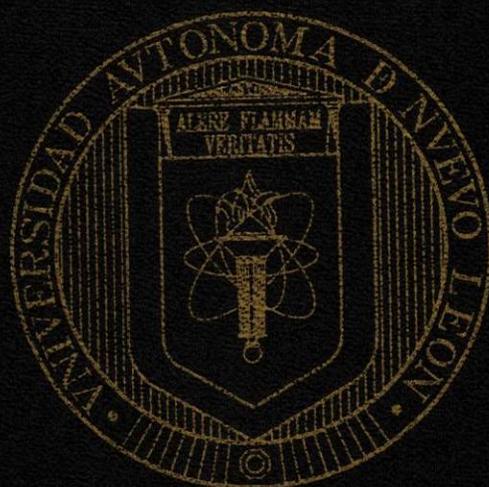


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL INTRUSIVO CERRO  
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.

COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE  
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA  
MARIO ALBERTO PORRAS VÁZQUEZ

LINARES, NUEVO LEÓN.

MAYO DEL 2002

MEMORIO ALBERTO POORRAS MAZOUJER  
(VIDEOTIEMA)

TL  
QE203  
.C6  
P67  
2002  
c.1



1080124522



# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

## FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL INTRUSIVO CERRO  
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.

COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE  
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

MARIO ALBERTO PORRAS VÁZQUEZ

LINARES, NUEVO LEÓN.

MAYO DEL 2002







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



**TESIS**

**CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL INTRUSIVO CERRO  
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.**

**ELABORADA POR**

**MARIO ALBERTO PORRAS VÁZQUEZ**

**COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE**

**INGENIERO GEÓLOGO**

**Vo. Bo. ASESORES DE TESIS**

**M.C. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO  
ASESOR INTERNO**

**DR. GUSTAVO TOLSON JONES  
ASESOR EXTERNO**

**LINARES, N.L.**

**MAYO DE 2002**



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



**TESIS**

**CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL INTRUSIVO CERRO  
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.**

**ELABORADA POR**

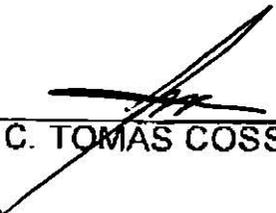
**MARIO ALBERTO PORRAS VÁZQUEZ**

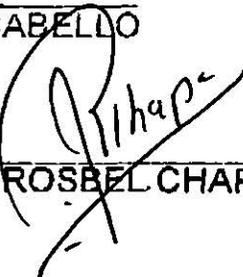
**COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE**

**INGENIERO GEÓLOGO**

**Vo. Bo. COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS**

  
M.C. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

  
M.C. TOMÁS COSSIO TORRES

  
DR. JOSÉ ROSBEL CHAPA GUERRERO

**LINARES, N.L.**

**MAYO DE 2002**

## **DEDICATORIA**

Este trabajo se lo dedico primeramente a Dios, por darme paciencia en los momentos más difíciles de la carrera y en la realización de esta tesis.

Con mucho cariño y amor a mi familia que me brindó su apoyo, consejos y paciencia durante mi estancia en esta facultad. A mi Padre Mario Porras Cárdenas, por sus consejos y apoyo que me impulsaron a seguir hasta el final de esta carrera, a mi Madre Estela Vázquez de Porras, por sus bendiciones y consejos que toda mamá pueda dar a sus hijos, a mis hermanos Bere, Nelson y Katy “gracias” ¡los quiero mucho!.

Con mucho cariño para mi abuelo † Vicente Porras Espinoza donde quiera que se encuentre y a mis abuelas Herminia Cárdenas García y Ana María Pantoja.

Con mucho cariño para una persona muy especial, por todo el cariño, apoyo y comprensión, que me ha brindado en estos momentos tan importantes de mi vida, Karina Alejandra, muchísimas gracias.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) por el apoyo brindado durante mi formación profesional, a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por el apoyo económico a través la beca de intercambio académico, sin la cual no hubiera sido posible culminar este trabajo.

A mi asesor Gabriel Chávez Cabello por la confianza, el apoyo, por sus ideas y comentarios que fueron una aportación importante en la elaboración de esta tesis, así como la paciencia que me tuvo para elaborar y finalizar este trabajo.

Al Dr. Gustavo Tolson Jones del Instituto de Geología de la UNAM por sus comentarios y aportaciones de ideas en la realización de la tesis, a la Dra. Ofelia Morton Bermea por sus consejos, apoyo moral y la atención brindada en lo que se refiere a los trámites y cobro de la beca de intercambio académico.

Al M.C. Tomás Cossío Torres, por la amabilidad y disponibilidad mostrada, así como por sus consejos y participación en la elaboración de la tesis.

Al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, Director de la Facultad de Ciencias de la Tierra, por su apoyo y aceptación del tema de tesis, así como por sus comentarios y consejos en la etapa de revisión del trabajo.

A la UANL por el apoyo del Proyecto PAICYT CT357-00: "Determinación de los mecanismos de Ascenso y Emplazamiento de Magmas del Intrusivo Cerro del Mercado, Monclova, Coahuila, México", aprobado a mi asesor, del cual recibí apoyos para mi trabajo de campo.

A la Señora Araceli Issasi por su ayuda en los trámites correspondientes para la presentación de esta tesis y los efectuados durante el desarrollo de la carrera.

A la Familia Velasco Segura, por su hospitalidad y amabilidad brindada durante nuestra estancia en Monclova.

A mis grandes amigos Memo, Andrés, Chuy, Gabriel, Jon, Gil y Lacho. gracias por su amistad sincera y confianza que me brindaron durante la carrera.

A Mayra, Dany, Mono, Big, Any, Iris, Jair, Chago, Monca, Ivan, que me acompañaron a campo, así como a Vicky, Juany, Olga, Nereida, Checo, Fedrico, Arturo, Jorge Velasco, Julio, Tavo, Alfredo, Don Elías, Felipe, Treviño, Víctor, Andrés Ramos, Pedro, Lupita, Claudia, Paty, Reyna, July, Irving, Angela, Janeth, a todos ellos y a tantas personas que no menciono de manera involuntaria, gracias por todo.

A Rolando Peterson, por su disponibilidad y ayuda en la utilización del programa de cómputo Angelier, sin el cuál no hubiese sido posible interpretar las direcciones de esfuerzos.

A mi tío Javier por sus comentarios, apoyo e ideas que me ayudaron durante la realización de la tesis.

También quiero agradecer a todos los maestros de la Facultad que influyeron en el desarrollo y orientación de mi carrera al Dr. López Oliva, Dr. Héctor de León Gómez, M.C. Roberto Soto, Dr. Fernando Velasco, Maestra Manuelita, M.C. Ángel García Peña, Dr. Sostenes, Dr. Medina, Dr. Juan Alonso y al Dr. Cosme Pola Simuta por la atención brindada en los trámites para la realización de prácticas profesionales.

# INDICE

Lista de Figuras.....	i
Lista de Tablas.....	x
Lista de Abreviaturas y Nomenclatura.....	xi
Resumen.....	xiii
Abstract.....	xiv
<b>CAPITULO I</b>	
<b>GENERALIDADES.....</b>	<b>1</b>
1.1 Introducción.....	1
1.2 Justificación.....	2
1.3 Objetivos.....	4
1.4 Localización y vías de comunicación.....	5
1.5 Clima y vegetación.....	6
1.6 Trabajos previos.....	7
1.7 Metodología.....	7
<b>CAPITULO II</b>	
<b>GEOLOGÍA REGIONAL.....</b>	<b>9</b>
2.1 Introducción.....	9
2.2 Provincia Alcalina Oriental Mexicana.....	12
2.3 Tectónica regional.....	16
2.4 Paleogeografía.....	24
2.4.1 Pre – triásico.....	25
2.4.1.1 El basamento.....	25
2.4.2 Triásico.....	25
2.4.3 Jurásico.....	27
2.4.4 Cretácico.....	29
2.4.5 Terciario.....	37
<b>CAPITULO III</b>	
<b>GEOLOGÍA LOCAL.....</b>	<b>40</b>
3.1 Introducción.....	40
3.2 Estratigrafía del área de estudio.....	42
3.2.1 Formación Aurora.....	42
3.2.2 Formación Kiamichi.....	45
3.2.3 Grupo Wachita.....	47
3.2.3.1 Formación Georgetown.....	48
3.2.3.2 Formación del Río.....	48
3.2.3.3 Formación Buda.....	49
3.3 Rasgos texturales y estructurales del plutón.....	51
3.3.1 Foliaciones.....	51
3.3.2 Enclaves.....	55
3.3.3 Diques.....	56

## **CAPITULO IV**

<b>ANÁLISIS ESTRUCTURAL</b> .....	59
4.1 Introducción.....	59
4.2 Metodología.....	60
4.2.1 Aplicación del método inverso en la reconstrucción del paleoesfuerzo.....	60
4.2.2 Estimador de calidad individual Rup del programa Angelier (1990).....	63
4.2.3 Metodología empleada en la toma de datos de falla.....	64
4.3 Resultados.....	65
4.3.1 Interpretación estructural en el área de estudio.....	65
4.3.2 Deformación en la roca encajonante.....	65
4.3.3 Deformación en el intrusivo.....	70

## **CAPITULO V**

<b>MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS</b> .....	74
5.1 Introducción.....	74
5.2 Procesos que generan espacios dentro de la corteza.....	76
5.3 Mecanismos de ascenso de magmas.....	79
5.3.1 Ascenso a través de diques.....	79
5.3.2 Ascenso a través de diapiros.....	81
5.4 Mecanismos de emplazamiento de magmas.....	85
5.4.1 Introducción.....	85
5.4.2 Rebaje magmático (stopping).....	87
5.4.3 Subsistencia de calderas y diques anulares.....	88
5.4.4 Levantamiento de techos (lacolitos).....	89
5.4.5 Hundimiento de pisos (lopolitos).....	91
5.4.6 Diapiros y plutones expandidos radialmente.....	92
5.5 Folioles tectónicas y magmáticas en granitos.....	95
5.5.1 Introducción.....	95
5.5.2 Folioles magmáticas.....	96
5.5.3 Folioles tectónicas o en estado sólido.....	96
5.6 Características de folioles formadas durante diferentes estilos de emplazamiento.....	97
5.6.1 Plutones emplazados por flujo magmático.....	97
5.6.2 Plutones emplazados por expansión o diapiros tipo ballooning.....	98
5.6.3 Plutones emplazados durante deformación regional.....	99
5.7 Relaciones de tiempo-espacio entre emplazamiento y deformación regional.....	100
5.7.1 Introducción.....	100
5.7.2 Plutones pre-tectónicos.....	100
5.7.3 Plutones sin-tectónicos.....	101
5.7.4 Plutones post-tectónicos.....	101
5.8 Relaciones de contacto plutón roca encajonante en el área de estudio...	103
5.9 Mecanismos de ascenso y emplazamientos de magmas dentro del área de estudio.....	105
5.10 Relación entre emplazamiento y deformación regional.....	109

<b>CAPITULO VI</b>	
<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>111</b>
<b>CAPITULO VII</b>	
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>114</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>116</b>
<b>ANEXOS</b>	
ANEXO I   CARTA GEOLÓGICA	
ANEXO II  SECCIONES GEOLÓGICAS	

## Lista de Figuras

Página

Figura 1	Localización del área de estudio y geología general de la región de Monclova, Coahuila.....	5
Figura 2	Mapa de relieve que define a las estructuras anticlinales y sinclinales dentro del CPC. Los intrusivos de CCM están enmarcados por la línea punteada, y los límites del CPC están definidos por las fallas La Babia al norte y San Marcos al sur.....	11
Figura 3	Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SB, Sierra Blanca; TP, Trans-Pecos; LC, La Cueva; CCM, Cinturón Candela Monclova; SP, Sierra Picachos; SC, Sierra San Carlos; ST, Sierra de Tamaulipas; PS, Palma Sola; SAT, San Andrés Tuxtla. Adaptado de DEMANT y ROBIN (1975), CLARK et al. (1982).....	13
Figura 4	Fuerzas compresivas que actuaron en dirección Noroeste – Sureste, en el Noreste de México (Padilla y Sánchez, 1982).....	18
Figura 5	Desplazamiento de las estructuras laramidicas producto de una cizalla sinestral (Padilla y Sánchez, 1982).....	19
Figura 6	Elementos estructurales principales dentro del CPC. AB: Arco el Burro, AS: Arco el Salado, CS: Cuenca de Sabinas, ALG: Anticlinal La Gavia, PC: Plataforma de Coahuila, CLP: Cuenca La Popa, CP: Cuenca de Parras y SM: Saliente de Monterrey (Adaptado de LAWTON Y GILES, 1997; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).....	20

Figura 7	Localización de las fallas transcurrentes orientadas Norte-Noroeste a Sur- Sureste, en el Norte de México, (De Antuñano, 1984).....	22
Figura 8	Paleogeografía del noreste de México durante el Triásico tardío– Jurásico temprano (SMITH, 1981).....	26
Figura 9	Paleogeografía del noreste de México durante el Oxfordiano (SMITH, 1981).....	27
Figura 10	Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmeridgiano - Tithoniano (SMITH, 1981).....	28
Figura 11	Paleogeografía del noreste de México durante el Berriasiano – Valangiano – Hauteriviano (SMITH, 1981).....	29
Figura 12	Paleogeografía del noreste de México durante el Barremiano–Aptiano temprano (SMITH, 1981).....	31
Figura 13	Paleogeografía del noreste de México durante el Aptiano tardío– Albiano medio (SMITH, 1981).....	32
Figura 14	Paleogeografía del noreste de México durante el Albiano tardío– Cenomaniano (SMITH, 1981).....	33
Figura 15	Paleogeografía del noreste de México durante el Turoniano (SMITH, 1981).....	34
Figura 16	Paleogeografía del noreste de México durante el Coniaciano– Santoniano (SMITH, 1981).....	35

Figura 17	Paleogeografía del noreste de México durante el Campaniano (SMITH, 1981).....	36
Figura 18	Paleogeografía del noreste de México durante el Maastrichtiano (SMITH, 1981).....	37
Figura 19	Paleogeografía del noreste de México durante el Terciario (SMITH, 1981).....	38
Figura 20	Modelo de elevación digital de la sierra de Sacramento y sierras aledañas.....	41
Figura 21	Tabla de correlación estratigráfica para las diferentes cuencas del noreste de México (LAWTON <i>et al.</i> , 2002).....	43
Figura 22	Tabla estratigráfica del área de estudio. Únicamente afloran rocas del Cretácico.....	44
Figura 23	Estratos medianos a masivos de la Formación Aurora cerca del contacto con el intrusivo.....	45
Figura 24	Afloramiento en donde se observan estratos calcáreos delgados así como una alternancia de material arcilloso de la Formación Kiamichi.....	47
Figura 25	Afloramiento de la Formación Georgetown. Esta Formación presenta estratos de calizas y calizas arcillosas de espesores delgados a medios.....	48

Figura 26	En este afloramiento se observan lutitas intercaladas con calizas nodulares de estratificación delgada a medianas con un color de interperismo amarillento de la Formación Del Río, en contacto transicional y concordante con calizas nodulares de estratificación ondulosa de la Formación Buda.....	49
Figura 27	Polos y planos promedio de foliaciones asociadas a emplazamiento y estratificación en la roca encajonante del intrusivo. Los círculos máximos punteados se refieren a la estratificación y los continuos a la foliación. Los círculos vacíos representan a los polos de estratificación y los triángulos a la foliación. (1) Parte norte del intrusivo, (2) Parte noreste del intrusivo, (3) Parte sur del intrusivo, (4) Parte suroeste del intrusivo y, (5) Parte este del intrusivo.....	53
Figura 28	Microfotografía de zona de deformación con fábrica ultramilonítica (% de matriz > 90; SIBSON 1977) dentro del intrusivo. Esta fábrica también puede nombrarse como milonita de cuarzo y feldespatos según la clasificación litológica de este tipo de fábrica de acuerdo a PASSCHIER Y TROUW (1996). Longitud inferior de la figura es igual a 4mm. Nicoles paralelos.....	54
Figura 29	Comparación de polos y planos promedio de foliaciones magmáticas presentes en el plutón. Círculos máximos es foliación magmática. Los triángulos vacíos representan a los polos de la foliación. (a) Parte norte del intrusivo, (b) Parte noreste del intrusivo, (c) Parte oeste del intrusivo, (d) Parte este del intrusivo, (e) Parte suroeste del intrusivo y, (f) Parte sureste del plutón.....	54

Figura 30	Enclave máfico presente en el intrusivo del Cerro Mercado, compuesto principalmente de hornblenda. Nótese los bordes rectos y su contraste en color con la matriz ígnea que lo soporta.....	56
Figura 31	Dique—estrato (sill) dentro de la Formación Buda del grupo Washita, localizado al norte del área de estudio.....	57
Figura 32	Se observan dos generaciones de diques aplíticos dentro del intrusivo, este afloramiento corresponde a la parte Noreste del intrusivo.....	58
Figura 33	Componentes de deslizamiento en una falla heredada: F: Plano de falla, n: Esfuerzo normal teórico sobre el plano, n*: Esfuerzo real sobre el plano, t: Estría teórica, s: Estría real (ANGELIER, 1990; 1994).....	61
Figura 34	Estimador de calidad individual RUP, en dónde la flecha abierta indica la estría teórica (t), y la flecha negra la estría real (s; ANGELIER, 1990; 1994).....	63
Figura 35	Falla inversa localizada en la Formación Aurora, dentro de una zona alterada hidrotermalmente en la parte Este del área de estudio.....	67
Figura 36	Muestra fracturas conjugadas dentro de la formación Aurora, estas se localizan hacia la parte Noroeste del intrusivo.....	67

Figura 37	Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas en la Formación Buda y fracturas conjugadas en la Formación Kiamichi, localizadas hacia la parte Norte del intrusivo. (a) Fallas inversas con $\sigma_1$ NNE-SSW y, (b) fracturas de cizalla con un arreglo coherente al $\sigma_1$ obtenido con fallas en (a).....	68
Figura 38	Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas y fracturas conjugadas en la Formación Kiamichi, localizadas hacia la parte Noreste del intrusivo. (a) Fallas inversas con $\sigma_1$ casi horizontal y con dirección WNW-ESE, tangenciales al borde del intrusivo, (b) Fracturas de cizalla con un arreglo coherente al $\sigma_1$ obtenido con fallas en (a).....	69
Figura 39	Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas en la formación Buda y fracturas conjugadas, localizadas hacia la parte Sureste del intrusivo. (a) Fallas inversas con $\sigma_1$ en dirección NW-SE, perpendicular al borde del intrusivo, (b) Fracturas de cizalla con un arreglo coherente al $\sigma_1$ obtenido con fallas en (a).....	69
Figura 40	Direcciones de esfuerzos principales para fallas extensionales en la Formación Kiamichi al Norte y Noroeste del área de estudio. (a) Fallas que definen un $\sigma_3$ WSW-ENE y, (b) con un $\sigma_3$ cercanamente NNW-SSE.....	70
Figura 41	a) Direcciones de esfuerzos principales para fallas laterales dentro del intrusivo del Cerro Mercado. Nótese la dirección de compresión WSW-ENE para el arreglo de fallas, b) fracturas de cizalla presentes en el centro del intrusivo y, c) fracturas de cizalla con una dirección de esfuerzo principal máximo $\sigma_1$ SW-NE en el Suroeste del intrusivo. Ambas enmarcando la dirección de compresión obtenidas con las fallas en (a).....	71

Figura 42	Se aprecia una zona de cizalla conjugadas con apreciable disminución en el tamaño de grano original de la roca, producto de deformación regional.....	72
Figura 43	Modelo digital de elevación del área de la Sierra de Sacramento y Sierra La Gloria (Este centro), con el intrusivo del Cerro Mercado en el centro. Nótese la orientación de los ejes de pliegues NNW-SSE, cortados y cizallados lateralmente.....	72
Figura 44	Esquema que presenta los diferentes diagramas de bloques mostrando el emplazamiento de magmas dentro de (a) charnela de pliegue (SCHWERTNER, 1990), (b) <i>pull apart</i> a través de zonas de fallas laterales (HUTTON, 1982) y (c) ambiente extensional (HUTTON, 1982).....	78
Figura 45	Procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con roca encajonante (RE) no deformada. (b) Dilatación de fractura. (c) Propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique. (d) La presión del magma disminuye de la región fuente a la punta del dique. (e) La pérdida de calor ocasiona solidificación del magma (HOEK, 1996).....	81
Figura 46	Ascenso a través de diapiros. (a) Modelo del comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945).....	82

Figura 47	Diagrama que esquematiza las relaciones de corte tridimensional producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional, indicando los diferentes PTMCC en el intrusivo. 1-rebaje magmático ( <i>stoping</i> ); 2-levantamiento del techo; 3-deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola; 4-asimilación de la roca encajonante, fusión y anatexis y 5-desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento (PATERSON <i>et al.</i> , 1991)....	86
Figura 48	(a) Sección tridimensional que muestra relaciones de contacto cortantes producidas por <i>stoping</i> , donde la zona de color más oscuro sin líneas representa el plutón. Las líneas que forman una cuadrícula representan las marcas pasivas en las paredes y techos de la roca encajonante. Las flechas indican que las paredes de las rocas han sido desplazadas hacia abajo o asimiladas. (b) es muy similar al ejemplo (a), en este caso, la figura indica que las paredes de las rocas pudieron haber sido desplazadas hacia arriba o hacia abajo (PATERSON <i>et al.</i> , 1991).....	88
Figura 49	Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática ( <i>cauldron subsidence</i> ; PITCHER, 1979).....	89
Figura 50	Sección de lacolito ponchado limitado por fallas periféricas (CORRY, 1988).....	90
Figura 51	Sección de lacolito tipo árbol de navidad (CORRY, 1988). Nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas más someras.....	91

Figura 52	Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (Corry, 1988)...	92
Figura 53	Sección de un diapiro cortante (a) y un plutón inflado (b). Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (PATERSON <i>et al.</i> , 1991).....	93
Figura 54	Marcadores pasivos horizontales y elipses de deformación finita asociados a un cuerpo esférico (diapiro idealizado). (a) No corta y (b) cortante (SCHMELING, 1988). Tanto los horizontes como los elipses inicialmente no estaban deformados, nótese la alta deformación cerca y detrás de la esfera.....	93
Figura 55	Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (a, b y e ), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (f), emplazados bajo condiciones forzadas (a y c) y pasivas (b, d, e y f). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante el emplazamiento del plutón y las continuas son formadas durante la deformación regional (PATERSON <i>et al.</i> , 1991).....	102
Figura 56	Se observa el contacto entre el intrusivo y la formación Aurora.....	104
Figura 57	Modelo representativo del mecanismo de ascenso y emplazamiento del Cerro Mercado.....	108

## Lista de Tablas

		<b>Página</b>
Tabla 1	Tabla 1 Relaciones de edad para los diferentes complejos magmáticos de la PAOM. (compilado por NICK; 1988). Ma: millones de años.....	15
Tabla 2	Se presenta una relación de las características principales que hacen diferentes a los plutones emplazados a través de diques y diapiros dentro de la corteza (Adaptada de MARSH,1982).....	84

## Lista de Abreviaturas y Nomenclaturas

PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
CCM	Cinturón Candela Monclova
CPC	Cinturón Plegado de Coahuila
CVM	Cinturón Volcánico Mexicano
AB	Arco el Burro
AS	Arco el Salado
CS	Cuenca de Sabinas
ALG	Anticlinal la Gavia
PC	Plataforma de Coahuila
CLP	Cuenca la Popa
CP	Cuenca de Parras
SM	Salinte de Monterrey
SB	Sierra Blanca
T-P	Trans-Pecos
LC	La Cueva
SP	Sierra de Picachos
SC	Sierra de San Carlos
ST	Sierra de Tamaulipas
PS	Palma Sola
SAT	San Andrés Tuxtla
Ma	Millones de años
F	Plano de falla
n	Esfuerzo normal teórico sobre el plano
n*	Esfuerzo real sobre el plano
t	Estría teórica
s	Estría real
t	Estría teórica
$\sigma_1$	Esfuerzo principal máximo

$\sigma_2$	Esfuerzo principal intermedio
$\sigma_3$	Esfuerzo principal mínimo
Tv	Volcánico Cenozoico
Ti	Intrusivo Cenozoico
Tc	Continental Cenozoico
P	Presión
T	Tensión
RUP	Estimador de calidad individual
CN	Cierta Normal
RE	Roca encajonante
PTMCL	Procesos de transferencia de materiales de campo lejano
PTMCC	Procesos de transferencia de materiales de campo cercano
p. ej.	Por ejemplo
etc.	etcétera
Km.	Kilómetro
Fig.	Figura

## RESUMEN

El intrusivo Cerro Mercado localizado en la parte sureste del anticlinal de la Sierra de Sacramento, ubicado a 15 km de la Cd. de Monclova, Coahuila, presenta deformación no asociada a emplazamiento magmático que coincide fuertemente con la deformación regional característica para el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), la cual en general presenta una dirección de empuje WSW-ENE. Además, se identificó deformación asociada al emplazamiento, esta es observada principalmente hacia la parte norte y este del área de estudio, en donde hay un gran desarrollo de fallas de empuje y fracturas de cizalla con dirección del esfuerzo principal máximo consistentemente perpendicular al borde del intrusivo. Hacia la parte noroeste del intrusivo se identificó también dos direcciones locales de extensión: NW-SE y SW-NE, los cuales podrían estar relacionadas a ajustes de emplazamiento.

Composicionalmente el cuerpo intrusivo presenta una variación de cuarzomonzonita a monzonita según (TERRAZAS, 2001). Además de la variación composicional el intrusivo presenta relaciones de contacto fuertemente discordantes que sugieren emplazamientos por medio de mecanismos quebradizos o frágiles tales como: rebaje magmático (*stopping*), fallas de empuje y asimilación local de rocas encajonantes. Además, se observa un desarrollo de foliación magmática en el intrusivo y tectónica en las rocas encajonantes, las cuales se comportan de manera concéntrica y paralela al borde del intrusivo, sugiriendo expansión local de la cámara magmática durante y en la etapa tardía de su emplazamiento. El análisis de fallas y fracturas dentro del intrusivo y la presencia de zonas de cizalla dúctil no producto de emplazamiento, sugieren que el intrusivo fue emplazado sintectónicamente al evento de deformación regional que deformó el CPC.

## ABSTRACT

The Cerro Mercado intrusive complex located at the southeastern of the Sierra de Sacramento anticline, 15 kilometers south of Monclova city in northeastern Mexico, shows deformation unrelated to magmatic emplacement, which is strongly coherent with the regional deformation of the Coahuila Folded Belt (CFB) that show a WSW-ENE direction of compression. Furthermore, deformation to magmatic emplacement was also identified. It is well exposed at the northern and eastern of the study area, which is represented by reverse faults and shear joints with the main principal stress perpendicular to the intrusive-wall rock contacts, and two local directions of extension: NW-SE and SW-NE, at the northwestern of the study area, which could be related to adjustments of the emplacement were also recognized.

The contact relationships between pluton and wall rocks of the Aurora Formation are highly discordant, stopping, reverse faults and local assimilation of the limestones, suggest an emplacement controlled by brittle mechanisms. A development of magmatic foliation in the intrusive and a tectonic foliation in the sedimentary rocks that wrapped the pluton, parallel to the intrusive-wall rock contact, suggest local ballooning of the magmatic chamber during and the late stage of the emplacement. The analysis of faults and joints in the intrusive rocks and the presence of ductile shear zones un-related to emplacement, suggest that the pluton was emplaced during the regional deformation (sintectonic emplacement) that folded the Mesozoic sedimentary rocks in the Sabinas Basin of northeastern Mexico.

# CAPITULO I GENERALIDADES

## 1.1 INTRODUCCIÓN

La investigación desarrollada en la presente tesis representa una de las primeras etapas sobre el análisis estructural de intrusivos dentro de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), con el objetivo de definir las relaciones entre el emplazamiento y la deformación regional dentro del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

El presente trabajo se desarrolló en la parte norte de la PAOM, dentro del complejo magmático conocido como el cinturón Candela-Monclova (CCM). El CCM es un complejo de alrededor de 14 cuerpos intrusivos que se encuentran alineados este-oeste y que fueron emplazados durante el Eoceno (SEWELL, 1968), dentro de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, dentro de la sub-provincia de la Cuenca de Sabinas. La edad de emplazamiento de estos cuerpos, al parecer, coincide con la edad y, probablemente, post-fecha la culminación de un evento de deformación regional tipo transpresivo (CHÁVEZ, 2001, *en proceso*), más joven que el evento Laramide del Cretácico tardío-Terciario temprano, que ocurrió en el noreste de México y que se sugiere es el responsable del estilo de deformación presente dentro del CPC (CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982, VEGA-VERA Y PERRILIAT, 1989; YE, 1997).

## 1.2 JUSTIFICACIÓN

Debido a la problemática que se presenta en el estudio de las rocas ígneas dentro de la PAOM y a su vez dentro del CCM, relacionado con los mecanismos de ascenso y emplazamientos de los magmas dentro de la corteza, así como la relación temporal entre el emplazamiento y la deformación regional dentro de este cuerpo ígneo, se optó por trabajar en el Cerro Mercado, debido a que este cuerpo ígneo es el más grande y mejor expuesto de los cuatro plutones existentes en la parte oeste del CCM.

El estudio detallado de la amplia aureola tectónica presente en este plutón involucró: a) la definición de la geometría del contacto plutón-roca encajonante, b) la separación de estructuras producto de deformación asociada a emplazamiento *versus* regional, c) separación de deformación con respecto a emplazamiento ígneo y, d) la identificación de foliaciones magmáticas y tectónicas; todos estos elementos son importantes en la interpretación de los mecanismos de ascenso y emplazamientos de magmas, así como para definir la relación temporal entre emplazamientos y deformaciones regionales (PATERSON, *et al.*, 1991).

La falta de información estructural de los intrusivos del CCM así como la necesidad de conocer la edad más joven de la deformación regional que generó al CPC, motivó la realización del presente estudio. La separación de los eventos de deformación regional dentro del noreste de México y a su vez dentro del CPC, corresponden a una tarea aún no resuelta.

La deformación regional, en el noreste de México, parece ser tan simple como un solo evento compresivo Laramide que deformó la cubierta sedimentaria del Mesozoico, conformando el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Más que esto, específicamente en el CPC dentro del noreste de México, parece existir un evento transpresivo importante contemporáneo o más joven (Ypresiano, VEGA-VERA Y PERRILIAT, 1989) que el evento Laramide

(CHARLESTON, 1981; WALL *et al.*, 1961; SMITH, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982, 1986).

Como un primer paso para determinar la edad de la deformación regional que ocurre en el CPC, la cual se sugiere es transpresiva, se propone determinar la relación de emplazamiento con respecto a la deformación regional del intrusivo del Cerro Mercado, perteneciente al CCM emplazado dentro del CPC. Es decir, definir si el intrusivo es pre, sin o postectónico al evento o eventos de deformación regional que operaron dentro del CPC.

Las determinaciones relativas de edad entre emplazamiento y deformación regional, serán obtenidas mediante cartografía detallada dentro, en el borde y en las rocas encajonantes del intrusivo. Esta metodología en un futuro corto será aplicada en otros cuerpos intrusivos del CCM, para reunir la información necesaria que permita definir la edad más joven del evento de deformación regional, ya que esta no se conoce debido a la erosión del contacto entre los sedimentos sin y postorogénicos depositados dentro de la cuenca de Sabinas y la Popa, pertenecientes al CPC (CHÁVEZ, 2001; *en proceso*).

## 1.3 OBJETIVOS

El objetivo central del trabajo es establecer la relación temporal entre el emplazamiento y la deformación regional del intrusivo Cerro Mercado, para cumplir lo anterior se establecieron los siguientes objetivos particulares.

- 1) Realizar una cartografía geológico-estructural detallada dentro, en el contacto y en las rocas encajonantes del intrusivo Cerro Mercado.
- 2) Definir los diferentes sistemas de fallas, pliegues, juntas de extensión y cizalla, y superficies de foliación producto de deformación regional y de emplazamiento.
- 3) Establecer las direcciones de los esfuerzos principales mediante un análisis de población de fallas empleando el programa de ANGELIER (1990), para definir la relación de los esfuerzos regionales y locales.
- 4) Definir los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas para el intrusivo del Cerro Mercado.
- 5) Establecer un modelo general que explique el ascenso y emplazamiento de los magmas que dieron origen al intrusivo del Cerro Mercado.

## 1.4 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

El área de estudio se localiza en la parte centro oriental del estado de Coahuila, 15 km al sur de la ciudad de Monclova, Coahuila. El área en general se encuentra bien comunicada y sus accesos principales lo constituyen las carreteras federales No. 57 (tramo Monclova – Saltillo, Coah.) y 30 (Monclova – Ocampo, Coah.), de las cuales parten una serie de brechas y caminos de terracería que comunican tanto a las minas abandonadas como a las rancherías existentes dentro del área y por medio de las cuales se puede llegar con facilidad al área de trabajo.

El área de estudio presenta una forma rectangular con una extensión aproximada de 110 km<sup>2</sup>, teniendo como límites a las coordenadas geográficas 26°47'19" – 26°52'43" de latitud norte y 101°22'35" – 101°26'00" de longitud oeste (Fig. 1).

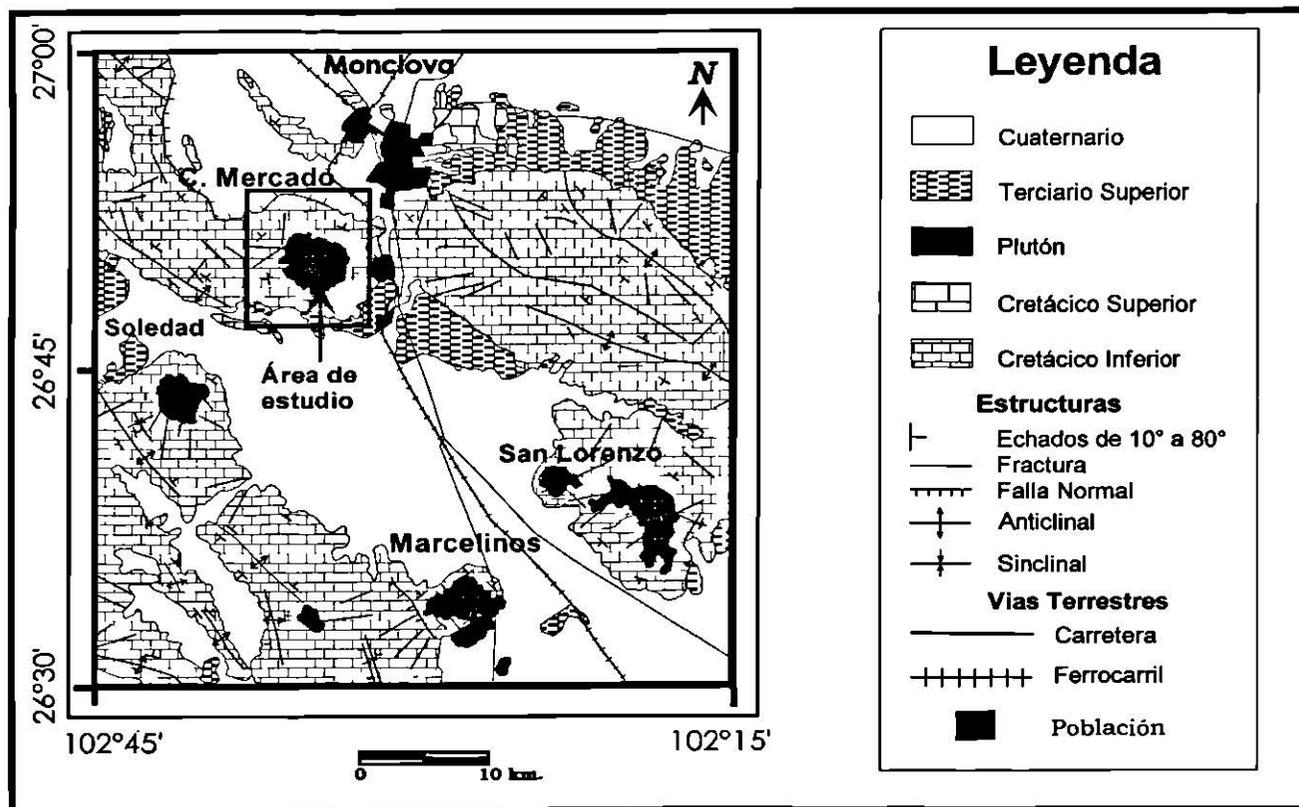


Figura 1. Localización del área de estudio y geología general de la región de Monclova, Coahuila.

## 1.5 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima en la región se caracteriza por tener altas presiones atmosféricas, en donde el aire desciende y se calienta, se aleja de la condensación y ocasiona baja pluviosidad originando un clima árido. De acuerdo a la clasificación de KÖEPPEN, el clima es del tipo seco, con lluvias en verano e invierno y escasas el resto del año. Presenta una precipitación media anual de 350 mm, la temperatura media al año es de 22 °C, la mínima es de -10 °C y la máxima de 47 °C. En lo alto de la sierra cambia a templado semi-seco.

Es común la presencia de heladas entre Octubre y Marzo, siendo Enero el mes de mayor incidencia. Por otro lado, la sequía es un fenómeno que últimamente se ha incrementado en toda la parte norte del país, esto debido a la ausencia de precipitación.

La vegetación que se presenta está determinada por el clima que prevalece, encontrando Sotol (*Desylirión sp*), Lechuguilla (*Agave Funkiana*), Candelilla (*Euphorbia Antisyphilitica*), Maguey (*Agave sp*), Guayule (*Parthenium*), Mezquite (*Prosopis Juliflora*), Uña de Gato (*Acacia Greggy*), Engordacabra (*Dalen sp*), Nopal Cegador (*Opuntia Microdasys*), Nopal Rastrero (*Opuntia Trastera*), Nopal Tapón (*Opuntia Robusta*), Biznaga (*Enchinocactus sp*), Ocotillo (*Fronquieria Splendens*), Peyote (*Atrophytum Asterias*), Granjeno (*Celtis sp*), Gobernadora (*Larrea Divaricata*), Hojasén (*Fluorencia sp*), Palma Chica (*Yuca Filífera*), Palma Real (*Yuca Carnerosana*), Castilla de Vaca (*Astriplex sp*) y Zacatón Alcalino (*Sprobulas sp*).

## 1.6 TRABAJOS PREVIOS

De los primeros trabajos sobre estratigrafía en el área del CPC están los de BÖSE (1923, 1927), IMLAY (1944), y más recientes los de MURRAY y colaboradores (1962), MCBRIDE y colaboradores (1974) y VEGA-VERA (1989). Sobre geología estructural para el CPC, se encuentran los trabajos de WALL y colaboradores (1961), SMITH (1981), CHARLESTON (1981), PADILLA Y SÁNCHEZ (1982, 1986), ALFONSO (1978). Sobre estratigrafía y tectónica se encuentran los trabajos de BUCRCKHARDT (1906, 1930), BÖSE (1923), MCKEE & JONES (1979), MCKEE y colaboradores, (1984, 1990), HUMPHREY (1956), ÁLVAREZ (1958), MURRAY (1959), GUZMÁN y DE CSERNA (1962), GONZÁLEZ (1976) y TRADY (1973 y 1980).

Sobre geocronología únicamente existe un trabajo que reporta edades K-Ar de los intrusivos del CCM (Sewell, 1968), definiendo una edad de 45 a 37 Ma. Más recientemente, un trabajo de geoquímica sobre cuatro intrusivos del CCM definió que las rocas presentan una afinidad muy importante con magmas generados en un ambiente de subducción (Morton, 1995).

## 1.7 METODOLOGÍA

La metodología del presente trabajo se puede dividir en seis etapas:

**Primer etapa (gabinete):** Recopilación bibliográfica y generación de mapas topográficos base a escala 1:10,000 a partir de la carta topográfica G14A52 escala 1:50,000 del INEGI.

**Segunda etapa (campo).** Se efectuó una cartografía geológico-estructural utilizando los mapas topográficos base 1:10,000. Se realizaron caminamientos en los

bordes y dentro del intrusivo tomando datos estructurales e identificando las diversas formaciones y fases ígneas aflorantes.

**Tercera etapa (campo).** Dentro de la roca encajonante, se levantaron datos de meso estructuras como: planos de fallas con estrías, juntas de extensión y cizalla, superficies de foliación tectónica y fracturas. Así como también se definió la geometría del contacto plutón-roca encajonante. Dentro del intrusivo, se realizaron una serie de estaciones las cuales se tomaron datos de planos de fallas con estrías, juntas de extensión y cizalla así como foliación magmática y tectónica.

**Cuarta etapa (gabinete).** A partir de toda la información obtenida en el campo se elaboró una carta geológica 1:10,000 y 2 secciones estructurales

**Quinta etapa (gabinete).** Se analizaron los datos de población de fallas, fracturas e indicadores cinemáticos para la interpretación de la deformación en el área de estudio, utilizando el programa de cómputo ANGELIER (1990), el cual se fundamenta en la inversión de datos de fallas para la obtención de las direcciones de los esfuerzos principales en la roca.

**Sexta etapa (gabinete).** Se formuló el modelo de evolución geológica del área de estudio y se llevó a cabo la redacción final del escrito de tesis.

# CAPITULO II

## GEOLOGÍA REGIONAL

### 2.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra localizada en la parte central del CPC. La topografía típica de la región esta dominada principalmente por una alternancia de sierras angostas y alargadas que representan a anticlinales y sinclinales aislados con orientaciones de los ejes de pliegues regionales NW-SE. Los ejes de pliegues presentan formas predominantemente *en echelon* (WALL *et al.*, 1961, CHARLESTON, 1981; SMITH, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; Fig. 2).

Las rocas presentes, por su origen y evolución, pertenecen a dos provincias geológicas diferentes. Las rocas encajonantes del CCM son calizas y lutitas del Mesozoico que fueron depositadas en un ambiente marino, levantadas y cizalladas en el Terciario medio (YE, 1997; VEGA VERA y PERRILIAT, 1989), mientras que las rocas ígneas que componen al CCM y a la misma PAOM, están asociadas a un ambiente de subducción (MORTON, 1995; NICK, 1988; JAMES Y HENRY, 1991), las más antiguas, y a un ambiente de tipo intra placa (NICK, 1988; JAMES Y HENRY, 1991; MORTON y ALTER, 1991; OROZCO, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; entre otros) las más jóvenes, estas últimas al parecer no presentes en el CCM.

El estilo de deformación que presentan las rocas sedimentarias definen al CPC. El intrusivo del Cerro Mercado, al igual que los otros cuerpos intrusivos que componen al CCM, producto de magmatismo asociado a subducción durante el Eoceno en el margen Este de México (CLARK *et al.*, 1982; SEWELL, 1968; MORTON, 1995), rompe con la geomorfología generando relieves más abruptos y puntuales dentro del CPC indicando, en el sentido general, una relación altamente discordante con las estructuras sedimentarias plegadas.

La actividad ígnea del Eoceno y Oligoceno en el noreste de México, sobre todo en la cuenca de Sabinas, corresponde a los complejos magmáticos del CCM y de la Sierra de Picachos (BLOOMFIELD Y CEPEDA, 1973; Tabla 1).

CLARK y colaboradores (1982), consideran a estos cuerpos ígneos como parte de un cinturón ígneo alcalino que se prolonga hacia México desde Nuevo México, en los Estados Unidos de Norteamérica. Estos autores consideran que el magmatismo alcalino fue inducido por el fenómeno de subducción, que ocurría en el occidente de México y constituye la manifestación más alejada de la paleo trinchera que se encontraba a 1000 km de distancia.

La secuencia sedimentaria marina del Mesozoico, fue afectada por la Orogenia Laramide (Cretácico tardío-Terciario temprano). A ésta se atribuye la generación de estructuras anticlinales separadas por amplios valles sinclinales, característico de esta región. Otras de las cuencas importantes en el noreste de México, corresponden a la de Parras y La Popa, que corresponden a las cuencas de antepaís del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Estas dos últimas presentan una estratigrafía semejante pero muy diferente estilo de deformación con respecto a la cuenca de Sabinas.

La gran diferencia es que el Grupo Difunta del Cretácico Tardío-Paleógeno, no aflora en la cuenca de Sabinas. Además, El estilo de deformación del área de la cuenca de Sabinas es diferente al presente en la cuenca de Parras y La Popa. El estilo de deformación de la cuenca de Parras es de estructuras más apretadas, presentándose recumbencias y cobijaduras hacia el norte. Sin embargo, en la cuenca de Sabinas o CPC, los pliegues son poco estrechos y sólo se llega a observar recumbencias y cabalgamientos hacia los elementos positivos, donde el transporte tectónico ocurre hacia el suroeste (sobre la península de Coahuila) o noreste (península del Burro Peyotes; CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

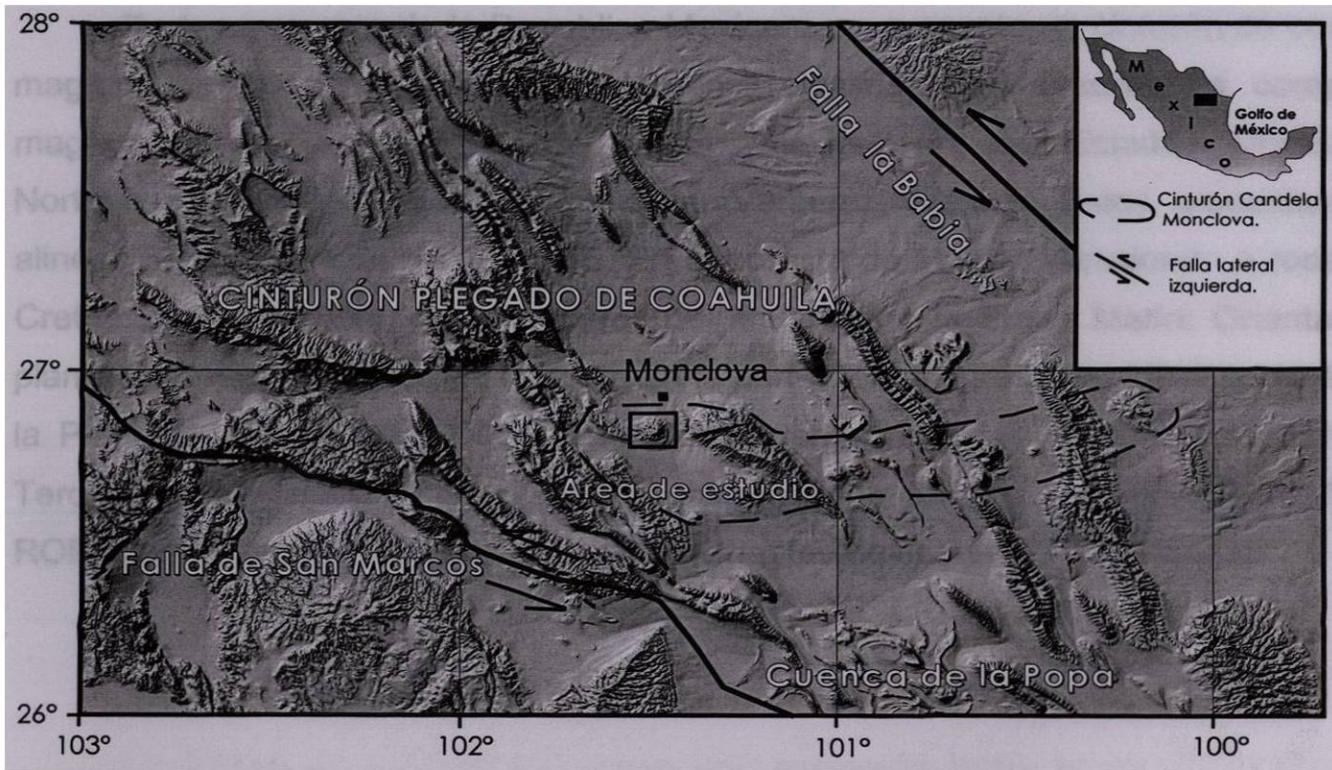


Figura 2. Mapa de relieve que define a las estructuras anticlinales y sinclinales dentro del CPC. Los intrusivos de CCM están enmarcados por la línea punteada, y los límites del CPC están definidos por las fallas La Babia al norte y San Marcos al sur.

Mientras que en la cuenca de La Popa, la deformación principalmente está controlada por el ascenso de diapiros de sal, generando geometrías cercanamente circulares en vista en planta. La cuenca de La Popa está incluida dentro de la subprovincia del CPC, aún cuando presenta variaciones importantes en el estilo de deformación.

## **2.2 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

En la parte este de la Republica Mexicana se presenta un cinturón de cuerpos magmáticos de composición generalmente alcalina, este cinturón de complejos magmáticos se extiende desde Nuevo México, en los Estados Unidos de Norteamérica (EUA), hasta Palma Sola, Veracruz, México. Estos presentan una alineación preferencial NNW – SSE. En el noreste de México intrusionan a rocas del Cretácico medio y del Terciario cerca del límite entre la Sierra Madre Oriental y la planicie Costera del Golfo de México. En la parte Este y sureste de México, dentro de la Planicie Costera Del Golfo De México, levantan a rocas del Cretácico tardío y Terciario. Este cinturón de complejos magmáticos fue definido por (DEMANT Y ROBIN; 1975) como la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM; Fig. 3).

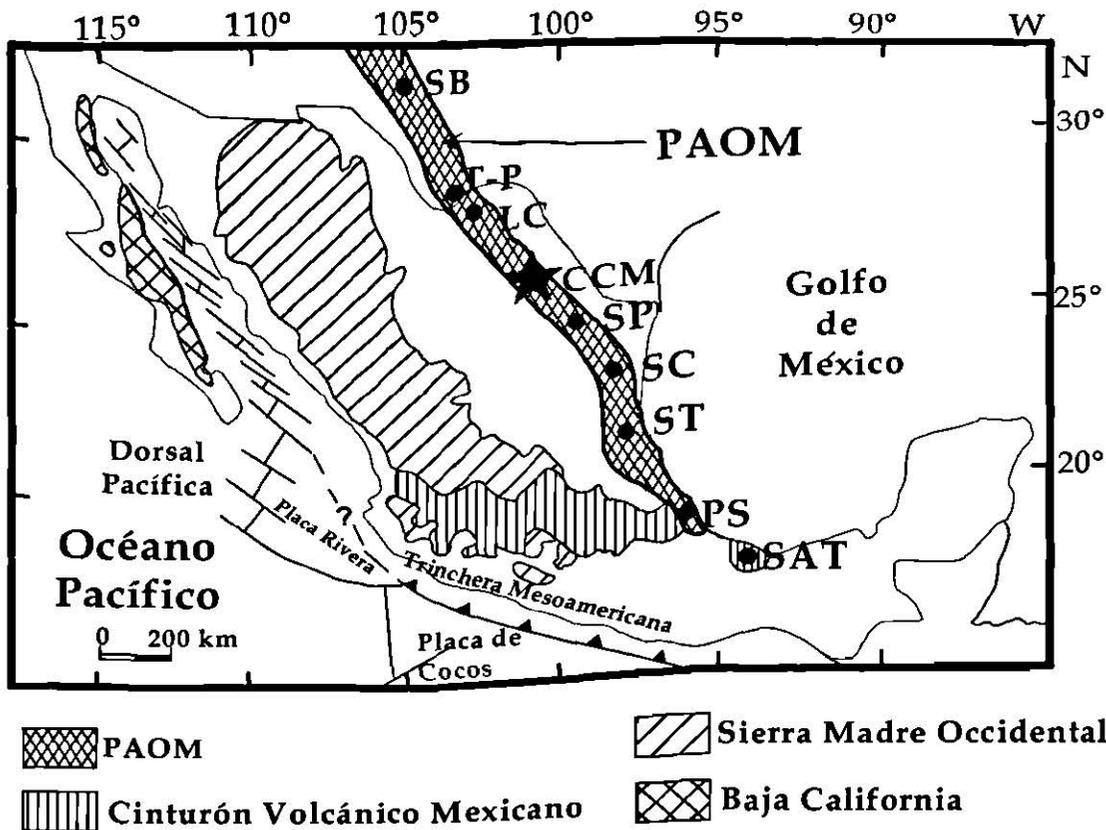


Figura 3. Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SB, Sierra Blanca; TP, Trans-Pecos; LC, La Cueva; CCM, Cinturón Candela Monclova; SP, Sierra Picachos; SC, Sierra San Carlos; ST, Sierra de Tamaulipas; PS, Palma Sola; SAT, San Andrés Tuxtla. Adaptado de DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982).

La PAOM es considerada como una extensión hacia el sur de la provincia magmática de Trans-Pecos, que se extiende desde el sur de Nuevo México pasando por el oeste de Texas, en los Estados Unidos de Norteamérica, e internándose a México por el estado de Coahuila y continuando por toda la Planicie Costera del Golfo de México hasta llegar a Veracruz, su extensión es aproximadamente de 2,000 km en territorio mexicano según BARKER y NELSON (1987).

Para explicar el origen de la PAOM se han propuesto varios modelos genéticos. ROBIN (1982) propone un modelo de *rift* en dirección norte-sur, que originaría un régimen extensional en el Golfo de México, favoreciendo a la generación de rocas alcalinas y peralcalinas. Por otro lado DEMANT Y ROBIN (1975)

relacionan los fenómenos magmáticos de la PAOM con el nacimiento de una cuenca marginal en el seno de la placa Norte Americana.

El magmatismo alcalino presente en la región de la Sierra de Picachos es interpretado como de tipo intraplaca según MORTON Y ALTHERR (1991). Para el complejo magmático de Candela – Monclova, MORTON (1995) considera que existió influencia de una placa oceánica que estuvo bajo Norte América en el Paleógeno. Por otro lado, para el origen del magmatismo de la Sierra de San Carlos, NICK (1988) interpreta que un ambiente de subducción operó y fue reemplazado por un magmatismo del tipo intraplaca.

El magmatismo de la Sierra de Tamaulipas es interpretado como un ambiente de tipo intraplaca (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996), encontrando una pequeña área que presenta una firma geoquímica típica para un ambiente de subducción, originado por la subducción de la Placa de Farallón bajo la de Norteamérica en el margen del Pacífico (VIERA-DÉCIDA, 1999).

Hacia la parte sur de la PAOM existen controversias debido a que parte de esta provincia presenta una sobreposición con el magmatismo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), algunos autores mencionan que para la parte sur de la PAOM, se ha interpretado un magmatismo producto de un ambiente de subducción relacionado con la Placa de Cocos, presentando sobreposición con magmatismo de intraplaca, esto en la región de Palma Sola Ver., México (ROBIN, 1976b; CANTAGREL Y ROBIN, 1979; OROZCO, 1995). Para el magmatismo alcalino y calco alcalino de San Andrés Tuxtla, THORPE (1977) lo relaciona con la subducción de las Placa de Cocos en el Pacífico y lo considera como parte del (CVM).

En lo que respecta a la edad de la PAOM, algunos autores mencionan que ésta tuvo un desarrollo geológico presentando una disminución en edad de norte a sur, aunque hay que mencionar que no se tienen datos suficientes. BARKER (1977) menciona que el magmatismo empezó y continuó en la provincia de Trans-Pecos,

Texas, en Estados Unidos de Norteamérica, presentando edades de 45-16 Ma hasta llegar a la región de San Andrés Tuxtla, Veracruz, donde se presentan edades del Cuaternario para algunas rocas (Tabla 1). Algunos autores como DEMANT y ROBIN (1975), ROBIN (1982), mientras que THORPE (1977), como ya se mencionó, lo relaciona con la parte más oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

Tabla 1 Relaciones de edad para los diferentes complejos magmáticos de la PAOM. (Compilado por NICK; 1988). Ma: millones de años.

<b>Localidad</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>Referencia</b>
Sierra Blanca (Nuevo México)	33°25'	105°45'	35-25	THOMPSON (1972)
Provincia de Trans-Pecos (Texas)	29°31'	103°-105°	46-17	BARKER (1977, 1987, 1979) NELSON <i>et al.</i> (1987)
Distrito de Big Bend (Terlinga, Texas)	29°20'	103°40'	53-42	ROSS (1986)
Distrito de Big Bend (Chris. Mount., Texas)	29°25'	103°27'	Terciario temprano	JOESTEN (1977)
Complejo de la Cueva (Coahuila)	29°30'	102°35'	Terciario temprano	DAUGHERTY (1963)
Cinturón Candela-Monclova (Coahuila y Nuevo León)	26°40'	100°10' - 100°30'	43-35	SEWELL (1968)
Sierra de Picachos (Nuevo León)	26°15'	100°00'	Terciario	MCKNIGHT (1963)
Sierra de San Carlos (Tamaulipas)	24°35'	99°05'	30-28 31.6	BLOOMFIELD Y CEPEDA- DAVILA (1973) ROMER Y HEINRICH (1998)
Sierra de Tamaulipas (Tamaulipas)	22°40'-23°45'	99°05' 97°45'	28.7 31.5 30.0	CANTAGREL Y ROBIN (1979), CAMACHO-ANGULO (1993) SEIBERTZ (1990) CAMACHO-ANGULO (1993)
Planicie De Tampico (Tamaulipas y Veracruz)	22°	98°15'	20	CANTAGREL Y ROBIN (1979)
Palma Sola (Veracruz)	19°50'	97°05'	17.3	CANTAGREL Y ROBIN (1979)

## 2.3 TECTÓNICA REGIONAL

Fisiográficamente la cuenca de Sabinas se encuentra limitada al norte por la Provincia de Burro Peyote o cratón de Coahuila-Texas; al este por la Planicie Costera del Golfo de México; al sur por la Isla o plataforma de Coahuila y al oeste por la presencia de rocas volcánicas del Campo Volcánico de Camargo, Chihuahua.

Esta región se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias deformadas del Mesozoico, que descansan sobre un basamento Paleozoico. El basamento Paleozoico sobre el cual evolucionó la secuencia del Mesozoico de esta región, ha sido interpretado como la continuación del cinturón Ouachita del sureste de los Estados Unidos de Norteamérica (LOPEZ RAMOS, 1980).

La formación del Golfo de Sabinas se presenta durante Triásico tardío y Jurásico temprano cuando las placas de Norteamérica, Sudamérica y Africana se separan provocando fallamiento normal. Durante este tiempo (Oxfordiano) inició una transgresión marina en el noreste de México, representada por la Formación Minas Viejas (MICHALZIK, 1991) . De esta manera, para el Oxfordiano, el paleogolfo de Sabinas quedó definido como una cuenca intracratónica que se desarrolló en la porción sur del cratón de Norteamérica (GONZÁLEZ, 1976).

En las primeras etapas de transgresión se depositaron en el Golfo de Sabinas depósitos evaporíticos (Formación Olvido), terrígenos y calcáreos en el marco de una fuerte evaporación (GONZÁLEZ, 1976). La transgresión marina continuó desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico tardío (Formación Cuesta del Cura), desarrollando arrecifes sobre las paleo-islas inundadas en el Cretácico medio (Formación Aurora), y alcanzando su máxima ingresión continental con la depositación de la Formación Cuesta del Cura (Cenomaniano).

Posteriormente, la sedimentación del Mesozoico se ve alterada por los efectos de la orogenia Laramide que se extendió desde el Cretácico tardío (Campaniano-Maastrichtiano) al Paleógeno (Paleoceno-Eoceno; YE, 1997), dónde el estilo de deformación del área del Golfo de Sabinas es de menor intensidad que el que se observa en el frente de Parras donde las recumbencias y cobijaduras tienen un desarrollo importante. En el Golfo de Sabinas los pliegues son poco estrechos y sólo se llegan a observar recumbencias y cabalgamientos hacia los elementos positivos (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982). Además de que se piensa que la deformación del Golfo de Sabinas debe ser más joven, tanto como post-Ypresiano (VEGA-VERA y PERRILIAT, 1989).

El origen de los esfuerzos que propiciaron el desarrollo de la orogenia Laramide es atribuido al cambio de ángulo en la subducción en el Pacífico al occidente de Norteamérica durante el Cretácico Tardío al Eoceno tardío (CONEY, 1976; DICKINSON y SNYDER, 1977; DICKINSON *et al.* 1988), dando origen a un levantamiento de la corteza y acortamiento del antepaís, el cual dió como resultado al desarrollo de una zona de *decollement* que propició cabalgamientos que deformaron la secuencia del Mesozoico en el noreste de México, reactivando probablemente algunas fallas de desplazamiento sinistral preexistentes en los límites del CPC (CPC; CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

Hay quienes sugieren que los pliegues son el resultado de la acción de fuerzas coaxiales (IMLAY, 1938; HUMPHREY, 1956; GONZÁLEZ, 1976), donde las rocas del Mesozoico fueron comprimidas contra el basamento Hercínico de los paleoelementos durante la orogenia Laramide (DE CSERNA, 1956; TARDY, 1980). MEIBURG y colaboradores (1987) apoyan la teoría de los esfuerzos coaxiales con dirección SW - NE y sugieren que la formación de los pliegues fue producto de un *decollement* en el área de Torreón – Monterrey. MURRAY (1962), KRUTAK (1967), MULLAN (1978) y PADILLA Y SÁNCHEZ (1986) proponen que los pliegues en el Golfo de Sabinas son el resultado de la combinación de un *decollement* con direcciones suroeste noreste y de esfuerzos de cizalla siniestrales, donde las fallas

de La Babia y San Marcos se reactivaron durante el Paleógeno desarrollando la rotación de los anticlinales en el Golfo de Sabinas, desplazando la parte sur de Estados Unidos de Norteamérica hacia el oeste y México hacia el este, durante el Paleoceno tardío – Eoceno temprano.

PADILLA Y SÁNCHEZ (1982) muestra que las fuerzas compresivas que actuaron en dirección noreste–suroeste, en combinación con una zona de *decollement*, que dio origen a un deslizamiento de los sedimentos en dirección noreste, colisionándolos contra las áreas de basamento, dio como resultado el desarrollo de pliegues apretados y volcados, fallas de empuje paralelas a los ejes de las áreas más estables, además de la formación de estructuras diapíricas a lo largo de los ejes de pliegues del frente de la Sierra Madre Oriental y en el Golfo de Sabinas (Fig. 4). Además de zonas de cizalla siniestral, donde las fallas de La Babia y San Marcos se reactivaron durante el Terciario temprano desarrollando la rotación de los anticlinales en el Golfo de Sabinas (Fig. 5).

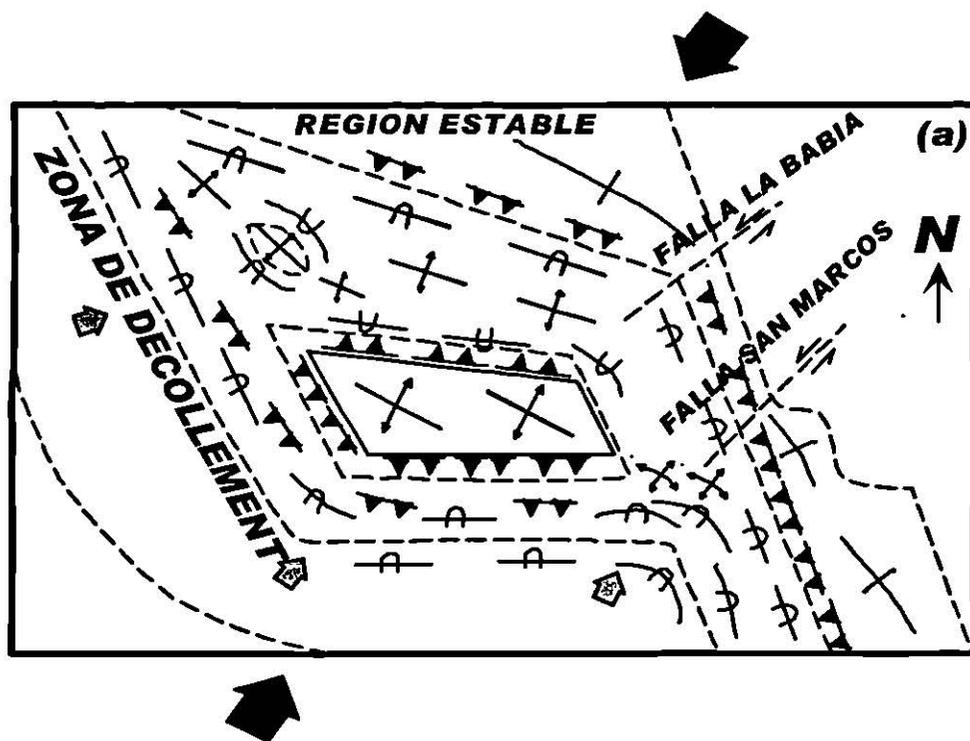


Figura 4. Fuerzas compresivas que actuaron en dirección noroeste–sureste, en el noreste de México (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

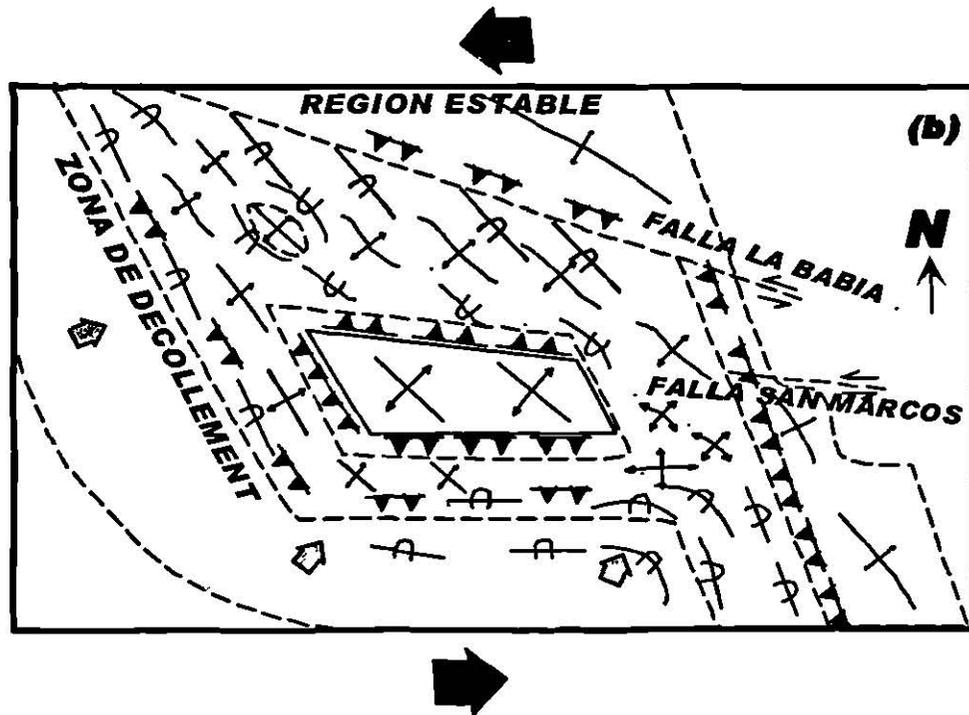


Figura 5. Desplazamiento de las estructuras Laramide producto de una cizalla sinistral en el Golfo de Sabinas (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

La deformación regional, en el noreste de México, parece ser tan simple como un solo evento compresivo Laramide que deformó la cubierta sedimentaria del Mesozoico, conformando el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. No obstante, dentro del CPC (WALL *et al.*, 1961), existe controversia sobre si operó una deformación regional tipo transpresiva (CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; LONGORIA, 1985; MCKEE *et al.* 1984; 1990), controlada por bloques del basamento que disparó la intrusión de rocas evaporíticas, ocasionando el levantamiento de estructuras anticlinales y sinclinales aisladas con orientaciones de los ejes de pliegues regionales noroeste-sureste como fue propuesto inicialmente por WALL y colaboradores (1961). Los ejes de pliegues presentan formas predominantemente, (escalonadas) y serpenteantes que sugieren la existencia de una cizalla regional izquierda. Sin embargo, aún no han sido identificados desplazamientos importantes a lo largo de las fallas San Marcos y La Babia (Fig. 5).

CHARLESTON (1981) postuló para el CPC, que éste está separado del cratón Coahuila -Texas por una falla de desplazamiento lateral izquierda, denominada Falla La Babia. Hacia la parte sur, al parecer también ocurrieron movimientos de esta índole, a lo largo de la nombrada falla de San Marcos, la cual define el límite entre el CPC y la plataforma de Coahuila (CHARLESTON, 1981; MCKEE *et al.*, 1984, 1990). SMITH (1981) sugirió que el acortamiento del CPC, el cuál presenta direcciones noreste – suroeste, fue consecuencia de transpresión entre el cratón de Coahuila – Texas y la plataforma de Coahuila, con movimientos laterales transcurrentes, a lo largo de las fallas San Marcos y La Babia (Fig. 6).

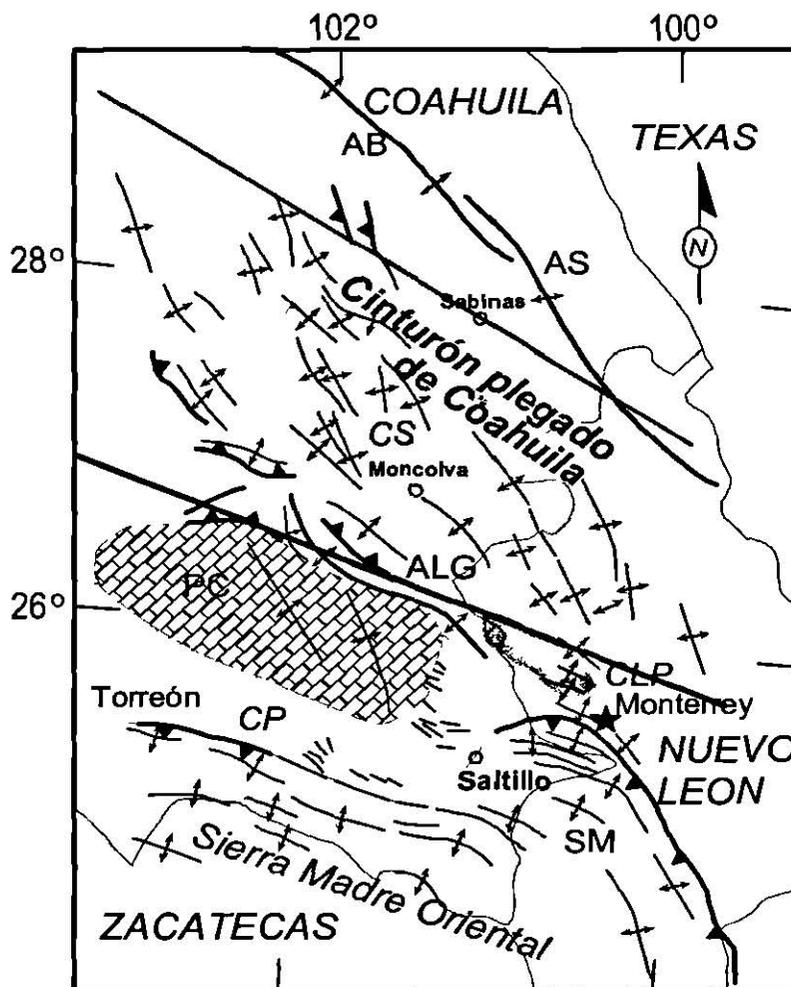


Figura 6. Elementos estructurales principales dentro del CPC. AB: Arco el Burro, AS: Arco el Salado, CS: Cuenca de Sabinas, ALG: Anticlinal La Gavia, PC: Plataforma de Coahuila, CLP: Cuenca La Popa, CP: Cuenca de Parras y SM: Saliente de Monterrey (Adaptado de LAWTON Y GILES, 1997; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

Es importante destacar que en más de una ocasión se ha sugerido la existencia de deformación tipo transpresiva en el norte de México, ya que varios autores han demostrado mediante fotografías aéreas la existencia de otro evento regional que altera las estructuras de edad Laramide.

TARDY (1980) sugiere que un evento transpresivo, probablemente miocénico, operó en la Sierra de Parras, Coahuila, ocasionando vergencias opuestas en pliegues de edad Laramide, formando estructuras en el norte de México las cuales no han sido fechadas con precisión ni tan poco han sido claramente separadas del evento de deformación Laramide.

DE ANTUÑANO (1984), mediante el uso de fotografías aéreas, identificó la existencia de tres fallas laterales izquierdas las cuales presentan una dirección de rumbo NNW – SSE, estas se localizan entre los estados de Chihuahua, Coahuila y Durango, nombrándolas Falla de Juárez, Almagre y El Caballo (Fig. 7).

Al parecer estas fallas presentan desplazamientos de hasta 10 km sobre estructuras de edad Laramide. Las evidencias consisten de fracturas, flexiones, dislocación de estructuras, accidentes morfotectónicos y emplazamientos plutónicos alineados (Fig. 7). Lo importante de las fallas que fueron identificadas por DE ANTUÑANO (1984), es que presentan una orientación muy similar al sistema de fallas de cuencas y sierras (*Basin and Range*; fallas normales), pero estas fallas son laterales con al parecer grandes desplazamientos. Con respecto al fallamiento lateral propuesto por SMITH (1981) y PADILLA Y SÁNCHEZ (1982), dentro del CPC, estas fallas son fuertemente oblicuas ya que las fallas en el CPC presentan orientaciones WNW – ESE. Sin duda, determinar la verdadera operación y edad de un evento transpresivo que varias ocasiones ha sido sugerido, sería de gran importancia para entender la evolución tectónica del norte de México.

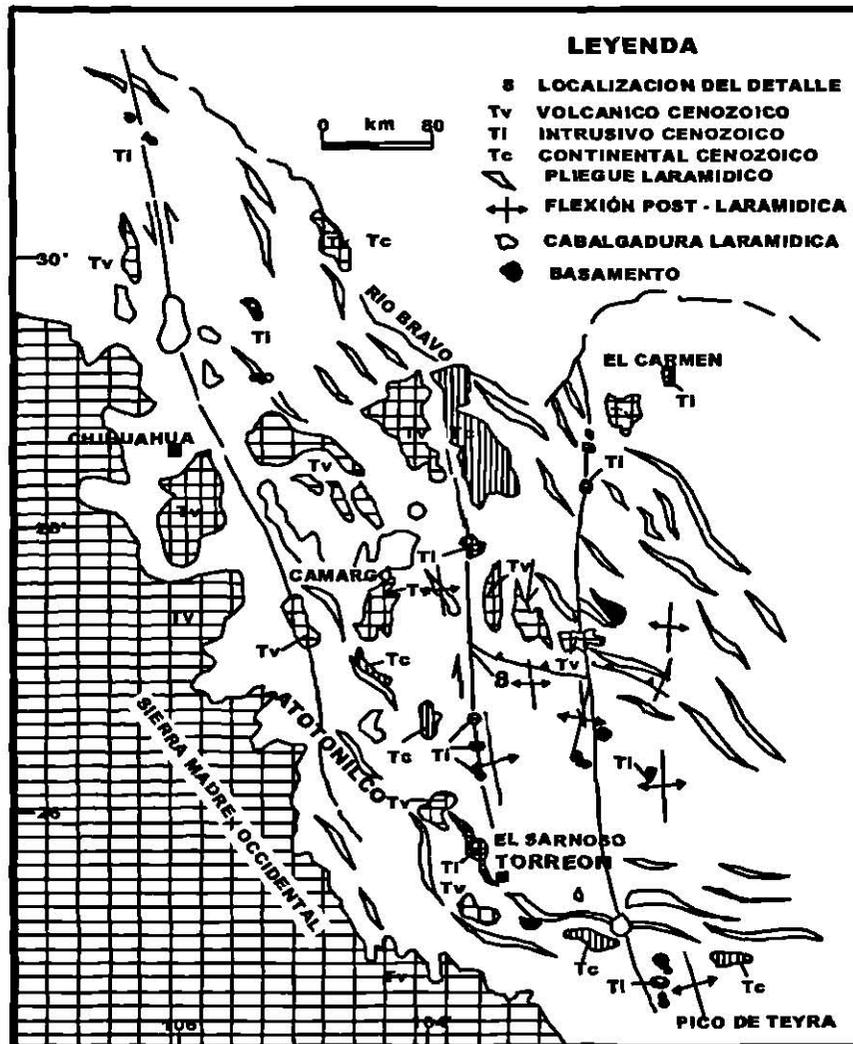


Figura 7. Localización de las fallas transcurrentes orientadas NNW-SSE, en el Norte de México (DE ANTUÑANO, 1984).

Al parecer el norte de México estuvo sometido a deformaciones que pasaron de tipo compresivo (deformación Laramide), transpresivo y extensional (*Basin and Range*). Es importante mencionar que la edad del evento *Basin and Range*, tanto en México como en Estados Unidos, se conoce muy bien (JAMES Y HENRY, 1991), así como el mismo evento Laramide en Estados Unidos y México (DICKINSON, et al., 1988; YE, 1997). Sin embargo, no es así para el evento transpresivo que al parecer ocurrió como una transición entre el compresivo y el extensional en el norte de México. Este ha sido inferido por algunos autores de que al parecer ocurrió posteriormente al Eoceno (YE, 1997) y específicamente post-Ypresiano (VEGA-

VERA Y PERRILIAT, 1989) en la cuenca de Sabinas o CPC, sin haberse determinado en detalle la edad más joven de éste.

Es importante destacar que en la Cuenca de la Popa, ocurrió sedimentación sintectónica al desarrollo de la Sierra Madre Oriental así como también diapirismo sinsedimentario desde el Cretácico tardío (LAUDON, 1996; LAWTON Y GILES, 1997; VEGA-VERA Y MITRE-SALAZAR, 1997). Además, en las Cuencas de La Popa y de Parras, se ha demostrado que las rocas del Grupo Difunta fueron también sedimentadas contemporáneamente al levantamiento del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (sector Parras), encontrándose sedimentos sinorogénicos tan jóvenes como Eoceno medio, sin conocerse aún la edad más joven de la deformación debido a la erosión del contacto entre sedimentos sinorogénicos y postorogénicos. Debido a lo anterior, para la parte noreste de México no se conoce la edad más joven del evento "Laramide". El contacto mencionado entre sedimentos sin y postorogénicos, no ha sido reportado para el área del CPC o en la Cuenca de Sabinas (PETERSON, 2001).

Específicamente para el CPC, no se conocen edades de la deformación regional, salvo que su estilo es ampliamente diferente a la deformación observada tanto en el frente de la Sierra Madre Oriental, como para el determinado en la Cuenca de La Popa (LAUDON, 1996; LAWTON Y GILES, 1997), y la misma Cuenca de Parras. No obstante, se sugiere que la deformación tipo transpresiva en el CPC, podría ser contemporánea a la etapa tardía de la deformación Laramide (Paleoceno tardío - Eoceno temprano; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982), o más joven (VEGA-VERA Y PERRILIAT, 1989; YE, 1997).

Debido a lo anterior, para el presente trabajo de tesis de licenciatura se propuso el análisis estructural de uno (Intrusivo Cerro del Mercado) de varios intrusivos pertenecientes al CCM, para definir si es pre, sin o pos-tectónicos al evento de deformación regional que ocurrió dentro del CPC. Lo anterior como una alternativa para conocer la edad más joven del evento de deformación transpresiva

sugerido dentro del CPC, debido a que el contacto entre sedimentos sin y posorogénicos, dentro de la cuenca de La Popa y sur de la cuenca de Sabinas, fue erosionado (YE, 1997; CHÁVEZ, 2001, *en proceso*).

## 2.4 PALEOGEOGRAFÍA

La evolución paleogeográfica en el noreste de México se encuentra relacionada con la apertura del Golfo de México durante el Triásico Tardío, cuando la Placa Norteamericana se empezó a separar de las Placas Sudamericana y Africana. Lo anterior trajo como consecuencia el desarrollo de un proto-rift intracontinental de fallas transformes y longitudinales que desplazaron terrenos de la cordillera Apalachiana Paleozoica, que unía a las placas antes mencionadas formando una serie de pilares y fosas tectónicas. Los pilares tectónicos formaron los elementos paleogeográficos positivos del Jurásico tardío en el norte del país, siendo los siguientes: Península de Burro - Peyotes, Isla de Coahuila, Isla La Mula, Isla Monclova, Cuenca de Chihuahua, Golfo de Sabinas y el Archipiélago Tamaulipeco (IMLAY, 1936; KELLUM, *et. al.*, 1936; HUMPHREY Y DÍAZ, 1956; GONZÁLEZ, 1976; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

Esta evolución se desarrolló dentro de un ambiente de placa divergente la cual trae como resultado un fallamiento normal y la formación de cuencas intracontinentales debido a la ruptura continental de la PANGEA. Esta separación ocasionó la formación y dispersión del fondo oceánico que originó el Golfo de México durante el Jurásico (GOLHAMMER *et al.*, 1993).

Como consecuencia de esta apertura, se inicia el depósito relativamente continuo de una potente secuencia sedimentaria calcáreo–arcillosa y areno–arcillosa, representativa del Jurásico tardío, Cretácico-Terciario, con más de 8,000 m de espesor. Esta secuencia compuesta descansa discordantemente sobre metasedimentos y rocas intrusivas cristalinas del basamento pre–Oxfordiano.

## **2.4.1 PRE-TRIÁSICO**

### **2.4.1.1 BASAMENTO**

Las rocas del basamento en el noreste de México están constituidas por un importante cinturón plegado y metamorfozado de edad Permo-carbonífera, producto de la colisión antigua entre las masas continentales de GONDWANA Y LAURASIA. Esta colisión formó el supercontinente PANGEA, originando una sutura orogénica conocida como el cinturón Ouachita-Maraton, la cual se extiende hasta el actual noreste de México (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). El origen de esta sutura está asociada a un límite de placas convergente el cual desarrolló a un arco insular y finalmente una colisión continental.

No obstante, evidencias del cinturón Ouachita existen desde Chihuahua hasta el Cinturón Volcánico Mexicano. El área de deformación se extiende desde el oeste hasta el frente de la Sierra Madre Oriental y las rocas también afloran en los núcleos de los grandes anticlinales de edad Laramide. El basamento está constituido por sedimentos clásticos flychoides de edad pérmica y carbonífera y sedimentos del silúrico en contacto tectónico con gneisses de edad Grenvilliana (1,200 – 900 Ma)

Sobre esta secuencia del Precámbrico-Paleozoico, sobreyace discordantemente una secuencia de areniscas, lutitas y conglomerados rojizos de origen continental, correspondientes al Grupo Huizachal (MIXON *et al.*., 1959; MICHALZIK, 1987; MICHALZIK & SCHUMANN, 1994; Fig. 8).

## **2.4.2 TRIÁSICO**

Las rocas más antiguas del mesozoico que conforman la estratigrafía del noreste de México, son conocidas como lechos rojos cuya edad es incierta, algunos autores mencionan que corresponden al Triásico Tardío, (LÓPEZ-RAMOS, 1980) ó

Jurásico Superior a Medio (GONZÁLEZ, 1976). Las localidades en dónde se encuentran aflorando estas rocas, es en la región de Galeana, Nuevo León (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1978, 1982).

El ambiente de depositación de estas rocas fue probablemente a través de abanicos aluviales dentro de la topografía negativa que formaban los grabens, los cuáles su formación se debió principalmente a la separación de las placas de Norteamérica con Sudamérica y África durante el Triásico Tardío (SALVADOR Y GREEN, 1980).

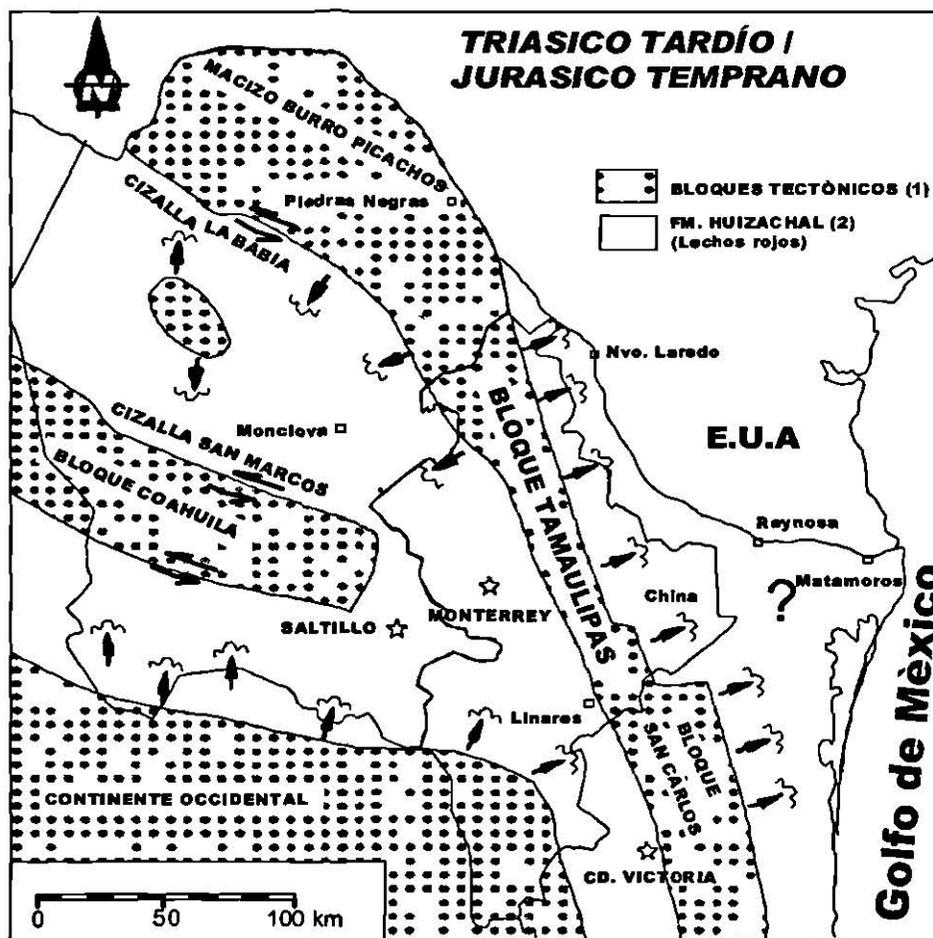


Figura 8. Paleogeografía del noreste de México durante el Triásico tardío–Jurásico temprano (SMITH, 1981).

### 2.4.3 JURÁSICO

La depositación sedimentaria se inició durante el Jurásico tardío (Calloviano-Oxfordiano), con el hundimiento lento y paulatino de los paleoelementos Burro-Picachos e Isla de San Carlos Cruillas (Fig. 9); correspondientes al Archipiélago de Tamaulipas. El movimiento originó una amplia plataforma marina de facies someras en esta región, acompañada por sal y terrígenos costeros depositados en la periferia de las partes emergidas (HUMPHREY, 1956; DE CSERNA, 1956).

Esta secuencia sedimentaria integra a las Formaciones Novillo, Zuloaga y Olvido (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982). Un cinturón de banco oolítico restringió la circulación de agua originando la depositación de evaporitas hacia la parte este del Archipiélago de Tamaulipas.

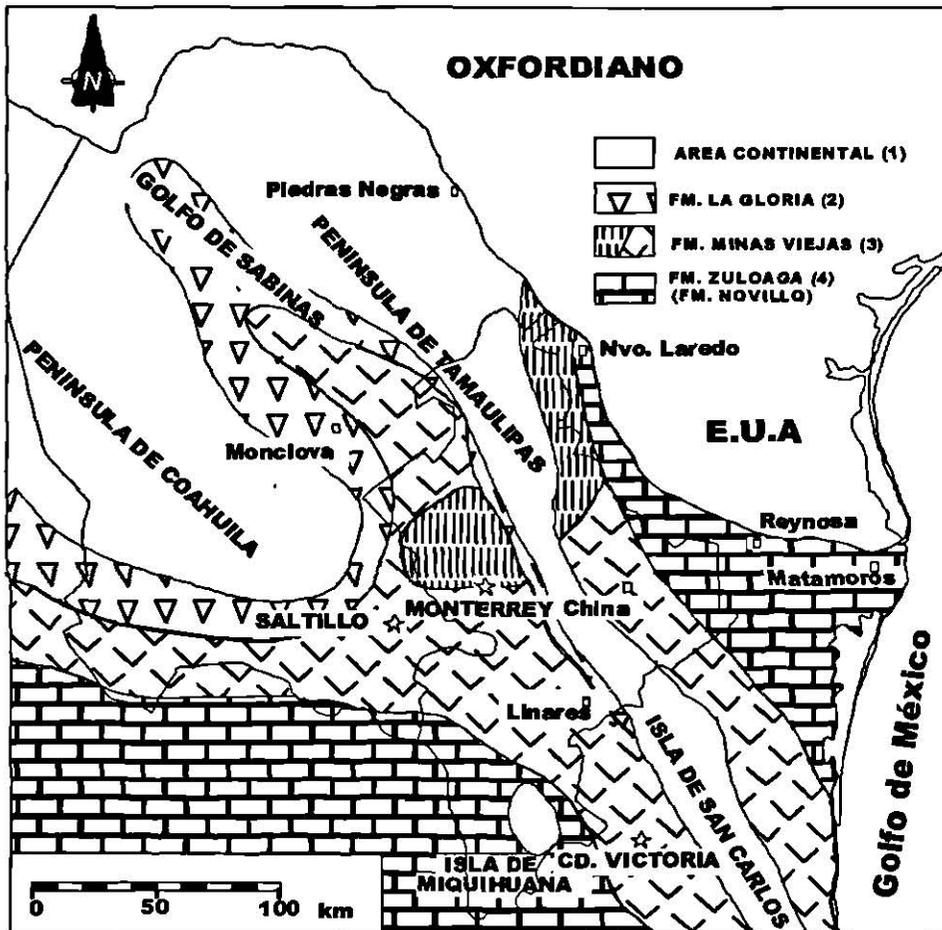


Figura 9. Paleogeografía del noreste de México durante el Oxfordiano (SMITH, 1981).

A fines del Oxfordiano se acentuó la subsidencia originando una transgresión hacia el oriente, ocasionando así la entrada de mar hacia áreas antes emergidas. Durante el Kimmeridgiano tardío–Tithoniano, solamente la Península Burro–Peyotes, la isla de Coahuila y la isla de la Mula estuvieron emergidas, mientras que el Archipiélago de Tamaulipas fue completamente cubierto por mares del Tithoniano. Esta transgresión arrastró gran cantidad de materia orgánica vegetal y terrígenos que fueron removidos y transportados mar adentro, formando un depósito de terrígenos con abundancia de materia orgánica. La consolidación de estos sedimentos, define a las Formaciones La Casita, La Caja y Pimienta, de edad Kimmeridgiano y Tithoniano (MICHALZIK & SCHUMANN, 1994). Esta secuencia presenta un espesor promedio de 600 m (Fig. 10).

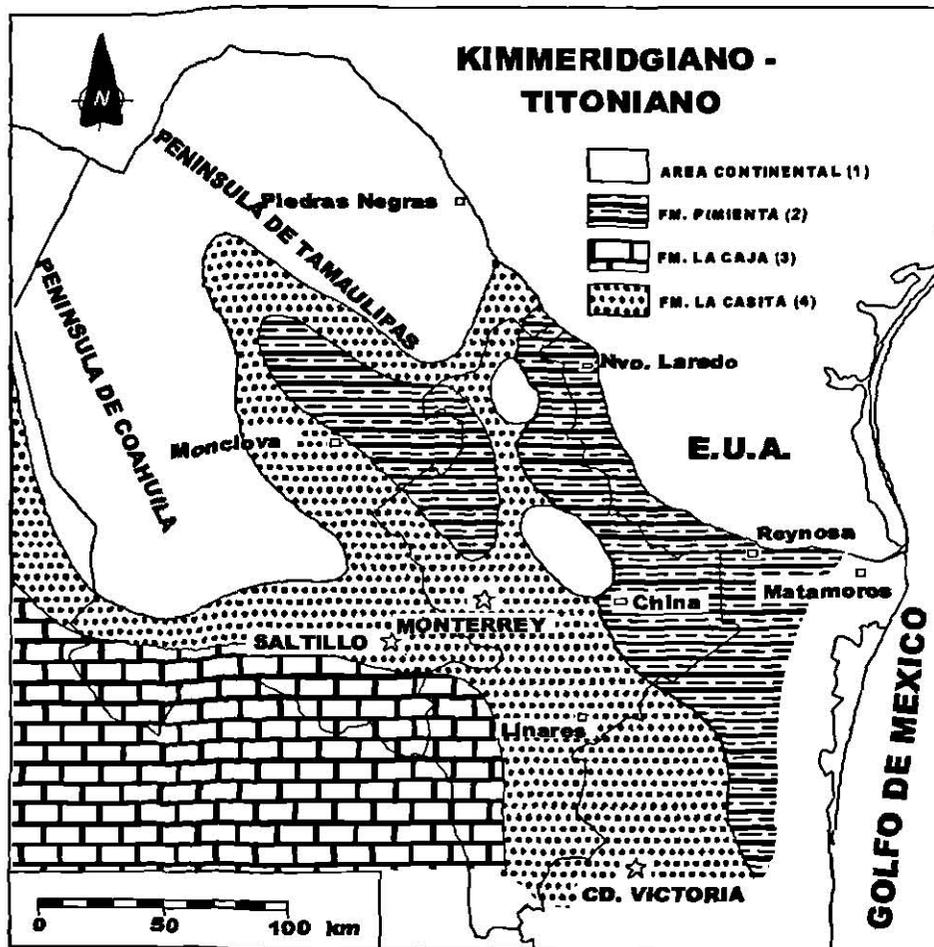


Figura 10. Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmeridgiano - Tithoniano (SMITH, 1981).

## 2.4.4 CRETÁCICO

Al comienzo del Cretácico una potente secuencia calcárea comenzó a desarrollarse, continúa la subsidencia lenta y continua, así como los mares continúan su avance sobre las áreas antes emergidas. Donde la Península Burro Peyotes y las Islas La Mula y de Coahuila fueron estilos emergentes, bordeados por sedimentos clásticos pertenecientes a la Formación San Marcos y Formación Houston. En el área del Golfo de Sabinas se depositaron arcillas y carbonatos pertenecientes a la Formación Menchaca y limos y arcillas pertenecientes a la Formación Barril Viejo. Contemporáneamente, una secuencia calcárea con delgadas intercalaciones de sedimentos calcáreo-arcillosos que constituye la Formación Taraises, fueron depositados hacia la parte sur y este (IMLAY, 1936; Fig. 11).

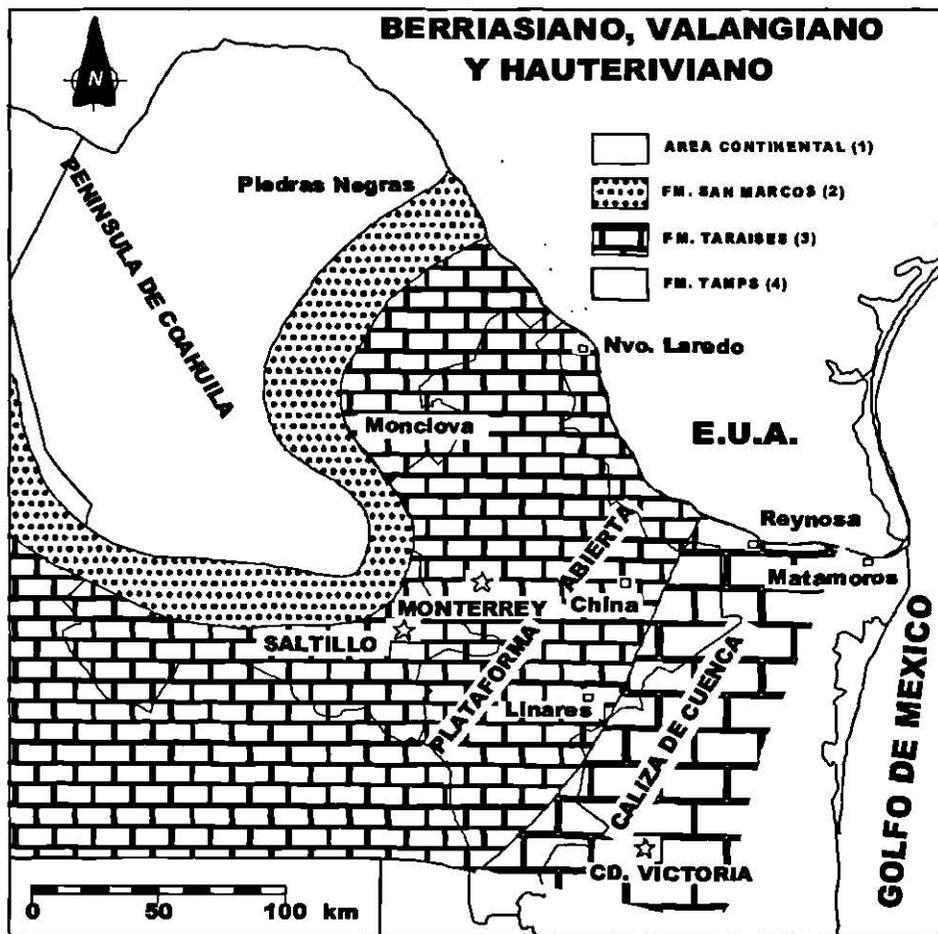


Figura 11. Paleogeografía del noreste de México durante el Berriasiano–Valangiano–Hauteriviano (SMITH, 1981).

En el Hauteriviano Tardío, Barremiano y Aptiano Temprano (Fig. 12), hubo extensos periodos de relativa estabilidad, lo que favoreció al desarrollo continuo de una plataforma calcárea con frente arrecifal vertical y progradante hacia el oriente.

Esta unidad se conoce como Formación Cupido (IMLAY, 1937; CHARLESTON, 1981). Hacia la parte oriente y sur del complejo arrecifal prevalecieron ambientes de mar abierto, en los que se depositó una secuencia de carbonatos finos que corresponden a la Formación Tamaulipas inferior del Berriasiano–Aptiano temprano (Fig. 12).

Durante el Hauteriviano–Aptiano tardío, las áreas emergidas corresponden a la Península de Burro Peyotes y la Isla de Coahuila, mientras que para este tiempo ocurre sedimentación sobre la Isla de La Mula que fue cubierta por arcillas de la Formación La Mula (Fig. 12).

La Península de Burro Peyotes y la Isla de Coahuila continuaron como áreas emergidas, siendo bordeados por terrígenos correspondientes a la Formación Pátula y arcillas de la Formación La Mula. Durante el Aptiano tardío, una reactivación de las áreas continentales ubicadas al occidente y el ascenso en el nivel del mar, provocó un cambio notable en la sedimentación. En este periodo persistieron ambientes de mar abierto con la depositación de una secuencia delgada calcáreo arcillosa carbonosa representada por las formaciones la Peña y Otates (IMLAY, 1936; HUMPHREY, 1949):

Durante el Albiano temprano–medio (Fig. 13), aumenta la subsidencia e incrementa el efecto transgresivo, aumentando el nivel del mar hacia el poniente. En este periodo se crea una amplia y extensa plataforma de bajo relieve y de hundimiento lento, sobre la que se depositan sedimentos marinos de plataforma a mar abierto.

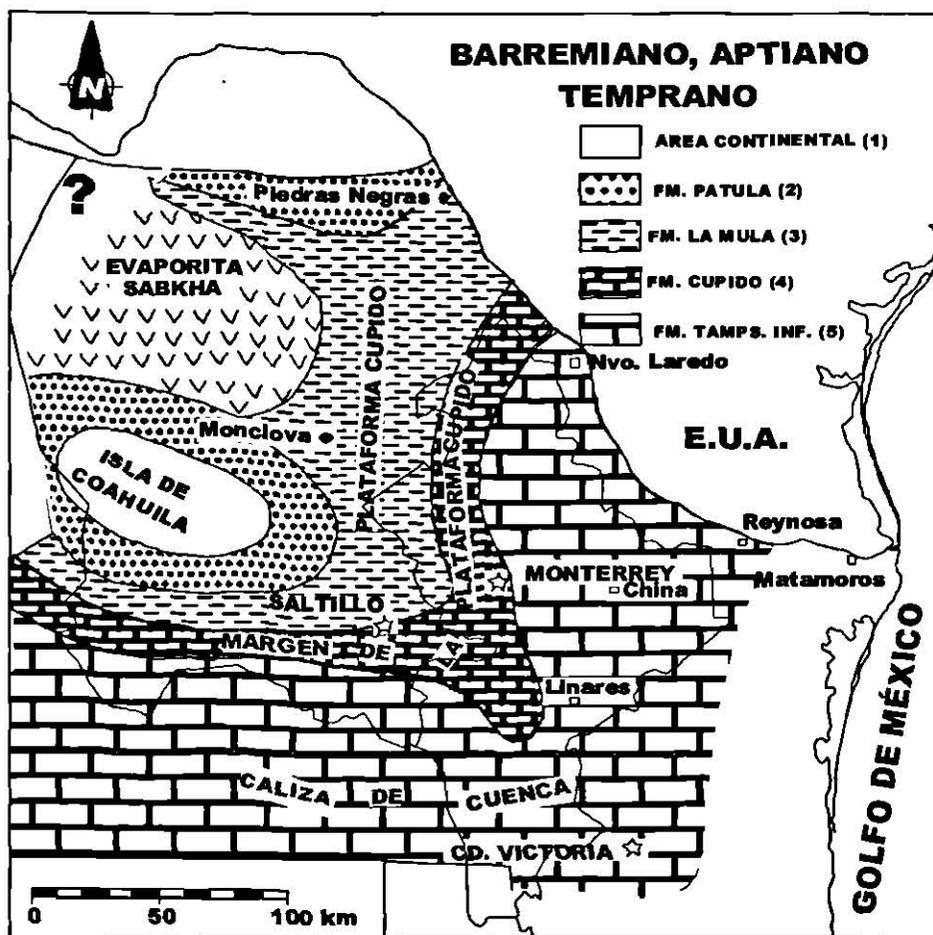


Figura 12. Paleogeografía del noreste de México durante el Barremiano–Aptiano temprano (SMITH, 1981).

Durante este periodo ocurre un ambiente favorable para la depositación de una potente secuencia de carbonatos micríticos (lodos calcáreos) con nódulos de pedernal y abundante presencia de foraminíferos planctónicos. Esta secuencia de estratificación mediana a gruesa se define como la Formación Tamaulipas superior y su correspondiente de aguas someras se denomina como Formación Aurora (BURROWS, 1910).

Durante el Albiano tardío–Cenomaniano temprano (Fig. 14), ocurre un desarrollo de arrecifes sobre la Isla de Coahuila y la Península de Burro Peyotes. Estos trenes de arrecifes restringieron la circulación de las aguas formando depósitos evaporíticos (Formación Acatita) sobre la isla de Coahuila (GONZÁLEZ, 1976).

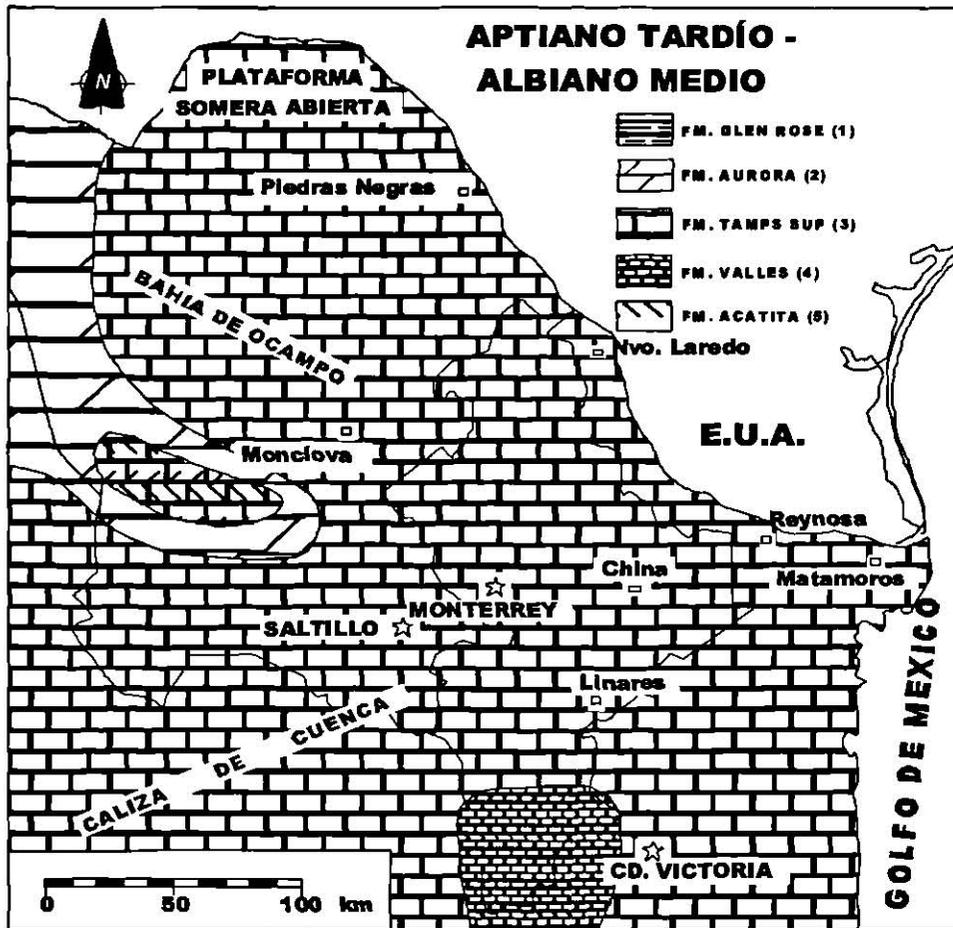


Figura 13. Paleogeografía del noreste de México durante el Aptiano tardío–Albiano medio (SMITH, 1981).

El ritmo de la subsidencia con periodos de equilibrio, origina una marcada distribución sedimentario–estratigráfica entre la porción noroccidental de la cuenca y el resto de su margen occidental. En el margen occidental y sureste, predominaron facies de mar abierto donde se deposita una potente sección de carbonatos finos y lodos calcáreos negros, con estratificación delgada a media, con bandas de pedernal nombrados como Formación Cuesta del Cura (IMLAY, 1936).

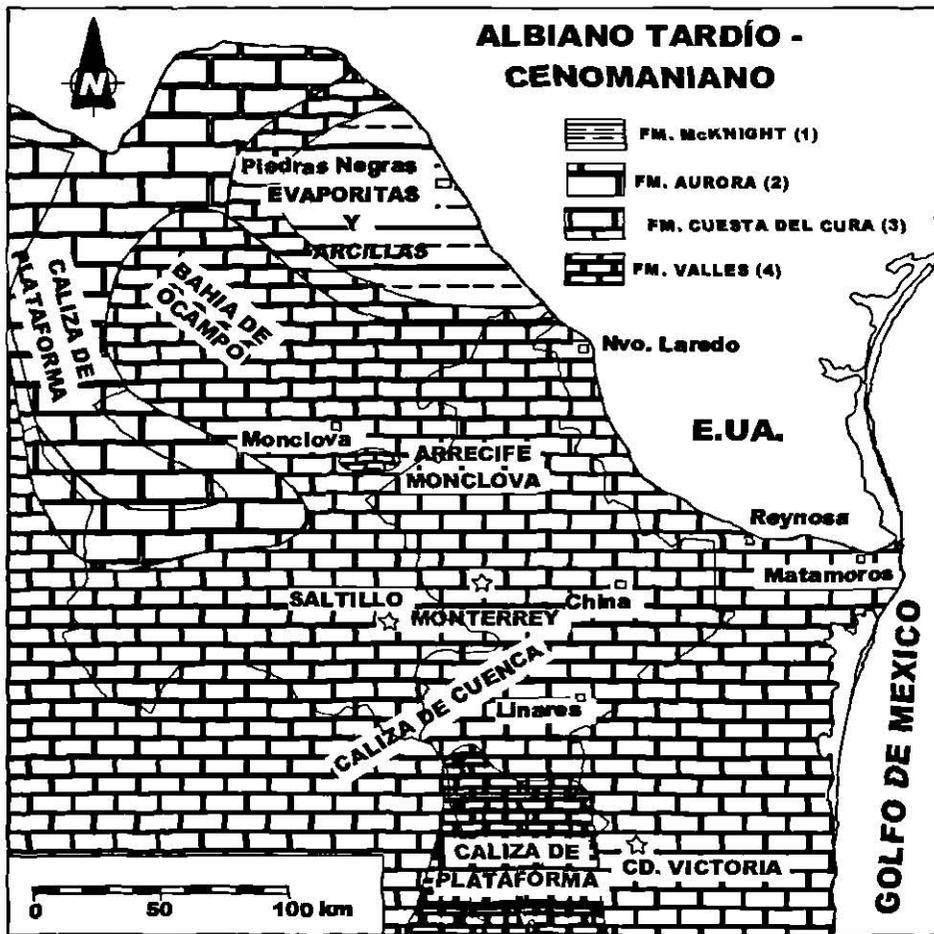


Figura 14. Paleogeografía del noreste de México durante el Albiano tardío–Cenomaniano (SMITH, 1981).

En el Cretácico tardío, continúa un levantamiento y/o basculamiento regional. Durante el Cenomaniano tardío y Turoniano (Fig. 15), existió un ambiente marino en donde las secuencias de carbonatos disminuyó rápidamente. En general hubo una potente secuencia de sedimentos arcillo–carbonosos con alto contenido de materia orgánica y con intercalaciones calcáreo–arcillosas de estratificación delgada. Esta secuencia cubrió gran área del estado de Coahuila. Estas rocas han sido consideradas como la extensión hacia el sur de la Formación Eagle Ford de Texas. Hacia la parte sur fue depositada una pequeña secuencia de carbonatos y arcillas las cuales constituyen a la Formación Indidura. Mientras que hacia la porción este se depositó una secuencia calcárea denominada Formación Agua Nueva (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

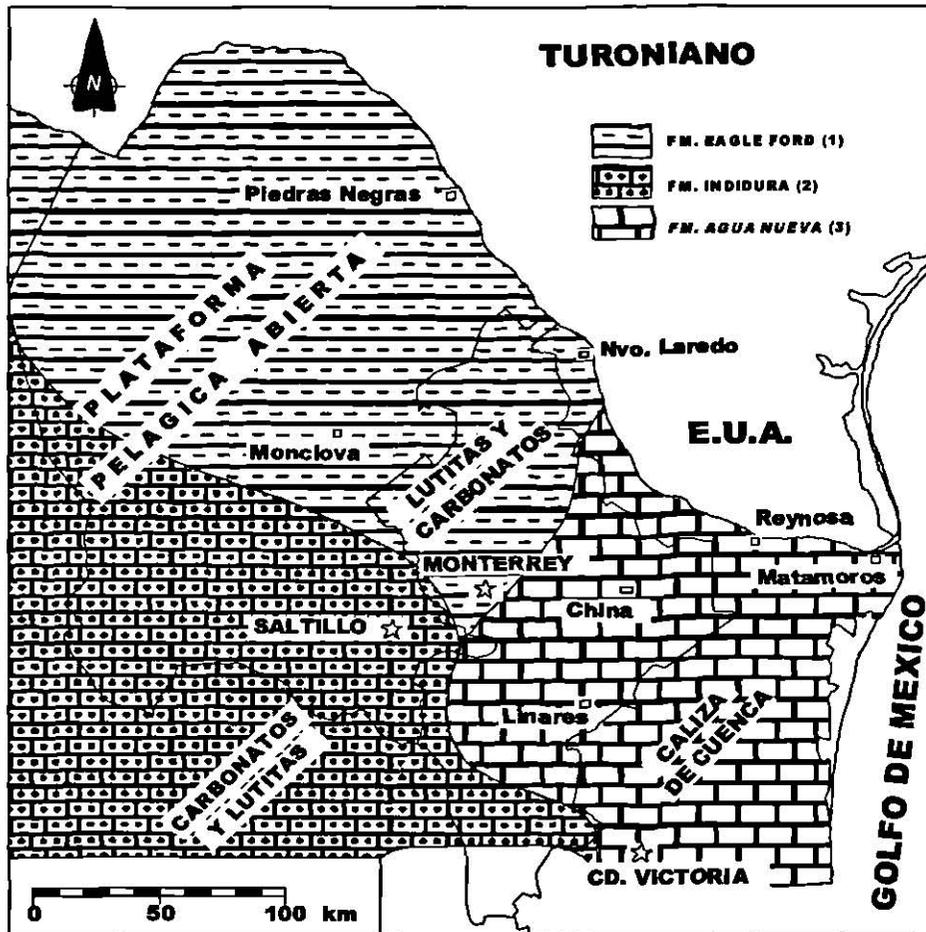


Figura 15. Paleogeografía del noreste de México durante el Turoniano (SMITH, 1981).

Durante el Coniaciano al Maestrichtiano (Fig. 16), continuó la subsidencia del Golfo de Sabinas y la Cuenca de Chihuahua, con un relleno progresivo en las mismas con potentes sedimentos terrígenos tipo *pre-flysch* calcáreo-margoso y *flysch* arenopelítico de las Formaciones Austin, Parras, Upson, Méndez, San Miguel, Olmos, y Escondido del Golfo de Sabinas, y hacia la Cuenca La Popa se depositan los *flysch* arenopelítico del Grupo Difunta.

En el Coniaciano y Santoniano las características regresivas se toman moderadas y se deposita una secuencia predominantemente calcáreo-arcillosa con intercalaciones de sedimentos calcáreos finos (Fig. 16), de estratificación delgada a media y representan a la Formación Austin en la parte norte del estado de Coahuila;

mientras que para la parte este del estado de Coahuila se conoce como la Formación San Felipe.

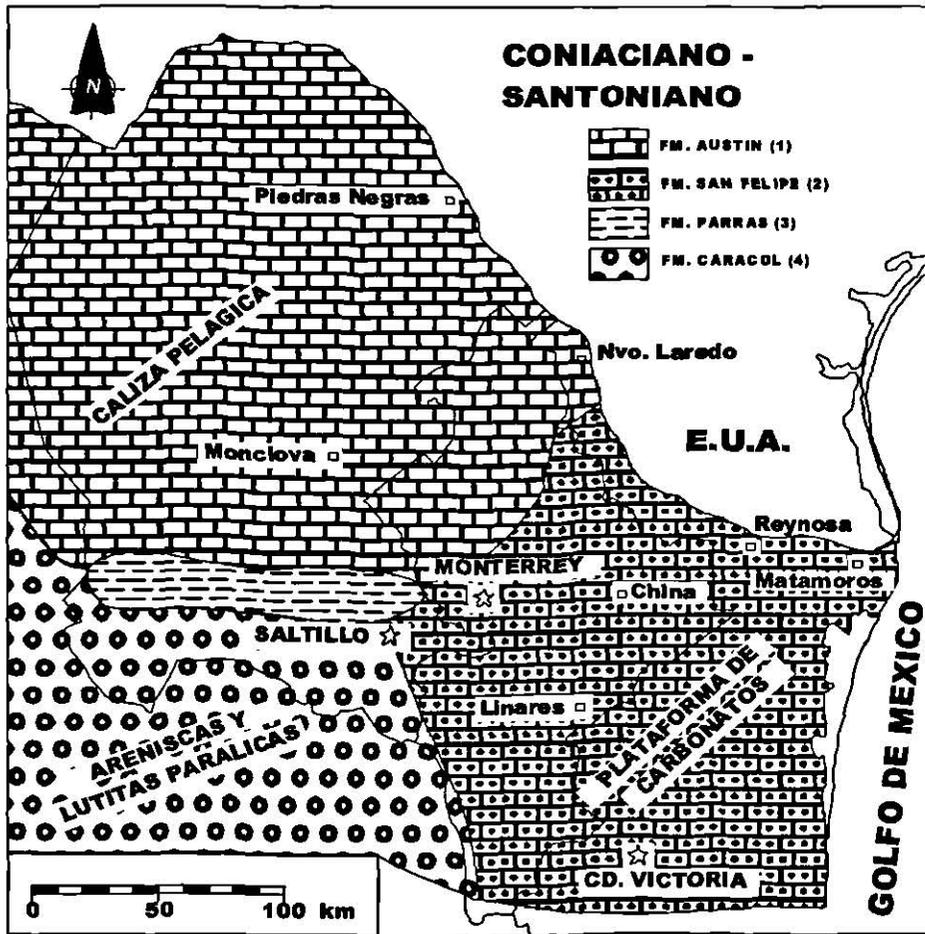


Figura 16. Paleogeografía del noreste de México durante el Coniaciano-Santoniano (SMITH, 1981).

Durante el Campaniano y Maestrichtiano, continuó la progradación de la línea de costa del oeste hacia el este y las oscilaciones en el fondo marino (Figs. 17 y 18). En estos periodos se establecieron condiciones de una plataforma oscilante, de ambientes marinos internos a medios; mientras que para el resto, operaron condiciones de mar abierto y de agua profunda. En la parte centro-este del estado de Coahuila se depositó una potente secuencia arcillo-arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos de espesor delgado a medio y con la presencia de capas delgadas de carbón.

Hacia la parte este prevalecieron condiciones de mar abierto y aguas profundas, en la cual se depositó una potente secuencia calcáreo-arcillosa de tipo margas denominadas Formación Méndez (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1978, 1982). Esta Formación se distingue por la presencia de abundantes microfósiles del grupo globotrucánidos característicos de mar abierto.

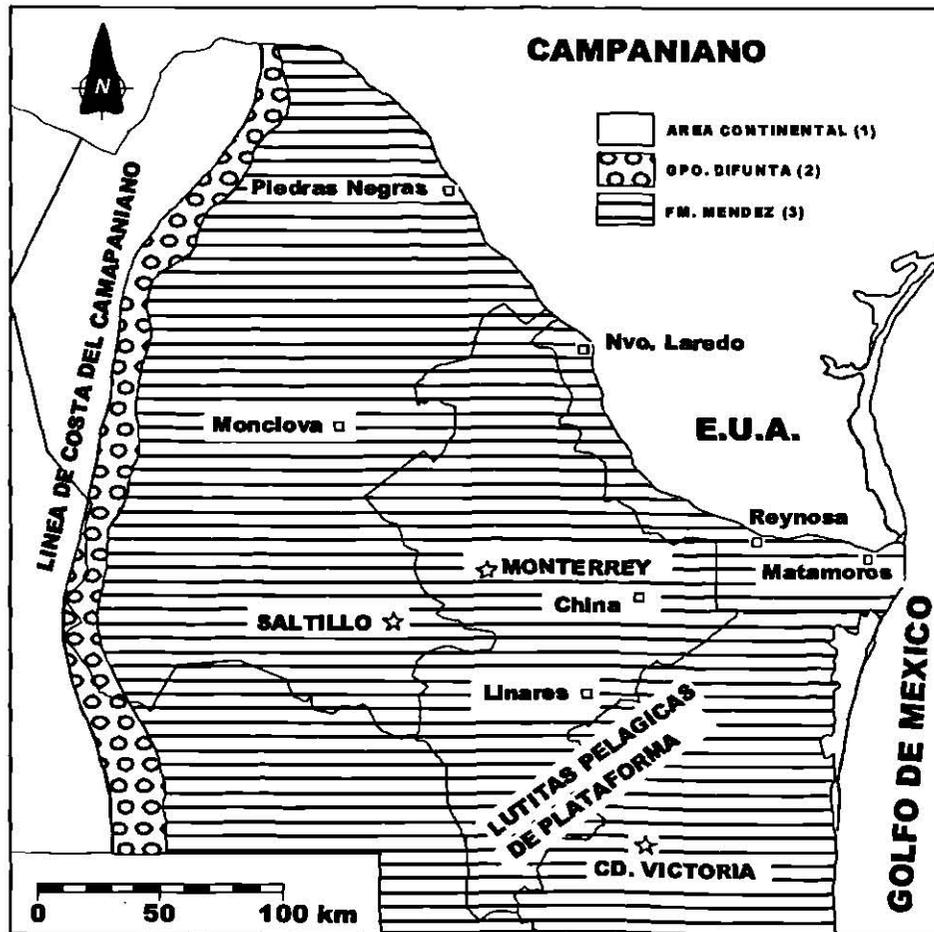


Figura 17. Paleogeografía del noreste de México durante el Campaniano (SMITH, 1981).

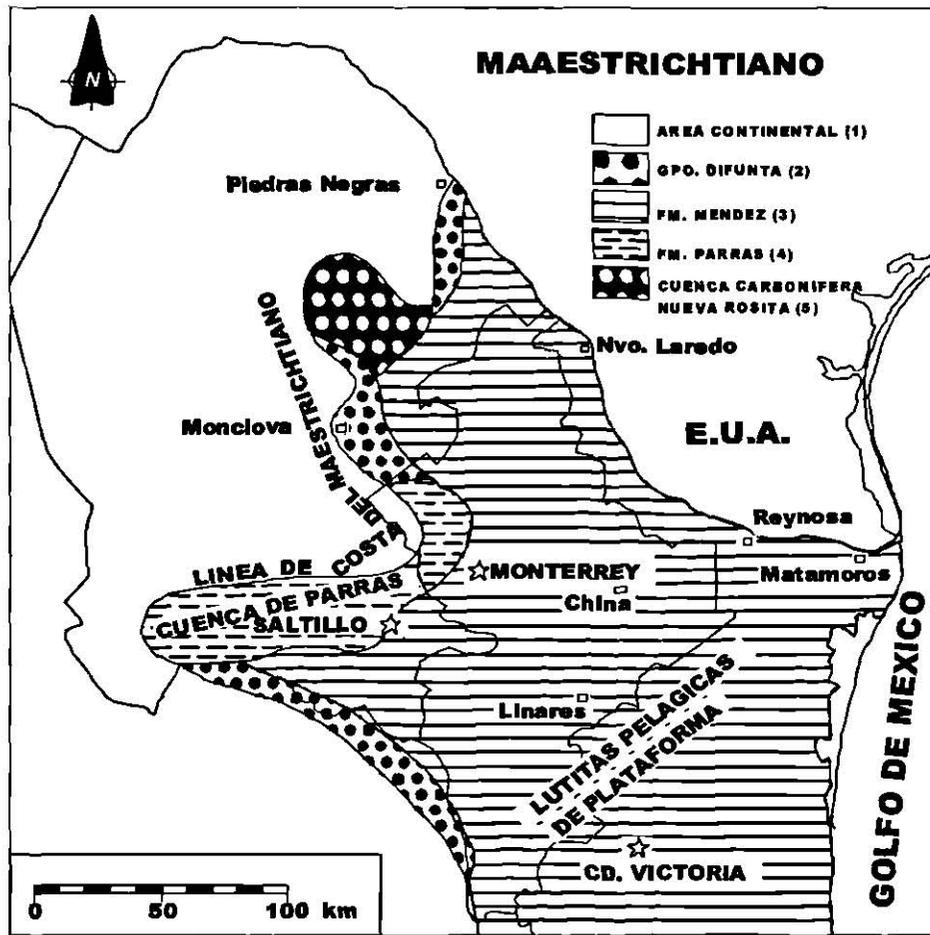


Figura 18. Paleogeografía del noreste de México durante el Maastrichtiano (SMITH, 1981).

#### 2.4.5 TERCIARIO

A fines del Cretácico y a principios del Terciario, la secuencia sedimentaria marina mesozoica depositada en el noreste de México, fue deformada por una serie de movimientos tectónicos que se registraron en el área, considerados como parte de la orogenia Laramide (HUMPHREY Y DÍAZ, 1956; DE CSERNA, 1956; MEIBURG *et al*, 1987). Estas condiciones geológicas dieron origen al plegamiento y levantamiento de las rocas del Mesozoico, principalmente en las provincias geológicas de la Sierra Madre Oriental y el Golfo de Sabinas.

Hacia la parte de la provincia de Burro–Picachos la deformación fue menos intensa, debido a que el basamento en esta área era un alto estructural.

Después de la orogenia Laramide se establece la provincia de Burgos, que corresponde a una amplia y extensa cuenca de bajo relieve con ligero buzamiento hacia el oriente, la cual presenta además una fuerte influencia de cambios eustáticos (Fig. 19). Sobre esta cuenca se desarrolló el depósito de una potente secuencia sedimentaria clástica, arcillo–arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios de origen múltiple. El tipo de sedimentación fue principalmente de mar somero con carácter cíclico, transgresivo–regresivo, constituyendo una marcada progradación de los centros depositacionales hacia el este. Todo esto, en conjunto, se ha interpretado en términos de un ambiente deltaico.

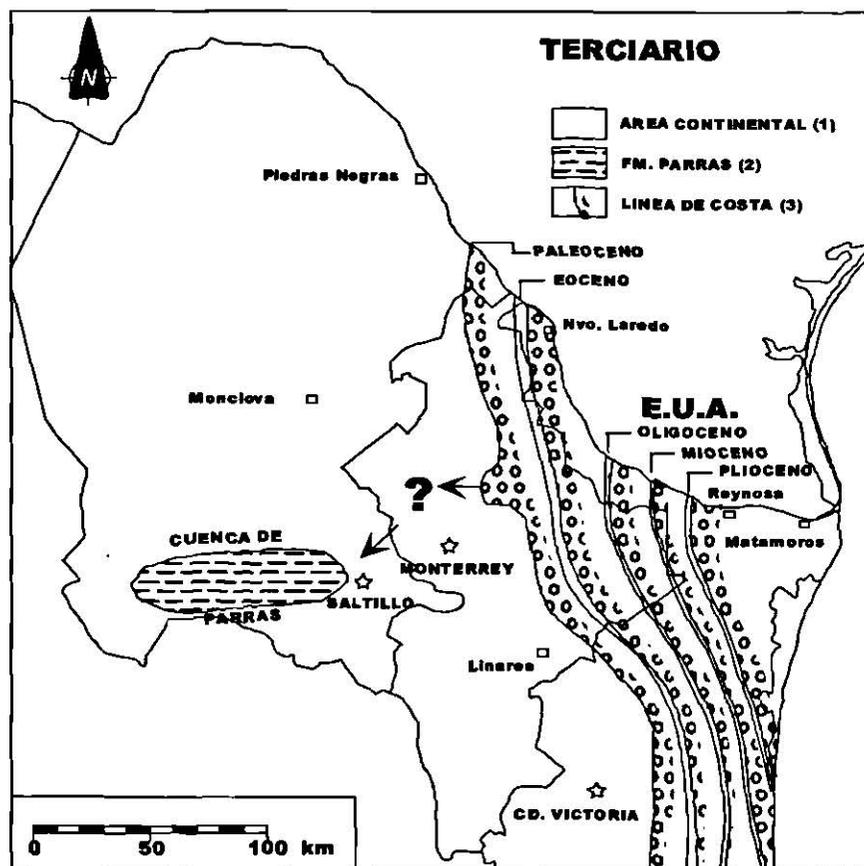


Figura 19. Paleogeografía del noreste de México durante el Terciario (SMITH, 1981).

En este periodo no ocurrieron movimientos tectónicos importantes en la provincia. En el Eoceno y Oligoceno, ocurren intrusiones en la Sierra de San Carlos, CCM y se reflejan pulsaciones de la orogenia Laramide; en el Oligoceno y Mioceno ocurren movimientos similares sólo que de menor intensidad. Durante el Oligoceno, principalmente fueron emplazados cuerpos ígneos compuestos de sienita nefelínica (BLOOMFIELD Y CEPEDA, 1973). CLARK y colaboradores (1982) consideran estos cuerpos ígneos como parte de una franja alcalina que se prolonga hacia México desde Nuevo México, en los Estados Unidos de Norteamérica. Estos autores asocian el magmatismo localizado en esta región del país como un magmatismo alcalino originado por un ambiente de subducción que ocurría en el occidente de México y que constituye la manifestación mas alejada de la paleotrinchera que se encontraba a 1000 km de distancia.

La actividad ocasiona movimientos de tipo epirogenético y basculamiento hacia el este, con desplazamiento paulatino de la línea de costa en este mismo sentido. Igualmente, estos movimientos propiciaron una tectónica de tipo gravitacional que se refleja en un fallamiento normal de intensidad variable y escalonado hacia el este, principalmente hacia la Cuenca de Burgos.

# CAPÍTULO III

## GEOLOGÍA LOCAL

### 3.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra en el extremo sureste de la sierra de Sacramento, la cual está compuesta por una estructura anticlinal de orientación NW-SE, con ejes de pliegue escalonados (Fig. 20). En esta sierra afloran rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, con un intervalo estratigráfico que abarca desde el Albiano hasta el Cenomaniano. Estas rocas se encuentran deformadas por los efectos de la orogenia Laramide y por la intrusión de rocas magmáticas Terciarias. El estilo de la deformación presente dentro del CPC esta caracterizada por la presencia de numerosos pliegues apretados separados por amplios valles sinclinales que presentan una dirección de sus ejes NW–SE, que presentan rasgos que sugieren una cizalla regional izquierda (Fig. 20).

El intrusivo del Cerro Mercado forma la parte sureste de la Sierra y, en primera instancia, su relación con la estructura anticlinal sugiere ser discordante debido al levantamiento geométrico de la secuencia del Cretácico medio a tardío, desde la Formación Aurora hasta la Escondido. Aunque la Formación Escondido en conjunto con las Formaciones Olmos, San Miguel, Upson, Austin y Eagleford han sido completamente erosionadas en la zona.

El intrusivo del Cerro Mercado presenta forma de crecimiento cercanamente circular. La cartografía detallada del área de estudio permitió definir que el contacto plutón-roca encajonante es irregular, y que está controlado por las variaciones litológicas en el contacto intrusivo, observándose relaciones de contacto fuertemente discordantes.

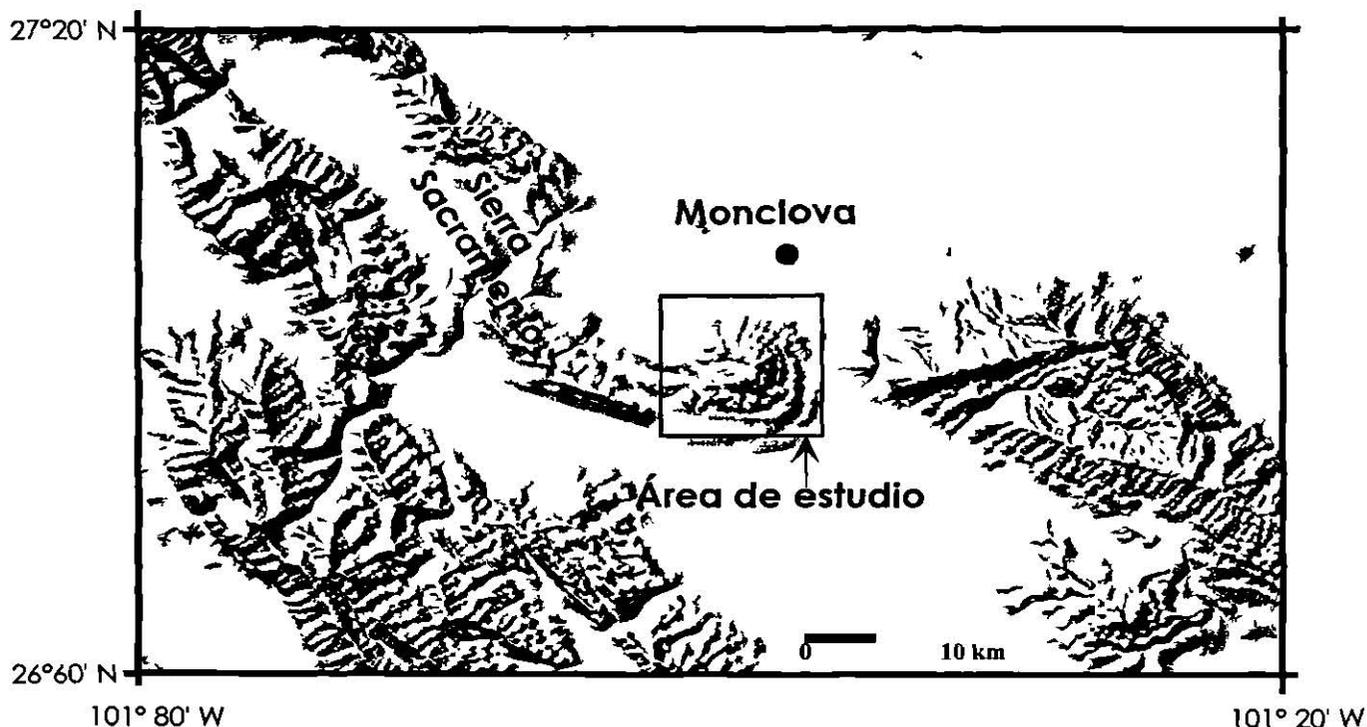


Figura 20. Modelo de elevación digital de la sierra de Sacramento y sierras aledañas.

En el área de estudio las rocas sedimentarias del Cretácico, además de deformación regional, presentan deformación asociada a emplazamiento magmático. El intrusivo del Cerro Mercado pertenece a los cuerpos magmáticos que componen al CCM. Cabe señalar que el intrusivo presenta deformación no asociada a emplazamiento, representada por zonas de cizalla lateral con deformación ultra cataclástica y quizás hasta milonítica no asociada al emplazamiento magmático.

## **3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La columna litológica del noreste de México presenta una gran cantidad de cambios de facies, debido a la ocurrencia de variaciones fuertes en el relieve paleogeográfico generados durante la apertura del Golfo de México. Debido a lo anterior, es complejo manejar la gran cantidad de formaciones litológicas definidas para un mismo tiempo. No obstante, ya han sido presentados varios trabajos que sintetizan la estratigrafía y proponen correlaciones estratigráficas aceptables como LAWTON y colaboradores (2002; Fig. 21). La estratigrafía que se describe a continuación principalmente se refiere a la secuencia estratigráfica aflorante dentro del área de estudio, que corresponde a parte de la estratigrafía presente dentro de la cuenca de Sabinas (Fig. 21 y 22).

### **3.2.1 FORMACIÓN AURORA**

BURROWS (1910) definió a la Formación Aurora como una secuencia predominantemente calcárea, cuya localidad tipo se ubica en la Sierra de Cuchillo Parado en el noreste del Estado de Chihuahua.

HUMPHREY Y DÍAZ (1956), proponen incluir dentro de esta formación a todas las facies calcáreas del noreste de México, comprendidas entre la Formación La Peña y sus equivalentes abajo y la Formación Cuesta del Cura con sus equivalentes Kiamichi y el Grupo Washita en la parte superior.

La Formación Aurora se encuentra ampliamente distribuida en todo el noreste de México. En la zona de estudio esta formación se encuentra en contacto con rocas ígneas, donde el emplazamiento del cuerpo ígneo ocurre dentro de esta formación funcionando como roca encajonante, además se observa una amplia zona de recristalización de esta formación hacia el contacto con el cuerpo ígneo.

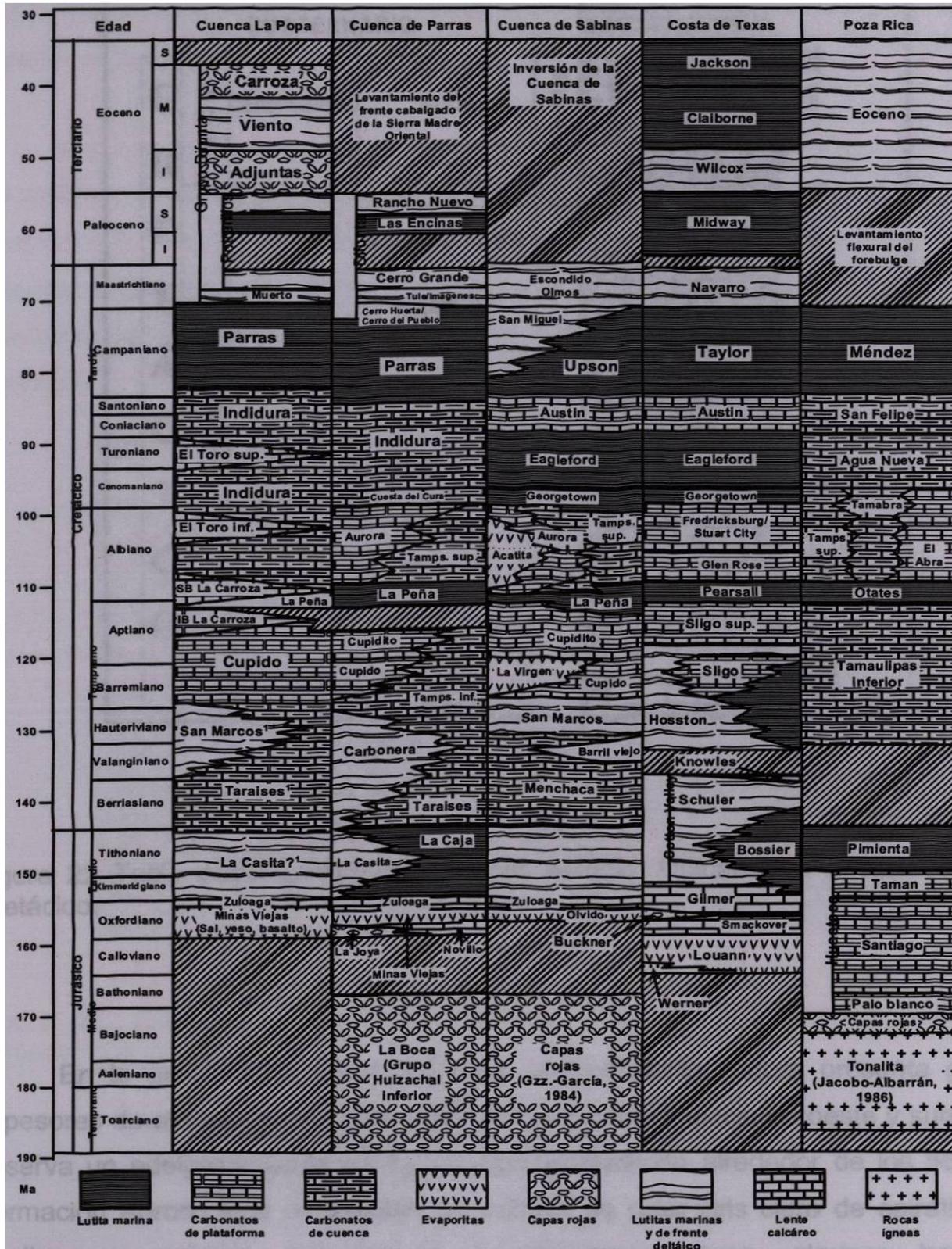


Figura 21 Tabla de correlación estratigráfica para las diferentes cuencas del noreste de México (LAWTON *et al.*, 2002).

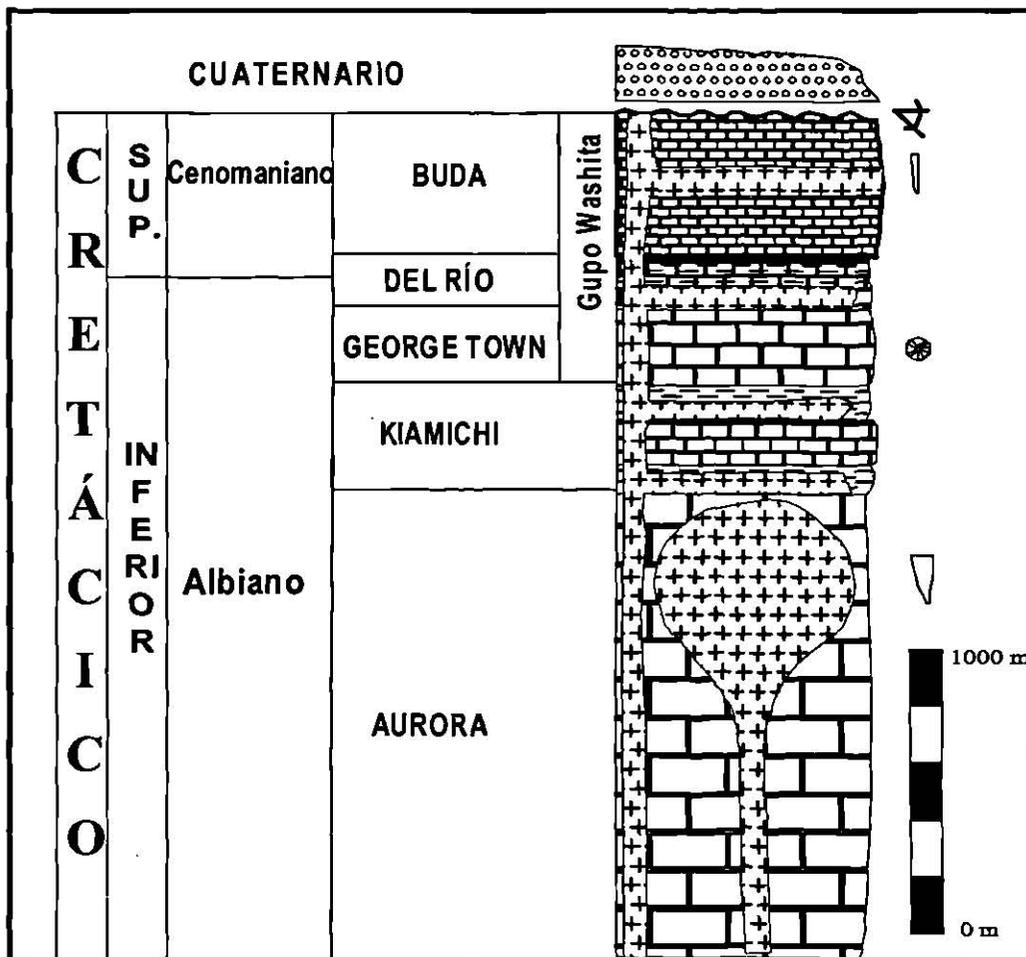


Figura 22 Tabla estratigráfica del área de estudio. Únicamente afloran rocas del Cretácico.

En la parte norte y sur del área, la Formación Aurora presenta grandes espesores de alrededor de 800 a 1200 m, pero hacia la parte noroeste y sureste, se observa un adelgazamiento en su espesor alcanzando alrededor de los 550m. La Formación Aurora está constituida por calizas de color gris claro de estratificación mediana o masiva, con textura mudstone-wackestone, algunos horizontes presentan nódulos y pequeños lentes bandeados de pedernal gris a negro. La unidad es fosilífera y presenta estilolitas paralelas a su estratificación (Fig. 23).

Debido a que el contacto inferior con la Formación La Peña no aflora, por efecto de rebaje magmático, no fue posible determinar su espesor. No obstante, su contacto superior es concordante con la Formación Kiamichi (ANEXO II).

Por su posición estratigráfica y su contenido faunístico se le asigna una edad del Albiano temprano al Albiano medio (HUMPHREY Y DÍAZ; 1956). Al poniente se correlaciona con la Formación Acatita, hacia el norte con la Formación Glen Rose y Telephone Canyon, y al sur con la Formación El Abra. Por su litología y contenido faunístico se sugiere un depósito en un ambiente nerítico de aguas tranquilas someras.



Figura 23. Estratos medianos a masivos de la Formación Aurora cerca del contacto con el intrusivo.

### 3.2.2 FORMACIÓN KIAMICHI

IMLAY (1944) considera que la unidad formada por sedimentos arcillo-calcáreos de estratificación delgada con la amonita *Oxythopideceras* que aflora en el norte de Nuevo León, Coahuila y oriente de Chihuahua, ocupa la misma posición

estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas. Esta formación fue llamada originalmente Arcillas Kiamita, ubicando la localidad tipo en las planicies del Río Kiamichi cercano a Fort Towson, Oklahoma; cuya litología definida consistió de una secuencia de margas y calizas arcillosas.

Esta formación se encuentra aflorando principalmente en los flancos de las sierras y forma pequeños puertos de erosión. En el área de estudio la Formación Kiamichi esta ampliamente distribuida en los flancos del Cerro Mercado, donde además se pueden observar elementos estructurales como planos de foliación y pliegues internos, que reflejan la deformación producto de emplazamiento magmático.

Litológicamente consiste de una secuencia de lutitas arcillosas que en su parte media presenta un miembro calcáreo de estratos medianos (0.30 m.) de textura mudstone a wackestone (Fig. 24). En el área de estudio la Formación Kiamichi presenta espesores promedio de 120 – 150 m (ANEXO I y II).

La Formación Kiamichi sobreyace a la Formación Aurora y subyace al Grupo Washita. Ambos contactos de la formación son concordantes y transicionales. Con base a su posición estratigráfica y de acuerdo a la fauna colectada en los afloramientos del Golfo de Sabinas, se le ha asignado edad de fines del Albiano medio a principios del Albiano tardío. La Formación Kiamichi se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura y Tamaulipas superior de la Sierra Madre Oriental y parte medio-superior de la Formación Acatita. Los sedimentos arcillosos indican un depósito de plataforma con sedimentación pelágica de agua de poca profundidad y una continua subsidencia de la plataforma.



Figura 24. Afloramiento en donde se observan estratos calcáreos delgados así como una alternancia de material arcilloso de la Formación Kiamichi.

### 3.2.3 GRUPO WASHITA

HUMPHREY (1956) identificó como Grupo Washita a unidades sedimentarias de grano fino y rocas carbonatadas del Albiano tardío que se encuentra al noreste de México. El Grupo Washita tiene su localidad tipo en Fort Washita al noreste de Marshall, Oklahoma y consta de las formaciones Georgetown, Del Río y Buda.

En la región del Cinturón Plegado de Coahuila, aflora en los flancos de las sierras con una expresión topográfica en forma de pequeños montículos. En el área de estudio el Grupo Washita se encuentra aflorando en los flancos del Cerro Mercado. Sobreyace concordantemente a la Formación Kiamichi y de igual forma subyace a la Formación Eagle Ford en la región. La litología de las formaciones que integra este grupo, es la siguiente:

### 3.2.3.1 FORMACIÓN GEORGETOWN

La Formación Georgetown corresponde a una secuencia de calizas y calizas arcillosas de estratos delgados a medianos (0.15 a 0.50 m.) de textura que va de mudstone a wackestone, color gris oscuro en fractura fresca, presenta lentes y nódulos de pedernal (Fig. 25).

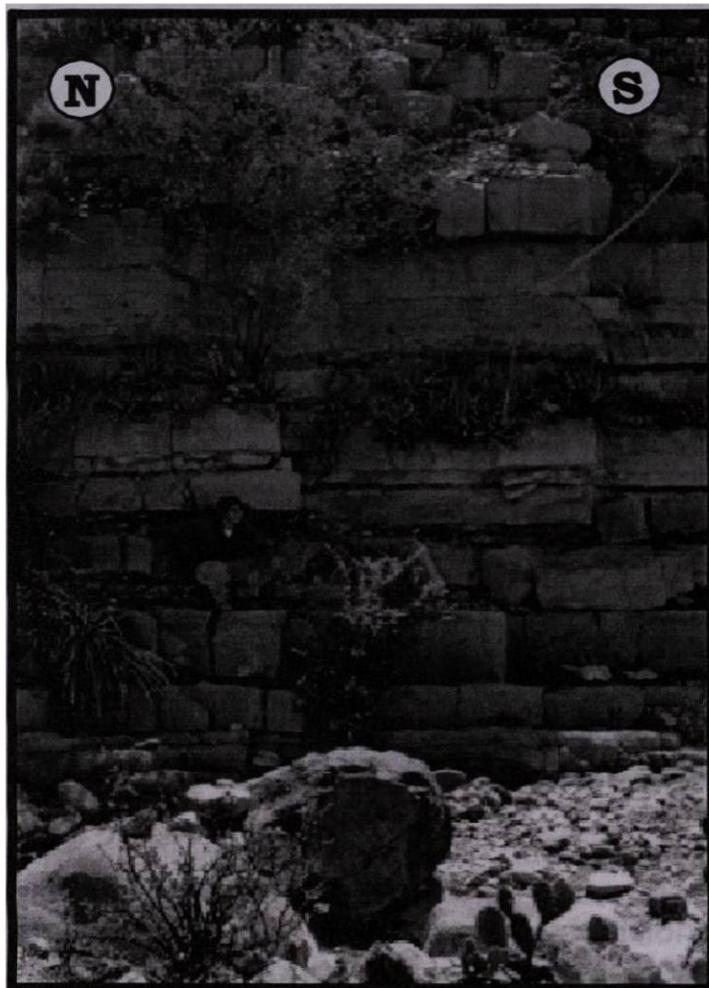


Figura 25. Afloramiento de la Formación Georgetown. Esta Formación presenta estratos de calizas y calizas arcillosas de espesores delgados a medios.

### 3.2.3.2 FORMACIÓN DEL RÍO

La Formación Del Río corresponde a una alternancia de lutitas y calizas delgadas nodulares, de estratos delgados de color gris claro, pardo y verdoso (Fig. 26). Forma puertos de erosión entre las Formaciones Georgetown y Buda, que le

subyacen y sobreyacen, respectivamente, de forma concordante y transicional dentro del Grupo Washita.

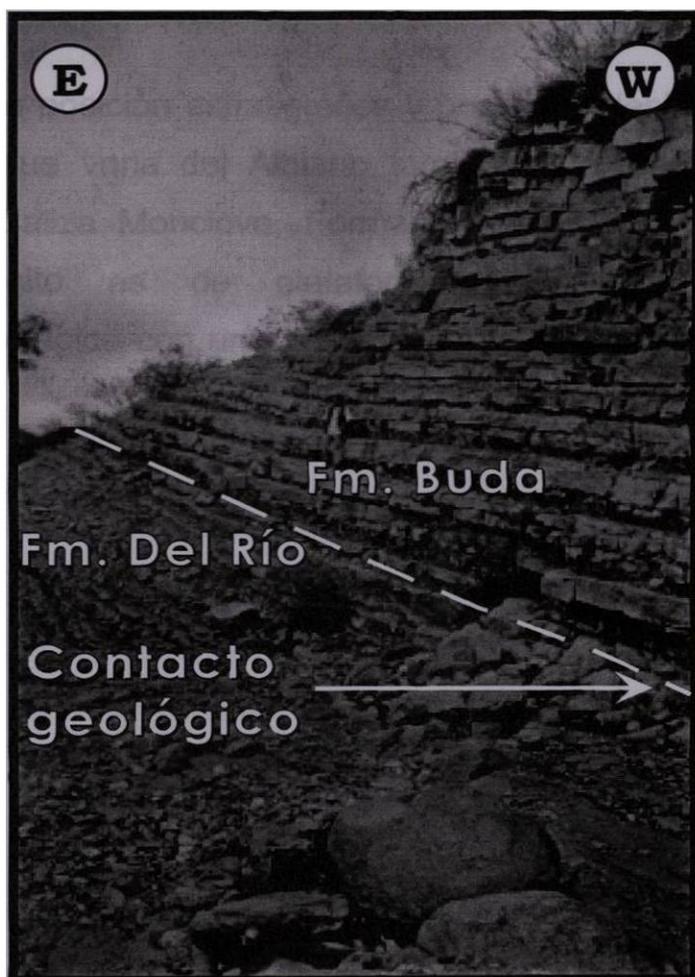


Figura 26. En este afloramiento se observan lutitas intercaladas con calizas nodulares de estratificación delgada a medianas con un color de interperismo amarillento de la Formación Del Río, en contacto transicional y concordante con calizas nodulares de estratificación ondulosa de la Formación Buda.

### 3.2.3.3 FORMACIÓN BUDA

La Formación Buda está compuesta por calizas nodulares de estratificación delgada a medianas (0.10 a 0.30 m.), de color gris claro al intemperismo (Fig. 26). El espesor promedio del Grupo Washita es de 130 m y todas las formaciones sobreyacen y subyacen entre sí concordante y transicionalmente.

Los sedimentos arcillosos calcáreos del Grupo Washita sobreyacen a los sedimentos arcillosos de la Formación Kiamichi de manera concordante y subyacen a los sedimentos de la Formación Eagle Ford de igual forma.

Con base en su posición estratigráfica y por su contenido faunístico se le ha asignado una edad que varia del Albiano tardío al Cenomaniano temprano. Se correlaciona con la Caliza Monclova, Formación Treviño y Cuesta del Cura. El ambiente de depósito es de plataforma abierta y de sedimentación predominantemente pelágica con una subsidencia lenta y continua (HUMPHREY Y DÍAZ, 1956).

### **3.3 RASGOS TEXTURALES Y ESTRUCTURALES DEL PLUTÓN**

El estudio del intrusivo del Cerro Mercado es de gran interés debido principalmente a que es uno de los pocos intrusivos que presentan deformación no asociada a emplazamiento de los intrusivos que conforman el CCM. Además, éste se caracteriza por ser foliado, fuertemente fracturado, su composición va de cuarzomonzonita a monzonita (Terrazas, 2002), textura granular y forma cercanamente circular con contacto irregular. A continuación se presenta una descripción detallada de cada uno de estos elementos.

En el borde del plutón predominan diques que intrusionan a la roca encajonante y dique-estratos (sills) que se emplazaron preferentemente a lo largo de los horizontes arcillosos existentes en la roca encajonante. Se presenta también una aureola de recristalización que rodea todo el cuerpo intrusivo disminuyendo su espesor en los extremos noreste y suroeste del intrusivo. Las zonas de recristalización ocurre en las rocas de la Formación Aurora, que es donde se encuentra emplazado principalmente este cuerpo ígneo. Así mismo, la foliación magmática sigue un rumbo paralelo al contacto plutón-roca encajonante, incrementando su ángulo de buzamiento hacia el contacto ígneo-sedimentario (ANEXO I).

#### **3.3.1 Foliaciones**

Existen tres tipos de foliaciones dentro del área de estudio, estas son: a) Foliación magmática presente dentro del cuerpo intrusivo producto de flujo magmático, b) Foliación tectónica, presente en las zonas de cizalla lateral dentro del intrusivo, producto de deformación regional y, c) Foliaciones tectónicas producto del emplazamiento, estas últimas se encuentran presentes en la roca encajonante y se desarrollan específicamente dentro de la Formación Kiamichi, rodeando al cuerpo intrusivo (ANEXO I).

- a) **La foliación magmática:** Se comporta de manera concéntrica al cuerpo intrusivo y es prácticamente paralela al contacto intrusivo-roca encajonante (Fig. 29). Esta foliación magmática presente en el plutón fue medida principalmente con la orientación que presentaban los cristales de hornblenda, micas y feldespatos presentes en la roca. Estas foliaciones son producto de flujo magmático dentro de la cámara y se caracterizan por presentar el arreglo paralelo de los cristales prismáticos presentes en la roca. Para considerarse magmática, los cristales no deben de presentar recristalización dinámica ni tampoco fracturamiento producto de esfuerzos tectónicos regionales impuestos o producto del emplazamiento de fases ígneas tardías dentro del complejo ígneo (PATERSON *et al*, 1993). Es importante destacar que la foliación magmática define ampliamente la forma de este cuerpo ígneo, la intensidad de la foliación se incrementa hacia el borde del intrusivo con la roca encajonante, presentando mayores ángulos de buzamiento cerca del contacto y disminuyendo hacia el centro del intrusivo (ANEXO I).
- b) **La foliación tectónica o en estado sólido:** Se observa principalmente en zonas de cizalla lateral dentro del intrusivo y alcanzan a generar rocas con textura ultramilonítica (Fig. 28). Es importante destacar que algunas de estas zonas de cizalla lateral, muy probablemente, fueron generadas cuando el intrusivo permanecía aún caliente (CHAVEZ, 2001). Lo anterior debido a que este tipo de deformación solo se presenta a niveles medio y bajo de la corteza, y el nivel de emplazamiento para el intrusivo del Cerro Mercado debe ser menor a 7 km, es decir muy somero, ya que no se aprecia metamorfismo regional en las rocas encajonantes.

c) **Las foliaciones producto del emplazamiento:** Se observa principalmente en la roca encajonante, principalmente en aquellas que presentan material arcilloso como en los miembros arcillosos de la Formación Kiamichi y la Formación Del Río. Las foliaciones que se presentan en estas formaciones se comportan de manera paralela al borde del intrusivo (Fig. 27). Con base a la cartografía realizada se pudo identificar un gran desarrollo de foliación hacia la parte noreste y este del intrusivo. Especialmente dentro de la Formación Kiamichi. Además de la foliación también se apreció plegamiento interno y dique-estratos deformados durante el levantamiento y expansión tardía del plutón. Obviamente existen rocas que absorbieron mayor deformación más cerca del contacto con el intrusivo, pero la deformación fue absorbida principalmente a través de fallas de empuje.

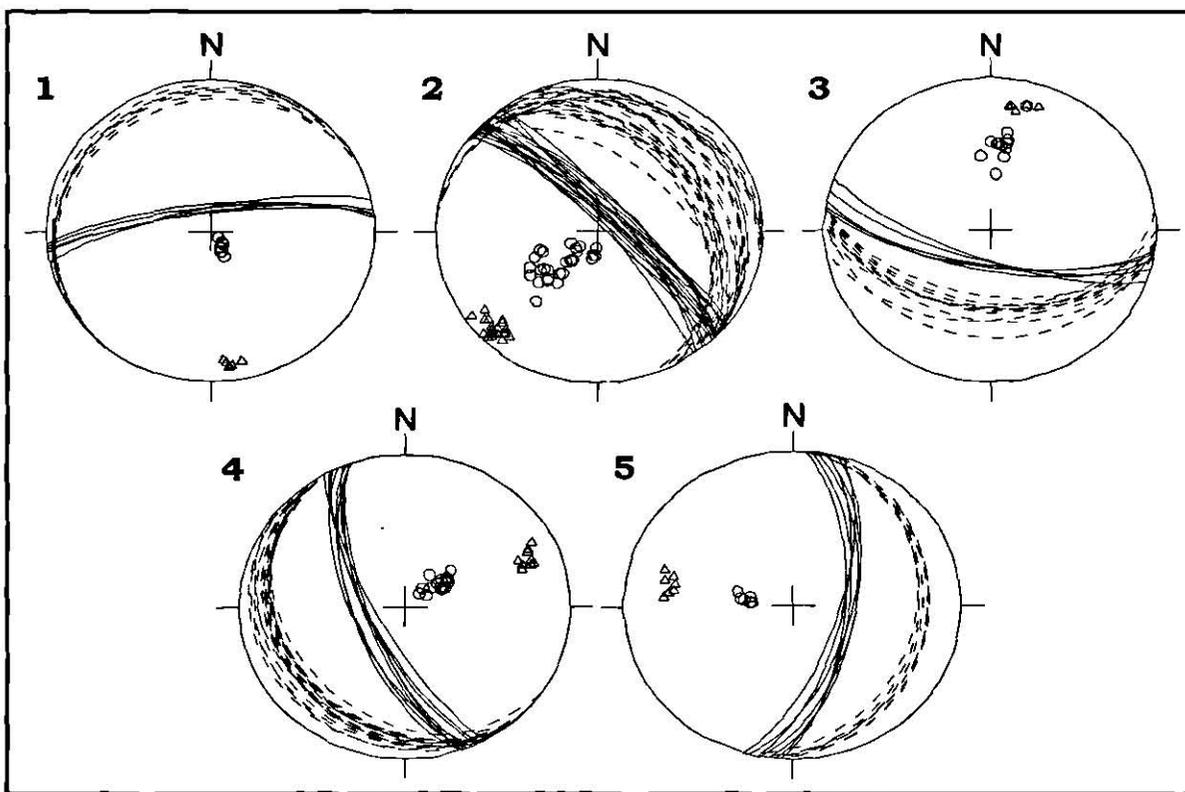


Figura 27. Polos y planos promedio de foliaciones asociadas a emplazamiento y estratificación en la roca encajonante del intrusivo. Los círculos máximos punteados se refieren a la estratificación y los continuos a la foliación. Los círculos vacíos representan a los polos de estratificación y los triángulos a la foliación. (1) Parte norte del intrusivo, (2) Parte noreste del intrusivo, (3) Parte sur del intrusivo, (4) Parte suroeste del intrusivo y, (5) Parte este del intrusivo.

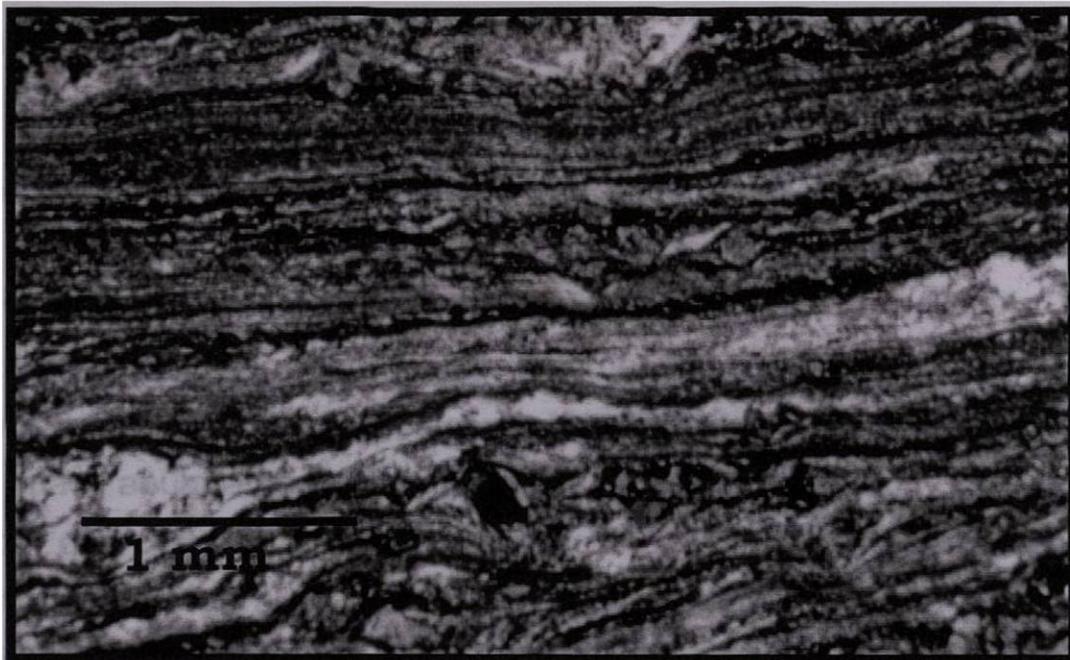


Figura 28. Microfotografía de zona de deformación con fábrica ultramilonítica (% de matriz > 90; SIBSON 1977) dentro del intrusivo. Esta fábrica también puede nombrarse como milonita de cuarzo y feldespato según la clasificación litológica de este tipo de fábrica de acuerdo a PASSCHIER Y TROUW (1996). Longitud inferior de la figura es igual a 4mm. Nicoles paralelos.

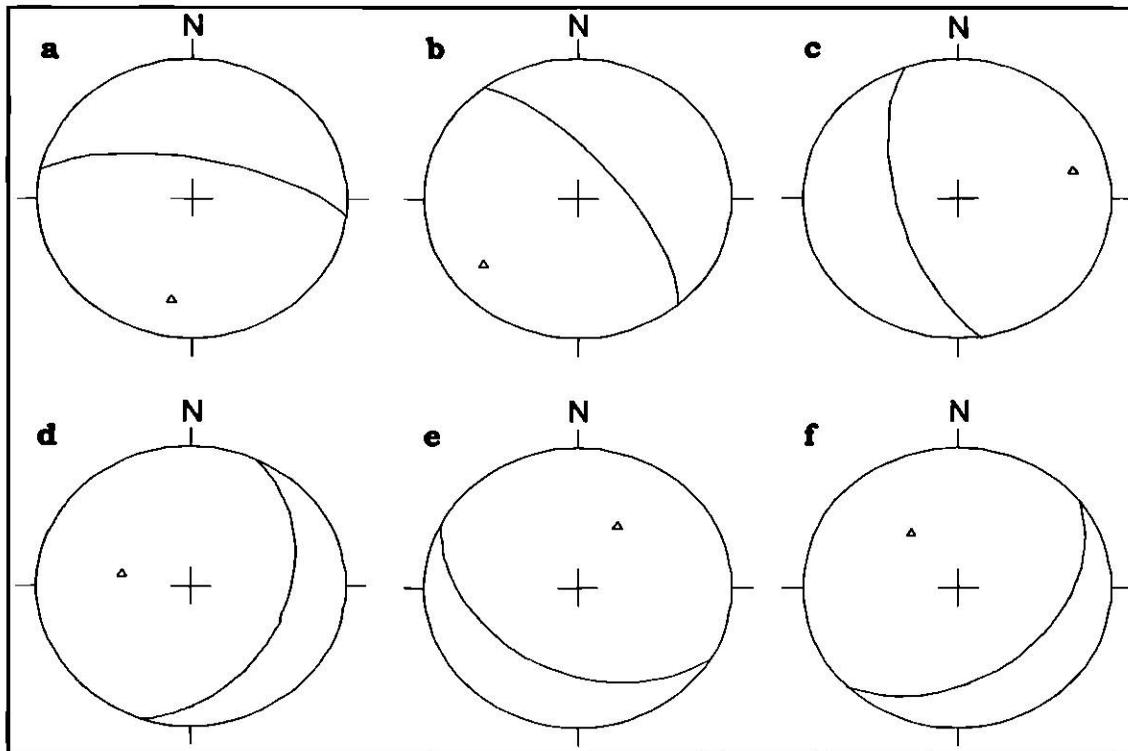


Figura 29. Comparación de polos y planos promedio de foliaciones magmáticas presentes en el plutón. Círculos máximos es foliación magmática. Los triángulos vacíos representan a los polos de la foliación. (a) Parte norte del intrusivo, (b) Parte noreste del intrusivo, (c) Parte oeste del intrusivo, (d) Parte este del intrusivo, (e) Parte suroeste del intrusivo y, (f) Parte sureste del plutón.

### 3.3.2 Enclaves

Dentro del intrusivo del Cerro Mercado, los enclaves que ocurren son del tipo autolitos. Los autolitos se encuentran aislados y se caracterizan principalmente por presentar rumbos burdamente paralelos a los de la foliación magmática. Composicionalmente corresponden a fragmentos de diques máficos de bordes suaves, y a fragmentos de cumulatos de hornblenda de bordes muy angulosos. Los autolitos más abundantes corresponden a los fragmentos de cumulatos de hornblenda, que pudo ser inicialmente fraccionada (TERRAZAS-CALDERÓN, 2002) del magma y reincorporados al flujo magmático dentro de la cámara, debido a una re-inyección de magma tardía, lo anterior debido a su textura y bordes angulosos presentes (Fig. 30).

Para el origen de los enclaves GROSS (1984) plantea tres posibilidades:

- (A) Diques sin-plutónicos que pueden ser fragmentados después de su emplazamiento (**autolitos**).
- (B) Fragmentos de la corteza o rocas encajonantes desprendidos durante el ascenso del magma (**xenolitos**).
- (C) Fragmentos no fundidos de la roca fuente del magma que fueron arrastrados durante la separación del magma de la roca fuente.



Figura 30. Enclave máfico presente en el intrusivo del Cerro Mercado, compuesto principalmente de hornblenda. Nótese los bordes rectos y su contraste en color con la matriz ígnea que lo soporta.

### 3.3.3 Diques

Existen diques dentro y fuera del intrusivo. Los diques dentro del plutón son escasos. Aún así, variaciones composicionales y diferencias temporales de emplazamientos pueden ser reconocidas, principalmente por la presencia de diques máficos y diques aplíticos que se cortan entre sí. Dentro de la roca encajonante, las formas y tamaños de los diques y dique-estratos varían considerablemente. Aunque no así las orientaciones ya que la mayoría de los diques máficos presentan rumbos paralelos a los planos de estratificación (sills, Fig. 31). Los sills se encuentran principalmente dentro de las formaciones que presentan miembros arcillosos, mientras que los aplíticos se encuentran de manera perpendicular a los planos de estratificación cerca del contacto plutón–roca encajonante.

Los sills son de mayor tamaño que los diques aplíticos (>2m de espesor), son máficos y se encuentran emplazados también en las formaciones arcillosas principalmente hacia la parte oeste y suroeste del cuerpo intrusivo (Anexo 1), los de mayor envergadura. No obstante, estos ocurren en toda la periferia del intrusivo.



Figura 31. Dique–estrato máfico de tipo (sill) dentro de la Formación Buda del grupo Washita, localizado al norte del área de estudio. Nótese el fracturamiento perpendicular a los contactos con la roca encajonante.

Los diques aplíticos se localizan hacia el contacto del plutón-roca encajonante, principalmente hacia la parte noreste del intrusivo. Cabe destacar que los diques máficos son más abundantes y de mayor tamaño que los aplíticos (Fig. 32)



Figura 32. Se observan dos generaciones de diques aplíticos dentro del intrusivo. Este afloramiento se encuentra hacia la parte Noreste del intrusivo.

# CAPITULO IV

## ANÁLISIS ESTRUCTURAL

### 4.1 Introducción

Las relaciones de corte entre fallas y/o los diferentes arreglos de esfuerzo entre familias de fallas, pueden indicar relaciones temporales de ocurrencia. Es decir, lo anterior permite separar en el tiempo los eventos geológicos y/o de deformación en una roca. Para el caso del área de estudio, donde un evento de emplazamiento magmático ocasionó deformación durante la creación del espacio que actualmente ocupa, puede ser estudiado para definir su relación temporal de emplazamiento *versus* el evento de deformación regional existente en el Cinturón Plegado de Coahuila.

La metodología del análisis de fallas puede ser aplicada, debido a que tanto el evento de deformación regional como el emplazamiento magmático, ocurrieron en la parte superior de la corteza continental, donde los mecanismos de deformación predominantes en las rocas, son del tipo frágil, predominando el desarrollo de fracturas o fallas, como respuesta a la operación de un esfuerzo que supera la resistencia a la deformación en la roca.

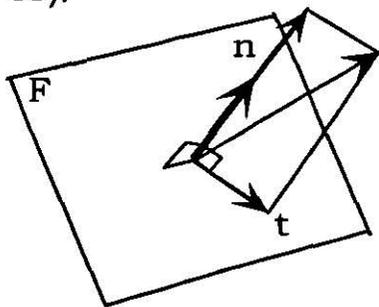
El objetivo central del trabajo fue determinar la relación temporal entre el emplazamiento y la deformación regional, para lo cual se utilizó la siguiente metodología de trabajo:

## 4.2 Metodología

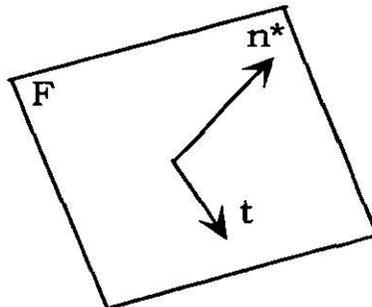
La metodología utilizada para el análisis de esfuerzos consistió en el estudio de fallas aplicando el método inverso, que consiste en determinar el tensor de esfuerzos principal, determinando la orientación y sentido de deslizamiento de diversas fallas (ANGELIER, 1994). Lo anterior fue aplicado tanto en fallas dentro del intrusivo como para fallas generadas en el borde, dentro de la roca encajonante, con el objetivo de caracterizar las direcciones de esfuerzo y definir según sus orientaciones, su origen y relación temporal más probable. A continuación, se describe con mayor detalle los fundamentos teóricos de la metodología utilizada.

### 4.2.1 Aplicación del método inverso en la reconstrucción del paleoesfuerzo

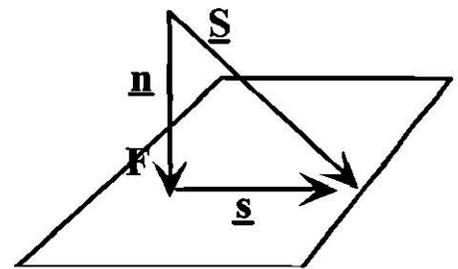
Para realizar el análisis de las fallas, primeramente se tiene que conocer la orientación del plano de falla, así como la orientación y sentido de deslizamiento de fallas. Cabe destacar que aunque existan grandes similitudes entre deslizamientos de falla, siempre habrá una mínima variación, la cuál es formada por diferencia angular entre la dirección de la estría real  $s$  (vector de deslizamiento) y la dirección de la estría teórica  $t$  (vector de esfuerzos teóricos), respecto al plano de falla (Fig. 33).



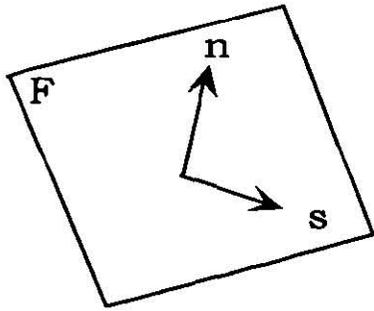
PLANO HEREDADO  
REACTIVADO COMO FALLA



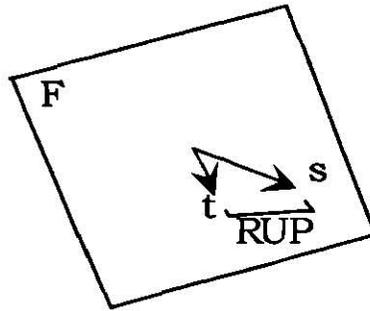
$t$  = ESTRÍA TEÓRICA



$S$  = Vector de esfuerzo  
 $n$  = es normal a  $F$   
 $s$  = es paralelo



PLANO HEREDADO  
REACTIVADO COMO FALLA



t = ESTRÍA TEÓRICA

Figura 33. Componentes de deslizamiento en una falla heredada: F: Plano de falla, n: Esfuerzo normal teórico sobre el plano, n\*: Esfuerzo real sobre el plano, t: Estría teórica, s: Estría real (ANGELIER, 1990; 1994).

El análisis de fallas se puede estudiar planteando el problema desde un punto de vista directo o inverso.

**El problema directo:** Fundamentado en la teoría de ANDERSON (1942), consiste en determinar la orientación y sentido del deslizamiento, conociendo la orientación del plano de falla, para una dirección de esfuerzos conocidos.

**El problema inverso:** Se fundamenta principalmente en la hipótesis de WALLACE (1951) y BOTT (1959), consiste en determinar el tensor de esfuerzos principal, conociendo la orientación y sentido de deslizamiento de diversas fallas (ANGELIER, 1994).

La característica principal para ambos métodos, son los deslizamientos de fallas indicado principalmente por las estrías, las cuáles nos muestran la dirección y el sentido del esfuerzo de cizalla, correspondiente a un tensor común entre todas ellas. En teoría, todos los deslizamientos de fallas relacionadas a un mismo evento tectónico, se mueven independientemente y consistentemente a través de un solo tensor de esfuerzos.

Existe una manera para realizar de manera rápida y directa la inversión de datos utilizando un programa de cómputo propuesto por ANGELIER (1990), en el que se basa principalmente en un método analítico de inversión de datos para el análisis de deslizamientos de fallas, en el cuál se determina el tensor de esfuerzos reducido utilizando datos de deslizamiento de fallas. Este método consiste principalmente en analizar la relación angular entre la estría real  $s$ , sobre el plano de falla y la estría teórica  $t$ , sobre la misma. El resultado de este análisis, el cuál consistió en determinar los diversos planos de falla, para obtener la magnitud relativa del esfuerzo de cizalla, con esto se tendrá al final un tensor de esfuerzos para los deslizamientos de fallas analizadas.

Para obtener la reconstrucción de paleoesfuerzos, es importante contar con cuatro variables, las cuáles corresponden a:  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  y el valor  $\Phi$ , con estas variables podemos determinar la orientación de cizalla en planos, las cuáles se obtienen mediante observaciones y mediciones en campo, la utilización de estas variables en la reconstrucción de paleoesfuerzos, recibe el nombre de "Tensor de esfuerzos reducido" (ANGELIER, 1994).

Para determinar el tensor de esfuerzo reducido, es necesario contar con por lo menos cuatro datos de deslizamiento en fallas, debido a que el deslizamiento de fallas presenta una relación entre el tensor de esfuerzos y el esfuerzo de cizalla (ANGELIER, 1994). Esto se argumenta principalmente a la posición de los esfuerzos principales, por ejemplo, si se tiene un  $\sigma_1$  vertical, se inducirá un fallamiento normal; mientras se tenga un  $\sigma_3$  vertical, se inducirá un fallamiento inverso; pero, si se tiene un  $\sigma_2$  vertical el movimiento de las componentes laterales dependerán mucho de la orientación de los planos de fallas, induciendo fallamiento tanto normal, inverso y/o transcurrente. Por tal razón, un solo dato de deslizamiento de falla, limitaría el cálculo de dicho tensor de esfuerzos (ANGELIER, 1994).

Uno de los puntos más importantes par poder llevar a cavo lo mencionado anteriormente, es la toma de datos en campo, ya que dependiendo de la calidad de los datos, será la confiabilidad de los mismos. La presición en las mediciones del rumbo de falla, en el buzamiento del plano de la falla y en el *pitch*, serán un aspecto importante para la confiabilidad de cada dato de deslizamiento de falla en la reconstrucción de paleoesfuerzos.

#### 4.2.2 Estimador de calidad individual Rup del programa ANGELIER (1990)

Para obtener la confiabilidad y calidad de los datos medidos en campo, el programa utiliza un estimador de calidad denominado “Estimador de calidad individual” ó “Estimador de calidad promedio RUP”. El cuál nos muestra La homogeneidad de los datos de deslizamiento de fallas y la desviación angular promedio (ANGELIER, 1990). El estimador de calidad individual RUP, consiste en evaluar en porcentaje de 0 (esfuerzo de cizalla máximo paralelo al deslizamiento con el mismo sentido)-200% (esfuerzo de cizalla máximo paralelo al deslizamiento con sentido opuesto) la coherencia entre la estría real  $s$ , sobre el plano de falla, y la estría teórica  $t$ , sobre el mismo plano de falla (Fig. 34). Donde, valores del RUP 0-50% serán excelentes; valores de RUP 50-75% son aceptables; y valores de RUP 75-100% serán descartados (ANGELIER, 1990, 1994).

##### ESTIMADOR INDIVIDUAL DE CALIDAD RUP

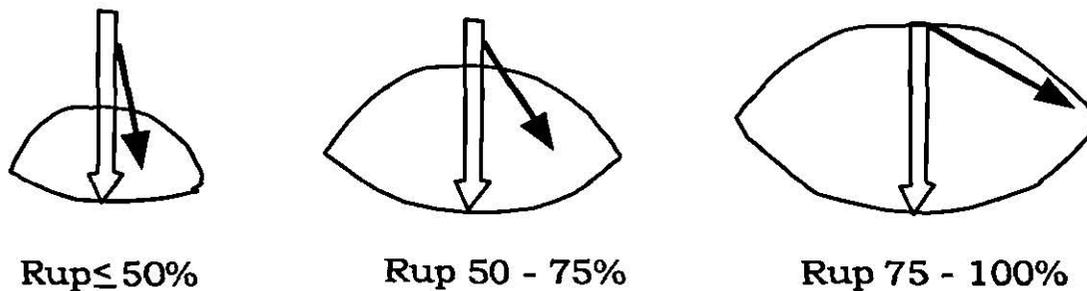


Fig. 34. Estimador de calidad individual RUP, en dónde la flecha abierta indica la estría teórica ( $t$ ), y la flecha negra la estría real ( $s$ ; ANGELIER, 1990; 1994).

### **4.2.3 Metodología empleada en la toma de datos de fallas**

La metodología empleada en el análisis de las fallas, debía de ser acorde para poder utilizar el programa de cómputo ANGELIER (1990). Esta consta de cuatro partes: 1) el rumbo de la falla; este ángulo es azimutal, representándose en un rango de 0-360°; 2) el buzamiento de la falla; este ángulo tiene un rango de 0-90°, indicándose la dirección del buzamiento; 3) el pitch de la estría; que indica la dirección del movimiento; este ángulo tiene un rango de 0-90°, midiendo el ángulo agudo entre la estría y el rumbo de la falla. En caso de que el plano esté muy horizontal se tomará el azimut de la estría en un rango de 0-360° y 4) el sentido de movimiento del plano de falla; este sentido de movimiento se obtiene analizando los indicadores cinemáticos sobre el plano de falla. De tal manera que se obtenga un sentido de movimiento inverso, normal, transcurrente derecha o transcurrente izquierda; o en tal caso la mezcla de todas ellas (Ej. normal derecha, inversa izquierda, etc.). Al final debemos obtener una notación p. ej. CN 070°/40° SE-70° NE. Donde: CN: Cierta Normal; 070°: rumbo de la falla; 40°SE: ángulo de buzamiento y dirección del mismo; 70°NE: dirección de la estría hacia donde define un ángulo menor a 90° con respecto al plano horizontal.

Es importante mencionar la relación que existe entre el buzamiento de la falla, la dirección de la estría y el sentido de movimiento de la estría. Analizando estos tres parámetros, se desarrolla toda una clasificación de fallas; si el pitch es vertical sobre el plano de falla, se tratará de fallas normales o inversas; si el pitch es horizontal, serán fallas laterales derechas o izquierdas; y en caso de que los pitch estén a 45°, las fallas tendrán desplazamientos oblicuos, combinando fallas laterales derechas o izquierdas con fallas normales o inversas. El programa proporciona diferente valor a un plano de falla considerado como CIERTO, es decir cuando todos los datos de la falla han sido definidos con certidumbre, o como PROBABLE, cuando alguno de los datos es dudoso o es imposible definirlo (ANGELIER, 1994).

## **4.3 Resultados**

### **4.3.1 Interpretación estructural en el área de estudio**

En el área de estudio después de la foliación y el fracturamiento, el fallamiento es el elemento estructural más relevante a destacar. Debido a la existencia de fallas y fracturas en la roca encajonante y en el propio cuerpo intrusivo del Cerro Mercado, fue muy importante separar las direcciones de esfuerzo que controlaron la generación de estos elementos estructurales.

Para el análisis de esfuerzos se consideraron principalmente datos de fallas, fracturas de extensión y de cizalla, y el desarrollo de foliaciones. Con el uso de datos de fallas se puede calcular la orientación y forma del tensor de esfuerzos, lo que se hizo con el programa de inversión de datos de fallas propuesto por ANGELIER (1990).

### **4.3.2 Deformación en la roca encajonante**

Es muy importante hacer mencionar que la roca encajonante visiblemente deformada por el emplazamiento del cuerpo intrusivo, por la simple y clara relación de levantamiento por efecto de emplazamiento magmático. Sin embargo, la existencia de pliegues regionales dentro del CPC obligó a evaluar la existencia de otras direcciones de esfuerzo que podrían ser anteriores, contemporáneas o posteriores al emplazamiento intrusivo. Con respecto al fallamiento observado en la roca encajonante, este fue separado en dos tipos:

**1) Fallamiento inverso:** Este fue originado por el emplazamiento del cuerpo intrusivo, representando la deformación más clara dentro de la roca encajonante. Esta se alcanza a observar principalmente hacia la parte Norte y Este del intrusivo donde se presenta un desarrollo de fallas y fracturas coherentes con un acortamiento perpendicular al borde del intrusivo (ANEXO 1).

**2) Fallamiento normal:** Las fallas normales fundamentan la ocurrencia de un campo de esfuerzo extensional que afectó a las rocas encajonantes, ya que en la parte Noroeste y Oeste del área, se observa consistentemente un arreglo de fallas extensionales que definen un patrón consistente con dos direcciones de extensión, prácticamente perpendiculares, una ENE-WSW y otra NNW-SSE (ANEXO 1).

El fallamiento inverso está representado por fallas cercanas al borde del intrusivo dentro de la Formación Aurora, especialmente hacia la parte Norte y Este del área de estudio (Fig. 35). Especialmente esta falla se interpreta que debió ser generada en la etapa temprana del emplazamiento magmático, y experimentar una rotación antihorario de aproximadamente  $40^\circ$  sobre un eje cercanamente Norte-Sur, en la etapa tardía del emplazamiento magmático.

Este fallamiento define una dirección del esfuerzo principal máximo perpendicular al borde del intrusivo (ANEXO 1). Sin duda, estas fallas pueden interpretarse como producto de emplazamiento, por su cercanía al borde intrusivo y por la relación  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  con respecto a este. A escala mesoestructural, se presenta un fracturamiento conjugado en las calizas de la Formación Aurora, también producto del emplazamiento del cuerpo ígneo (Fig. 36). Este fracturamiento es muy común hacia la parte Noroeste del área de estudio.

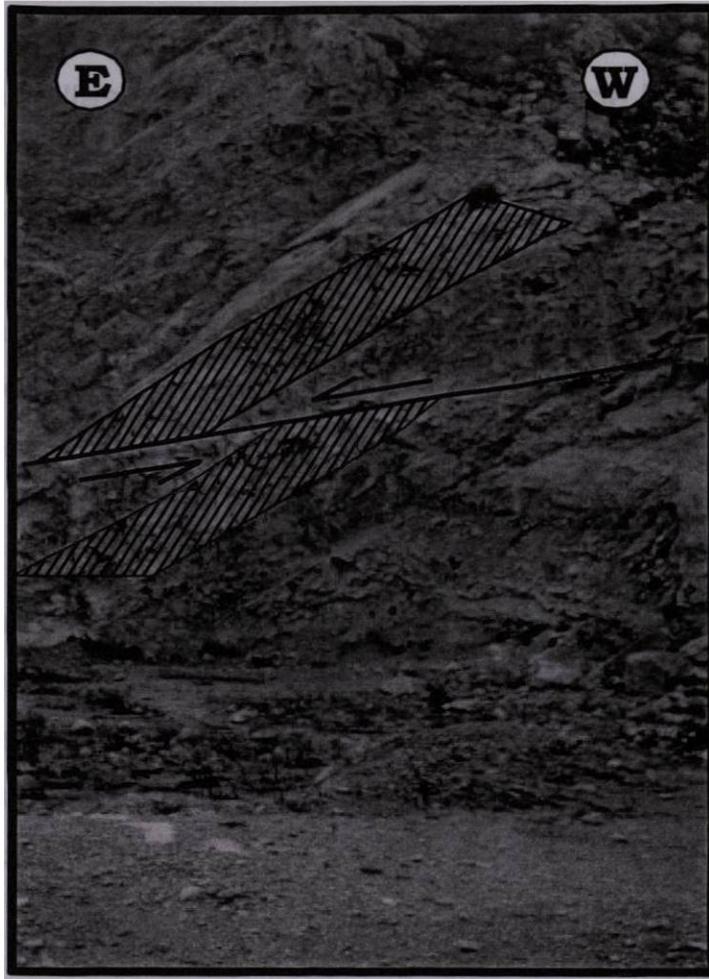


Figura 35. Falla inversa localizada en la Formación Aurora, dentro de una zona alterada hidrotermalmente en la parte Este del área de estudio.

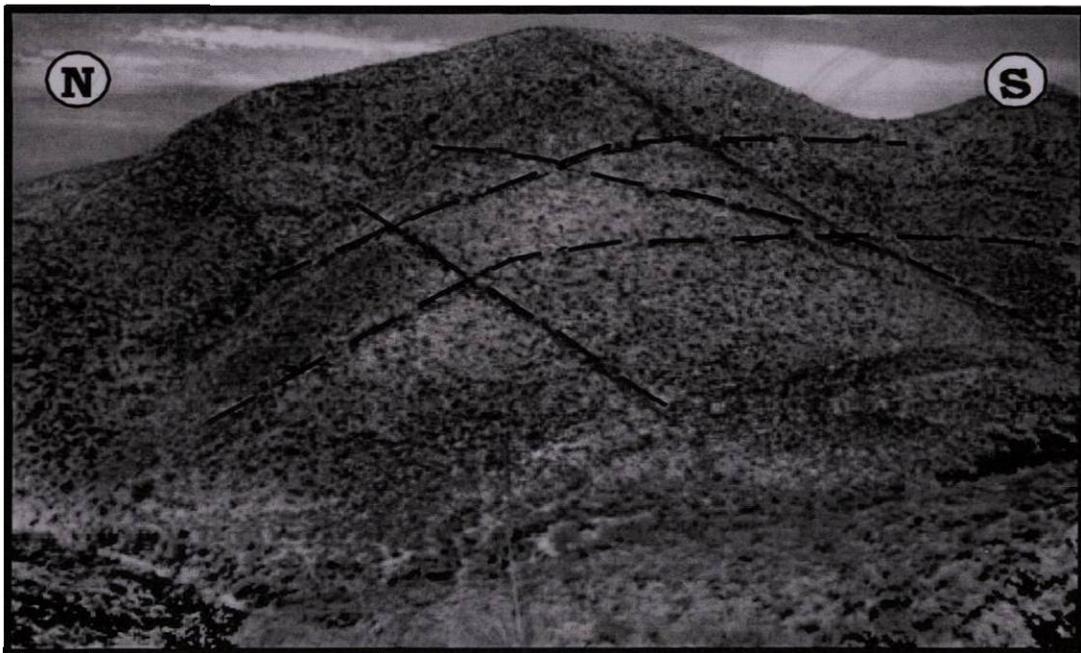


Figura 36. Muestra fracturas conjugadas dentro de la formación Aurora, estas se localizan hacia la parte Noroeste del intrusivo.

Otro grupo de fallas que fueron identificadas hacia las partes más alejadas del borde del intrusivo, dentro de la Formación Buda, en la parte Norte (Fig. 37), Noreste (Fig. 38) y Sureste (Fig. 39), definen consistentemente una dirección de esfuerzo principal máximo NNE-SSW. Lo interesante de ésta dirección de esfuerzos es que el esfuerzo principal máximo es horizontal y prácticamente perpendicular al borde del intrusivo tanto en el Norte como en el Sureste. Sin embargo, en el Noreste la dirección de esfuerzo principal máximo es totalmente tangencial y en dirección WNW-ESE (Fig. 38 y ANEXO 1).

Por último, un campo de esfuerzos extensional debió afectar también a las rocas encajonantes, ya que en la parte Norte y Noroeste del área de estudio se observa consistentemente un arreglo de fallas extensionales, que definen un patrón consistente con dos direcciones de extensión perpendiculares, una ENE-WSW y otra NNW-SSE (Fig. 40).

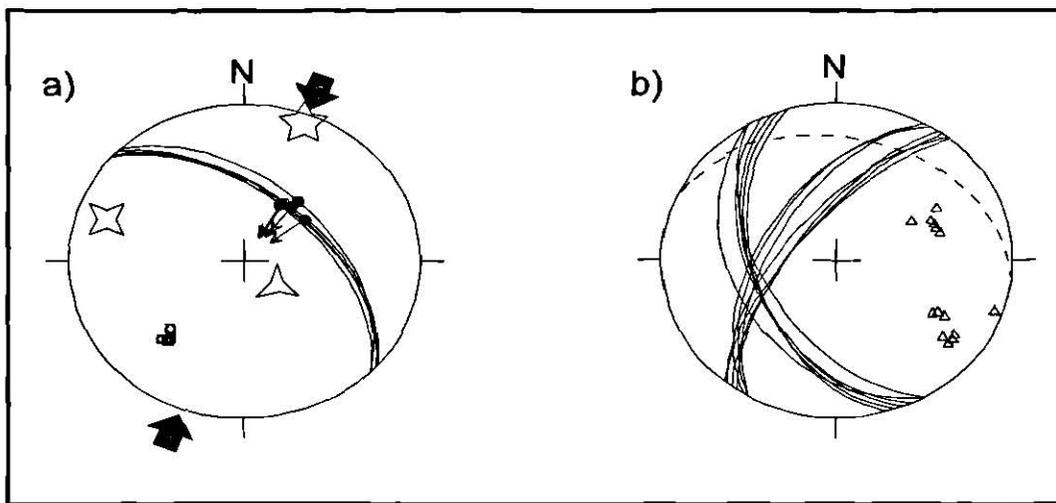


Figura 37. Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas en la Formación Buda y fracturas conjugadas en la Formación Kiamichi, localizadas hacia la parte Norte del intrusivo. (a) Fallas inversas con  $\sigma_1$  NNE-SSW y, (b) fracturas de cizalla con un arreglo coherente al  $\sigma_1$  obtenido con fallas en (a).

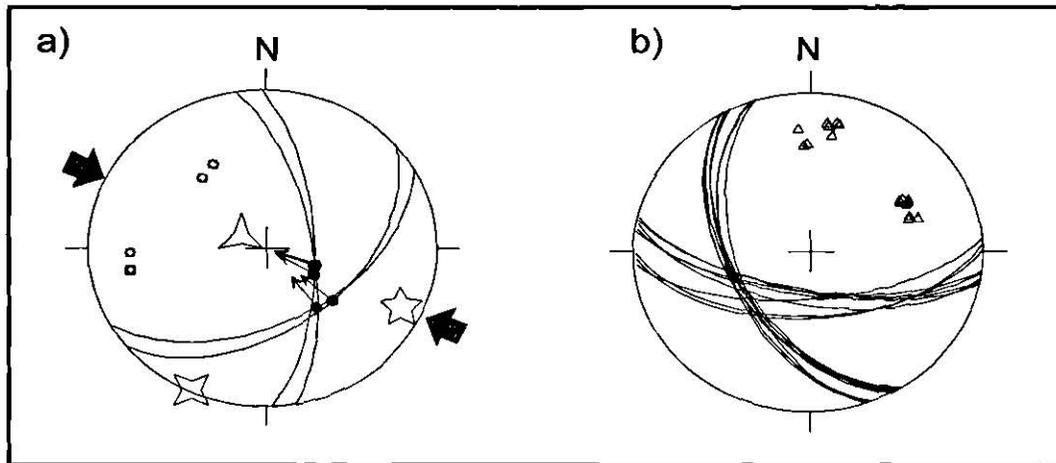


Figura 38. Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas y fracturas conjugadas en la Formación Kiamichi, localizadas hacia la parte Noreste del intrusivo. (a) Fallas inversas con  $\sigma_1$  casi horizontal y con dirección WNW-ESE, tangenciales al borde del intrusivo, (b) Fracturas de cizalla con un arreglo coherente al  $\sigma_1$  obtenido con fallas en (a).

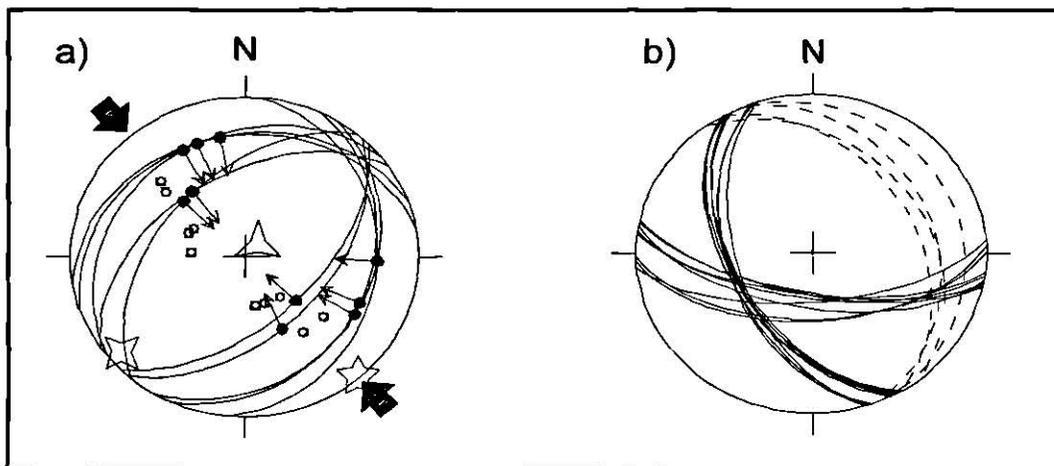


Figura 39. Direcciones de esfuerzos principales para fallas inversas en la formación Buda y fracturas conjugadas, localizadas hacia la parte Sureste del intrusivo. (a) Fallas inversas con  $\sigma_1$  en dirección NW-SE, perpendicular al borde del intrusivo, (b) Fracturas de cizalla con un arreglo coherente al  $\sigma_1$  obtenido con fallas en (a).

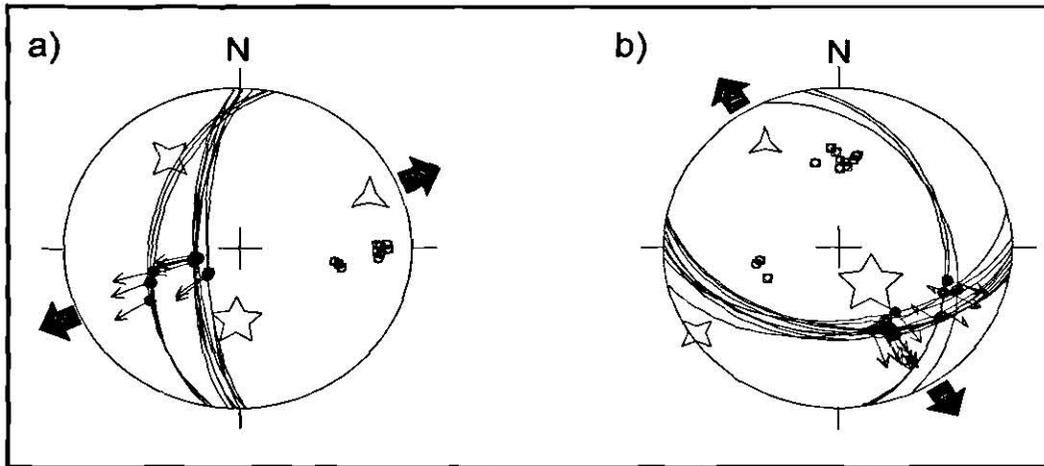


Figura 40. Direcciones de esfuerzos principales para fallas extensionales en la Formación Kiamichi al Norte y Noroeste del área de estudio. (a) Fallas que definen un  $\sigma_3$  WSW-ESE y, (b) con un  $\sigma_3$  cercanamente NNW-SSE.

### 4.3.3 Deformación en el Intrusivo

Dentro del cuerpo intrusivo del Cerro Mercado se pudieron identificar fallas laterales que definen una dirección de compresión WSW-ESE (Fig. 41a). Además, se observa una cantidad importante de fracturas de cizalla (Fig. 41b y c) las cuales presentan un arreglo cercanamente coherente al de las fallas. Se identificaron algunas zonas de cizalla dentro del intrusivo que presentan una fábrica deformacional que varía de milonita a ultramilonita, siendo producto de deformación sin-magmática y sintectónica. Se observan indicadores cinemáticos (porfiroclastos) que definen una cizalla derecha. Además, se presentan otras zonas con menor grado de deformación, que también indican que no fueron generadas por emplazamiento magmático (Fig. 42).

Este tipo de deformación no es característica de deformación asociada a emplazamiento magmático, por lo que se interpreta que debió ser producto de esfuerzos regionales impuestos durante la etapa de enfriamiento del cuerpo intrusivo (CHÁVEZ, 2001, *en proceso*). El tensor de esfuerzos calculado para las fallas que representan a la deformación frágil dentro del intrusivo, es ampliamente diferente al obtenido en la roca encajonante en el borde del intrusivo debido a el efecto de emplazamiento. Sin embargo, la dirección de compresión obtenida para las fallas dentro del intrusivo, corresponde ampliamente con la deformación presente en los alrededores del área de estudio (Sierra Sacramento; Figura 43), y a escala regional dentro del CPC, sometido a una compresión regional con desplazamientos laterales al parecer tardía.

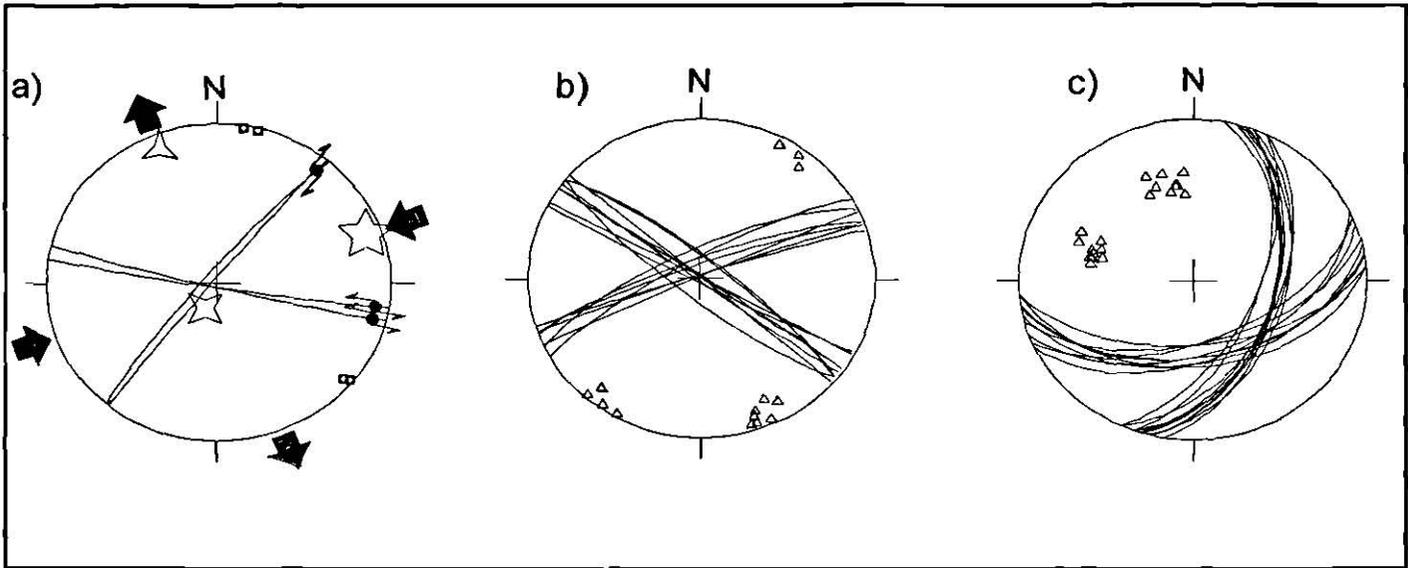


Figura 41. a) Direcciones de esfuerzos principales para fallas laterales dentro del intrusivo del Cerro Mercado. Nótese la dirección de compresión WSW-ENE para el arreglo de fallas, b) fracturas de cizalla presentes en el centro del intrusivo y, c) fracturas de cizalla con una dirección de esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  SW-NE en el Suroeste del intrusivo. Ambas enmarcando la dirección de compresión obtenidas con las fallas en (a).



Figura 42. Se aprecia una zona de cizalla conjugadas con apreciable disminución en el tamaño de grano original de la roca, producto de deformación regional.

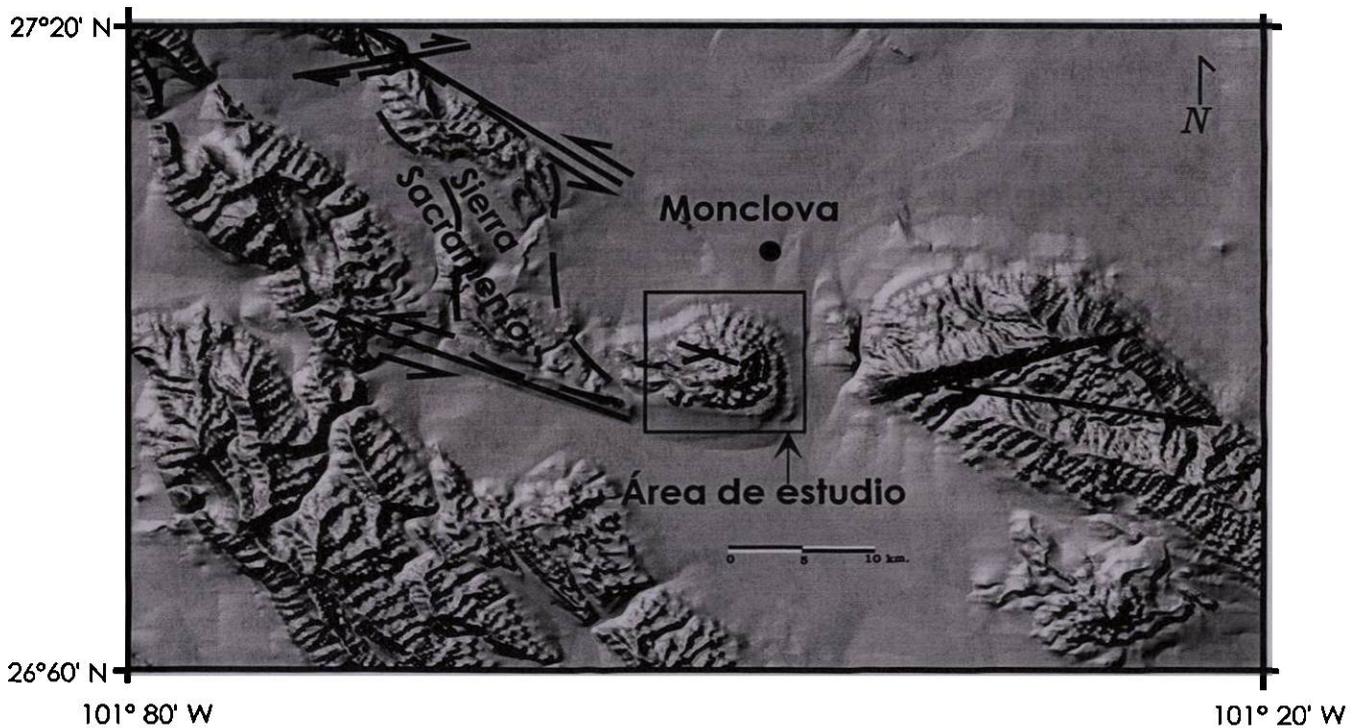


Fig. 43. Modelo digital de elevación del área de la Sierra de Sacramento y Sierra La Gloria (Este centro), con el intrusivo del Cerro Mercado en el centro. Nótese la orientación de los ejes de pliegues NNW-SSE, cortados y cizallados lateralmente.

En la Figura 43 se aprecia claramente la orientación original del eje de pliegue de la Sierra de Sacramento con una orientación NNW-SSE. Ésta es la orientación predominante de los ejes de pliegues y fallas de cabalgadura dentro del CPC (CHARLESTON, 1981; SMITH, 1981). Este arreglo de ejes de pliegues y fallas, definiría una dirección de compresión regional WSW-ENE, para las rocas sedimentarias marinas del Mesozoico dentro del CPC. Característicamente, esta misma dirección de compresión es observada en las fallas presentes dentro del intrusivo del Cerro Mercado (Fig. 41a).

Otro aspecto importante a destacar, es que los ejes de pliegues orientados NNW-SSE, presentan un arreglo escalonado que implica cizalla lateral y en algunas ocasiones son totalmente cortados (Fig. 43; esquina superior izquierda) por fallamiento lateral. El arreglo de este fallamiento y cizallamiento de ejes de pliegues, es coherente con una dirección de compresión cercanamente E-W, también presente en arreglos de fracturas dentro del intrusivo.

Lo anterior implicaría, en primera instancia, que el intrusivo pudo haber sido emplazado antes o durante la deformación regional que generó al CPC. Esto será ampliamente discutido en el capítulo VI referente a la discusión de los datos.

# CAPITULO V

## MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS

### 5.1 Introducción

El estudio de las rocas ígneas, desde el punto de vista estructural, trae consigo principalmente dos problemas fundamentales: a) El primero se refiere a los mecanismos de ascenso que conducen a los magmas desde niveles profundos hasta medios y altos dentro de la corteza, y b) El segundo a los mecanismos a través de los cuales se construye el espacio donde residirán los magmas al momento de enfriarse. Existe una amplia literatura que discute estos dos mecanismos (PITCHER 1979; MARSH, 1982; BATEMAN, 1985; CRUDEN, 1988; PATERSON Y FOWLER, 1993; PATERSON *et al.*, 1991; RUBIN, 1993; CLEMENS Y MAWER, 1992; PETFORD *et al.*, 1993; 1996).

Sin embargo, fue a partir del trabajo de BUDDINGTON (1959), que se alcanzó una idea más clara sobre la importancia de los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas a diferentes niveles de la corteza. Este autor definió una clasificación con base en las relaciones de contacto plutón-roca encajonante, estableciendo tres niveles de emplazamiento cortical, que a continuación se mencionan:

- 1 A la zona de emplazamiento más somera lo llamo **epizona** (0-10 km). Esta se caracteriza por presentar casi en su totalidad relaciones discordantes que sugieren la ocurrencia importante de mecanismos de emplazamiento frágiles como: rebaje magmático (*stoping*) y el hundimiento de grandes bloques individuales (*cauldron subsidence*), que desplazan el magma hacia su nivel de desprendimiento empujándolo continuamente hacia niveles más altos.

- 2 A la zona de emplazamiento intermedio la llamó **mesozona** (6-16 km). Esta zona representa la transición de los procesos frágiles a dúctiles, caracterizándose por presentar relaciones discordantes y concordantes complejas.
- 3 Finalmente, a la zona más profunda (>10 km) la llamó **catazona**. En esta zona los plutones presentan relaciones predominantemente concordantes, controladas principalmente por flujo dúctil de la roca encajonante.

En la actualidad un grupo importante de investigadores que se dedican al estudio de los mecanismos de emplazamiento de los magmas dentro de la corteza, favorecen y coinciden en la idea de que los magmas ascienden rápidamente a través de fracturas o zonas de cizalla profundas (PITCHER, 1979; CLEMENS Y MAWER, 1992; PETFORD *et al.*, 1993; 1996; BROWN, 1994). Es decir, a través de diques que vendrían a ser los conductos alimentadores principales de cuerpos batolíticos someros.

Gran parte de estas ideas de un ascenso rápido de magma a través de zonas de fracturas o cizallas profundas, se fundamentan en que la mayoría (60%) de las fronteras de placas convergentes tienen un vector de velocidad relativo que se encuentra marcadamente oblicuo a la trinchera o frontera de placa (>22°). Además, de que una proporción significativa (14%) tienen vectores que son cercanamente paralelos a la frontera ( $\pm 22^\circ$ ). Esto permite sugerir que el acomodamiento del movimiento oblicuo debe involucrar fallamiento profundo con desplazamiento lateral dentro del continente. Lo anterior implicaría que, cuando placas activas se retraen, ocasionan extensión horizontal y transtensión; en contraste, las que avanzan ocasionan acortamiento horizontal y transpresión. Por lo tanto el fallamiento profundo ocasionado formaría los conductos principales que ayudarían a la segregación, ascenso y emplazamiento de magmas.

Sin embargo, el diapirismo es la opción más antigua para el ascenso de grandes volúmenes de magma aunque, recientemente, ha sido fuertemente criticado (PITCHER, 1979; PETFORD *et al.*, 1993; 1996; CLEMENS Y MAWER, 1992). El modelado de ascenso diapírico lleva hasta la actualidad poco más de 50 años desde las primeras aproximaciones de GROUT (1945) pasando por RAMBERG (1967, 1970), DIXON (1975), MARSH (1982; Hot Stoks diapirism), SCHMELLING y colaboradores (1988), hasta Weinberg y Podladchikov (1994, Power law diapirs) que han revolucionado el modelo y han fundamentando el posible ascenso de diapiros hasta niveles de ~10 km de profundidad dentro de la corteza.

## **5.2 Procesos que generan espacio dentro de la corteza**

Los principales mecanismos que originan espacio dentro de la corteza continental, para dar lugar al emplazamiento de magmas dentro de esta son:

- (1) Descenso del Moho.
- (2) Desplazamiento de la superficie de la corteza.
- (3) Pérdida de volumen.
- (4) Contracción elástica.

De estos el más importante es el desplazamiento de la superficie de la corteza y el descenso del Moho (PATERSON Y FOWLER, 1993). El origen de estos procesos trae como consecuencia la deformación de las rocas por eventos de carácter regional como contraccionales y extensionales, respectivamente (PITCHER, 1979; PATERSON Y FOWLER, 1993; BROWN 1994). Si estos eventos de deformación regional crean espacio dentro de la corteza, necesariamente deben de ocurrir de forma contemporánea la mayoría de las intrusiones, si es así en el sentido general, la mayoría de los plutones serían de carácter sintectónico (PATERSON *et al.*, 1991).

En la actualidad una gran cantidad de investigadores se basan en la idea de que el espacio que se crea para el emplazamiento de plutones o cuerpos batolíticos, es mediante el movimiento de las paredes de las rocas encajonantes hacia los lados durante una deformación regional de tipo contraccional (p. ej., CLOOS, 1935; PITCHER, 1979; CASTRO, 1987; HUTTON, 1988) o extensional (TOBISCH *et al.*, 1986; HUTTON, 1988; SALEEBY, 1989, 1991). Esto confirmaría, nuevamente, que la mayoría de los plutones son de carácter sintectónico en sentido general, aunque el tectonismo puede o no generar estructuras cerca de los plutones.

Lo anterior se debe principalmente a que la deformaciones regionales son ampliamente heterogéneas, y si ésta es casi en su totalidad de tipo contraccional, puede generar zonas de extensión local en las charnelas de los pliegues que representarían áreas de potencial emplazamiento magmático (Fig. 44a; SCHWERTNER, 1990), al igual que a través de zonas de fallas (Fig. 44b; HOUTTON, 1982). Además, recientemente se le ha dado gran interés al emplazamiento de plutones dentro de las cuencas de tipo *pull – apart*, dentro de las cuales a lo largo de zonas de fallas laterales y extensionales también ocurren emplazamientos magmáticos (Fig. 44c; HUTTON, 1982, 1988; GUINEBERTEAU *et al.*, 1987).

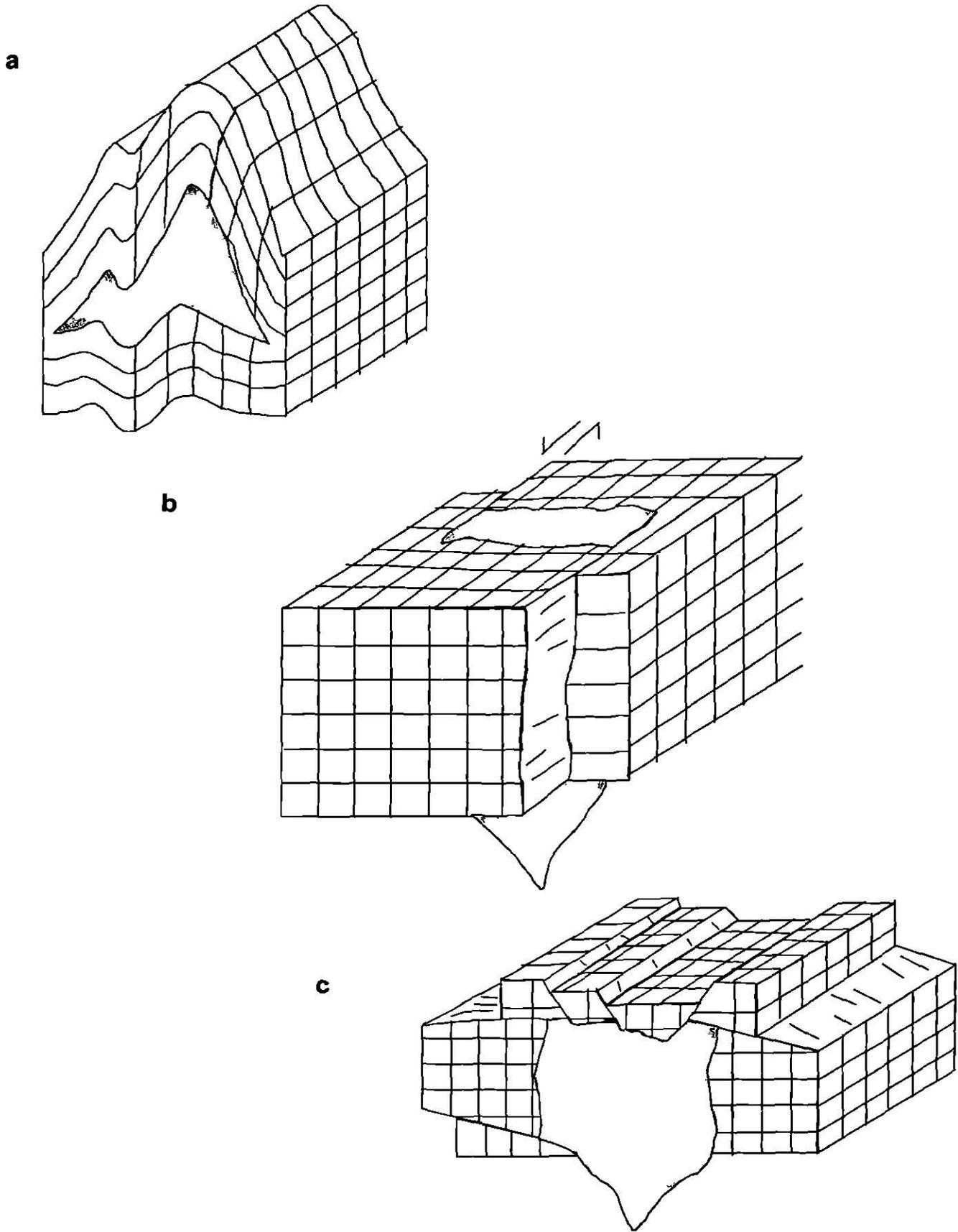


Figura 44. Esquema que presenta los diferentes diagramas de bloques mostrando el emplazamiento de magmas dentro de (a) charnela de pliegue (SCHWERTNER, 1990), (b) *pull apart* a través de zonas de fallas laterales (HUTTON, 1982) y (c) ambiente extensional (HUTTON, 1982).

## 5.3 Mecanismos de ascenso de magmas

Los principales mecanismos por los cuales el magma es transportado desde el manto hacia la corteza inferior y hasta los niveles medio y superior, para formar plutones son: **diques y diapiros** (BUDDINGTON, 1959). La acumulación de presión en la fuente y/o cámara magmática así como la diferencia de densidades entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes, son las fuerzas fundamentales que controlan tanto la propagación de diques como el ascenso de diapiros dentro de la corteza (PITCHER, 1979; MARSH, 1982; CRUDEN, 1990; PATERSON et al., 1991). En la actualidad existe gran controversia respecto a los mecanismos que transportan el material magmático de la fuente hasta la corteza y cual de estos es el más común e importante para el transporte de magmas, a continuación se pretende mostrar una pequeña síntesis que muestra las características más comunes que contribuyen a definir tanto los mecanismos de ascenso como de emplazamiento de magmas dentro de la corteza.

### 5.3.1 Ascenso a través de diques

Los diques ascienden cuando una fractura es dilatada y se requiere que la presión del magma exceda el esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) en la roca encajonante para que ocurra su propagación (HOEK, 1996). La trayectoria de emplazamientos que seguirán los diques está influenciada por la presión controlada del magma, que es la diferencia entre la presión de magma y el esfuerzo inicial de la roca encajonante.

Los principales procesos involucrados en el emplazamiento de diques son: *nucleación, dilatación, propagación de fracturas, deformación de la roca encajonante (elástica, frágil y/o dúctil), flujo de magma y pérdida de calor* (LISTER Y KERR, 1991; Fig. 45 a-e).

Los modelos ideales para el emplazamiento de diques citan que, generalmente, los diques invaden superficies de fracturas pre-existentes que facilitan su propagación (HOEK, 1996). La dilatación de una fractura se facilita cuando llega a ser invadida por el magma (Fig. 45b); debido a la concentración del esfuerzo tensil en la punta frontal del dique que permite su propagación hasta llegar en un momento en el cual se reduce el esfuerzo tensil, hasta detenerse, con el incremento del radio de la punta del dique (CLEMENS Y MAWER, 1992; HOEK, 1996; Fig. 45c). La velocidad de propagación de los diques se ve afectada cuando la presión de flujo del magma disminuye (HOEK, 1996; Fig. 45d). La pérdida de calor de los magmas en ascenso producto de la intrusión hacia rocas relativamente frías ocasiona una solidificación de cualquier mecanismo de ascenso de magmas (Fig. 45e).

Se ha definido que para la propagación de diques las fracturas tensiles de modo abierto (modo I), opondrían menor resistencia a su propagación (HOEK, 1996). De esta forma, el dique se emplazaría en el plano normal al esfuerzo mínimo principal. Algunos autores asocian a los diques en zonas deformadas como fuertes indicadores de procesos de extensión.

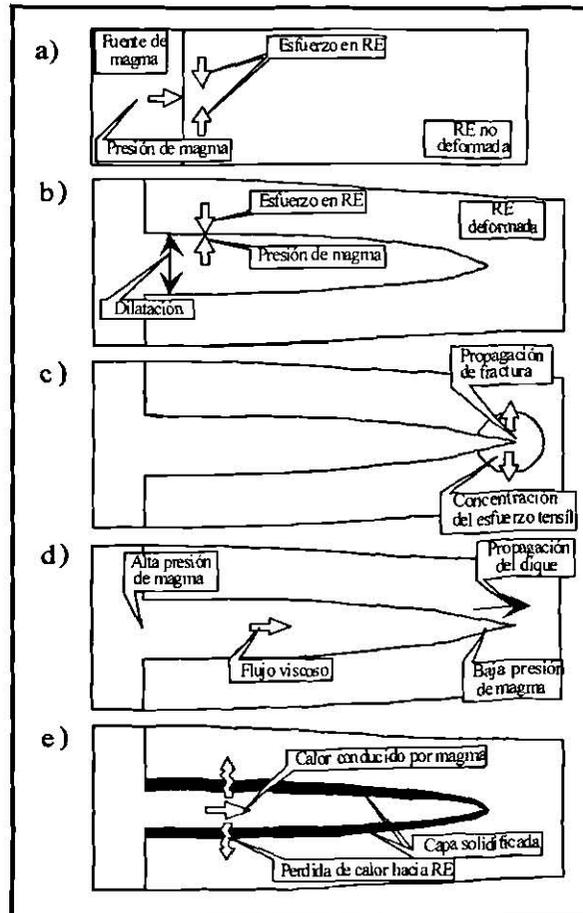


Figura 45. Procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con roca encajonante (RE) no deformada. (b) Dilatación de fractura. (c) Propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique. (d) La presión del magma disminuye de la región fuente a la punta del dique. (e) La pérdida de calor ocasiona solidificación del magma (HOEK, 1996).

### 5.3.2 Ascenso a través de diapiros

El modelado de los diapiros se inicia a mediados del siglo pasado cuando GROUT (Fig. 46), utilizó diferentes mezclas de aceite, miel de maíz, agua y aire para obtener un modelado de ascenso de magma y su emplazamiento simulando su comportamiento a escala. Él concluye que tanto la velocidad de ascenso como la

geometría de la burbuja que asciende está fuertemente controlada por la fuerza de flotación del magma, temperatura de la burbuja en ascenso y la temperatura del material circundante (roca encajonante).

El ascenso diapírico es el mecanismo responsable e importante en el ascenso de grandes volúmenes de rocas granitoides. Los modelos teóricos mencionan que este mecanismo de ascenso debe ocasionar geometrías burdamente esféricas con foliación interna y rasgos que varían de deformación aplanada a cilíndrica adentro y en el borde de los plutones (DIXON, 1975; MARSH, 1982; CRUDEN, 1990).

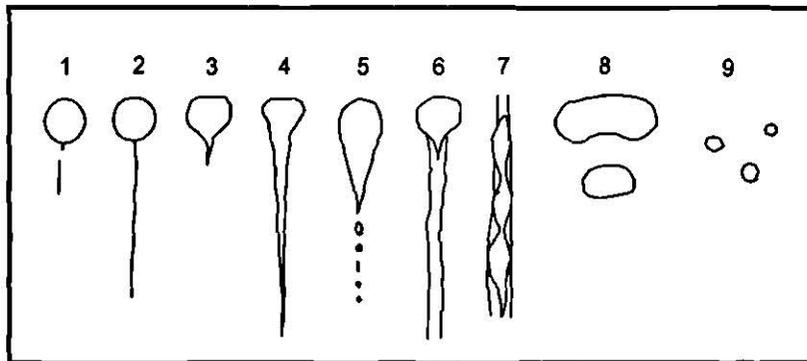


Figura 46. Ascenso a través de diapiros. (a) Modelo del comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945).

En la figura 46 se observan diferentes contrastes de viscosidad que ocasionan diversos arreglos geométricos en el diapiro ascendente. En esta misma figura, 1 y 2 representan un diapiro de aceite moviéndose dentro de una matriz de miel de maíz a temperatura ambiente. 3 y 4 representan aceite frío dentro de la miel fría y caliente, respectivamente. 5 es aceite caliente dentro de miel fría, 6 corresponde a un diapiro de agua dentro de una matriz de miel y 7 es igual que el 6 pero a través de su traza.

Por último se observan en las figuras 8 y 9 dentro de la figura 46, en dónde se representan diapiros de aire dentro de una matriz acuosa.

MARSH (1982) menciona que el factor más importante en el ascenso de diapiros es la viscosidad de las rocas encajonantes, debido a que si estas presentan rocas con baja viscosidad pueden ser deformables dúctil o plásticamente, de tal modo que no permiten que el magma en ascenso se contamine o tenga una mínima contaminación durante su trayecto en ascenso.

El modelado más reciente sobre ascenso de magmas a través de diapiros, fue efectuado por WEINBERG Y PODLADCHIKOV (1994; *Power Law Diapirs*). Lo más importante del modelo es que alcanzaron resultados que fundamentan que el suavizamiento de la corteza no ocurre solamente por la transmisión de calor del plutón en ascenso, sino que existe un importante aporte de reblandecimiento de la corteza producto de deformación rápida por efectos de flotación del diapiro. El modelo anterior sostiene que diapiros pueden alcanzar profundidades de hasta 10 km, y aún más someras dentro de cortezas anómalamente calientes WEINBERG Y PODLADCHIKOV (1995).

Como se expuso anteriormente, los mecanismos de ascenso a través de diques y de diapiros son ampliamente contrastantes y pueden señalarse amplias diferencias entre estos (Tabla 2). Ambos mecanismos de ascenso, también presentan mecanismos de emplazamientos fuertemente contrastantes que a continuación serán abordados.

Tabla 2.- Se presenta una relación de las características principales que hacen diferentes a los plutones emplazados a través de diques y diapiros dentro de la corteza (Adaptada de MARSH, 1982).

CARACTERÍSTICAS	DIQUES	DIAPIROS
Velocidad de ascenso y deformación	rápida	Lenta
Roca encajonante	Rocas elásticas	Rocas viscosas
Ascenso	Controlado por la presión de la fuente.	Controlado por la viscosidad de la roca encajonante y por presión litostática
Sismicidad	Sísmicos	Asísmicos
Trayectoria	Sobre el plano normal a $\sigma_3$ (irregular)	Vertical (geométrica)
Vulcanismo asociado	Erupciones fisurales	Erupciones centrales
Xenolitos	Son transportados	Son segregados
Ejemplo	Hawaii	Arcos de islas

## 5.4 Mecanismos de emplazamiento de magmas

### 5.4.1 Introducción

El emplazamiento de plutones está controlado por la interacción entre el total del campo de esfuerzos y el comportamiento mecánico de las rocas encajonantes. El campo de esfuerzo total resulta de la superposición del esfuerzo inducido por el magma, el cual incluye el esfuerzo termico, y el campo de esfuerzos regional. La respuesta de las rocas encajonantes a tal presencia de esfuerzos depende principalmente de propiedades tales como la viscosidad, la cual depende de los parámetros como composición, temperatura y tensión. La forma del plutón y los modelos de deformación pueden ser significativamente modificados por la anisotropía de las rocas encajonantes.

El emplazamiento de magmas se encuentra limitado por un número de posibilidades que pueden desplazar las rocas encajonantes durante la intrusión, en donde grandes xenolitos de rocas encajonantes (*stoping*) o grandes bloques coherentes (*cauldron subsidence*) pueden hundirse dentro del magma.

Grandes espacios son creados hacia la parte superior del plutón, los cuales se encuentran ocupados por bloques de roca encajonante que fueron desprendidos de las paredes y techo. Otros de los factores importantes en el emplazamiento de magmas es el desarrollo de deformación dúctil, la cual ocurre en la parte baja de la roca encajonante, debido a su viscosidad y a altas temperaturas. Lo anterior puede permitir el emplazamiento de plutones como diapiros.

El emplazamiento de magmas dentro de la corteza implica la existencia de espacios corticales para su emplazamiento. PATERSON Y FOWLER (1993), separaron los procesos que generan espacios dentro de la corteza para el emplazamiento de magmas, fundamentalmente en dos escalas: A los procesos de escala regional, les nombraron *procesos de transferencia de materiales de campo*

*lejano* (PTMCL; levantamiento de la superficie de la tierra, descenso del Moho, etc.) y los segundos corresponden a los involucrados en el movimiento de material alrededor de los plutones definiéndolos como: *procesos de transferencia de materiales de campo cercano* (PTMCC; rebaje magmático “*stoping*”, expansión de cámara magmática, etc.). En este capítulo no se le da mucho énfasis e importancia a los procesos de transferencia de materiales de campo lejano PTMCL debido a que el estudio se centra más a los PTMCC.

A continuación se describen cada uno de los diferentes PTMCC más citados en la literatura (Fig. 47).

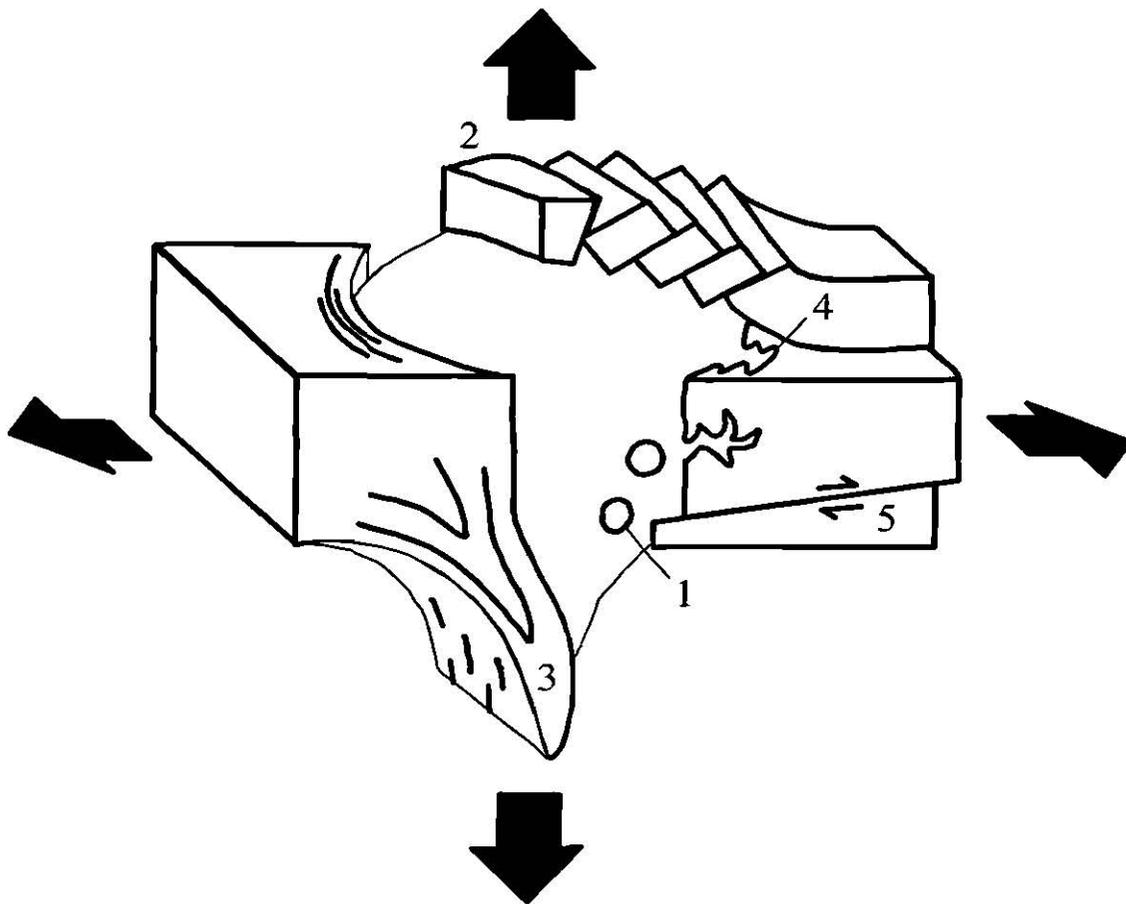


Fig. 47. Diagrama que esquematiza las relaciones de corte tridimensional producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional, indicando los diferentes PTMCC en el intrusivo. 1-rebaje magmático (*stoping*); 2-levantamiento del techo; 3-deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola; 4-asimilación de la roca encajonante, fusión y anatexis y 5-desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento (PATERSON *et al.*, 1991).

## 5.4.2 Rebaje magmático (*Stoping*)

El mecanismo de rebaje magmático o *stoping*, genera relaciones de contacto altamente discordantes entre el plutón y la roca encajonante, en los cuáles el plutón se emplaza sin deformar la estratigrafía de la roca encajonante y no altera las características estructurales presente (Fig. 49<sub>(1)</sub>). Se piensa que en el borde de la intrusión se rompen varios bloques pequeños de roca encajonante (techo y pared), los cuales se hunden dentro de la cámara magmática e intercambian posición con el magma, esto trae como resultado relaciones de contacto fuertemente discordantes con respecto a la estratigrafía y a las características estructurales de las rocas encajonantes. Este tipo de emplazamiento debe ocurrir en zonas de emplazamiento somero (*epizona* de BUDDINGTON, 1959; PITCHER, 1979; Fig. 47 y 48).

Una de las grandes dificultades que presenta este modelo de emplazamiento es la falta de evidencia de grandes volúmenes de xenolitos desprendidos de las rocas encajonantes. Abundantes xenolitos de roca encajonantes son comunes en las zonas de los techos de plutones (DALY, 1933; BUDDINGTON, 1959); sin embargo, si el *stoping* es un proceso dominante en la parte superior de la corteza continental, estos xenolitos pueden ser sumergidos a profundidades que no son expuestas en superficie, o pudieron haber sido retrabajados completamente por intenso metamorfismo o por asimilación dentro del magma (DALY, 1933).

La ocurrencia de este mecanismo de emplazamiento en la corteza media y baja permanece aún no confirmada, aunque BUDDINGTON (1959) sostiene que está presente. PATERSON Y FOWLER (1993) sugieren que se deben estudiar los techos de los plutones y los frentes de avance de diques para una evaluación más precisa, ya que estas zonas son muy importantes en el estudio de los mecanismos de emplazamiento de magmas.

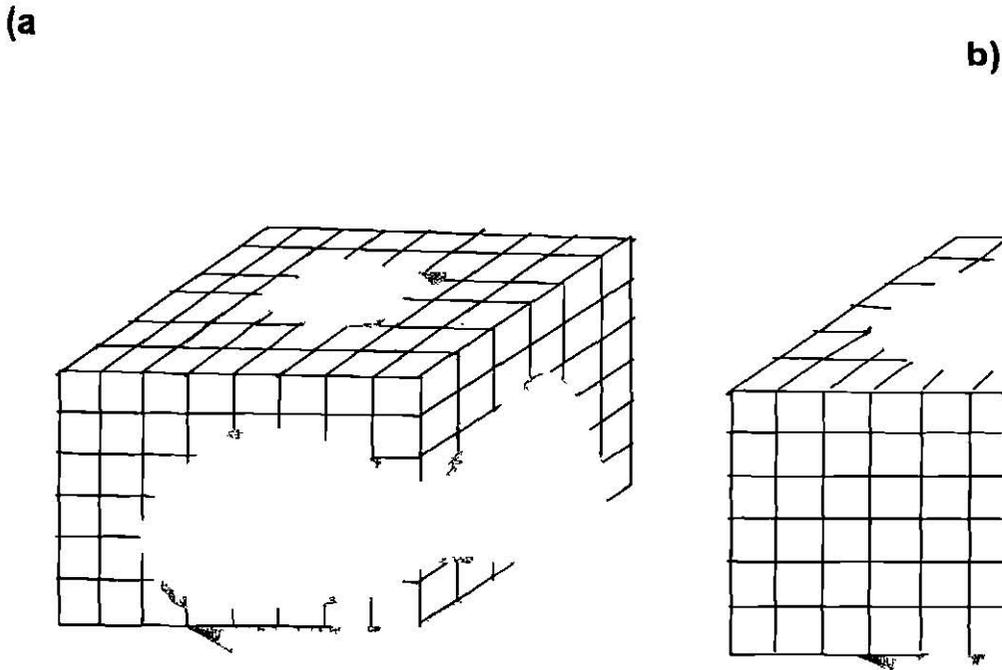


Figura 48. (a) Sección tridimensional que muestra relaciones de contacto cortantes producidas por *stoping*, donde la zona de color más oscuro sin líneas representa el plutón. Las líneas que forman una cuadrícula representan marcas pasivas en las paredes y techos de la roca encajonante. Las flechas indican que las paredes de las rocas han sido desplazadas hacia abajo o asimiladas. (b) es muy similar al ejemplo (a), en este caso, la figura indica que las paredes de las rocas pudieron haber sido desplazadas hacia arriba o hacia abajo (PATERSON *et al.*, 1991).

### 5.4.3 Subsistencia de Calderas ó *Cauldrón Subsidence* y diques anulares

El espacio que se crea para el emplazamiento de magmas a través de este mecanismo de emplazamiento, ocurre de manera muy similar al rebaje magmático pero a escala mayor (PITCHER, 1979). Las fallas o diques anulares son invadidos por fluidos magmáticos y el borde hundido presenta fuerte fracturamiento en el centro, sugiriendo un comportamiento intermedio entre rebaje magmático y subsidencia de calderas (PITCHER, 1979).

Los diques anulares se forman durante el colapso de la caldera, debido al descenso de presión en la cámara magmática. Generalmente, los diques anulares son de composición intermedia a félsica, no presentan márgenes enfriados (*chilled margins*) y ocurren sólo una vez limitando el bloque colapsado (ANDERSON, 1936).

Al igual que en el proceso de rebaje magmático, durante la subsidencia de calderas, también existe el problema del espacio para el acomodamiento del bloque colapsado, ya que ocupa mayor espacio que el inicial dentro de la cámara (PITCHER, 1979; Fig. 49). MEYERS, (1975) definió que la subsidencia de calderas es un proceso limitado a niveles someros dentro de la corteza (<4-5km).

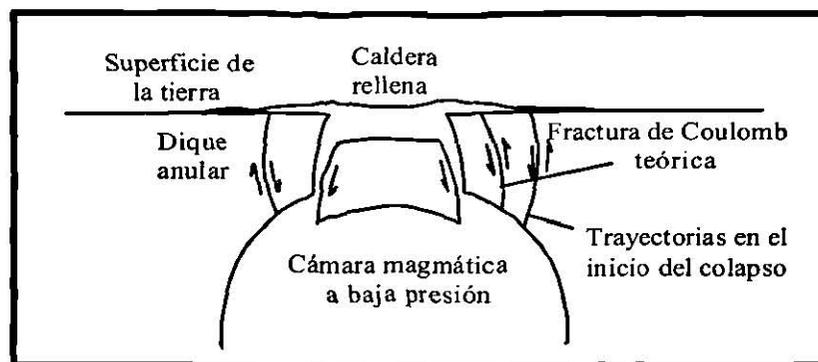


Figura 49. Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática (*cauldron subsidence*; PITCHER, 1979).

#### 5.4.4 Levantamiento de techos (Lacolitos)

La inyección de magma para formar lacolitos ocurre de manera horizontal y paralela a la estratificación, inflando y levantando la carga litostática (GILBERT, 1877; Fig. 50). El modo de emplazamiento de los lacolitos se resume en: (1) ascenso inicial a través de diques verticales, (2) propagación de diques y dique estratos (*sills*) en proporciones similares dentro de una zona específica, y (3) inflación y levantamiento de las rocas sobreyacentes. Este modelo ha tomado tanta importancia

que actualmente se ha propuesto como el mecanismo principal para la formación de grandes cuerpos batolíticos de composición granítica en la parte superior de la corteza continental (PETFORD, 1996). La complejidad en la geometría de la intrusión es muy alta, aunque todas las formas quedan comprendidas entre dos miembros finales: (a) lacolitos perforados o ponchados y (b) lacolitos tipo árbol de navidad (Fig. 50 y 51, respectivamente). Los primeros están controlados por fallas que limitan el techo del lacolito y los segundos, corresponden a una serie de lacolitos comunicados por un conducto central, los lacolitos más elevados son característicamente de menor tamaño (CORRY, 1988).

El emplazamiento de cuerpos lacolíticos está controlado por dos factores: (a) intrusión de diques en zonas de flotabilidad neutral, donde el magma pasa de moverse de vertical a horizontalmente y (b) por la intrusión de magma a través de discontinuidades estructurales o contactos litológicos (GILBERT, 1877; CORRY, 1988). El metamorfismo ocasionado es bajo así como la deformación en la roca encajonante (10%), aunque pueden disparar la formación de fallas periféricas y grabenes en la cresta (CORRY, 1988). Se ha demostrado que la intrusión así como su enfriamiento son rápidos (YAGI, 1953) debido a que son emplazados en niveles muy someros dentro de la corteza (CORRY, 1988).

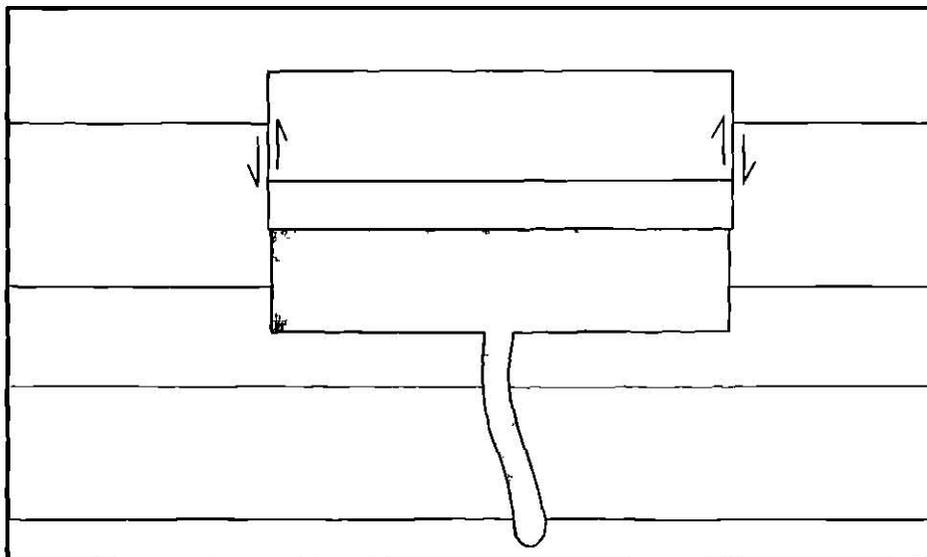


Figura 50. Sección de lacolito perforado limitado por fallas periféricas (CORRY, 1988).

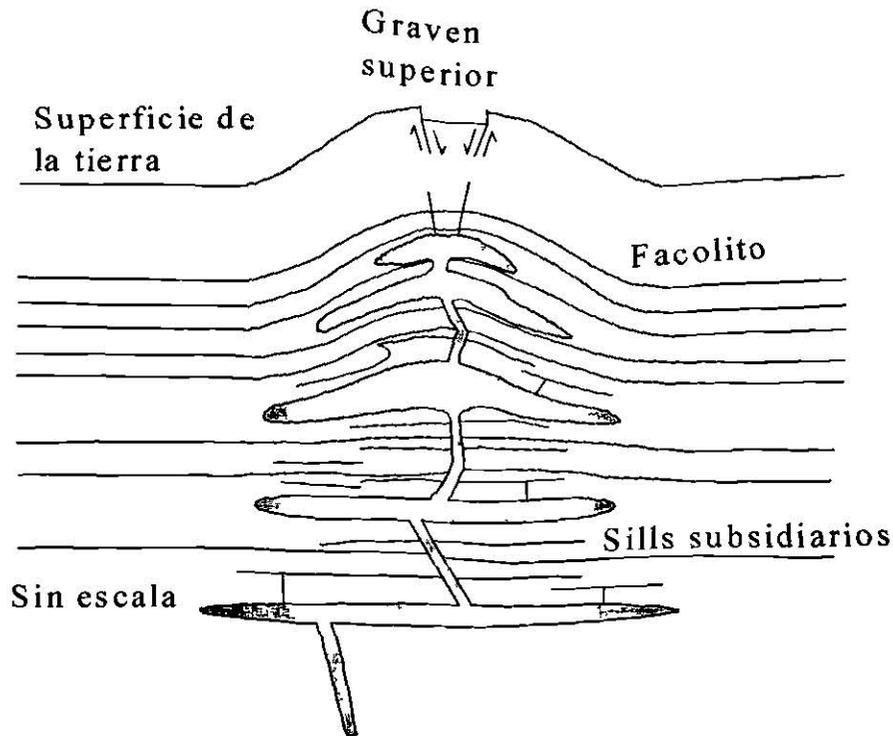


Figura 51. Sección de lacolito tipo árbol de navidad (CORRY, 1988). Nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas más someras.

#### 5.4.5 Hundimiento de pisos (Lopolitos)

Este tipo de intrusiones son generalmente estratificadas con techos de roca encajonante suavemente inclinados hacia el centro del cuerpo que, característicamente, presentan forma de embudo (Fig. 52). Otros rasgos son: (1) El piso algunas veces es concordante con la intrusión, (2) son elípticos en vista de planta, (3) son mucho más grandes que los lacolitos (100's de km en diámetro) y, (4) están constituídos preferentemente por rocas ultramáficas y máficas derivadas del manto internamente estratificadas.

El origen de la estratificación interna es incierta, no se sabe si es ocasionada por múltiples pulsos de magma o por cristalización fraccionada (CORRY, 1988). Respecto a su forma, GROUT (1945) sugirió que se debe al colapso del piso del cuerpo por efectos de ajustes isostáticos durante y después del emplazamiento.

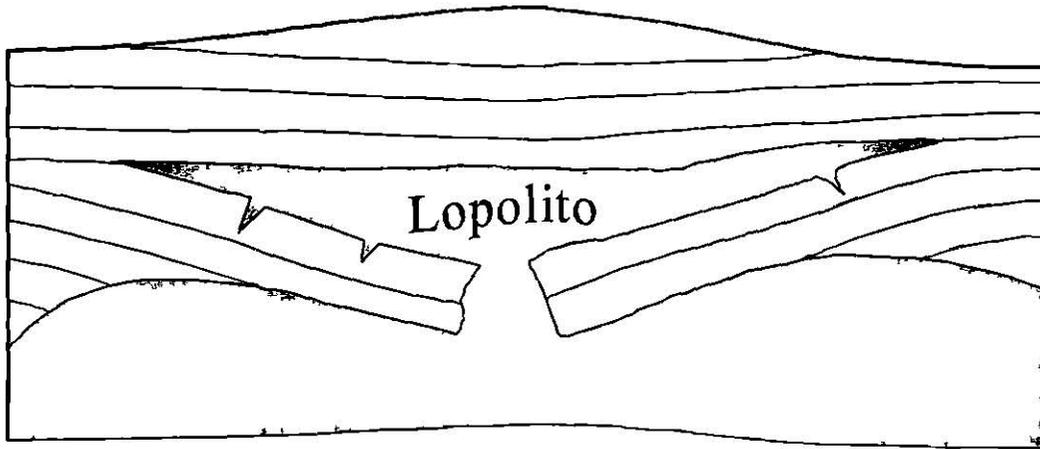


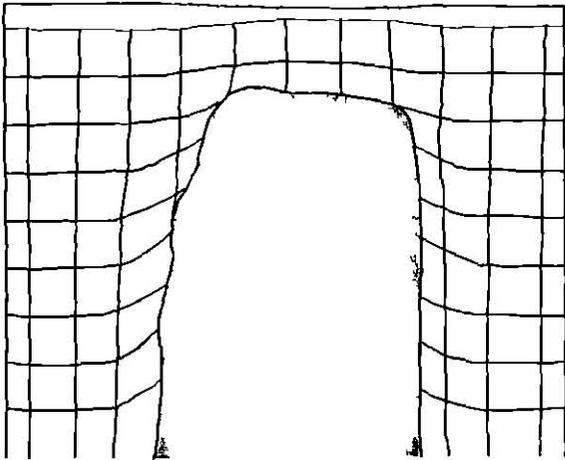
Figura 52. Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (CORRY, 1988).

#### 5.4.6 Diapiros y plutones expandidos radialmente

Estos dos tipos de mecanismos de emplazamiento han sido fuertemente discutidos por las características comunes entre sí. Ambos mecanismos podrían estar presentes en cuerpos intrusivos que en planta, presentan formas burdamente circulares, zonación composicional concéntrica y foliación interna concéntrica.

La deformación asociada es aplanada en el margen del plutón y en la aureola de contacto, indicando que han desplazado lateralmente a las rocas encajonantes durante su emplazamiento (PITCHER 1979; BATEMAN, 1985; RAMSAY, 1989; PATERSON Y FOWLER, 1993; PATERSON Y VERNON, 1995). Diferentes nombres han sido asignados a este tipo de emplazamientos, dependiendo de las formas de los cuerpos y de sus relaciones con la roca encajonante como: diapiros en forma de hongo u oblicuos (RAMBERG, 1981), diapiros cortantes (Fig. 53a y 54b), no cortantes (Fig. 54a) y plutones inflados (Fig. 53b; SYLVESTER *et al.*, 1978).

a)



b)

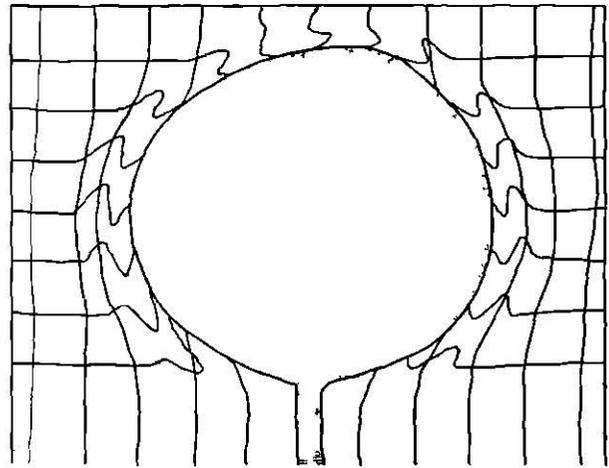


Figura 53. Sección de un diapiro cortante (a) y un plutón inflado (b). Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (PATERSON *et al.*, 1991).

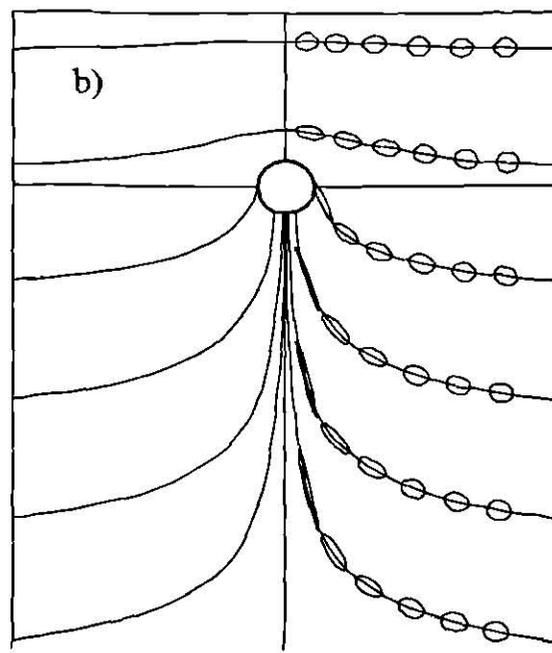
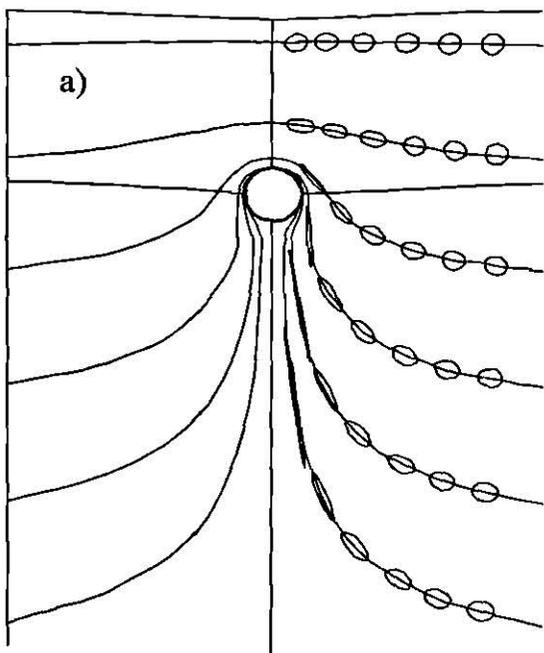


Figura 54. Marcadores pasivos horizontales y elipses de deformación finita asociados a un cuerpo esférico (diapiro idealizado). (a) No corta y (b) cortante (SCHMELING, 1988). Tanto los horizontes como los elipses inicialmente no estaban deformados, nótese la alta deformación cerca y detrás de la esfera.

Otras características observadas en la roca encajonante cercana al margen de los plutones en forma de hongo o no cortantes son: sinclinales anulares alrededor de la intrusión, foliación concéntrica fuerte y lineaciones de extensión inclinadas hacia abajo. La deformación predominante es tipo cilíndrica y se desarrolla por el ascenso vertical del cuerpo combinado con empuje lateral de la roca encajonante (DIXON, 1975; RAMBERG, 1981; CRUDEN, 1988; WEINBERG Y PODLADCHIKOV, 1994).

PITCHER (1979) critica ampliamente el modelo de ascenso y emplazamiento diapírico, sugiriendo que la mayoría de las deformaciones, tanto internas como alrededor de plutones, son ocasionadas por expansión radial producto de intrusiones episódicas o continuas de magma dentro de la cámara magmática. La expansión controla el desarrollo de foliación en estado sólido en el borde del plutón (PITCHER, 1979, BATEMAN, 1985, MAHMOOD, 1985), así como la aparición de foliación magmática hacia el centro del cuerpo (PATERSON *et al.*, 1989, PATERSON Y FOWLER, 1993).

Los problemas más frecuentes a explicar durante ascenso diapírico es que las aureolas, tanto termales como las producidas por deformación, son demasiado pequeñas, hasta en un orden de magnitud comparadas con modelos teóricos (CRUDEN, 1988). La amplitud de las aureolas depende de: (a) la forma del cuerpo, (b) la temperatura inicial de la intrusión, (c) contraste de temperatura con la roca encajonante, (d) presencia de fluidos, (e) tipo de diapiro, cortante o no cortante y (f) de la distancia que ascendió como un cuerpo individual, ya que las dimensiones de las aureolas son inversamente proporcionales a la distancia vertical recorrida por el cuerpo en ascenso (SCHMELING *et al.*, 1988; PATERSON Y FOWLER, 1993).

## 5.5 Folioaciones magmáticas y tectónicas en granitos

### 5.5.1 Introducción

Las foliaciones en granitos pueden ser formadas por flujos magmáticos, flujo submagmático, deformación en estado sólido a alta temperatura y deformación en estado sólido a temperatura moderada a baja. Trabajos previos sugieren que las foliaciones en granitos pudieron haber sido formadas por fluidos durante el ascenso, emplazamiento y expansión de diapiros, emplazamiento durante la deformación regional, o por deformación regional post-emplazamiento. Sin embargo, un origen magmático es favorecido para foliaciones definidas por el lineamiento de minerales euhedrales ígneos, particularmente donde la foliación es paralela al contacto plutón-roca encajonante en la parte interna y externa.

Un gran número de plutones emplazados por mecanismos de emplazamiento diferentes muestran estructuras internas no visibles, las foliaciones magmáticas o lineaciones son comúnmente reconocidas cuando hay una orientación de cristales (p. ej., MARRE, 1986, BOUCHEZ Y DIOT, 1990). Sin embargo, muchos otros plutones muestran foliaciones paralelas a los márgenes de las intrusiones, estas foliaciones son usualmente definidas por minerales ígneos rodeados por cristales no deformados, indicando que estas foliaciones fueron generadas enteramente por flujo magmático. Algunas veces las foliaciones magmáticas forman ángulos en la parte interna y externa del contacto del plutón (p. ej., BALK, 1937, BERGER & PITCHER, 1970; WHITNEY Y WENNER, 1980; KRAUSKOPF, 1985; CORRIOUX, 1987), y en algunos casos son continuas con foliaciones desarrolladas en las aureolas (HOLDER, 1979; BATEMAN, 1985; PATERSON & TOBISCH, 1988) sugiriendo que estas foliaciones fueron formadas en la etapa final del emplazamiento.

Las foliaciones formadas durante la expansión o "*ballooning*" de diapiros, puede ser estrictamente de un origen magmático. Aunque algunos estudios sugieren que la deformación en estado sólido también puede ocurrir.

Un origen estrictamente tectónico para foliaciones en granitos es favorable cuando la foliación es definida por minerales metamórficos, no ocurre un lineamiento de minerales ígneos, la foliación está localmente en diversas parte del contacto del plutón-roca encajonante y paredes de la roca encajonante, además de que la foliación es continúa con un desarrollo de clivaje regional.

Estudios sobre el emplazamiento de plutones dicen que las foliaciones en granitos pueden haber sido desarrolladas por: (1) flujo durante el ascenso, (2) durante el emplazamiento y expansión del diapiro, (3) emplazamiento durante la deformación regional, (4) por deformación regional post-emplazamiento, (5) o por la combinación de todas estas.

### **5.5.2 Foliaciones magmáticas**

Los principales criterios de flujo magmático es la orientación preferencial de los minerales ígneos primarios que no demuestran evidencia de deformación plástica o recristalización de cualquiera de estos minerales (p. ej. BALK 1937, OERTEL 1955, REESOR 1958, BERGER & PITCHER 1970, JONSON & POLLARD 1937, BATEMAN *et al.* 1983, SHELLY 1985, VERNON *et al* 1988).

Este criterio está muy aceptado debido a que un origen ígneo es favorecido particularmente si los cristales de feldespatos alineados que muestran microestructuras ígneas, están intactos y no están separados por agregados recristalizados.

### **5.5.3 Foliaciones tectónicas o en estado sólido**

Los granos minerales muestran una clara evidencia microscópica de deformación plástica (p. ej.. extinción ondulatoria, retorcimiento en feldespatos y micas) recobrando estructuras como de subgranos en cuarzos y recristalización a

agregados de grano fino (p. ej. de cuarzo, feldespato o mica). Los nuevos agregados pueden ser monominerales en caso de recristalización o poliminerales si reacciones metamórficas están envueltas (neocristalización) como comúnmente pasa (p. ej.. VERNON *et al.* 1983, URARI *et al.* 1986).

## **5.6 Características de foliaciones formadas durante diferentes estilos de emplazamiento**

### **5.6.1 Plutones emplazados por flujo magmático**

Las foliaciones magmáticas están usualmente paralelas a los márgenes de los plutones (BALK 1937, REESOR 1958, BATEMAN *et al.* 1963, PITCHER & BERGER 1972, RACIOT *et al.* 1984), por lo que este criterio fue utilizado algunos tiempos para inferir la forma tridimensional del plutón. La intensidad del desarrollo de foliaciones magmáticas (definidas por el grado preferencial de los minerales orientados o elongación de los enclaves), comúnmente se incrementa hacia la margen externa del plutón (PABST 1928, BATEMAN *et al.* 1963, PITCHER & BERGER 1972, RACIOT *et al.* 1984, CASTRO 1986, MARRE 1986, FROST & MAHMOOD 1987).

El grado de elongación de enclaves micrograníticos se correlaciona visualmente con el grado de orientación preferencial de minerales, definiendo la foliación magmática en los granitos (PABST 1928, HUTTON 1982, VERNON 1983, MARRE 1986, VERNON *et al.* 1988). Las foliaciones magmáticas incrementan su intensidad cerca de los márgenes de los plutones. Cuando las foliaciones magmáticas son rápidamente desarrolladas, las foliaciones en las rocas pueden o no estar desviadas cerca de los plutones (BUDDINGTON 1959, BATEMAN *et al.* 1963, PITCHER & BERGER 1972).

Los granitos emplazados estrictamente por flujos magmáticos pueden tener rotaciones de las foliaciones en las paredes de las rocas paralelas al margen del plutón y producir pliegues en las paredes de las rocas. Estas observaciones son

importantes porque características similares han sido usadas para inferir el desarrollo de foliación durante la deformación en estado sólido acompañado por expansión (*ballooning*).

### **5.6.2 Plutones emplazados por expansión o diapiros tipo ballooning**

Algunos autores sugieren que durante el emplazamiento final los diapiros pueden expandirse como globos y que durante esta expansión, una foliación se desarrolla alrededor de otra porción solidificada del plutón (RAMSAY 1975, SILVESTRE *et al.* 1978, HOLDER 1981, BATEMAN 1985, MAHOOD 1985, CORRIOUX 1987). Los criterios que soportan el *ballooning* durante el emplazamiento de diapiros son los siguientes:

- Zonación concéntrica del plutón.
- Desarrollo de foliaciones en la aureola paralela al margen del plutón.
- Crecimiento sin-cinemático de porfiroblastos en la aureola.
- Folioaciones en el plutón que son paralelas a foliaciones en la aureola, y que incrementa su intensidad hacia el margen del plutón.
- Evidencia de que el emplazamiento final tomó lugar por un aplanamiento en una masa heterogénea.
- Plegamiento de diques aplíticos originandos en el núcleo del plutón con presencia de foliaciones en la parte externa del plutón paralela al plano axial.
- Deformación en estado sólido asociado con las foliaciones en otras porciones del granito (RAMSAY, 1975; SILVESTRE *et al.*, 1978; HOLDER, 1981; BATEMAN, 1985; COURRIOUX, 1987).

### **5.6.3 Plutones emplazados durante deformación regional**

Los plutones que han sido emplazados durante deformación regional, presumiblemente pueden presentar foliaciones formadas por procesos de flujo magmático a foliaciones desarrolladas en estado sólido. Por definición estos granitos están marcados por foliaciones tectónicas, haciendo muy difícil la separación de la naturaleza de las primeras foliaciones y el tiempo exacto del emplazamiento

PATERSON y colaboradores (1991) proponen una serie de pasos importantes en la identificación de emplazamiento sin-tectónico, estos son los siguientes:

- (a) Continuidad de foliaciones y lineaciones entre los granitos y la roca encajonante.
- (b) Presencia de clivaje de punto triple cerca de los extremos de mayor fuerza en el plutón emplazado sintectónicamente.
- (c) Una continuidad entre procesos magmático y procesos a alta temperatura en estado sólido durante el desarrollo de foliaciones en granitos.
- (d) Crecimiento sincinemático de porfiroblastos y,
- (e) Forma de plutones elongados y geometrías de estructuras que indican emplazamiento en zonas de fallas activas.

Las principales evidencias para el emplazamiento sin-tectónico de un plutón son: (1) la presencia de foliaciones magmáticas y foliaciones en estado sólido a altas temperaturas paralelas o sub-paralelas, (2) la foliación en estado sólido es continua con un desarrollo de una foliación regional y, (3) los porfiroblastos en la aureola de contacto son sincinemáticos con respecto a la foliación.

## **5.7 Relaciones de tiempo-espacio entre emplazamiento y deformación regional**

### **5.7.1 Introducción**

Uno de los principales estudios en las rocas ígneas es la determinación de las relaciones tiempo-espacio entre el emplazamiento y la deformación regional. Durante este estudio es muy importante el análisis de los patrones estructurales dentro y alrededor del plutón, este análisis nos permite observar la interacción de la deformación regional con la deformación asociada al emplazamiento, y es determinante en la interpretación de los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas y en la definición del tiempo relativo entre emplazamiento, metamorfismo y deformación regional (PATERSON *et al.*, 1991; PATERSON Y FOWLER, 1993; PATERSON Y VERNON, 1995). Cabe señalar que cuando la separación de los eventos no es muy clara, los fechamientos isotópicos llegan a ser determinantes.

A continuación se presentan la clasificación de los tres tipos generales de plutones y sus características, según su relación de emplazamiento en el tiempo con respecto a un evento de deformación regional.

### **5.7.2 Plutones Pre-tectónicos**

Por definición el plutón pre-tectónico se emplazó antes de que ocurriera un evento de deformación regional. Idealmente, este plutón y sus rocas encajonantes debe de presentar las siguientes características:

- (1) Foliación en estado sólido formada bajo condiciones de metamorfismo regional que:
  - (a) Pase a través del contacto plutón-roca encajonante sin deflecciones (Fig. 55e),

(b) Que la foliación envuelva al plutón, pero que sea más joven que todas las estructuras relacionadas al emplazamiento (Fig. 55a y b).

(2) Presencia de porfiroblastos dentro de la aureola, más antiguos que la foliación.

(3) La existencia de minerales metamórficos que sean más jóvenes que el plutón (PATERSON *et al.*, 1991; PATERSON Y FOWLER, 1993).

### **5.7.3 Plutones Sin-tectónicos**

La ocurrencia de este tipo de plutones es principalmente porque son emplazados dentro del espacio creado por y durante un evento de deformación regional. Las características más sobresalientes de este tipo de intrusivos son las siguientes:

(1) Foliaciones magmáticas y de estado sólido de alta temperatura orientadas paralelas o subparalelas dentro del plutón (Fig. 55d).

(2) Foliaciones en estado sólido que son continuas a foliaciones regionales en la roca encajonante (Fig. 55c).

(3) Porfiroblastos que son sin-cinemáticos con respecto a la foliación regional.

(4) Similitud en la edad de minerales ígneos del plutón y metamórficos en la roca encajonante (PATERSON *et al.*, 1991).

### **5.7.4 Plutones Post-tectónicos**

Los plutones emplazados después del desarrollo de un clivaje regional producto de deformación, son nombrados post-tectónicos y se caracterizan por presentar:

(1) Foliaciones débiles producto del emplazamiento del plutón y en la roca encajonante (Fig. 55 f).

(2) Microestructuras ígneas bien preservadas.

(3) Deformación en estado sólido débil.

(4) Porfiroblastos con relaciones post-cinemáticas respecto a estructuras antiguas y sin-cinemáticas respecto a estructuras desarrolladas por deformación y metamorfismo relacionados al emplazamiento (PATERSON *et al.*, 1991).

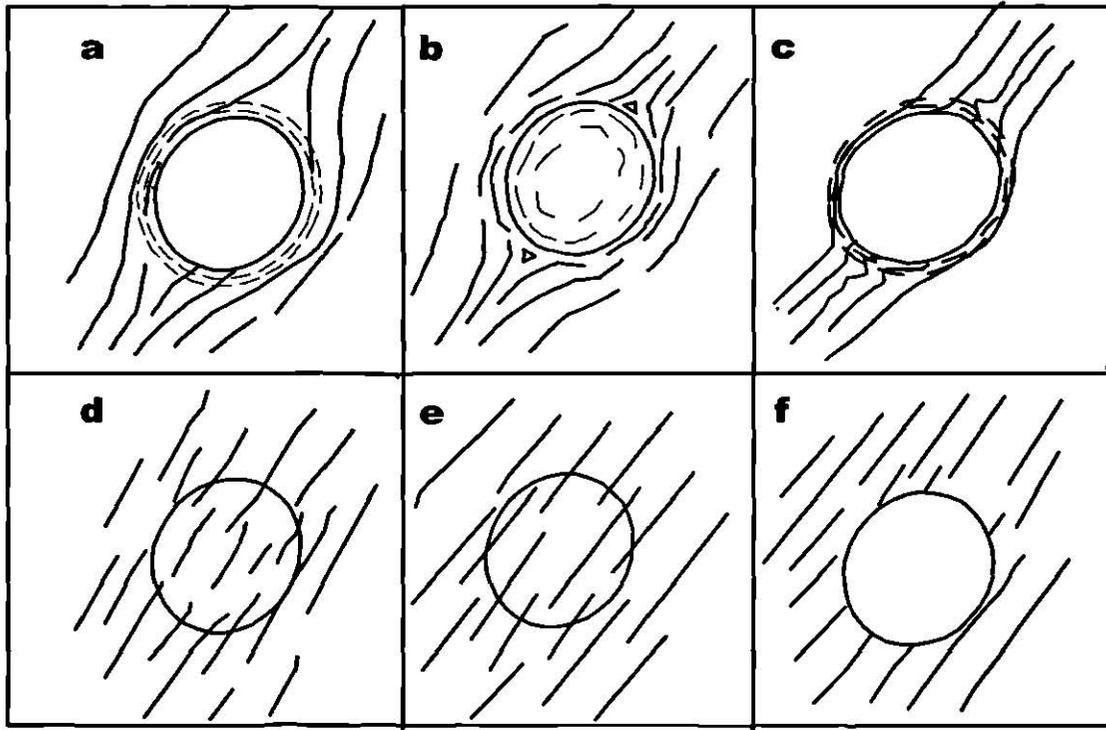


Figura 55. Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (a, b y e ), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (f), emplazados bajo condiciones forzadas (a y c) y pasivas (b, d, e y f). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante el emplazamiento del plutón y las continuas son formadas durante la deformación regional (PATERSON *et al.*, 1991).

## **5.8 Relaciones de contacto plutón-roca encajonante en el área de estudio**

Las relaciones de contacto plutón-roca encajonante son determinantes en la interpretación de los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas. Es determinante mencionar que diferentes relaciones de contacto pueden presentarse en un mismo plutón tanto lateral, vertical y temporalmente durante su emplazamiento. El estudio detallado del tipo de contacto entre el plutón y la roca encajonante, puede reflejar en gran medida las condiciones del emplazamiento magmático como: profundidad de emplazamiento, contraste entre la viscosidad del magma y la roca encajonante, composición y anisotropía de la roca encajonante, velocidad de la deformación durante el emplazamiento, condiciones de esfuerzo producto del emplazamiento más esfuerzos regionales impuestos, presencia de fluidos, entre otros, que contribuirán a explicar detalladamente la historia evolutiva del emplazamiento y comportamiento mecánico tanto del intrusivo como de la roca encajonante (BUDDINGTON, 1959; PATERSON *et al.*, 1991 PATERSON Y VERNON, 1995).

En el área de estudio, el contacto en detalle es altamente irregular y mucho más complejo en el oeste que en el este (ANEXO 1). Lo anterior es común en emplazamientos sobre rocas estratificadas y de composición variable como es el caso. Además de que las rocas encajonantes probablemente ya habían sido deformadas antes y durante el emplazamiento.

El intrusivo Cerro el Mercado, al igual que la mayoría de los intrusivos del CCM, se encuentra intrusionando o encajonados por las calizas de la Formación Aurora del Cretácico Inferior.

El emplazamiento propició el desarrollo de una foliación tectónica sobre los miembros arcillosos de la Formación Kiamichi, que varía ampliamente en intensidad. Especialmente hacia el este y norte ocurren con mayor intensidad que en el sur y oeste. El levantamiento de las capas, desarrollo de pliegues y fallas de empuje con mayor frecuencia en la parte este, es correlacionable con un borde más regular en el contacto entre el plutón y la roca encajonante, sugiriendo que el empuje durante el emplazamiento fue mayor en dirección este y norte (ANEXO I y II).



Figura 56. Se observa el contacto entre el intrusivo y la Formación Aurora.

## **5.9 Mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas dentro del área de estudio**

La definición de ciertos mecanismos de emplazamiento y el de ascenso del magma a un cierto nivel de la corteza continental, está fuertemente influenciado por los mecanismos de deformación operantes durante la propagación y estancamiento del magma. Los mecanismos de deformación pueden ser preferentemente mecanismos frágiles, mecanismos dúctiles o una combinación de ambos, dependiendo, en el sentido general, del nivel de la corteza (PATERSON *et al.*, 1991).

Los mecanismos de deformación tipo frágil predominan en las partes altas de la corteza y se presentan cuando la roca no alcanza absorber más que 3 a 5% de la deformación; mientras que los mecanismos de tipo dúctil, ocurren en las zonas más profundas de la corteza y se manifiestan en rocas que alcanzan a experimentar hasta 10% de deformación sin perder la cohesión entre sus partículas (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

La zona de transición frágil-dúctil representa el cambio entre estos dos mecanismos de deformación; en esta zona se presentan ambos mecanismos. El cambio de la zona frágil a dúctil es gradacional y parcialmente depende de la composición de las rocas, que variablemente responden a otros factores físicos como temperatura, presión confinante, presión de fluidos y velocidad de la deformación (DAVIS & REYNOLDS, 1996; TWISS y MOORE, 1995). Esta zona presenta profundidades y espesores variables, ocurriendo generalmente entre los 10-15 km dentro de la corteza.

La composición mineralógica viene a ser otro factor muy importante en los mecanismos de deformación, la cual puede conducirla a comportamientos frágiles o dúctiles, por ejemplo, rocas con alto contenido de calcita y/o micas al ser sometidas a incrementos de temperatura, se comportan de forma muy dúctil que rocas que no los presentan.

La alteración de estos cuatro factores es continua en el tiempo y juega un papel crucial en la evolución mecánica de la corteza (PITCHER, 1993), durante y después del ascenso y emplazamiento de magmas en la corteza, el estado regional de esfuerzos, la composición, la temperatura y el volumen de las rocas cambia (PATERSON & VERNON, 1995; SCHMELLING *et al.*, 1988).

Los cuerpos intrusivos que inicialmente intrusionan la corteza en una zona de arco magmático pueden incrementar, al menos localmente, la temperatura de la corteza y después de enfriarse representan una variación composicional lateral que durante intrusiones posteriores, responderán muy diferente desde el punto de vista mecánico, comparados con la presencia de roca encajonante pre-deformada y calentada.

Lo anterior permite observar relaciones de contacto y deformación contrastantes en los bordes de los plutones más jóvenes que, finalmente, son traducidos a mecanismos de emplazamiento involucrados durante la historia mecánica más reciente del plutón (PATERSON Y FOWLER, 1993; PITCHER, 1993).

En el área de estudio, el plutón Cerro Mercado presenta características acorde con mecanismos de emplazamiento de magmas consistentes a los observados para intrusiones emplazadas en la parte superior de la corteza. Los mecanismos de emplazamientos presentes son tres: 1) rebaje magmático o *stoping*, 2) fallas de empuje y, 3) asimilación menor de rocas encajonantes, probablemente también puede inferirse colapso del techo del intrusivo. Estos mecanismos de emplazamiento son preferentemente coherentes con mecanismos de deformación del tipo frágil, característico de las partes altas de la corteza. Este tipo de intrusiones ocurren en condiciones de baja temperatura y sobre una gran cantidad de anisotropías en las rocas encajonantes.

De acuerdo a la ocurrencia de una gran cantidad de diques y dique-estratos, texturas porfiríticas, ausencia de cizalla cilíndrica alrededor del plutón, deformación

radial y por la presencia de un contacto plutón-roca encajonante altamente irregular, se interpreta que el mecanismo principal por el cual ascendieron los magmas hasta la parte superior de la corteza fue a través de diques.

El cuerpo intrusivo del Cerro Mercado, al parecer, se emplazó dentro de una corteza fría, la cual se sugiere que ocurrió en la parte más somera de la corteza entre los 0 y 10 km de profundidad, esta parte de la corteza se caracteriza principalmente por la presencia de relaciones discordantes que sugieren la ocurrencia de mecanismos de emplazamiento de tipo frágiles.

Uno de los mecanismos de emplazamiento actuantes fue el rebaje magmático (*stoping*). El cual se piensa que está controlado por el hundimiento de pequeños bloques de roca encajonante que se rompen en el borde de la intrusión (techo y pared), por efectos de choque térmico, colapsándose dentro de la cámara e intercambiando su posición con el magma, ocasionando relaciones de contacto fuertemente discordantes con respecto a la estratigrafía y a los rasgos estructurales en las rocas encajonantes. Además de las relaciones discordantes que existen para este mecanismo de emplazamiento, también se pueden observar fallas de empuje principalmente de tipo inversa que son originadas producto de la expansión de la cámara magmática, así como el hundimiento de grandes bloques de roca encajonante principalmente del techo y paredes.

Con lo mencionado anteriormente, más la abundancia de numerosos diques en la aureola termal, la presencia de xenolitos de tamaños variables dentro del plutón, desarrollo de fallas de empuje en la roca encajonante y asimilación de la roca encajonante se infiere que diques y rebaje magmático fueron los principales mecanismos de ascenso y emplazamiento que dominaron, al menos, durante la etapa final de la evolución mecánica del plutón, que al parecer se desarrolló dentro de una corteza controlada por mecanismo de deformación del tipo frágil.

En la figura 57, se presenta un diagrama ilustrativo del emplazamiento idealizado para el intrusivo del Cerro Mercado. Se representan xenolitos de roca encajonante desprendidos de las paredes y techo de la roca encajonante, así como el desarrollo de asimilación de la roca encajonante, presencia de fallas de empuje lo cual nos indica la dirección del crecimiento del intrusivo, al parecer desarrollado en una corteza fría y con un mecanismo de deformación de tipo frágil, además de a) foliación magmática y de estado sólido formadas a alta temperatura y se encuentran orientadas de manera paralela o subparalela dentro del intrusivo, así como de la presencia de foliación en la roca encajonante que presenta una orientación paralela al borde del intrusivo.

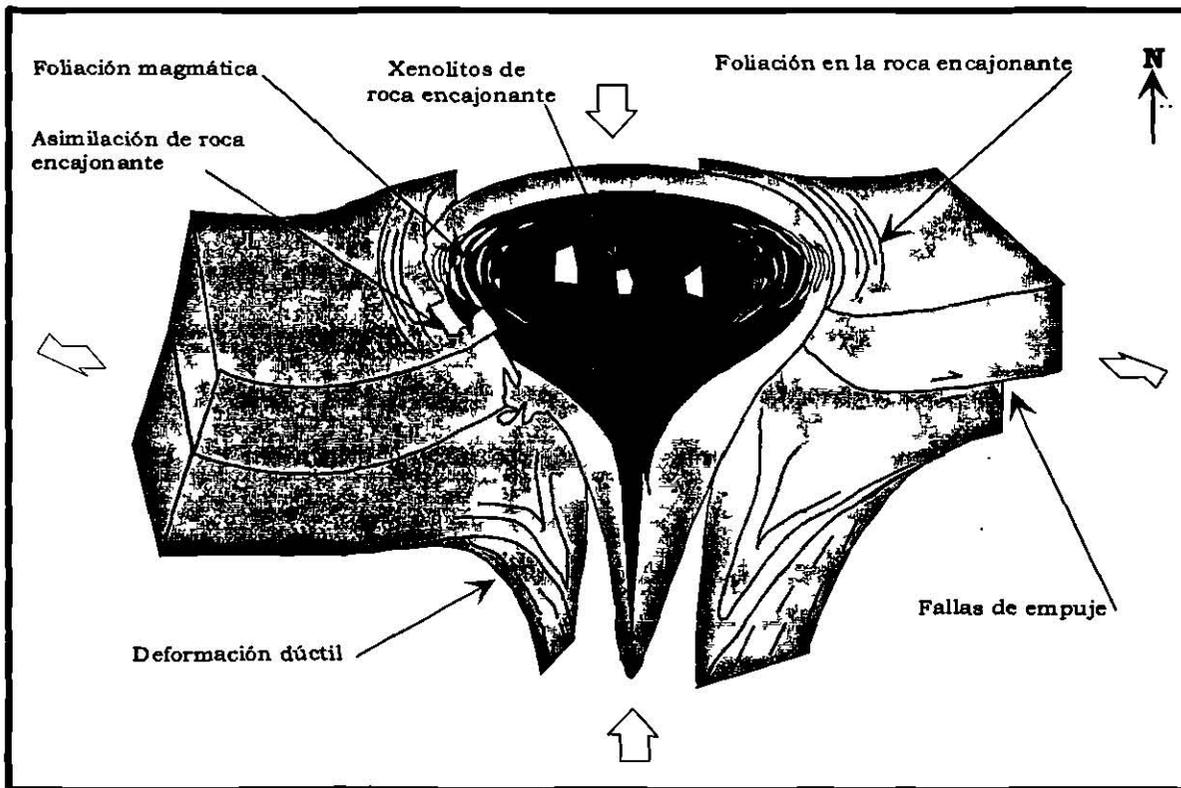


Figura 57. Modelo representativo del mecanismo de ascenso y emplazamiento del Cerro Mercado.

## 5.10 Relación entre emplazamiento y deformación regional

Los principales rasgos característicos para plutones sin-tectónicos son: 1) foliaciones magmáticas y de estado sólido de alta temperatura orientadas paralelas o subparalelas dentro del plutón, (2) foliaciones en estado sólido que son continuas a foliaciones regionales en la roca encajonante, 3) Porfiroblastos que son sin-cinemáticos con respecto a la foliación regional y 4) similitud en la edad de minerales ígneos del plutón y metamórficos en la roca encajonante (PATERSON *et al.*, 1991).

Algo muy importante observado en el área de estudio fue: a) La presencia de zonas de deformación tipo milonítica sin-magmáticas, este tipo de deformación no se genera por efecto del emplazamiento si no por esfuerzos regionales impuestos durante el emplazamiento y, b) zonas de cizalla dentro del intrusivo coherentes con la cizalla regional observada sobre ejes de pliegues en las rocas encajonantes. Se recomienda fechar por U-Pb en zircones y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en hornblendas y biotitas para conocer edades de cristalización y enfriamiento, respectivamente, para determinar si existe sobre posición con las edades de los sedimentos sintectónicos presentes en la Cuenca de La Popa, lo anterior sería un elemento más que corroboraría o pondría en duda el emplazamiento sintectónico.

Algo importante a mencionar es que los intrusivos sintectónicos en la parte superior de la corteza, difieren mucho estructuralmente de los emplazados en la parte media y baja debido a la reología de las rocas encajonantes. Los intrusivos emplazados en la parte baja y media presentan formas muy elípticas y contactos muy regulares, foliaciones consistentes con las regionales, puntos de foliación triple en las terminaciones del intrusivo, edades de minerales ígneos y metamórficos semejantes, entre otros. Sin embargo, en la parte superior de la corteza la roca encajonante no se deforma dúctilmente por lo que los intrusivos difícilmente presentarán formas elípticas y contactos regulares, así como foliaciones magmáticas y tectónicas coherentes con las regionales, normalmente estas últimas serán consistentes únicamente con las foliaciones producto de emplazamiento. Los puntos de foliación triple están prácticamente ausentes.

Sin duda, el haber identificado en el plutón Cerro Mercado zonas de deformación tipo miloníticas sin-magmáticas, las cuales no se genera por efecto del emplazamiento si no por esfuerzos regionales impuestos durante el emplazamiento y zonas de cizalla dentro del intrusivo coherentes con la cizalla regional observada sobre ejes de pliegues en las rocas encajonantes, sugiere que su emplazamiento debió ser sin magmático. Más trabajo estructural de detalle debe ser realizado, debido a que aún han sido identificadas pocas fallas dentro del intrusivo.

Por lo anterior se concluye que el intrusivo del Cerro Mercado presenta características de intrusivos emplazados en la parte superior de la corteza durante la ocurrencia de un evento de deformación regional, es decir este intrusivo correspondería a un ejemplo de un plutón sin-tectónico.

# **CAPÍTULO VI**

## **DISCUSIÓN**

El intrusivo del Cerro Mercado en primera instancia muestra una clara relación de discordancia con el anticlinal de Sacramento debido a la presencia de rocas ígneas que se encuentran cortando a las rocas sedimentarias, sin embargo muestra una relación concordante debido a la deformación presente dentro del intrusivo y en las rocas encajonantes las cuales coinciden con la deformación regional presente para el CPC (Fig. 43).

El ascenso de magmas puede ser a través de diques o diapiros según las características que se presenten. Para el caso del área de estudio se relaciona el ascenso de magmas a través de diques en donde los principales procesos involucrados son: nucleación, dilatación, propagación de fracturas, deformación de la roca encajonante (frágil y dúctil), flujo de magma y pérdida de calor (LISTER Y KERR, 1991) y no a través de diapiros debido principalmente a la forma que presenta el intrusivo el cuál no es una geometría esférica y por la ausencia de deformación aplanada a cilíndrica dentro y en el borde del intrusivo que involucrarían a este tipo de ascenso (DIXON, 1975; MARSH, 1982; CRUDEN, 1990).

Con base en los mecanismos de deformación que se presentan dentro del intrusivo y en las rocas encajonantes, se concluye que se presenta un claro ejemplo de emplazamiento controlado principalmente por rebaje magmático (*stopping*), debido a la presencia abundancia de xenolitos de roca encajonante dentro del intrusivo y un contacto altamente irregular entre el intrusivo y la roca encajonante. Otro de los mecanismos importantes presentes es el de fallas de empuje y deformación dúctil, ambos bien representados en la parte norte y este del intrusivo.

El Cerro Mercado, al parecer se emplazó dentro de una corteza fría, la cuál se sugiere que ocurrió en la parte más somera de la corteza entre los 0 y 10 km de profundidad, caracterizada principalmente por la ocurrencia de relaciones

discordantes que muestran la ocurrencia de mecanismos de deformación preferentemente frágiles (BUDDINGTON, 1959). Los principales rasgos que sustentan este emplazamiento son principalmente la existencia de fallas de empuje y juntas de cizalla que se localizan hacia la parte noreste y este del intrusivo, las primeras y alrededor de todo el intrusivo, las segundas.

Por lo que se refiere a la determinación temporal entre el emplazamiento del plutón y la deformación regional, se sustenta con base en la presencia de zonas de deformación milonítica no asociada a emplazamiento y por la presencia de fallas y direcciones de cizalla dentro y fuera del intrusivo, las cuales permiten suponer, con mucha certidumbre, una dirección de compresión bastante coherente con la deformación observada en los ejes de pliegues en escalón dentro del CPC producto ambas de esfuerzos regionales impuestos (Fig. 20 y 43), sugiriendo que el emplazamiento es del tipo sintectónico.

Sin duda, determinar la relación de emplazamiento-deformación regional en el intrusivo del Cerro Mercado, no es una tarea fácil ya que el intrusivo, a escala regional, asemeja ampliamente hasta un emplazamiento postectónico, debido a que no exhibe una clara relación de corte con estructuras expuestas y, sobre todo, por el levantamiento de la secuencia sedimentaria en forma prácticamente geométrica (Fig. 20, ANEXO I y II).

Otra de las tareas inmediatas para resolver ésta controversia, es la de realizar fechamientos para determinar la edad de emplazamiento del cuerpo intrusivo y compararla con la edad de los sedimentos sinorgánicos dentro de la cuenca de La Popa. De ser edades que se sobrepongan se estará corroborando, como ya se mencionó, el carácter sintectónico del emplazamiento, si ésta es más antigua, se estará prácticamente definiendo a un intrusivo preectónico que permitirá enmarcar la edad más antigua del evento de deformación regional dentro del CPC. El definir la historia de enfriamiento del intrusivo permitirá corroborar si éste efectivamente fue un intrusivo que se emplazó durante un evento de deformación y experimentó un rápido

enfriamiento. Además, con la determinación de edades de enfriamiento y levantamiento del intrusivo, se podrían obtener edades inclusive de la inversión tectónica sugerida dentro de la cuenca de Sabinas o CPC que ocasionó la rápida erosión de los sedimentos Terciarios (LAWTON *et al.*, 2002). En general, se infiere que la edad más antigua para el evento de deformación regional transpresiva dentro del CPC debe ser post-Ypresiano, más joven que 52 Ma (VEGA-VERA Y PERRILLIAT, 1989), Eoceno temprano tardío.

No obstante, con base al estilo de deformación regional en la parte interna del CPC (plegamientos suaves con anticlinales aislados, cizallados e intrusionados por diapirismo de rocas evaporíticas, deformación menos intensa que cerca de las fallas La Babia y San Marcos que limitan al CPC), al nivel de emplazamiento del intrusivo (relativamente somero con base en la ausencia de metamorfismo regional en las rocas encajonantes no afectadas por emplazamiento magmático), similitud en las direcciones de esfuerzos dentro del intrusivo y en la roca encajonante no afectada por emplazamiento, edades reportadas por SEWELL (1968) para el CC-M de 43-35 Ma, edades de los sedimentos sinorogénicos en la cuenca de La Popa (52-37 Ma; VEGA-VERA, 2002; com. pers.), en las variaciones texturales de las rocas magmáticas y el no zoneamiento dentro del plutón, y por la presencia de zonas de cizalla dúctil no características de deformación asociada a emplazamiento, se piensa que el intrusivo debió haber experimentado un enfriamiento rápido y haber sido emplazado bajo un campo de esfuerzos regional, es decir su emplazamiento debió ser sintectónico (CHÁVEZ, 2001).

# **CAPITULO VII**

## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

El intrusivo del Cerro Mercado se caracteriza por presentar deformación no asociada al emplazamiento magmático que coincide fuertemente con la deformación regional característica para el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

La deformación asociada al emplazamiento, limitada a la periferia del cuerpo intrusivo, está representada por fallas de empuje del tipo inversas, foliación bien desarrollada paralela al borde del intrusivo y por el desarrollo de fracturas de cizalla que son coherentes con direcciones del esfuerzo principal máximo perpendicular al contacto plutón-roca encajonante. Algunas de las fallas fueron generadas en la etapa temprana del emplazamiento y fueron rotadas durante la expansión tardía de la cámara magmática, esto está representado principalmente hacia la parte norte y este del área de estudio.

El intrusivo presenta relaciones de contacto fuertemente discordantes y mecanismos de emplazamiento quebradizos o frágiles tales como: rebaje magmático (*stoping*), fallas de empuje y asimilación local de rocas encajonantes. Además, se observa un desarrollo de foliación magmática que presenta un arreglo concéntrico y paralelo al borde del intrusivo, confirmando unido con lo anterior la expansión local de la cámara magmática.

El análisis de fallas y fracturas dentro del intrusivo y la presencia de zonas de cizalla dúctil no producto de emplazamiento, sugieren que el intrusivo fue emplazado sintectónicamente al evento de deformación regional que deformó el CPC.

Con base en la identificación de diques y dique-estratos deformados por la expansión tardía de la cámara magmática, el contacto altamente irregular entre el plutón y la roca encajonante, los mecanismos de emplazamiento predominantemente

son de tipo frágil y debido a la ausencia de cizalla cilíndrica en la aureola tectónica del intrusivo, se concluye que el mecanismo de ascenso del magma que formó al intrusivo del Cerro Mercado debió ser a través de diques.

Se recomienda fechar el intrusivo para determinar si existe sobreposición con las edades de los sedimentos sintectónicos del Grupo Difunta, de la parte de la Cuenca de La Popa, al sur del Cinturón Plegado de Coahuila. Además, se recomienda cartografiar con mayor detalle la parte interna del intrusivo para determinar la cinemática de las zonas de cizalla identificadas dentro del intrusivo.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- ADATTE, T., STINNESBECK, W., HUBBERTEN, H., Y REMANE, J. (1992): "The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern and Central México-A Multistratigraphical approach, v. II Cong. Latinoamericano de Geología, Actas tomo 4, pp. 23-29; Salamanca, México.
- ALFONSO (1978): "Geología regional del sistema sedimentario Cupido". Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.
- ALVAREZ Jr., M.(1958): "Tectónica Profuda de México". Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. 10, p. 163-182.
- ANDERSON, E. M. (1942): The Dynamics of Faulting (1<sup>st</sup> edn). Oliver & Boyd, Edinburgh.
- ANDERSON, E.M. (1936): "The dynamics of formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron subsidences". Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. 56: 77-104 p.
- ANGELIER, J. (1994): CHAPTER 4: Fault slip análisis and palaeostress reconstruction. En HANCOCK, P. L.: Continental deformation. Edit. Pergamon Press, Inglaterra. p. 53-100
- ANGELIER, J.(1990): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 103, 363-376 p.
- BALK, R. (1937):"Structural behavior of igneous roks". Geol. Soc. Amer. Memoir 5, 177p.
- BARKER, D. S. (1977): "Northern Trans-Pecos magmatic province". Introduction and comparison with the Kenya rift. GSA. V. 88, p. 1421-1427.
- BARKER, D. S. (1979): "Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos Province relation to the Rio Grande Rift". GSA. Bull., 88: 1421-1427.
- BARKER, D. S. (1986): "Cenozoic Magmatism in the Trans-Pecos Province". Relation to Río Grande Rift, en: RIECKER, R.E. (Ed): Río Grande Rift, tectonics and magmatism, Amer. Geophys. Union, p. 382-392.

- BARKER, D. S. (1987): "Tertiary alkaline magmatism in the Trans-Pecos Texas". en: "Alkaline igneous rocks". (Fitton, J. G. y Upton, B. G. J. Eds.). GSA. Sp. Publ, 30: 415-431.
- BATEMAN, P.C., CLARK, L.D., HUBER, N.K., MOORE, J.G., AND RINEHART, C.D. (1963):" The Sierra Nevada batholit – a synthesis of recent work across the central part. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 414D, D1-D46.
- BATEMAN, R. (1984): "On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoids".Tectonophysics 110: 211-231 p.
- BATEMAN, R. (1985): "Aureole deformation by flattening around a diapir during in-situ ballooning: The Cannibal Creek granite." Journal of Geology. 93: 293-310 p.
- BERGER, A.R., & PITCHER, W.S. (1970):"Structures in granite roks: a commentary and critique on granite tectonics. Proc. Geologists Assoc. 81, 441-461.
- BLOOMFIELD, K. y CEPEDA DÁVILA, L. (1973): "Oligocene alkaline igneous activity in NE México". Geol. Mag., v. 110, p. 551-555.
- BÖSE, E. (1923): "Vestiges of an Ancient Continent in Northeast Mexico:Am. Jour. Sci., 5th ser., v. 6, p. 127-136, 194-214, 310-337.
- BÖSE, E. (1927):"The cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico".Univ. Texas Bull. 2748, 7-142p.
- BOUCHEZ, J.L. AND DIOT, H. (1990):"Nested granites in question: Contrasted emplacement kinematics of independient magmas in the Zer pluton, Moroco". Geology 18, 966-969.
- BROWN, M. (1994): "The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens." Earth Science Reviews. 36: 83-130 p.
- BUCRCKHARDT (1906):" Faunes jurasiques et Cretáciques de San Pedro del Gallo". Inst. geolog. México, 29. 2645.
- BUCRCKHARDT, C. (1930):" Etude synthétique sur le Mésoxoiqué mexicain". Soc. Paleont Soisse M'ms., IL-L, 2805.
- BUDDINGTON, A.F. (1959): "Granite emplacement with special reference to North America". Geological Society of America Bulletin. 70: 671-747 p.

- BURROWS, R.H. (1910): "Geology of the Northern Mexico". Bol, Soc. Geol. Mex., v.7, p. 85-103.
- CAMACHO-ANGULO, F. (1993): "Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México, Área I". Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo, G43: 169 p.
- CANTAGREL, J. y ROBIN, C. (1979): "K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks – Relations between the Andesitic and Alkaline Provinces". Journal of Volcanology and Geothermal Research. V. 5, p. 99-114.
- CASTRO, A., (1987): "Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt". Spain. J. Struct. Geol. 8, 633-645.
- CASTRO, A., (1987): On granitoid emplacement and related structures. *A Review*. Geol. Rundschau 76, 101-124 p.
- CLARK, K. F. FOSTER, C. T. DAMON, P.E., (1982): "Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico". GSA. Bull., v. 93, p. 533-544.
- CLEMENS, J.D. AND C.K. MAWER. (1992): "Granitic magma transport by fracture propagation." Tectonophysics 204: 339-360 p.
- CLOOS, E., (1935): Mother lode and Sierra Nevada Batholith. Geology 43, 225-249 p.
- CONEY, P. J. (1976): "Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico". Geological Society Special Publication, 6, p. 5-10.
- COOK, J. Y J.E. GORDON. (1964): "A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems". Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A. 282: 508-520 p.
- CORRIOUX, G. (1987): "Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland)". J. Struct. Geol. 9, 313-330.
- CORRY, C.E. (1988): "Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth." Geological Society of America Special Paper 220: 1-110 p.
- CRUDEN, A. (1988): "Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere." Tectonics 7: 1,091-1,101 p.
- CRUDEN, A. (1990): "Flow and fabric development during the diapiric rise of magma." Journal of Geology 98: 681-698 p.

- CHARLESTON, (1981): "A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, *in* Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: *West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication, 81-74, p. 28-36.
- CHÁVEZ-CABELLO, G. (2001): "Deformación y Magmatismo Cenozoico en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México". Tesis de Doctorado (*en proceso*). Instituto de Geología de la UNAM, México, D.F.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., J.M. FLETCHER AND S.E. JOHNSON. (1997): "Mesozoic Tectonism and Pluton Emplacement in the central Sierra San Pedro Martir, Peninsular Ranges, Baja California Norte, Mexico". *Geological Society of America Abstract with Programs*. 29(7): A223 p.
- DALY, R. A. (1933): "The mechanics of igneous intrusion". *American Journal of Science*. 16: 107-126 p.
- DAUGHERTY, F. (1963): "La Cueva Intrusive Complex and Dome, Northern Coahuila, Mexico". *GSA. Bull.*, v. 74, p. 1429-1438.
- DE ANTUÑANO, S.E. (1984): "Tectónica del norte de México". *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XXXVI, Num. 1. PP. 45-62.
- DE CSERNA, Z. (1955): "Structural geology of southeastern Coahuila ad adjacent parts of Nuevo León, México". Columbia Univ., PhD Dissertation (Unpublished).
- DE CSERNA, Z. (1956): "Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre torreón y Monterrey". 20TH Intern. Geol. Cong., México, Monography, 87 p.
- DELANEY, P.T. (1987): "Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes". In: HALLS, H.C. Y FAHRIG, W.F. (editors), *Mafic Dyke Swarms*. Geological Association of Canada Special Paper 34. 31-46 p.
- DELANEY, P.T. Y D.D. POLLARD. (1982): "Solidification of basaltic magma during flow in a dike". *American Journal of Science* 282. 856-885 p.
- DEMANT, A. y ROBIN, C. (1975): "Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". *Revista Inst. Geol. U.N.A.M.*, 75 (1): 70-83.

- DICKINSON, W.R. Y SNYDER, W. R., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, in Matthews, V., III, ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States: *GSA Memoir 151*, p. 355-366.
- DICKINSON, W.R., KLUTE, M.A., HAYES, M.J., JANECKE, S.U., LUNDIN, E.R., MCKITTRICK, M.A. Y OLIVARES, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *GSA Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- DIXON, J.M. (1975): "Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures." *Tectonophysics*. 28: 89-124 p.
- FROST, T.P. AND MAHOOD, G.A. (1987):" Field chemical, and physical constrains of mafic-felsic magma interaction in the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 99, 272-291.
- GILBERT, G. K. (1877): "Geology of the Henry Mountains, Utah. U.S. Geographic and Geological Survey of the Rocky Mountains Region, 170 p.
- GOLHAMMER, R.K., LEHMANN, P.J., WARD, W.C., Y JHONSON, C.R. (1993):"Estratigrafía Secuencial y Cicloestratigrafía del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental, Noreste de México. AAPG Anual Convencion, Houston, Tx: 1-101p.
- GONZÁLEZ, G. R. (1976):" Bosquejo geológico de la Zona Noreste", in: III Simposium de Geología del Subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 5-30.
- GROSS, W.W. (1984):" Geochemistry and origins of dark inclusions and dikes in the granitic rocks of a portion of the Peninsular Ranges Batholith. San Diego California. San Diego State University. 103pp.
- GROUT, F.F. (1945): "Scale models of structures related to batholiths". *American Journal of Sciences*. 243A: 260-284 p.
- GUINEBERTEAU, B., BOUCHES, J. L. Y VIGNERESE, J. L., (1987): "The Mortagne Granite Pluton (France) Emplaced by Pull Apart Along a Sheare Zone: Structural and Gravimetical Arguments a regional implication. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 99, 763-770 p.

- GUZMÁN, E.J., y DE CSERNA, Z. (1962): "Tectonic history of México, in Backbone of the Américas". Am. Assoc. Petroleum geologists. mm. 2, p. 113-129.
- HENRY, C. D., PRICE, J. G. y JAMES, E. W. (1991): "Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension". Journal of Geophysical Research, v. 96. p. 13,545-13,560.
- HOEK, H. (1996): Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica "An analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension" [PhD. thesis]: Universiteit Utrecht, Germany, 134 pp.
- HOLDER, M.T. (1979): "An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features". In : Aterton, M.P. and J. TARNEY, eds., Origin of Granite Batoliths: Geochemical Evidence, 116-128.
- HUMPHREY, W.E. (1949): "Geology of the Sierra de los Muertos area: Geol. Soc. Am. Bull., v. 60, p. 89-176.
- HUMPHREY, W.E., y DÍAZ, T. (1956): "Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico". GCAGS, Trans., 6, 32-34 p.
- HUTTON, D.H. (1988): "Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies". Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Science. 79: 245-55 p.
- HUTTON, D.H.W. (1982): "A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granitoids." Tectonophysics 85: T45-T50 p.
- IMLAY, R.W. (1936): "Geology of the Western Part of the Sierra of the Parras, Coahuila, México". Geol. Soc. Am. Bull., vol. 47: 1091-1152p.
- IMLAY, R.W. (1937): "Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico". Geol. Soc. Am. Bull., v. 48, p. 587-630.
- INEGI (1976): "Cartas topográficas y geológicas "Monclova", Hoja G14-4, escala 1:250,000". Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D.F.

- INEGI (1976): "Cartas topográficas y geológicas "Monclova", Hoja G14-A55, escala 1:50,000". Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D.F.
- JAMES, E. W. y HENRY, C. D. (1991): "Compositional Changes in Trans-Pecos Texas Magmatism Coincident with Cenozoic Stress Realignment". *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13,561-13,575.
- JOESTEN, R. (1977): "Mineralogical and Chemical Evolution of Contaminated Igneous Rocks at a Gabbro-Limestone Contact, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas". *GSA Bull.*, v.82, p. 1515-1529.
- JONSON, A.M. AND POLLARD, D.D. (1993):" Mechanics of growth of some laccolithic intrusion in the Henry Mountains, Utah, part I, Field observations, Gilbert's model, physical properties, and flow of the magma". *Tectonophys.* 18, 261-309.
- KELLUM, L.B., IMLAY, R.W., Y KANE, W.C. (1936):"Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin". *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 47, p. 1009-1038.
- KRAUSKOPF, K.B. (1985):"Geologic map of the Mariposa Quadrangle, Mariposa and Madera Countries, California". U.S. GEOL. Surv. Map GQ-1586.
- KRUTAK, P.R. (1967):"Structural geology of the Sierra de la Gavia, Coahuila, Mexico". *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 78, p. 59-76.
- LAUDON, R.C. (1996): "Salt dome growth, thrust fault growth, and syndeformational stratigraphy, La Popa basin, northern Mexico: Transactions of the Gulf Coast ". *Association of Geological Societies*, v. 46, p. 219-228.
- LAWTON, T. F., VEGA F. J., AND GILES, K. A. (2001) (en prensa): "Stratigraphy and evolution of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico. Geology of the western Gulf of Mexico basin". Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*.
- LAWTON, T.F. Y GILES, K.A. (1997): "Influence of intermittent salt diapirism and Madrean thrusting on Late Cretaceous-Paleogene sedimentation patterns, La Popa basin, Mexico". *American Association of Petroleum Geologists Abstracts Meeting, Dallas Annual Convention*.

- LISTER, J. R. Y KERR, R. C., (1991): "Fluids – Mechanical model of cracks propagation and their application to magma transport in dykes". *Journal of Geophysical Research*. B. 96:10,049-10,077 p.
- LONGORIA, J.E. (1985): "Tectonic transpression in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico An alternative model". *Programs in Geosciences. Geology* V. 13. p. 453-456.
- LONSDALE, J. (1940): "Igneous Rocks of the Therlinga-Solitario Region, Texas". *GSA. Bull.*, v. 51, p. 1539-1626.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1972): "Estudio del basamento ígneo y metamórfico de la zona Norte y Poza Rica (entre Náutla, Ver. Y Jiménez, Tamps". *Boll. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. XXIV, p. 267-323.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1980): "Geología de México; Tomo II: 2nd Edition (Private Edition), 454 p.
- MAHMOOD, A. (1985);" Emplacement of the Zaer plutón, Moroco. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96, 931-939.
- MARRE, J. (1986):" The structural analysis of Granit Rocks". Elsevier. Amsterdam, 123p.
- MARSH, B.D. (1982): "On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting." *American Journal of Science* 282: 808-855 p.
- MCBRIDE, E.F., WEIDIE, A.E., WOLLEBEN, J.A., y LAUDON, R.C. (1974): "Stratigraphy and Structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico". *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85, p. 1603-1622.
- MCKEE, J. W., Y JONES, N. W. (1979):" A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico". *Geological Society of America, Abstracts With Program*, v. 11, p. 476.
- MCKEE, J.W., JONES, N.W., & LONG, L.E. (1984):"History of reccurent activity along a major fault in northeastern Mexico". *Geology*, v. 12, p. 103-107.
- MCKEE, J.W., JONES, N.W., & LONG, L.E. (1990):"Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, Central Coahuila, Mexico, G.S.A., Bull. V. 102, p. 593-614.

- MCKNIGHT, J. (1963): "Igneous rocks of Sombreretillo area, northern Sierra de Picachos, Nuevo Leon, Mexico". Tesis de maestría. University of Texas, Austin, 83 p. (no publicada).
- MEIBURG, P., CHAPA-GUERRERO, J.R., GROTEHUSMANN, I., KUSTUSCH, T., LENTZY, P., DE LEÓN-GÓMEZ, H., Y MANSILLA-TERAN, M.A. (1987):" El basamento Precretácico de Aramberri, estructura clave para comprender el decollement de la cubierta Jurásica / Cretácica de la Sierra Madre Oriental, México., Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL., Linares, Vol. 2, pp. 15-22; México.
- Mexique".These de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 459 p. (Unpublished).
- MEYERS, J.S. (1975): "Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal batholith into its own volcanic ejecta". Geological Society of America Bulletin 86: 1,209-1,220 p.
- MICHALZIK, D. (1987): "Sedimentación de facies en un margen continental pasivo del Triásico al Cretácico temprano del noreste de la Sierra Madre Oriental, México". Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 2: 27-31; Linares México.
- MICHALZIK, D. (1991): "Facies sequences of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE México) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico". Sedimentary Geology, v. 71, p. 243-259.
- MICHALZIK, D. Y SCHMANN, D. (1994): " Lithofacies, relationships and paleoecology of a Late Jurassic-Early Cretaceous fan delta to shelf depositional in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico sedimentology". V. 41, p. 463-477.
- MILLER, C.F., E.B. WATSON and T.M. HARRISON. (1988): "Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas". Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 79: 135-156 p.
- MIXON, R.B, GROVER, E.M., Y DIAZ-G., T. (1959);"Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 43, p. 757-771.

- MORTON, B. O. (1995): "Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplex von Monclova-Candela (Mexiko)". Tesis Doctoral, Hamburgo, 100 p.
- MORTON-BERMEA, O. y ALTER, R. (1991): "Petrología de las rocas Alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picacho (Nuevo León, México)". Actos Fac. de Ciencias de la Tierra, Linares, v. 6, p.
- MULLAN, H.S. (1978):" Evolution of the part of the Nevadan Orogen in northwestern México:Geol. Soc. Am. Bull., v. 89, p. 1175-1188.
- MURRAY, G.E. (1959): "Introduction and Regional geologic summary of field trip area, Southeastern Coahuila and Nuevo León". So. Tex. Geol. Soc. Field Trip Guidebook, p. A1-A4
- MURRAY, J.D. (1978): "The structure y perology of the San José pluton northern Baja California, Mexico [PhD. thesis]: Pasadena, California". California Institute of Technology. 709 p.
- MURRAY, J.D., WEIDIE, A.E., BOYD, D.R., FORDE, R.H., y LEWIS, P.D. (1962): "Formational divisions of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, Mexico: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 46, no. 3, p. 374-383.
- NELSON, D. O., NELSON, K. .L., REVES, K. D., y MATTISON, G. D. (1987): "Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the eastern Trans-Pecos magmatic province, Texas". Contrib., Mineral. Petrol., 97: 72-92.
- NICK, K. (1988):"Mineralogische, gechemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (México)". Tesis Doctoral. Univ. Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- OROZCO, E. M. (1995): "Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, México". Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. Tesis Doctoral, Universidead de Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- PABST, A. (1928):" Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada". University of the California Publ. In Geological. Sci.17, 325-386.
- PADILLA y SÁNCHEZ, R. J. (1978a):"Geología y Estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León". Univ. Nal. Autón. México, Inst. geología, Revista, v. 2, no. 1, p. 37-44.

- PADILLA y SÁNCHEZ, R. J. (1982): "Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México (Ph. D. Thesis)". Austin, University of Texas, 217 p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1986): "Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México". *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.
- PATERSON, S.R. AND K. JR. FOWLER. (1993a): "Reexamining pluton emplacement processes". *Journal of Structural Geology* 15: 191-206 p.
- PATERSON, S.R. AND R.H. VERNON. (1995): "Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes." *Geological Society of America Bulletin* 107: 1,356-1,380 p.
- PATERSON, S.R. AND TOBISCH, O.T. (1988): "Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria. *Geology* 16, 1108-1111.
- PATERSON, S.R., R.H. VERNON AND O.T. TOBISCH. (1989): "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoid." *Journal of Structural Geology* 11: 349-363 p .
- PATERSON, S.R., R.H. VERNON and T.K.Jr. FOWLER. (1991a): "Aureole tectonics. *In* Kerrick, D. M. (ed) *Contact metamorphism*". *Mineral Society America Review of Mineral.* 26: 673-722 p.
- PATERSON, S.R., T.K.JR. FOWLER AND R. B. MILLER. (1996): "Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*: 115-123 p.
- PETERSON, R.H. (2001): *Análisis Estructural en el anticlinorio de la Casita, Sierra de Parras, Coahuila, México. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares N.L, México. p. 72-76.*
- PETFORD, N. (1996): "Dikes or Diapirs". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 105-114 p.
- PETFORD, N., R.C. KERR AND J. R. LISTER. (1993): "Dike transport of granitoid magmas." *Geology* 21: 845-848 p.
- PHILLIPS, J.R. (1993): "Stratigraphy and Structural Setting of the Mid-Cretaceous Olvidada Formation, Baja California Norte, Mexico". *The Prebatholithic*

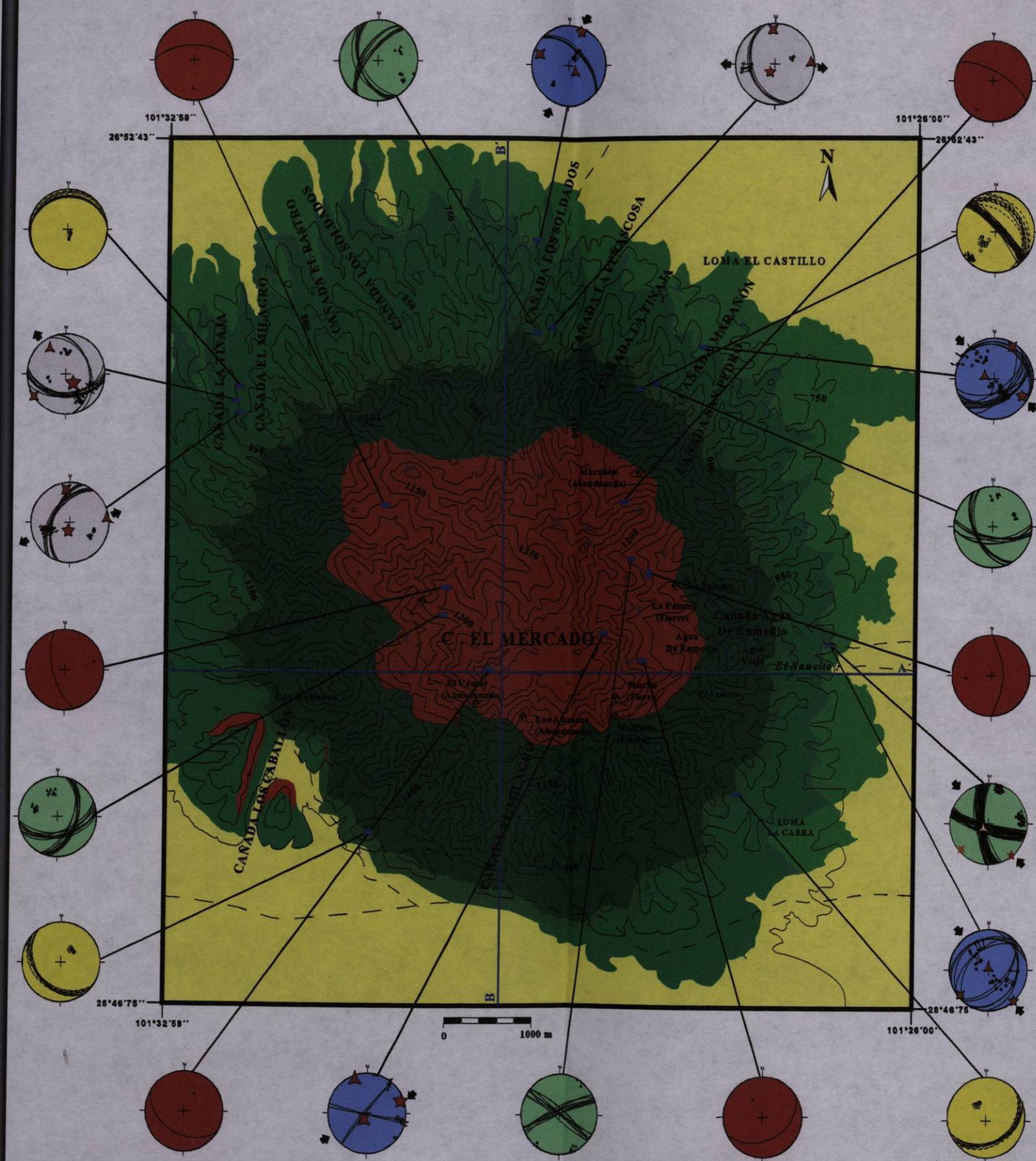
- Stratigraphy of Peninsular California. R. G. a. M. Gastil, R.H. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 279: 97-106 p.
- PITCHER, W.S. (1979): "The nature, ascent and emplacement of granitic magmas". Journal of the Geological Society of London. 136: 627-662 p.
- PITCHER, W.S. (1993): "The nature and origin of granite". Blackie Academic. Glasgow. 321 pp.
- PITCHER, W.S., AND BERGER, A.R. (1972):" The Geology of Dongal: a study of granite emplacement and unroofing". Wiley, New York, 435p.
- RACIOT, D., CHOUN, E.H., AND HAMEL, T. (1984):" Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt". A preeleminary survey. Chibougamau stratigraphy and mineralitation, CIM Spec. Vol. 34, 178-197.
- RAMBERG, H. (1967): "Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuge models". London: Academic Press.
- RAMBERG, H. (1970) "The initiation, ascent and emplacement of magmas. *In* Newall, G.N. and Rast, N. (eds) Mechanism of igneous intrusion". Geological Journal. Special Issue 2: 261-286 p.
- RAMBERG, H. (1981): "Gravity, Deformation and the earth's Crust in theory, experiments and geological application", 2nd edn. London: Academic Press.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. (1996): "Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko". Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Univ. de Freiburg, 137 p.
- RAMSAY, J.G. (1989): "Emplacement kinematics of a granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe". Journal of Structural Geology 11: 191-209 p.
- REESORT, J.H. (1958):" Dewar Creek map area with special emphasis on the Withe Creek Batolith, Brititish Columbia. Geol. Surv. Canada Memoir 292, 78p.
- ROBIN, C. (1982): "Relations volcanologie-magnetologie-geodinamique: application au passage entre volcanisms alcalin et andesitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexican et Prvince Alcaline Orientale)". Ann. Sci. De I Univ. Clermont-Ferrand II, 70: 503 p.

- ROMER, R. L. y HEIRICH, W. (1998): "Transport of Pb and Sr. in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131: 155-170.
- ROSS, M. L. (1986): "K, Rb, Ba, REE and Sr isotope geochemistry of alkalic rocks from the Trans-Pecos magmatic province, Texas: evidence for multiple source regions". *GSA. Abstracts*: 734 p. Royal Society of London. A302: 279-291.
- RUBIN, A.M. (1993): "Dikes vs. Diapirs in viscoelastic rock." *Earth and Planetary Science Letters* 199: 641-659 p.
- SALEEBY, J. B., (1989): "Progress in tectonic and petrogenetic studies in an exposed cross section of young (100 Ma) continental crust, southern Sierra Nevada, California". *In: Exposed cross section of the continental crust, NATO Advanced studies institute, M.H. Salisbury, Ed. D. Reider Publishing Co., Dordrecht, Netherlands.*
- SALEEBY, J. B., (1991): "The Cretaceous Sierra Nevada – a transtitching batholith belt". *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.* 23, no. 2,94.
- SALVADOR, A., AND GREEN, A. (1980): "Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico)". *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys: J. Aubouin. et. Al., Coordinators. E.r. Bur. Rech. Geol. Min., Mem.* 115. 224-229.
- SCHMELING, H., A.R. CRUDEN AND G. MARQUART. (1988): "Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent." *Tectonophysics* 149: 17-34 p.
- SCHWERTNER, W. M., (1990): "Structural test of diapir hypothesis in Archean crust of Ontario". *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 387-402 p.
- SEIBERTZ, E. (1990): "El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. II Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto al ambiente deposicional Medio-Cretácico de las Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México)". *Actas Fac. de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares,* 4: 99-123.

- SEWELL, C. R. (1968): "The Candela and Monclova belts of igneous intrusions, a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico". (Abstract). A. Mtg. GSA. Abstr.: 273 p.
- SMITH, C.I. (1981): "Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico". West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74, p. 1-27.
- SYLVESTER, A.G., OERTEL, G., C.A., AND CHRISTIE, J.M. (1978):" Papoose Flat Pluton: a granite blister in the Inyo Mountains, eastern California. Geol. Soc. Amer. Bull. 89, 1205-1219.
- TARDY, M. (1973): "Contribution al 'étude géologique de la Sierra Madre Orientalé du (Mexique)". B.S.G.F. 7<sup>e</sup> série, t: XV, No. 3-4, pp. 362-366.
- TARDY, M. (1980): "Les phases tectoniques du secteur transversal de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique)". B.S.G.F. 7<sup>e</sup> série, t: XV, No. 3-4, pp. 362-366.
- TERRAZAS, G.D. (2002): "Cartografía, Petrografía y Geoquímica del intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México". Tesis de Licenciatura (en proceso). Universidad Autónoma de Nuevo León.
- THOMPSON, T., 1972, Sierra Blanca igneous complex, New Mexico. GSA Bull., vol. 83, p. 2341-2356.
- TOBISCH, O.T., SALEEBY, J.B. AND FISKE, R.S. (1996):" Structural history of continental volcanic arc rocks, eastern Sierra Nevada, California". A case for extensional tectonics. Tectonics 5, 65-94.
- THORPE, R. S. (1977): "Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico". Tectonophysics, 40: 19-26.
- VEGA-VERA, F.J. and MITRE-SALAZAR, L.M. (1997): "Stratigraphy and deformational history at the La Popa basin, northeastern Mexico". Geological Society of America Abstract with Programs, v. 29, no. 2, p. 49.
- VEGA-VERA, F.J. and PERRILLIAT, M. (1989): "La presencia del Eoceno marino en la cuenca de La Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista , v.8, p. 67-70.

- VERNON, R.H. (1988): "Sequential growth of cordierite and andalusite porphyroblasts, Cooma Complex, Australia: microstructural evidence of a prograde reaction." *Journal of Metamorphic Geology* 6: 255-269 p.
- VERNON, R.H., WILLIAMS, V.A., AND D'ARCY, W.F. (1983): "Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith". *Tectonophys.* 92, 123-145.
- VIERA-DECIDA, F. (1998): "Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los cuerpos Intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas, tesis de Licenciatura". Univ. Autónoma de Nuevo León, 96 p.
- WALL, J.R.; MURRIA, G.E. Y DÍAZ, G. T. (1961): "Ocurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 45, p. 1504-1522.
- WEINBERG, R.F. (1996): "Ascent mechanism of felsic magmas: news and views". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* 87: 95-103 p.
- WEINBERG, R.F. AND Y. PODLADCHIKOV. (1994): "Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle". *Journal Geophysical Research.* 99: 9,543-9,559 p.
- WEINBERG, R.F. AND Y. PODLADCHIKOV. (1995): "The rise of solid state diapirs". *Journal of Structural Geology.* 17: 1,183-1,195 p.
- WHITNEY, J.A. AND WENNER, D.B. (1980): "Petrology and structural setting of post-metamorphic granites of Georgia". *Geol. Soc. Amer., Field Trip No. 18, Atlanta Meeting.*
- YAGY, K. (1953): "Recent Activity of Usu volcano, Japan, with special reference to the formation of Syowa Sinzan. *Transactions of the American Geophysical Union.* 34: 449-456.
- YE, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: *in: Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. AAPG Field Trip # 10.*

# **ANEXOS**



# LEYENDA

## COLUMNA GEOLOGICA

- |           |                       |
|-----------|-----------------------|
| CENOZOICO | Aluvión               |
|           | Dique                 |
|           | Intrusivo             |
| MESOZOICO | Formación Buda        |
|           | Formación Del Río     |
|           | Formación George Town |
|           | Formación Klamichi    |
|           | Formación Aurora      |

### SÍMBOLOS GEOLOGICOS (RED DE SCHMIDT)

- Eje de esfuerzos máximo sigma 1
- Eje de esfuerzos intermedio sigma 2
- Eje de esfuerzos mínimo sigma 3
- Dirección de esfuerzos
- Falla inversa y/o normal
- Falla lateral
- Polo de falla
- Polo de junta de cizalla
- Polo de estratificación
- Rumbo y Buzamiento de 30° a 60° de ss y sf
- Rumbo y Buzamiento de 60° a 90° de ss y sf
- Sitios de medición
- Secciones Geológicas
- Red de SS y Sf en roca encujonante.
- Red de foliación magnética
- Red de juntas de cizalla
- Arreglo de esfuerzo compresivos
- Arreglo de esfuerzos extensivos

### SÍMBOLOS TOPOGRAFICOS

- Cotas de 50m
- Mina Abandonada
- Poblado
- Camino de terracería

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

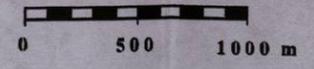
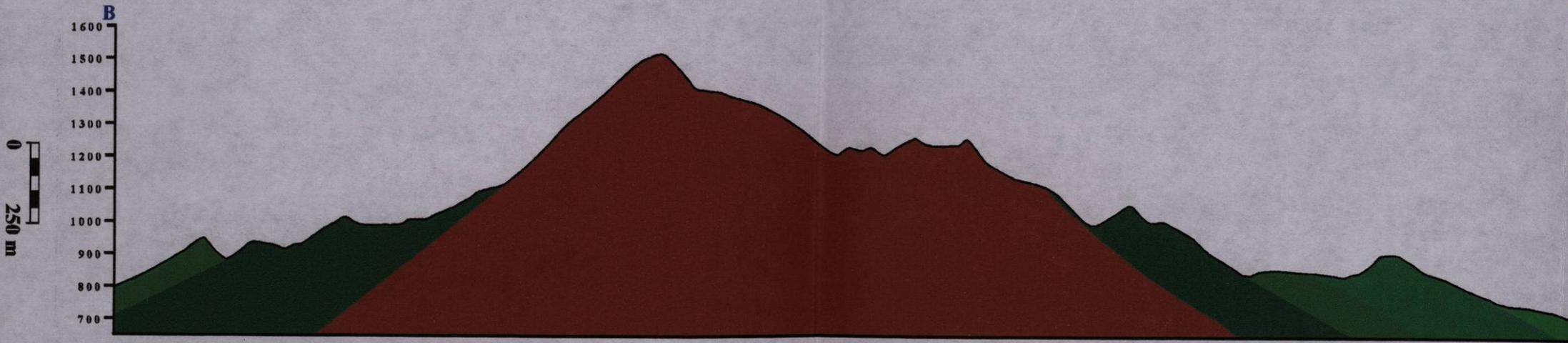
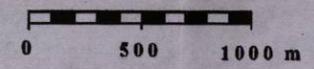
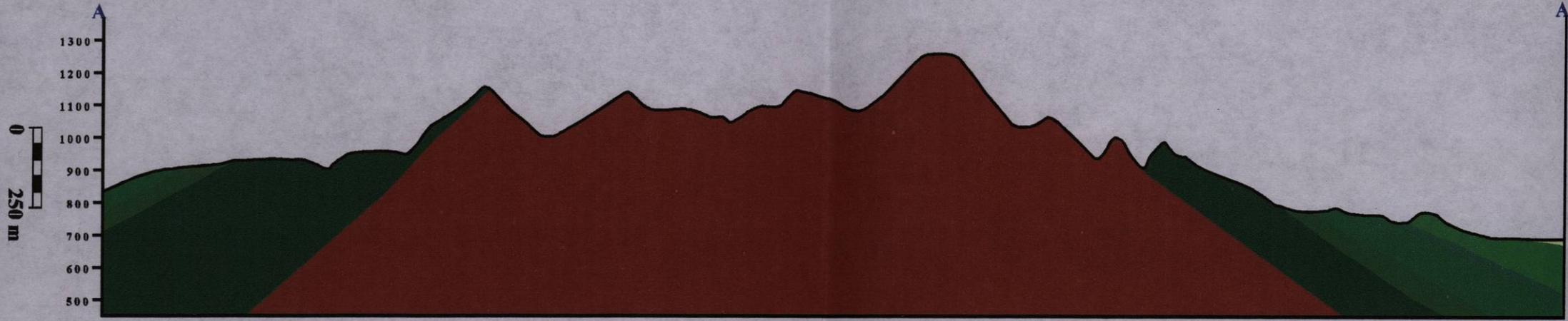
MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DEL  
INTRUSIVO "CERRO EL MERCADO",  
MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO

TESIS DE LICENCIATURA

MAYO DEL 2002

ANEXO I

MARIO ALBERTO PORRAS VAZQUEZ



## LEYENDA COLUMNA GEOLOGICA

- |   |   |  |
|---|---|--|
| C<br>E<br>N<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O | C<br>A<br>T<br>E<br>N<br>A<br>R<br>I<br>O |  Aluvión                |
|   |   |  Dique                  |
| M<br>E<br>S<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O | S<br>U<br>P<br>E<br>R<br>I<br>O<br>R      |  Formación Buda         |
|   |   |  Formación Del Río      |
|   |   |  Formación George Town |
|   |   |  Formación Kiamichi   |
|   |   |  Formación Aurora     |

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

PERFILES GEOLOGICOS DEL INTRUSIVO  
"CERRO EL MERCADO", MONCLOVA,  
COAHUILA, MEXICO.

TESIS DE LICENCIATURA

MAYO DEL 2002

ANEXO II

MARIO ALBERTO PORRAS VAZQUEZ



