. Esta diferencia entre la inclinación del plano de cabalgadura y el rumbo del desplazamiento puede haberse originado por el plegamiento de la fase 2 o corresponder a un basculamiento Terciario posterior que afectó a estas estructuras.

El plano de la cabalgadura de Vetagrande está plegado o presenta un comportamiento onduloso, tal como lo indica la variación de las orientaciones de la foliación, lineaciones y pliegues.

Los sistemas de cabalgaduras fueron afectados por el fallamiento extensional posterior, en el que está albergada la mineralización característica del distrito minero de Zacatecas.

Se recomienda realizar un análisis estructural más detallado en toda la Sierra de Zacatecas, mismo que podría realizarse a lo largo de una o más secciones Norte-Sur desde la ciudad de Zacatecas hasta los poblados de San Antonio de Ciprés y Pozos de Gamboa con el fin de cortar la mayoría de las cabalgaduras NNE.

Respecto al fallamiento frágil del Terciario, el cual alberga la mineralización hidrotermal en todo el distrito minero de Zacatecas, se recomienda un estudio más detallado para tener un control sobre la distribución de las fallas a lo largo de toda la Sierra.

Las asociaciones litológicas de la Formación La Borda indican ambientes en los que la formación de depósitos volcanogénicos exhalativos (sulfuros masivos) son muy característicos, por ello se recomienda un estudio geoquímico detallado para caracterizar estas rocas, particularmente la secuencia volcanosedimentaria del miembro Ciprés.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOZA-GUDINO, J.R.; TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., and TORRES-HERNÁNDEZ, J.R. (1998): The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico, *Geofísica Internacional*, vol. 37, pp 283-292.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P., Y JEGOUZO, P., (1979): Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, v.1, pp. 31-42.
- BUFFLER, R.T., AND SAWYER D.,S., (1985): Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin: *Gulf Coast Geological Society Transactions*, v.35, p.333-344.
- BURCKHARDT, C. AND SCALIA, S., (1906): *Geologie des environs de Zacatecas*: Instituto Geológico de México, International Geological Congress, 10th, Mexico,D.F., Excursion guidebook. 16, 26 p.
- BURKART, J., (1836): *Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834*, Vol. 2: Stuttgart, Schweizerbart, 286 p.
- CAMPA, M.F., AND RAMÍREZ, J., (1979): *La Evolución Geológica y la metalogénesis de Guerrero*: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, no. 1, 84 p.
- CAMPA, M.F., AND CONEY, P.J., (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.20, p 1040-1051.

- CENTENO-GARCÍA, E.; RUIZ, J.; CONEY, P.J.; PATCHETT, P.J. AND ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., (1993a): Guerrero terrane of Mexico-its role in the southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v.21,p.419-422.
- CENTENO-GARCÍA, E., (1994): Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico: University of Arizona, Department of Geosciences, Ph. D. dissertation, 220 p.
- CENTENO-GARCÍA, E. AND SILVA-ROMO, G., (1997): Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic Time: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Revista*, v. 14, no.2, p.244-260.
- CENTENO-GARCÍA, E.; GARCÍA, J.L.; GUERRERO-SUÁSTEGUI, M.; RAMÍREZ-ESPINOSA, J.; SALINAS-PRIETO, J.C. AND TALAVERA-MENDOZA, O., (1993b): Geology of the southern part of the Guerrero terrane, ciudad Altamirano-Teloloapan area, in Ortega-Gutiérrez, Fernando; Centeno-García, Elena; Morán-Zenteno, D.J., y Gómez- Caballero, Arturo, eds., *Terrane geology of southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip B*, p. 22-33.
- CONDIE, M., (1997): *Plate tectonics and crustal evolution: Butterworth Heinemann*, 282 p.
- CONEY, P.J., (1981): Accretionary tectonics in western North America, in Dickinson, W.R., and Payne, W.D., eds., *Relationes of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 23-37.
- CONEY, P.J., (1983): Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v.15, no.1,p. 6-15.

- CSERNA, ZOLTAN DE, (1976): Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v.87, p. 1191-1199.
- CUEVAS-PÉREZ, E., (1983): The geological evolution of the Mesozoic in the state of Zacatecas, Mexico: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil. I, p.1533-1544.
- DÁVILA-ALCOCER, V.M., (1983): Radiolarios del Cretácico Inferior de la Formación Plateros del distrito minero de Fresnillo, Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, no.1, p.119-120.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., M.M., YORK, D., AND HALL, C.M., (1990): Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente complexes, southern Mexico: Geological Society of America Abstracts With Programs, p. 326 (abstract).
- DICKINSON, W.R. AND CONEY, P.J., (1980): Plate tectonics constraints on the origin of the Gulf of Mexico, en Centeno-García, Elena and Silva-Romo Gilberto, 1997, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Revista, v. 14,no.2,p.244-260.
- FREYDIER, C.; MARTÍNEZ, R.J.; LAPIERRE, H.; TARDY, M. AND COULON, C., (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. Tectonophysics 259, 343-367.
- GASTIL, R.G.; PHILLIPS, R.P. AND ALLISON, E.C., (1975): Reconnaissance geology of the state of Baja California: Geological Society of America Memoir 140,170 p.

- GUERRERO, M., RAMÍREZ, J., Y TALAVERA, O., (1990): Estratigrafía del arco Cretácico inferior de Teloloapan, Guerrero, X Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, Resúmenes, p. 52.
- GUERRERO-SUÁSTEGUI, M.; TALAVERA-MENDOZA O.; RAMÍREZ-ESPINOSA, J., AND RODRÍGUEZ-F., J., (1993): Estratigrafía y características de depósito del conjunto petrotectónico de Teloloapan, Terreno Guerrero, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Proceedings, p. 61-63. (abstract).
- 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, *en* Jacques-Ayala, C.; González-León, C.M., and Roldán-Quintana, J., eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 45-62.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ, G.; TRISTÁN-GONZÁLEZ, M.; Y AGUILLÓN-ROBLES, A., (1982): Estudio Geológico Minero del área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 76, 80 p.
- LAPIERRE, H.; ORTÍZ-HERNÁNDEZ, L.E.; ABOUCHAMI, WOFA; MONOD, OLIVIER; COULON, CHRISTIAN AND ZIMMERMAN, J.L., (1992a): A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: Earth and Planetary Science Letters, v.108; no.2, p.1-42.

- LAPIERRE, H., TARDY, M., COULON, C., ORTÍZ-HERNÁNDEZ, E., BOURDIER, J.L., MARTÍNEZ, R.J., AND FREYDIER, C., (1992b): Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.* 29, 2478-2489.
- MARSHAK, S., AND MITRA, G., (1988): Basic methods of structural geology. Prentice-Hall, Inc. 446 p.
- McGHEE, R.V.,(1976): Las rocas metamórficas del arroyo La Pimienta, Zacatecas, Zac.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.37, no. 1, p.1-10
- MONOD, O. AND CALVET, P. (1991): Structural and stratigraphic reinterpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac), central Mexico-evidence of a Laramide nappe pile: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil.I*, p.1533-1544.
- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTÍNEZ, R.J., CALVET, P., ORTÍZ, E.L., AND ZIMMERMANN, J.L., (1990): Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C.R. Acad. Sci., Paris.* 310. II, P.45-51.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R.L., AND SPEED R.C., (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in* Speed, R.C., sd., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent.Ocean Transect Volume.
- ORTÍZ, E., YTA, M., TALAVERA, O., LAPIERRE, H., MONOD, O., AND TARDY, M., (1991): Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional.

- PÉREZ-MARTÍNEZ, J.J., (1961): Bosquejo Geológico del distrito minero de Zacatecas, México: Consejo de Recursos No Renovables, Bol. no. 52, p.1-37.
- PINDELL, J.L., (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, no. 1, p. 1-39.
- QUINTERO-LEGORRETA, ODRANOEL, (1992): Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.10, no.1, p.6-25.
- RANSON, W.A.; FERNÁNDEZ, L.A.; SIMMONS, W.B., JR.; AND ENCISO DE LA VEGA, S.E., (1982): Petrology of the metamorphic rocks of Zacatecas, Zac., Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.43, no. 1, p.37-59.
- SEDLOCK, R.L.; ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., AND SPEED, R.C., (1993): Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution in Mexico: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- SERVAIS, M., CUEVAS-PÉREZ, E., AND MONOD, O., (1986): Une section de Sinaloa à San Luis Potosi: nouvelle approche de l'évolution du Mexique nordoccidental: *Bulletin de la Société Géologique de France*, ser.8, v. 2, p. 1033-1047.
- SILVA-ROMO, G., (1993): Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, M.en C., tesis, 111 p.

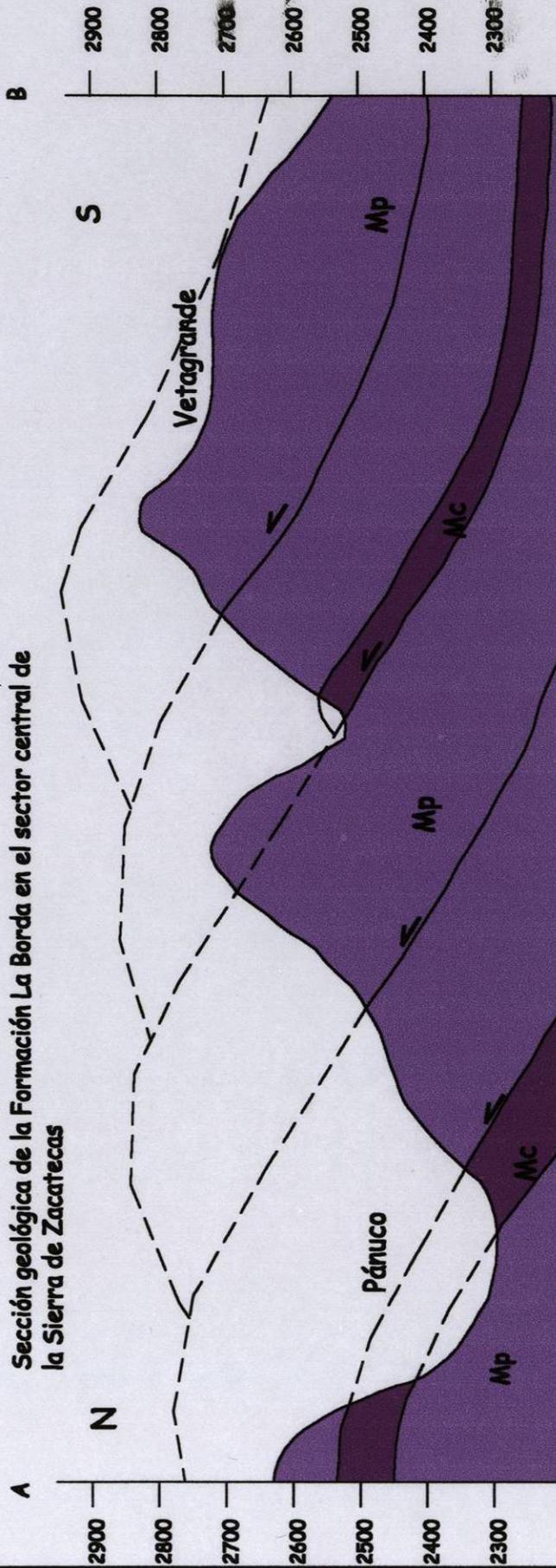
- TALAVERA, O., RAMÍREZ, J., LAPIERRE, H., MONOD, O., CAMPA, M.F., AND TARDY, M., (1990): The Albian-Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with the contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität München (Germany), Abstracts.*
- TALAVERA-MENDOZA, O.; RAMÍREZ-ESPINOSA, J., AND GUERRERO-SUÁSTEGUI, M., (1993): Geochemical evolution of the Guerrero terrane-example of a late Mesozoic multi-arc system: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Proceedings, p. 150-152 (abstract).
- TARDY, M.; LAPIERRE, H. ;BOUDIER, J.L. COULON, C.; MARTÍNEZ-REYES, J.; ORTÍZ-HERNÁNDEZ, E.; YTA, M.; BECK, C.;AND THÉRY, J.M., (1993): Intra-oceanic settings of the western Mexico Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous:*Geodinamica Acta* v.6, no.3, p. 174-185.
- TARDY, M.; LAPIERRE, H.; FREYDIER, C.; COULON, C.; GRILL, J.B.; MERCIER DE LEPINAY, BERNARD; BECK, C.; MARTÍNEZ-REYES, J.; TALAVERA-MENDOZA, O.; ORTÍZ-HERNÁNDEZ, L.E.; STEIN, G.;BOUDIER, J.L.; AND YTA, M., (1994): The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antillas and the western Cordillera of Colombia): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v.234, nos. 1-2. p. 49-73.
- TOLSON-JONES, G., 1996, Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. *Geos.*, vol. 16, no. 1: 9-14 p.

TRISTÁN-GONZÁLEZ, MARGARITO Y TORRES-HERNÁNDEZ, J.R., 1994, Geología de la sierra de Charcas, estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, no. 2, p. 117-138.

TWISS, R.J. AND MOORES, E.M., (1992): *Structural Geology*, W.H. Freeman and Company, 532 p.

YTA, MIRIAM; LAPIERRE, HENRIETTE; MONOD, OLIVIER AND WEVER, P., 1991, Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequence of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (central Mexico), geodynamic implications: Munich, Germany, *Geowissenschaftliches Lateinamerika, kolloquium, Memoir*, p. 21.11-23.11

Sección geológica de la Formación La Borda en el sector central de la Sierra de Zacatecas



Mp Miembro Pánuco

Lavas basálticas almohadilladas y andesitas masivas intercaladas con brechas magmáticas, tobas y flujos piroclásticos de composición intermedia, intrusionadas por diques gabroicos y doleríticos

Mc Miembro Cíprés Secuencia siliciclástica. Flujos piroclásticos y epiclásticos, principalmente tobas y areniscas líticas, alternadas con pedernal, lutitas calcáreas, lutitas y limolitas silíceas que contienen microfósiles de radiolarios

ESCALA GRÁFICA



0 200 400 600 800 1 km

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

TESIS DE LICENCIATURA

KARLA PATRICIA OLIVERA CARRANZA

ANEXO 2

SEPTIEMBRE 2000

Símbolos top

Carrete

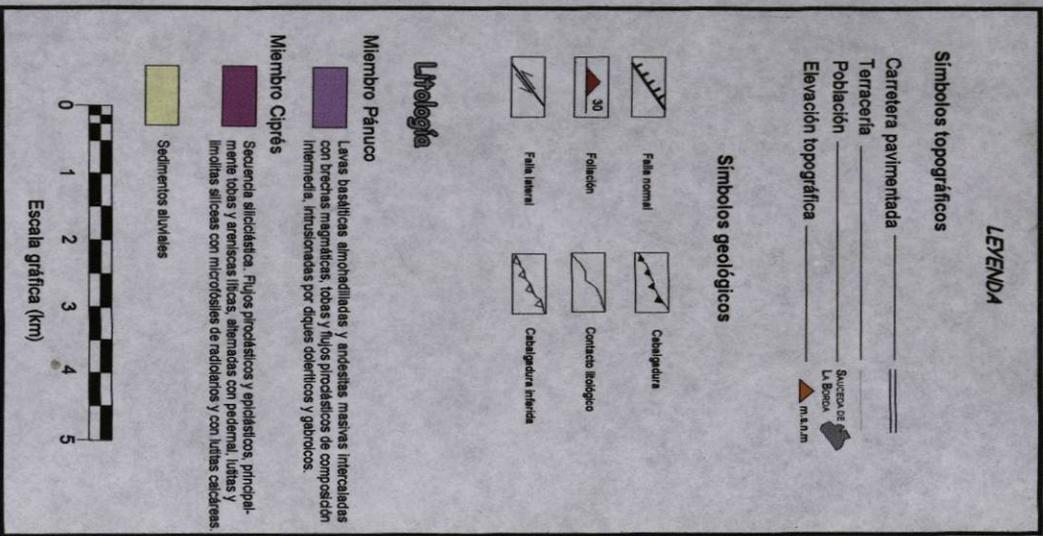
Terra

P

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA
TESIS DE LICENCIATURA
KARLA PATRICIA OLVERA CARRANZA

ANEXO 1

SEPTIEMBRE 2000



Mapa geológico de la Formación La Borda en el sector central de la Sierra de Zacatecas, México

