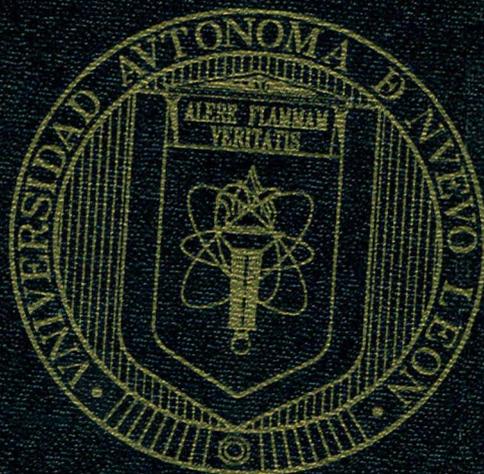


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN EL ANTICLINORIO DE LA CASITA,
SIERRA DE PARRAS, COAHUILA, MÉXICO

TESIS

REQUISITO PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

ROLANDO HEBERTO PETERSON RODRÍGUEZ

LINARES, NUEVO LEÓN

SEPTIEMBRE DEL 2001

Resumen

Se propone un modelo de evolución tectónica estableciendo direcciones de paleoesfuerzos, analizando mesoestructuras (fallas, juntas de cizalla, estilolitas, arreglos en escalón, ejes de pliegues y foliación) desarrolladas durante el plegamiento flexural que caracterizó al Anticlinorio de La Casita. Este anticlinorio está constituido por una secuencia de rocas sedimentarias marinas de edad Jurásico superior-Cretácico superior, las cuales fueron deformadas durante la Orogenia Laramide. El análisis integral de las mesoestructuras presentes en este Anticlinorio definen dos direcciones de paleoesfuerzos, estableciendo a las Fases 1 y 2 de deformación regional. La Fase 1 está dividida en 4 etapas según el plegamiento flexural: 1) acortamiento pre-flexura, 2) iniciación del plegamiento, 3) desarrollo finito del pliegue y, 4) acortamiento post-flexura, desarrollándose en esta fase la mayoría de las mesoestructuras analizadas. El resultado del análisis indica, que la Fase 1 presenta una dirección de compresión NNE-SSW, dividiendo en dos etapas el levantamiento de la Sierra de Parras: a) Etapa inicial de levantamiento de la Sierra de Parras durante el Campaniano tardío-Maastrichtiano, incluyendo a las etapas 1 y 2 del plegamiento flexural, y b) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno, incluyendo a las etapas 3 y 4 del plegamiento flexural, originándose el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra de Parras. La Fase 2 presenta una dirección de compresión ESE-WNW, desarrollándose en la etapa mas tardía del evento Laramídico, representada por una superposición de plegamiento, fallas heredadas y picos estilolíticos. De tal manera que se establece una permutación del campo de esfuerzos de la Fase 1, para dar origen a la Fase 2 durante la etapa tardía de la Orogenia Laramídica.

CONTENIDO

	PÁGINA
LISTA DE FIGURAS.....	I
LISTA DE TABLAS.....	IV
LISTA DE MAPAS.....	VI
CAPÍTULO 1 GENERALIDADES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 LOCALIZACIÓN.....	1
1.3 TRABAJOS PREVIOS.....	3
1.4 OBJETIVOS.....	3
CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL NORESTE DE MÉXICO.....	5
2.1 ETAPAS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NE DE MÉXICO.....	5
2.1.1 ETAPA 1: PALEOZOICO TARDÍO, RECONSTRUCCIÓN DE PANGEA..	7
2.1.2 ETAPA 2: TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO SUPERIOR, RUPTURA CONTINENTAL “RIFT”.....	7
2.1.3 ETAPA 3: : JURÁSICO SUPERIOR, “DERIVA”.....	8
2.1.4 ETAPA 4: CRETÁCICO TEMPRANO, “ENFRIAMIENTO CORTICAL.”..	9
2.1.5 ETAPA 5: CRETÁCICO TARDÍO-TERCIARIO TEMPRANO, “DEFORMACIÓN LARAMÍDICA”.....	10
2.2 ORIGEN DE LA DEFORMACIÓN EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL.....	10
CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	19
3.1 ANTICLINORIO DE LA CASITA.....	19
3.1.1 SECCIÓN CAÑÓN DE LA CASITA.....	20
3.1.2 SECCIÓN BOCA DE DOMINGO.....	20
3.1.3 SECCIÓN TANQUE NUEVO.....	21
3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	25
3.2.1 FORMACIÓN LA GLORIA (JsLG).....	25
3.2.2 FORMACIÓN LA CASITA (JsLC).....	27
3.2.3 FORMACIÓN TARAISES (KiT).....	31
3.2.4 FORMACIÓN CUPIDO (KiC).....	32
3.2.5 FORMACIÓN LA PEÑA (KiLP).....	35
3.2.6 FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR (KiTS).....	36

3.2.7 FORMACIÓN CUESTA DEL CURA (KiCC).....	37
3.2.8 FORMACIÓN INDIDURA (KsI).....	38
3.2.9 FORMACIÓN CARACOL (KiC).....	39
3.2.10 FORMACIÓN PARRAS (KsP).....	41
3.2.11 GRUPO DIFUNTA (KsD).....	41
3.2.12 CONGLOMERADO Y ALUVIÓN (Qcg y Qal).....	43
3.3 INTERPRETACIÓN DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	44
CAPÍTULO 4 ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS.....	47
4.1 FRACTURAS.....	47
4.2 ESTIOLITAS.....	51
4.2.1 RELACIÓN DE LOS PICOS ESTIOLÍTICOS Y EJES DE ESFUERZOS.....	53
4.2.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE ESTIOLITAS.....	54
4.2.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS ESTIOLITAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	55
4.3 ARREGLOS EN ESCALÓN (<i>en-échelon</i>).....	55
4.3.1 ARREGLOS EN ESCALÓN Y EJES DE ESFUERZOS.....	56
4.3.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE ARREGLOS EN ESCALÓN.....	57
4.3.3 CARACTERÍSTICAS DE LOS ARREGLOS EN ESCALÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	59
4.4 EJES DE PLIEGUES.....	59
4.4.1 RELACIÓN DE LOS EJES DE PLIEGUES FLEXURALES Y EJES DE ESFUERZOS.....	60
4.4.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE EJES DE PLIEGUES.....	60
4.4.3 CARACTERÍSTICAS DE LOS EJES DE PLEIGUES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	61
4.5 JUNTAS DE CIZALLA Y FALLAS.....	61
4.5.1 JUNTAS DE CIZALLA.....	61
4.5.1.1 RELACIÓN DE JUNTAS DE CIZALLA Y EJES DE ESFUERZOS.....	63

4.5.1.2	METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE JUNTAS DE CIZALLA.....	63
4.5.1.3	CARACTERÍSTICAS DE LAS JUNTAS DE CIZALLA hk0 CON ÁNGULO AL EJE a, EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	64
4.5.2	FALLAS.....	64
4.5.2.1	RELACIÓN DE FALLAS Y EJES DE ESFUERZOS.....	67
4.5.2.2	FALLAS NEOFORMADAS Y FALLAS HEREDADAS.....	70
4.5.2.3	EL PROBLEMA INVERSO EN LA RECONSTRUCCIÓN DEL PALEOESFUERZO.....	73
4.5.2.4	ESTIMADOR DE CALIDAD INDIVIDUAL RUP DEL PROGRAMA ANGELIER (1990).....	76
4.5.2.5	METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE FALLAS.....	76
4.5.2.6	CARACTERÍSTICAS DE LAS FALLAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	78
4.5.2.7	SISTEMAS DE FALLAS EN BASE A UN CIERTO CAMPO DE ESFUERZOS.....	79
CAPÍTULO 5	ETAPAS EN EL DESARROLLO DE UN PLIEGUE POR FLEXURA.....	80
5.1	ACORTAMIENTO PRE-FLEXURA (ETAPA 1).....	82
5.2	INICIO DEL PLEGAMIENTO (ETAPA 2).....	83
5.3	DESARROLLO FINITO DE LOS PLIEGUES (ETAPA 3).....	85
5.4	ACORTAMIENTO POST-FLEXURAL (ETAPA 4).....	86
CAPÍTULO 6	RESULTADOS DE LAS DIRECCIONES DE PALEOESFUERZOS.....	88
6.1	EJES DE PLIEGUES.....	88
6.1.1	CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	89
6.1.2	CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	89
6.1.3	CAÑÓN DE LA CASITA.....	90
6.2	SUPERPOSICIÓN DE PLEGAMIENTO.....	91
6.3	JUNTAS DE CIZALLA.....	91
6.3.1	CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	91
6.3.2	CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	91
6.3.3	CAÑÓN DE LA CASITA.....	92
6.4	ESTILOLITAS.....	92
6.4.1	CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	92

6.4.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	93
6.4.3 CAÑÓN DE LA CASITA.....	94
6.5 FALLAS.....	95
6.5.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	95
6.5.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	96
6.5.3 CAÑÓN DE LA CASITA.....	96
6.6 BANDAS DE CIZALLA EN LOS ARREGLOS EN ESCALÓN.....	97
6.6.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	97
6.6.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	98
6.6.3 CAÑÓN DE LA CASITA.....	98
6.7 FOLIACIÓN Y CLIVAJE DE FRACTURA.....	98
6.7.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO.....	99
6.7.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO.....	99
6.7.3 CAÑÓN DE LA CASITA.....	99
CAPÍTULO 7 DISCUSIONES SOBRE EL ANÁLISIS DE LAS MESOESTRUCTURAS...	115
7.1 INTERPRETACIÓN DE LAS FALLAS.....	115
7.2 LA VERTICALIDAD EN UNO DE LOS TRES EJES DE ESFUERZOS PRINCIPALES.....	117
7.3 PLANOS DE FALLAS NEOFORMADOS Y HEREDADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	119
7.4 ANÁLISIS DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS.....	121
7.5 DESPLAZAMIENTO EN LOS PLANOS DE FALLAS.....	122
7.6 INTERPRETACIÓN DE LAS ESTIROLITAS.....	125
7.7 INTERPRETACIÓN DE LOS ARREGLOS EN ESCALÓN.....	128
7.8 INTERPRETACIÓN DE LAS JUNTAS DE CIZALLA hk_0 CON ÁNGULO AGUDO AL EJE a	130
7.9 INTERPRETACIÓN DE LOS EJES DE PLIEGUES.....	131
7.10 INTERPRETACIÓN DE LA FOLIACIÓN.....	133
7.11 EVOLUCIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS DEL ÁREA DE ESTUDIO DENTRO DEL PLEGAMIENTO FLEXURAL.....	135
7.12 DISCUSIÓN SOBRE EL DIQUE PRESENTE EN EL LIMBO NORTE DEL PLIEGUE FRONTAL DE LA SECCIÓN BOCA DE DOMINGO.....	140
CAPÍTULO 8 ORIGEN DE LA FASE 1 Y DE LA FASE 2.....	142
8.1 ORIGEN DE LA FASE 1.....	142

8.1.1 RELACIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS DE PARRAS Y LA POPA, PARA FECHAR LA FASE 1 DE DEFORMACIÓN REGIONAL EN LA SIERRA DE PARRAS Y LA CURVATURA DE MONTERREY.....	149
8.1.2 ESTABLECIMIENTO DE UNA EDAD RELATIVA DE LAS MESOESTRUCTURAS, EN RELACIÓN CON EL ESTABLECIMIENTO DE LA EDAD DE LA FASE 1 TOMANDO EN CUENTA LA ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO DIFUNTA.....	152
8.1.3 INTERPRETACIÓN DE LA RAMPA EN EL ANTICLINORIO DE LA CASITA.....	155
8.2 ORIGEN DE LA FASE 2.....	157
CONCLUSIONES.....	161
RECOMENDACIONES.....	162
BIBLIOGRAFÍA.....	164
ANEXO: MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	

LISTA DE FIGURAS

	Pág
Figura 1-1 Localización del área de estudio.....	2
Figura 2-1 Evolución del noreste de México, a partir de la fragmentación de Pangea (GOLDHAMMER, 1999; GOLDHAMMER <i>et al.</i> , 1993 y GOLDHAMMER & WILSON, 1999).....	6
Figura 2-2 Sectores de la Sierra Madre Oriental. 1 San Pedro del Gallo, 2 Transversal de Parras, 3 Saliente de Monterrey, 4 Valles, 5 Huayacocotla, 6 Cinturón plegado de Coahuila. P: Parral, TO: Torreón, M: Monterrey, V: Victoria, T: Tampico, SLP: San Luis Potosí (EGUILUZ <i>et al.</i> , 2000).....	11
Figura 2-3 Marco tectónico de la SMO y su antepaís.....	13
Figura 2-4 Modelo de cuña crítica para la deformación de la Sierra Madre Oriental, y estilos de deformación basados en el grosor del nivel de despegue (Modificado de EGUILUZ <i>et al.</i> , 2000; STEWART, 1999).....	15
Figura 3-1 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Sección Cañón de La Casita. Obsérvese el desarrollo de la rampa: A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.....	22
Figura 3-2 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Sección Cañón Boca de Domingo. Obsérvese el desarrollo de la rampa: A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno..	23
Figura 3-3 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Sección Cañón Tanque Nuevo. Obsérvese el desarrollo de la rampa: A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno..	24
Figura 3-4 Columna estratigráfica del área de estudio (GOLDHAMMER, 1999; LEHMANN <i>et al.</i> , 1999; LONGORIA <i>et al.</i> , 1999; QUINTERO <i>et al.</i> , 1996 Y PETERSON, 1998).....	26
Figura 3-5 Paleogeografías del noreste de México en el: A) Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano; B) Kimmeridgiano tardío-Titoniano; C) Berriasiano-Valanginiano; y D) Neocomiano tardío (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).....	28
Figura 3-6 Paleogeografías del noreste de México en el: E) Albiano-Cenomaniano; F) Turoniano; G) Coniaciano-Santoniano; y H) Campaniano-Maastrichtiano (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).....	29
Figura 4-0 Mesoestructuras utilizadas en el análisis de paleoesfuerzos A) Arreglos en escalón; B) Juntas de cizalla y 2: estilolitas 1a; C) Pliegue; y D) Falla inversa.....	48
Figura 4-1 A: Fractura idealizada en roca, mostrando dos superficies planas unidas en el frente; B: Ampliación de una pequeña porción del frente de fractura. En esta porción se asocian tres componentes de desplazamiento, modo I (extensión), modo II (deslizamiento perpendicular al frente) y modo III (deslizamiento paralelo al frente); C: Modos o modelos de generación de fracturas en rocas, modo I (juntas de extensión), modo II (juntas de cizalla) y modo III (juntas híbridas). A y B (POLLARD & SEGALL, 1987), C (MARSHAK & MITRA, 1988).....	50
Figura 4-2 A: Relación de estilolitas diagenéticas y tectónicas con el campo de esfuerzos; B: Disposición de las estilolitas del área de estudio en los pliegues, E0: Estilolitas paralelas a la estratificación, E1: Estilolitas tectónicas Fase 1, E2: Estilolitas tectónicas de Fase 2; C: Morfología de las estilolitas, 1: Picos, 2: rectangulares y 3: ondulados.....	52

Figura 4-3	Arreglo en escalón. Ángulo agudo de la banda de cizalla es paralelo al esfuerzo máximo y el ángulo obtuso de la banda de cizalla es paralelo al esfuerzo mínimo. El conjunto de grietas de tensión forman un arreglo en escalón. Los arreglos en escalón desarrollan bandas conjugadas de cizalla (LIESA, 1999).....	58
Figura 4-4	Ejes relacionados a pliegues. Eje A es paralelo al plano axial; el eje B indica el rumbo del pliegue y junto con el eje A forman el plano axial; el eje C es perpendicular al eje del pliegue, y puede llegar a indicar la dirección de compresión regional (FOUCAULT & RAOULT, 1985).....	58
Figura 4-5	A: Relaciones del campo de esfuerzo diferencial entre las juntas de extensión (JE) y las juntas de cizalla (JC). Área punteada indica la zona de generación de fracturas híbridas; B: Relaciones angulares entre las juntas de extensión (JE), juntas híbridas (JH) y juntas de cizalla (JC); C: Clasificación de fracturas en el pliegue, JC1: Juntas de cizalla hk0 con ángulo agudo al eje a, JC2: Juntas de cizalla h0l con ángulo agudo al eje a y JE: Juntas de extensión a-c; D: Rombos formados por juntas de cizalla en rocas, indicando el arreglo del campo de esfuerzos. A, B y C (HANCOCK, 1985), C (LIESA, 1999).....	62
Figura 4-6	A) Componentes de desplazamiento en una falla: D: Desplazamiento total, S: Desplazamiento a lo largo del buzamiento, T: Componente transversal horizontal de desplazamiento, V: Desplazamiento vertical, L: Componente transversal lateral de desplazamiento, F: Plano de falla, S: Estrías, P: Buzamiento del plano de falla, io: Pitch de la estría. B) Fundamentos estratigráficos, para definir el sentido de movimiento de la falla. C) Pliegues de arrastre cerca de fallas, para inferir movimiento de la falla. D) Indicadores cinemáticos sobre planos de fallas, para inferir el sentido de movimiento de la misma (A, B y C, ANGELIER, 1994; D, LIESA, 1999).....	65
Figura 4-7	A) Vector de esfuerzos, ds: Superficie, df: Fuerza. B) Relación angular del campo de esfuerzos. C) 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. D) Estimador de calidad individual RUP, flecha abierta indica estría teórica (t) y flecha negra indica estría real (s). (ANGELIER, 1990 y 1994).....	68
Figura 4-8	A) Fallas neoformadas; B) Fallas heredadas; C) Elipsoides de esfuerzos; D) relación de fallas conjugadas con el campo de esfuerzos (ANGELIER, 1994).....	69
Figura 5-1	Etapa y mesoestructuras del plegamiento flexural. SS: Estratificación, ED: Estilolitas diagenéticas, F: Fracturas asociadas a carga litostática, E1-1: Estilolitas tectónicas 1a, E2-1A: Juntas de cizalla, E2-1B: Fallas inversas, E2-2: Fallas paralelas a la estratificación, E2-3: Fallas transcurrentes, E3-1: Cizalla paralela a la estratificación, E3-2: Fallas de rumbo, E3-3: Fallas inversas, E3-4: Fallas normales, E3-5: Ejes de pliegues, E3-6: Fracturamiento hidráulico, E4-1: Falla inversa, E4-2: Arreglos en escalón, E4-3: Boudinage, E4-4: Posible fallas de rumbo y E4-5: Estilolitas tectónicas 1b.....	81
Figura 6-1	Rosa de direcciones utilizada para asignar la dirección del paleoesfuerzo obtenido del análisis de los datos.....	88
Figura 7-1	Mesoestructuras del plegamiento flexural de la Fase1, y superposición de plegamiento y mesoestructuras de la Fase2. F1: Eje de pliegue de Fase 1; ;2: Eje de pliegue de Fase 2, 3: Cizalla paralela a la estratificación; 4: Fallas de rumbo; 5: Fallas inversas; 6: Boudinage; 7: Estilolitas tectónicas; 8: Juntas de cizalla; 9: Arreglos en escalón; 10: Cizalla paralela a la estratificación de Fase 2; 11: Fallas de rumbo de Fase 2; 12: Estilolitas tectónicas de Fase 2; 13: Fracturas.....	116
Figura 7-2	Superposición de pliegues en la Sierra de Parras. F1: Pliegues de la Fase 1 y F2: Pliegues de la Fase 2. Pliegues de la Fase2 repliegan a los de la Fase1.....	132
Figura 8-1	Sección NNE-SSW del centro de México. A) Sección esquemática de la paleogeografía del Albiano y su marco tectónico. B) Sección NNE-SSW mostrando la relación tectónica entre la Sierra Madre Occidental, el Terreno guerrero, la Mesa central, la Sierra de Parras, la Cuenca de Parras, la Plataforma de Coahuila, el Golfo de Sabinas y la	

	Península Burro-Peyotes (Modificado de YE, 1997 y este trabajo).....	145
Figura 8-2	Mapa tectónico mostrando la relación de la Sierra Madre Oriental y la zonas de su antepaís. F1: Pliegues de edad Maastrichtiano tardío-Paleoceno en: 1: Curvatura de Monterrey, 2: Sierra de Parras, 3:Cuenca de Parras. F3: Pliegues de edad Eoceno tardío en : 4: Sierra de San Julián y Sierra del Teyra, 5: Bloque de Coahuila, 6: Cuenca de La Popa, 7: Cinturón Plegado de Coahuila, 8: Falla San Marcos, 9: Lineamiento Torreón-Salttillo, 10: Falla San Julián, 11: Falla de Jimulco. L: Linares, MTY: Monterrey, S: Saltillo, P: Parras, T: Torreón, M: Monclova, (Modificado de LEHMANN <i>et al.</i> , 1999; YE, 1997, MCKEE <i>et al.</i> , 1990; TARDY, 1973a; VELEZ, 1990).....	148
Figura 8-3	Relación de la deformación en la Sierra de Parras con la secuencia estratigráfica de la Cuenca de Parras. A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano; B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.....	150

LISTA DE TABLAS

		Pág.
TABLA 1	Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón Tanque Nuevo.....	89
TABLA 2	Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón Boca de Domingo.....	89
TABLA 3	Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón de La Casita.....	90
TABLA 4	Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón Tanque Nuevo.....	91
TABLA 5	Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón Boca de Domingo.....	91
TABLA 6	Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón de La Casita.....	92
TABLA 7	Datos de estilolitas en el Cañón Tanque Nuevo.....	92
TABLA 8	Dirección de paleoesfuerzos en estilolitas en el Cañón Tanque Nuevo.....	92
TABLA 9	Datos de estilolitas en el Cañón Boca de Domingo.....	93
TABLA 10	Dirección de paleoesfuerzos en estilolitas en el Cañón Boca de Domingo.....	93
TABLA 11	Datos de estilolitas en el Cañón de La Casita.....	94
TABLA 12	Dirección de paleoesfuerzos en estilolitas en el Cañón Boca de La Casita.....	94
TABLA 13	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Tanque Nuevo, Fase 1.....	95
TABLA 14	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1.....	96
TABLA 15	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo Fase 2.....	96
TABLA 16	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1.....	96
TABLA 17	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 1.....	96
TABLA 18	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 2.....	97
TABLA 19	Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 3.....	97
TABLA 20	Datos de arreglos en escalón en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1.....	98
TABLA 21	Datos de arreglos en escalón en el Cañón de La Casita, Fase 1.....	98

CAPÍTULO GENERAL
LISTA DE MAPAS

	Pág.
MAPA 1 CAÑÓN TANQUE NUEVO EJES DE PLIEGUES FOLIACIÓN Y ESTIOLITAS.....	100
MAPA 2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO EJES DE PLIEGUES Y FOLIACIÓN.....	101
MAPA 3 CAÑÓN DE LA CASITA EJES DE PLIEGUES Y FOLIACIÓN.....	102
MAPA 4 CAÑÓN TANQUE NUEVO ARREGLO DE ESFUERZOS Y JUNTAS DE CIZALLA FASE 1.....	103
MAPA 5 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO JUNTAS DE CIZALLA.....	104
MAPA 6 CAÑÓN DE LA CASITA JUNTAS DE CIZALLA HKO ÁNGULO AGUDO AL EJE a FASE 1.....	105
MAPA 7 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO PICOS ESTIOLÍTICOS Y ARREGLOS EN ESCALÓN.....	106
MAPA 8 CAÑÓN DE LA CASITA PICOS ESTIOLÍTICOS FASES 1 Y 2.....	107
MAPA 9 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO ARREGLO DE ESFUERZO FASES 1 Y 2.....	108
MAPA 10 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLO DE ESFUERZOS: COMPRESIVO FASE1.....	109
MAPA 11 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLO DE ESFUERZOS: TRANSPRESIVO FASE 1.....	110
MAPA 12 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLO DE ESFUERZOS: TRANSPRESIVO FASE 1.....	111
MAPA 13 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLO DE ESFUERZOS: TRANSCURRENTE FASE 2.....	112
MAPA 14 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLO DE ESFUERZOS: EXTENSIVO FASE 1.....	113
MAPA 15 CAÑÓN DE LA CASITA ARREGLOS EN ESCALÓN FASE 1.....	114

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El Anticlinorio de la Casita se ubica en la porción oriental de la Sierra de Parras, perteneciente a la provincia de la Sierra Madre Oriental. Está constituido por rocas sedimentarias calcáreas y arcillosas de edad Jurásico superior-Cretácico superior. Estas secuencias sedimentarias fueron deformadas durante el Cretácico tardío-Terciario temprano bajo los efectos compresionales de la Orogenia Laramide, desarrollando la Sierra Transversa de Parras, perteneciente al Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO).

Este anticlinorio, contiene excelentes afloramientos para identificar mesoestructuras originadas durante el proceso del plegamiento flexural, las cuales pueden ser analizadas para establecer la relación genética de estas mesoestructuras respecto al pliegue, y a su vez, ser utilizadas para determinar direcciones de paleoesfuerzos, y por ende relacionarlas con el evento de deformación regional.

Entender la génesis de las mesoestructuras durante el plegamiento flexural, asociado con la reconstrucción de paleoesfuerzos, es una aportación nueva a la geología de la Sierra de Parras.

1.2 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en el extremo sureste del estado de Coahuila, a 60 km al suroeste de la ciudad de Saltillo (Fig. 1-1). El acceso al área de estudio, se lleva a cabo tomando los caminos que conducen del Poblado de General Cepeda hacia los cañones de La Casita, Boca de Domingo y Tanque Nuevo. Esta zona presenta una extensión aproximada de 1000 km², limitada por las coordenadas geográficas 101°47'03''-101°20'00'' de longitud oeste y 25°20'00''-25°14'-25°07'57''-25°07'48'' de latitud norte.

Fisiográficamente la Sierra de Parras es una subprovincia perteneciente a la provincia de la Sierra Madre Oriental. Cabe mencionar que, en este trabajo, se le denomina Sierra de Parras a todo el sector Transversal de Parras o al Anticlinorio de Parras, más no se esta refiriendo solo a la Sierra de Parras ubicada al oriente de la Cd. de Torreón conocida con el nombre del Anticlinal de la Peña.

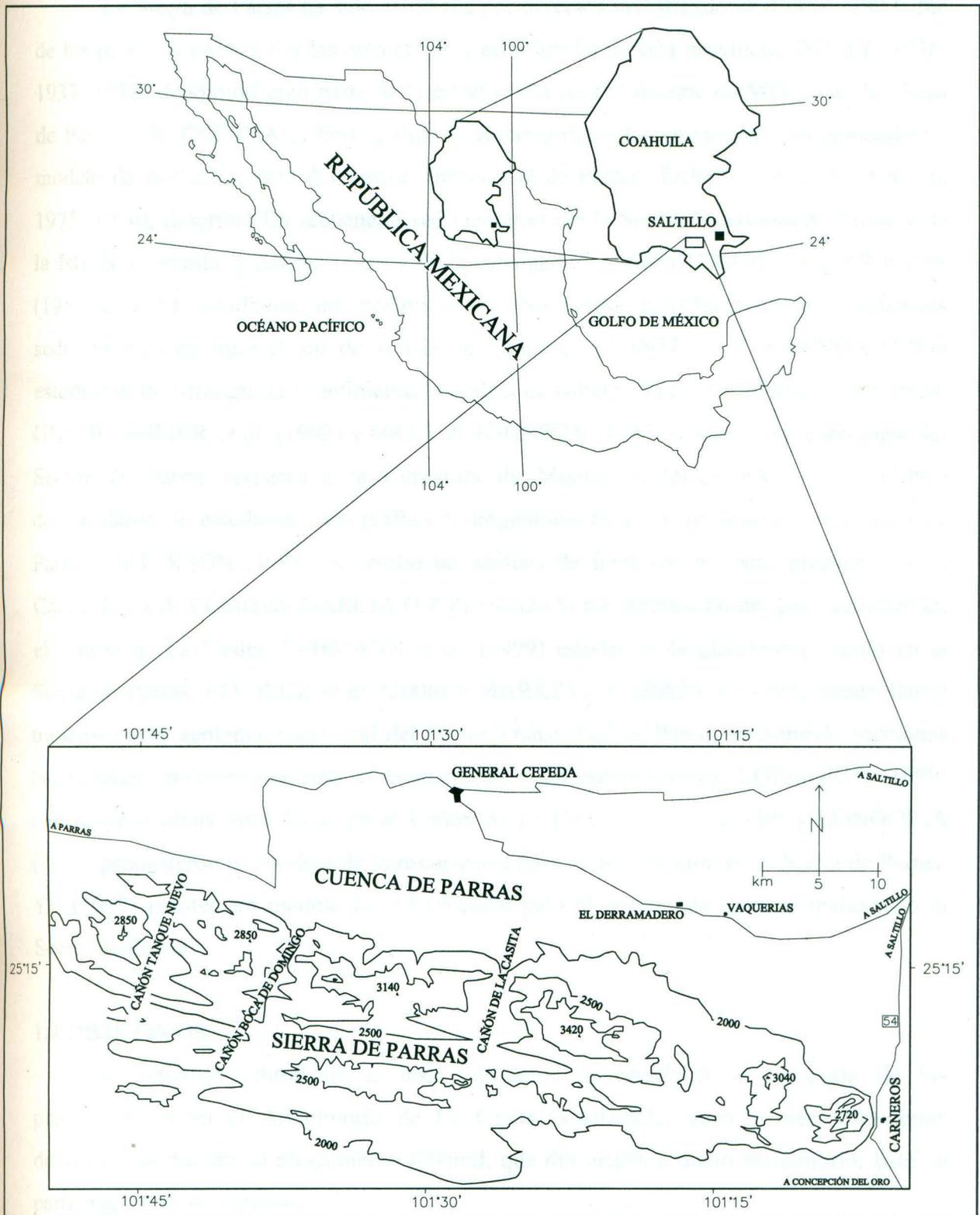


Figura 1-1 Localización del área de estudio.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

La Sierra de Parras ha sido estudiada por diversos investigadores. BÖSE (1923) fue de los pioneros en estudiar las estructuras y estratigrafía de esta provincia. IMLAY (1936, 1937, 1938) denominó gran parte de la estratigrafía para el noreste de México en la Sierra de Parras. DE CSERNA (1956) analizó la estratigrafía y las estructuras, proponiendo un modelo de evolución para del Sector Transversal de Parras. TARDY (1972, 1973 a y b, 1975, 1980), describió las secuencias sedimentarias de la Sierra Transversa de Parras y de la Isla de Coahuila, y definió la traza de la cabalgadura regional. EGUILUZ Y ARANDA (1983 a y b) estudiaron las posibilidades económicas petroleras de las secuencias sedimentarias en todo el sur de la Isla de Coahuila. QUINTERO Y ARANDA (1985) estudiaron la estratigrafía y definieron las fallas de cabalgadura en la Sierra de la Catana. GOLDHAMMER *et al.* (1993) y GRAY & JOHNSON (1995) compararon la geología del Sector de Parras respecto a la Curvatura de Monterrey. QUINTERO *et al.* (1996) desarrollaron un estudio de cartografía e hidrogeología en el sector oriental de la Sierra de Parras. PETERSON (1998) desarrolló un análisis de fracturas en rocas plegadas, en el Cañón Boca de Domingo. GARCIA (1998) analizó la reconstrucción del paleoesfuerzo en el Cañón de La Casita. LEHMANN *et al.* (1999) estudiaron la plataforma cupido en la Sierra de Parras. EGUILUZ *et al.* (2000) y MARRETT y ARANDA (1999) desarrollaron trabajos sobre geología estructural del Sector Transversal de Parras, elaborando secciones balanceadas, paleomagnetismo y reconstrucción del paleoesfuerzo. LONGORIA (1999) realizó un análisis microfacial en el Cañón de La Casita. VELEZ (1990) y LONGORIA (1985) propusieron un modelo de transcurrancia para la deformación de la Sierra de Parras. YE (1997) planteó un modelo de deformación para el noreste de México incluyendo al Sector de Parras.

1.4 OBJETIVOS

El objetivo central de la tesis consistió, en establecer la dirección de los paleoesfuerzos en el Anticlinorio de La Casita, analizando meso y macroestructuras desarrolladas durante el plegamiento flexural, que dio origen a dicho anticlinorio. Esto se particularizó en 4 objetivos:

- 1 Definir las mesoestructuras que puedan indicar direcciones de compresión regional. Tales mesoestructuras son fallas, juntas de cizalla, estilolitas, arreglos en escalón, foliación y ejes de pliegues.
- 2 Separar las mesoestructuras analizadas y clasificarlas en cada una de las etapas del plegamiento flexural durante la deformación regional.
- 3 Reconstruir el paleoesfuerzo regional, con base en el análisis de las fallas, juntas de cizalla, estilolitas, arreglos en escalón, foliación y ejes de pliegues.
- 4 Proponer un modelo de evolución tectónica del área estudiada, asociando las mesoestructuras desarrolladas durante el plegamiento flexural y, el o los eventos de deformación regional.

CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL NORESTE DE MÉXICO

2.1 ETAPAS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NE DE MÉXICO

El conocimiento de la geología del noreste de México, ha sido posible gracias a los numerosos trabajos realizados en los últimos 90 años. Estos trabajos indican que esta porción de la República Mexicana a estado bajo los efectos tectónicos de varios eventos en la historia geológica de esta región.

Dichos eventos pudieran corresponder: a) a los eventos tectónicos de posible edad Grenvilliana, que dieron pauta al desarrollo de un metamorfismo regional de alto grado por el choque de masas continentales, desarrollando el Gneis Novillo en Tamaulipas; b) al desarrollo de una cuenca marina durante el paleozoico, representada por sedimentos marinos en Tamaulipas, c) a la acreción de terrenos en el Mississípico temprano, originando un metamorfismo regional, debido a los inicios del cierre del proto Atlántico, desarrollando al Esquisto Granjeno en Tamaulipas; d) al posible desarrollo de un arco magmático continental, debido al choque de Gondwana con Laurasia en el Permo-Triásico, representado posiblemente por los Bloques de Coahuila y Arco de Tamaulipas; e) a la generación de un rift, dando origen a un gran margen pasivo (Golfo de México) en el Mesozoico temprano; f) al desarrollo de una compresión horizontal por la acreción del Terreno Guerrero, culminando en el desarrollo de la Orogenia Laramídica en el Mesozoico tardío y Terciario temprano; g) al desarrollo de una extensión y magmatismo de edad Cenozoica desarrollado por el evento Basin and Range y por la Provincia Alcalina del noreste de México (SEDLOCK et. al., 1993; MICKUS AND MONTANA, 1999; CENTENO, comunicación personal 2000, YE, 1997; CENTENO Y SILVA, 1997).

El hablar de todos estos eventos mencionados anteriormente, esta fuera de los propósitos de este capítulo. En este caso, la intención es comprender la evolución del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Esta evolución, se divide en dos partes, 1) analizando el marco tectónico del desarrollo del Golfo de México, y 2) analizando los efectos compresivos Laramídicos. El primer evento, se caracterizó por la formación de un rift, dando pauta al desarrollo de un gran margen pasivo durante el Mesozoico, originando varias cuencas por ruptura continental. Dicho evento, indujo a la separación de Sudamérica respecto a Norteamérica, incluyendo la generación y expansión

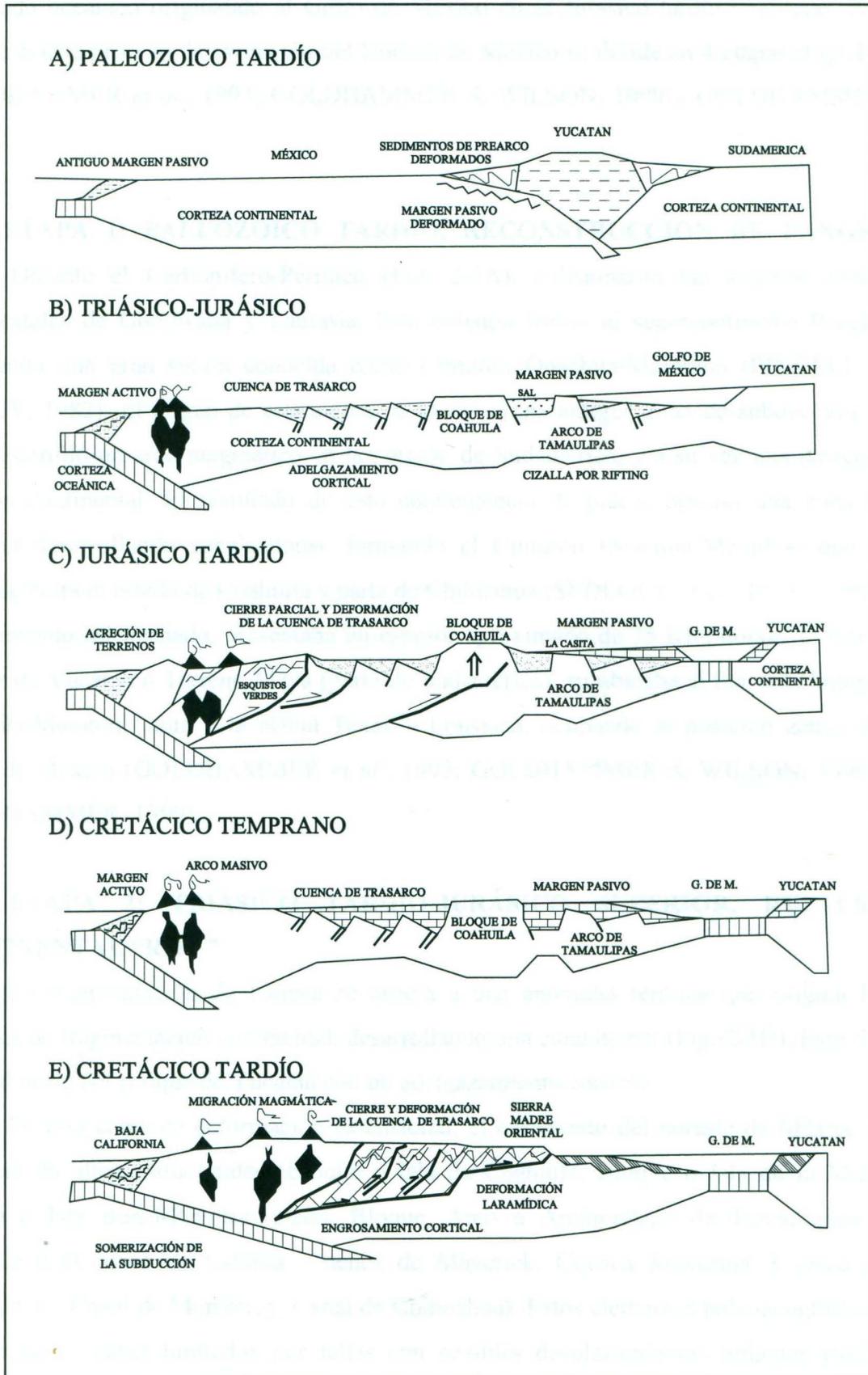


Figura 2-1 Evolución del noreste de México, apartir de la fragmentación de Pangea (GOLDHAMMER, 1999; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999).

del fondo oceánico originando al Golfo de México en el Jurásico tardío temprano. Para visualizar este proceso, la evolución del Noreste de México se divide en 4 etapas (Fig. 2-1, GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999).

2.1.1 ETAPA 1: PALEOZOICO TARDÍO, RECONSTRUCCIÓN DE PANGEA

Durante el Carbonífero-Pérmico (Fig. 2-1A), colisionaron las antiguas masas continentales de Gondwana y Laurasia. Esta colisión formó al supercontinente Pangea, originando una gran sutura conocida como Cinturón Ouachita-Marathon (PINDELL & DEWEY, 1982). El origen de esta sutura se asocia a una antigua zona de subducción, la cual desarrolló un arco magmático en la porción de Sudamérica, y a su vez una posterior colisión continental. El resultado de esta convergencia de placas originó una zona de acreción desarrollando cabalgaduras, formando el Cinturón Ouachita-Marathon que se extiende hasta el estado de Coahuila y parte de Chihuahua (SEDLOCK *et al.*, 1993 y 1994). El basamento así formado, presentaba un espesor aproximado de 35 Km, donde, el futuro Bloque de Yucatán o Terreno Maya (parte de Sudamérica), su ubicaba al Sur del Cinturón Ouachita-Maraton, junto a la actual Texas y Lousiana, ocupando la posición actual del Golfo de México (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999).

2.1.2 ETAPA 2: TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO SUPERIOR, RUPTURA CONTINENTAL "RIFT"

La fragmentación de Pangea se asocia a una anomalía térmica que origina los procesos de fragmentación continental, desarrollando una zona de rift (Fig. 2-1B). Este rift, inicia al norte del Bloque de Yucatán con un adelgazamiento cortical.

En esta etapa de deformación extensional, el basamento del noreste de México se convirtió en altos estructurales (Bloque o Isla de Coahuila, Bloque o Isla de la Mula, Bloque o Isla Burro-Peyotes-Salado, Bloque, Arco o Archipiélago de Tamaulipas) y depresiones (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Maverick, Cuenca Mexicana, Cuenca de Magiscatzin, Canal de Monterrey, Canal de Chihuahua). Estos elementos paleogeográficos, probablemente están limitados por fallas con posibles desplazamientos oblicuos (fallas

normales con desplazamientos laterales izquierdos), producto de las atenuaciones de la corteza continental. Esto originó el desarrollo de un sistema de grabens y horts, los cuales controlaron la depositación Mesozoica en las diferentes cuencas sedimentarias (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; WILSON, 1990; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999).

El régimen tectónico extensional caracterizado por el rift, originó los depósitos continentales del Grupo Huizachal que presentan espesores de 100-300 m, siendo una evidencia del rift en el Jurásico medio. La subsidencia tectónica estuvo caracterizada por una fase inicial de tectónica distensiva de rápida subsidencia del basamento. Este evento, se desarrolló durante el Triásico superior-Liásico (Formación La Boca), seguido por un aparente levantamiento del basamento a partir del Liásico-Calloviano temprano (Formación La Joya) (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). En esta etapa de rift, se dio paso a la formación de una cuenca por la subsidencia desarrollada en la región, permitiendo el ingreso de agua marina somera depositando sedimentos evaporíticos (Formación Minas Viejas), característicos de un estado inicial del desarrollo de una cuenca tipo rift.

2.1.3 ETAPA 3: JURÁSICO SUPERIOR, “DERIVA”

Los depósitos de capas rojas (Grupo Huizachal) y de evaporitas (Formación Minas Viejas y Olvido) originados en la etapa inicial de ruptura continental y en la etapa inicial de la formación de la cuenca por el rift del Golfo de México (Fig. 2-1C), terminan debido al ingreso y circulación libre de agua marina sobre el noreste de México; Esto estuvo controlado por la deriva del Bloque de Yucatán. Este evento, se ve asociado al desarrollo de piso oceánico en el Golfo de México, dando la pauta para la separación de Sudamérica respecto a Norteamérica (SEDLOCK *et al.*, 1993 y 1994; WILSON, 1990; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999).

Durante la expansión del Golfo de México en el Oxfordiano, el Bloque de Yucatán se desplazó al sur, a favor de la Falla Tamaulipas-Chiapas (PINDELL, 1985). Cuando esta falla se volvió inactiva, los carbonatos del Jurásico superior cubrieron el Arco de Tamaulipas, quedando establecido el margen oriental del noreste de México. La expansión del Golfo de México finaliza en el Cretácico inferior (Berriasiano), (PADILLA Y

SÁNCHEZ, 1986; WILSON, 1990; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999), debido a que la dorsal oceánica del Golfo de México se vuelve inactiva, y se empieza a desarrollar una nueva dorsal oceánica al sur del Bloque de Yucatán en el proto-Caribe durante el Cretácico inferior (SEDLOCK *et al.*, 1993).

La subsidencia tectónica del noreste de México, se realizó en forma paulatina aunada a las etapas de rift y de deriva. Las facies de depositación fueron controladas por los márgenes de los altos estructurales y zonas alejadas a estos (Formación La Gloria y Zuloaga). Esto fue influenciado por la subsidencia termotectónica y acumulación sedimentaria, depositándose sedimentos cerca de las costas (Formación La Casita) provenientes del Bloque de Coahuila, Burro Peyotes y Arco de Tamaulipas. Estos sedimentos rellenaron cuencas cerca de la costa. En las áreas distales al Bloque de Coahuila, se acumularon arcillas y carbonatos de aguas profundas (Formación La Caja y Formación Taraises). El Archipiélago de Tamaulipas y la Península Burro-Peyotes-Salado se hundieron sin influenciar en estas facies (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y GOLDHAMMER, 1999).

2.1.4 ETAPA 4: CRETÁCICO TEMPRANO, “ENFRIAMIENTO CORTICAL”

El Cretácico temprano (Fig. 2-1D) se caracteriza por una etapa térmica, registrando una disminución en la subsidencia tectónica y en el enfriamiento de la corteza, al igual que en el cese de los movimientos de falla. Como resultado se desarrollaron extensas plataformas marinas representadas por las formaciones del Cretácico inferior (Formación Cupido y Aurora), desarrollando grandes espesores de sedimentos que representan aguas marinas de plataforma. El Bloque o Isla de Coahuila, permaneció como un alto estructural de basamento. Este bloque, controló la distribución y patrones de progradación de las facies carbonatadas sin aportar siliciclastos a la cuenca de depositación (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999). En el Aptiano tardío se registra, con la depositación de la Formación La Peña un cambio en la depositación indicando probablemente un evento tectónico a nivel regional.

En el Cretácico superior continua la subsidencia y por ende la cuenca se vuelve profunda, manifestándose por un cambio en la depositación de sedimentos carbonatados de plataforma profunda de la Formación Tamaulipas Superior, a sedimentos turbidíticos de las Formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol.

2.1.5 ETAPA 5: CRETÁCICO TARDÍO-TERCIARIO TEMPRANO, "DEFORMACIÓN LARAMÍDICA"

A partir del Santoniano tardío (Fig. 2.1E) se empiezan a depositar sedimentos terrígenos de talud de la Formación Parras. Estos sedimentos fueron aportados por erosión de la zona Intra-Sierra Madre Oriental (Terreno Guerrero), al oeste de la cuenca (YE, 1997). Este evento es contemporáneo en tiempo, mas no en espacio, con la etapa inicial de la Orogenia Laramídica en el oeste de México.

En el Cretácico tardío-Terciario temprano (Maastrichtiano-Paleoceno tardío) la Orogenia Laramide desarrolló un despegue hacia el noreste, deformando la cubierta sedimentaria Mesozoica del antepaís del arco magmático Occidental de México, originando el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; SEDLOCK *et al.*, 1993 y 1994; GRAY & JOHNSON, 1995; YE, 1997; MARRETT y ARANDA, 1999; GOLDHAMMER, 1999 y EGUILUZ *et al.*, 2000).

2.2 ORIGEN DE LA DEFORMACIÓN EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL

La SMO forma una cordillera que alcanza elevaciones que sobrepasan los 3500 msnm; limita al SE con el Cinturón Volcánico Mexicano; al ENE con la Planicie Costera del Golfo; al NW con la Sierra Madre Occidental y al WSW con la Intra-Sierra Madre Oriental y Mesa central (Fig. 2-2).

La Sierra Madre Oriental está considerada como un cinturón plegado y cabalgado, la cual desarrolla una gran curvatura denominada Curvatura de la Sierra Madre Oriental, comprendiendo desde Cd. Victoria, Tamps. hasta la Cd. de Torreón, Coah. (MARRETT y ARANDA, 1999 y EGUILUZ *et al.*, 2000), presentando cambios de rumbo bien marcados a lo largo de su tren estructural. Se observa un rumbo NW-SE desde Teziutlán, Puebla hasta Cd. Victoria, Tamaulipas. A la altura de Cd. Victoria se desarrolla la Curvatura de

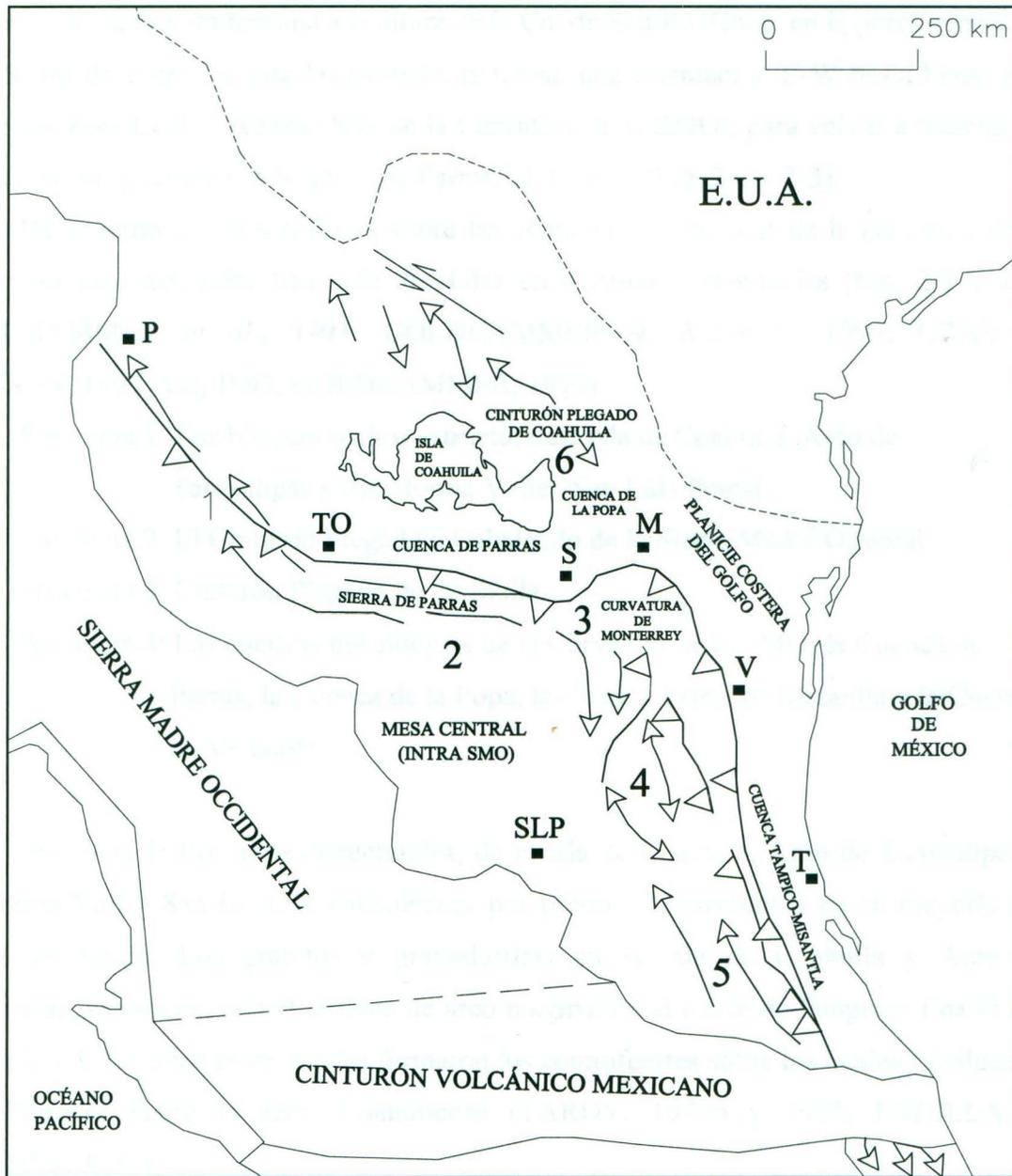


Figura 2-2 Sectores de la Sierra Madre Oriental. 1 San Pedro del Gallo, 2 Transversal de Parras, 3 Saliente de Monterrey, 4 Valles, 5 Huayacocotla, 6 Cinturón Plegado de Coahuila. P: Parral, TO: Torreón, M: Monterrey, V: Victoria, T: Tampico, SLP: San Luis Potosí (EGUILUZ *et al.*, 2000).

Villagrán (siendo ésta el extremo SE de la Curvatura de la SMO), donde las estructuras toman un ligero rumbo NE-SW, y vuelven a cambiar a NW-SE hasta las inmediaciones de la Cd. de Monterrey, N.L. A la altura de la ciudad de Monterrey, N.L., las estructuras presentan una flexura cóncava, formando la Curvatura de Monterrey o Saliente de Monterrey. Esta flexura termina a la altura de la Cd. de Saltillo, Coah. en la porción oriental de la Sierra de Parras, donde las estructuras toman una orientación E-W hasta llegar a la Cd. de Torreón, Coah. (extremo NW de la Curvatura de la SMO), para volver a retomar un rumbo NW-SE y terminar a la altura de Parral, Chihuahua (Fig. 2-2 y 2-3).

De acuerdo a varios trabajos sobre las estructuras tectónicas de la curvatura de la SMO y su antepaís, estas han sido divididas en 4 zonas ó provincias (Fig. 2-2 y 2-3) (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER & WILSON, 1999; GRAY & JOHNSON, 1995; YE, 1997; GOLDHAMMER, 1999):

Provincia 1: Los bloques o altos estructurales: Isla de Coahuila, Arco de Tamaulipas y Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Provincia 2: El Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental.

Provincia 3: Cinturón Plegado de Coahuila.

Provincia 4: Las cuencas del antepaís de la Curvatura de la SMO: la Cuenca de Parras, la Cuenca de la Popa, la Cuenca Tampico-Mizantla y la Cuenca de Veracruz.

Provincia 1: Los altos estructurales, de la Isla de Coahuila, Arco de Tamaulipas y Plataforma Valles-San Luis, se caracterizan por presentar basamentos en su mayoría del Paleozoico tardío. Los granitos y granodioritas en la Isla de Coahuila y Arco de Tamaulipas, se asocian con el sistema de arco magmático al cierre de Pangea a finales del Paleozoico. Estos altos estructurales formaron los contrafuertes sobre los cuales cabalgan la serie Parrense sobre la serie Coahuilense (TARDY, 1973b y 1975, PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

Provincia 2: El Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO, que abarca desde el sur de Parral Chihuahua hasta Teziutlán, Pue. Las rocas que conforman esta provincia, son rocas sedimentarias mesozoicas en su mayoría marinas, deformadas por el evento

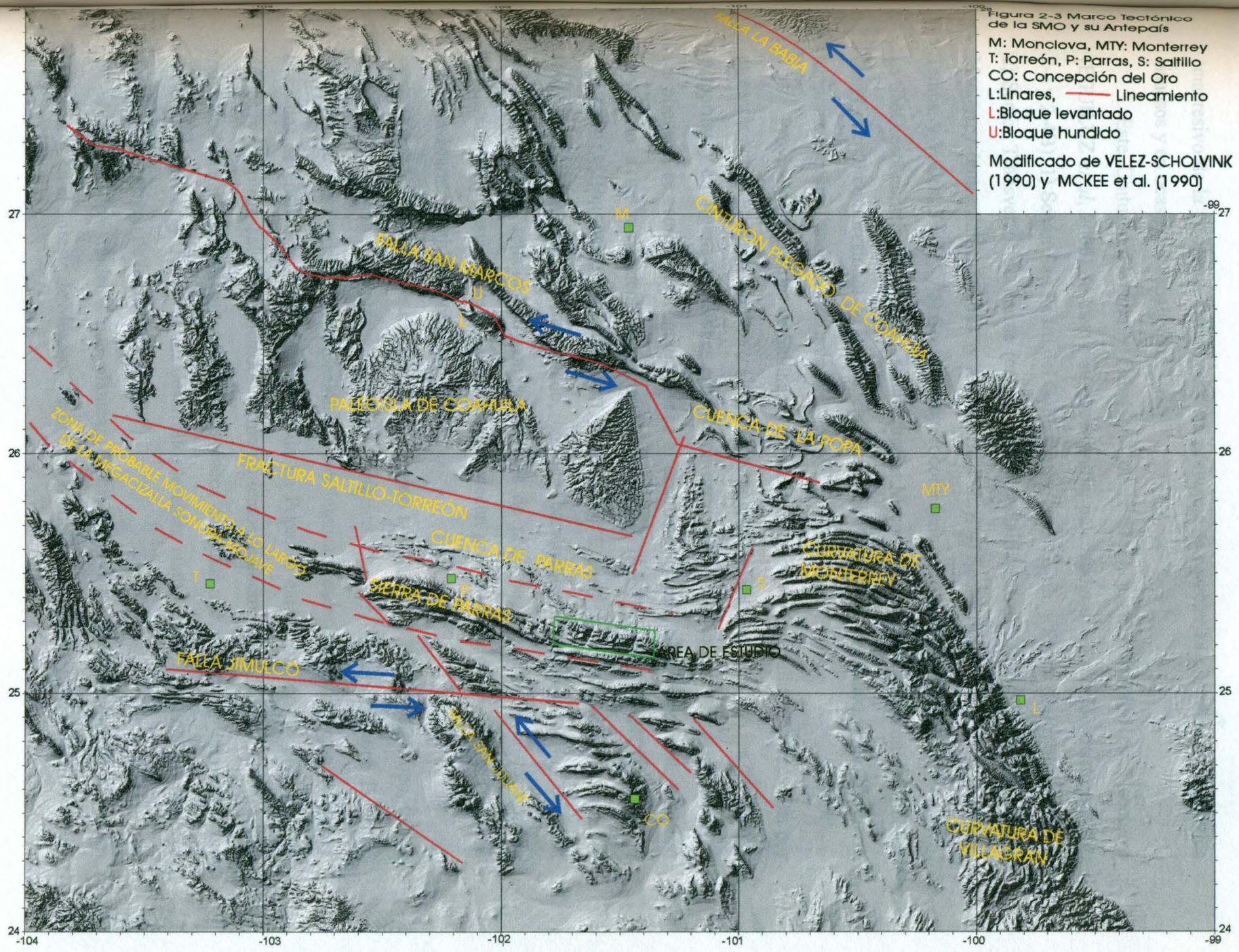


Figura 2-3 Marco Tectónico de la SMO y su Antepaís

M: Monclova, MTY: Monterrey
 T: Torreón, P: Parras, S: Saltillo
 CO: Concepción del Oro
 L: Lineares, — Lineamiento
 L: Bloque levantado
 U: Bloque hundido

Modificado de VELEZ-SCHOLVINK (1990) y MCKEE et al. (1990)

compresivo de la Orogenia Laramide. Esta provincia se caracteriza por pliegues alargados sinuosos y en ocasiones cabalgados.

Este Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO, a sido dividido en 5 sectores (EGUILUZ *et al*, 2000) en base a su estratigrafía, paleogeografía y morfoestructuras (Fig. 2-2 y 2-4B): 1) Sector San Pedro del Gallo (entre Parral, Chih. y Sierra de Jimulco, Coah.); 2) Sector Transversal de Parras (entre Jimulco y Saltillo, Coah.); 3) Sector Saliente de Monterrey (entre Saltillo, Coah. y Aramberri, N.L.); 4) Sector Valles (entre Cd. Victoria, Tamps. y Valles, S.L.P.) y 5) Sector Huayacocotla (entre Tamazunchale y Teziutlán, Pue.). La SMO está constituida de rocas sedimentarias Mesozoicas, las cuales fueron deformadas por el evento compresional de la Orogenia Laramide durante el Cretácico tardío-Terciario temprano, desarrollando el Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO.

Provincia 3: El Gofu de Sabinas ó Cinturón Plegado de Coahuila, se caracteriza por presentar perianticlinales amplios y aislados de rumbos NW-SE. Sus núcleos los conforman evaporitas y en algunas ocasiones estos están expuestos (potreros). Por la disposición de sus pliegues, se asume que contemporáneo al décollement, esta zona (Cuenca de Sabinas) se expuso a un movimiento transcurrente sinistral (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; LONGORIA, 1985; VELEZ, 1990; WILSON, 1990). En esta zona, también se localiza el Bloque o Arco Burro-Peyotes-Salado, con un basamento metasedimentario, de edad Paleozoico tardío, relacionado con sedimentos de pre-arco asociados a la colisión de Gondwana y Laurasia. Estos sedimentos, pertenecen probablemente a rocas del Cinturón Ouachita-Maraton del Pérmico-Triásico.

Provincia 4: Las cuencas de antepaís, como la Cuenca de Parras y La Popa, tienen depósitos deltaicos y de aguas someras del Cretácico superior-Terciario (Grupo Difunta). En la Cuenca de Parras, la deformación es muy intensa presentando pliegues apretados y alargados de edad laramídica. La Cuenca de La Popa, se caracteriza por la presencia de domos y diapiros salinos asociados a movimientos halocinéticos. En las Cuencas de Tampico-Mizantla y Veracruz, se tienen depósitos de aguas mas profundas y turbiditas del Cretácico superior y Terciario. El desarrollo de estas cuatro cuencas, tiene una relación directa con el origen de la SMO (YE, 1997).

Existen dos modelos que plantean el mecanismo de deformación de las rocas Mesozoicas en el noreste de México. Se tiene el modelo propuesto por LONGORIA (1985

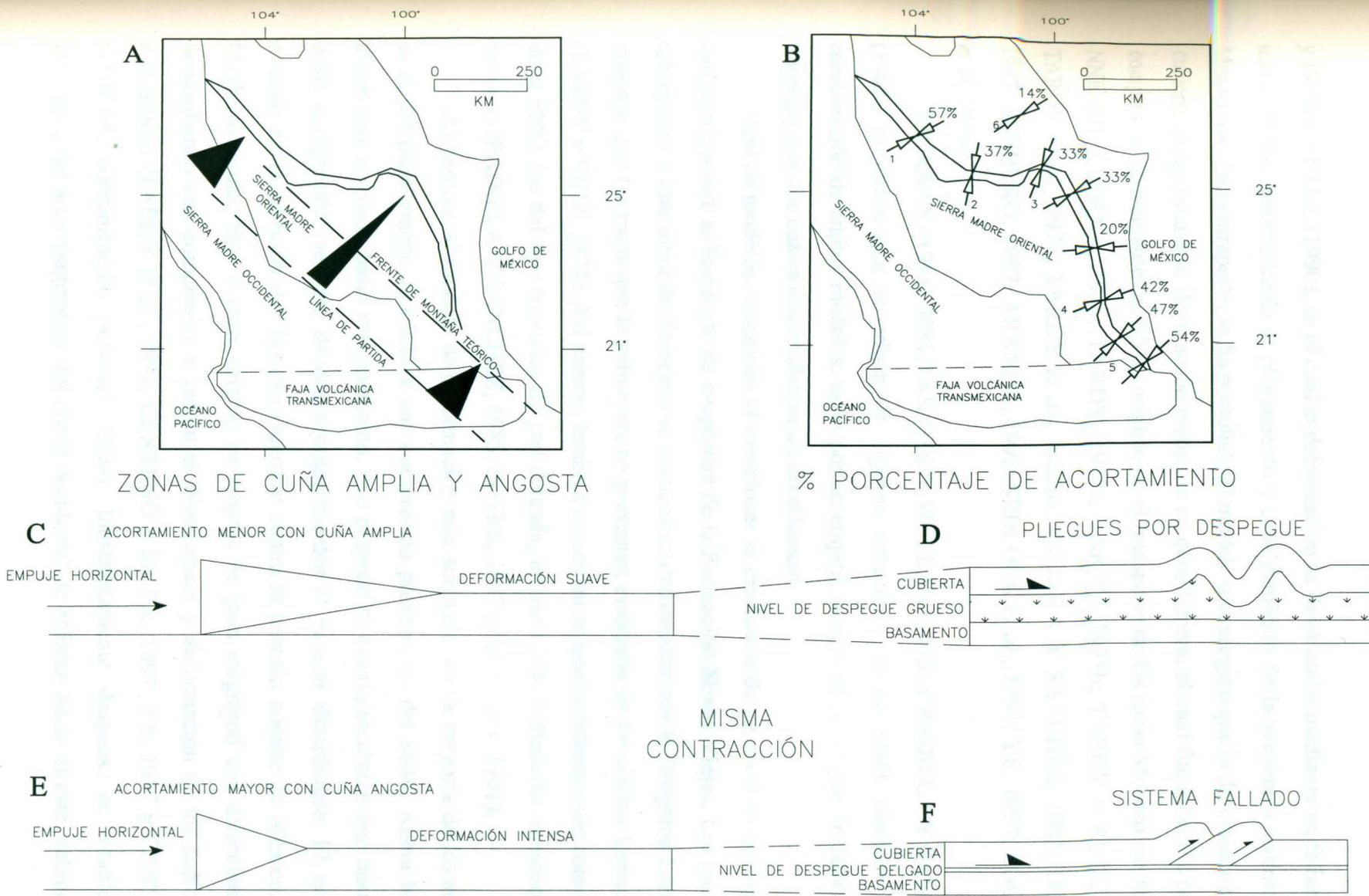


Figura 2-4 Modelo de cuña crítica para la deformación de la Sierra Madre Oriental, y estilos de deformación basados en el grosor del nivel de despegue (Modificado de EGUILUZ *et al.*, 2000; STEWART, 1999).

y 1994) y VELEZ (1990), en el cual la deformación se llevó a cabo mediante un fallamiento transcurrente, desarrollando el plegamiento y cabalgamiento de la secuencia sedimentaria Mesozoica. En contraparte, se ha postulado el modelo que asegura que la deformación de la cubierta sedimentaria se llevó a cabo mediante un décollement, el cual fue inducido por una compresión proveniente del SSW, originando el transporte de las rocas Mesozoicas hacia el NNE (DE CSERNA, 1956; TARDY, 1973a; TARDY, 1973b; TARDY y RUIZ, 1974; TARDY *et al.*, 1975; TARDY *et al.*, inédito; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; DOERT, 1987; MEIBURG, 1987; ARANDA, 1991; SEDLOCK *et al.*, 1993; YE, 1997; EGUILUZ *et al.*, 2000).

MURRAY (1961), KRUTAK (1967), MULLAN (1978) y PADILLA Y SÁNCHEZ (1986), proponen que el origen de algunas estructuras de la SMO, obedece a una combinación de ambos modelos, tanto por un empuje horizontal como por un fallamiento transcurrente, los cuales desarrollarían un décollement.

Ambos modelos, coinciden al mencionar la existencia de un nivel de despegue, el cual corresponde al horizonte de evaporitas de la Formación Minas Viejas. Las rocas que sobreyacen a este nivel de despegue se encuentran deformadas por la Orogenia Laramide, mientras que las rocas que lo subyacen, no presentan evidencia de los efectos Laramídicos (TARDY y RUIZ, 1974). Así mismo, también coinciden en que la deformación compresiva de la SMO fue del tipo tectónica de piel delgada, involucrando sedimentos mesozoicos y terciarios (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; SUTER, 1987 y ARANDA, 1991).

Al parecer, el modelo de deformación más aceptado por la mayoría de los autores, es el del décollement, asociado a una compresión proveniente del SSW. Ahora bien, la teoría más aceptada hasta este momento, que propone el evento tectónico que desarrolló dicha compresión, se basa de dos acontecimientos al parecer diacrónicos. El primero, consiste en la acreción del Terreno Guerrero contra la porción noreste de México, en el Cretácico tardío. Este evento, originó un empuje de gran magnitud con dirección NNE desarrollando una compresión e indujo el décollement y deformación de los sedimentos mesozoicos (TARDY *et al.*, 1992; CENTENO y SILVA, 1997; YE, 1997 y CENTENO-GARCÍA, comunicación personal, 2000). Inmediatamente después, se establece la migración del arco magmático del borde occidental de México hacia el este, debido a un

cambio en el ángulo de subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica (DAMON *et al.*, 1981).

Esta teoría, daría las condiciones favorables para establecer el desarrollo de una cuña crítica (Fig. 2-4), la cual desde el punto de vista de MARRETT y ARANDA (1999) Y EGUILUZ *et al.*, (2000), sería el mecanismo mas viable para la propagación de los esfuerzos durante el desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO. Esta cuña crítica, desarrolló cuñas amplias (Fig. 2-4C) y cuñas angostas (Fig. 2-4E), las cuales desarrollarían una deformación variando de suave a intensa, repercutiendo directamente en el porcentaje de acortamiento del material sujeto a deformación (MARRETT y ARANDA, 1999; EGUILUZ *et al.*, 2000). Donde el espesor del horizonte de despegue debió jugar un papel muy importante, dando como resultado dos estilos de deformación principales en los sedimentos. El estilo de deformación por despegue (Fig. 2-4D), estuvo controlado por un espesor grueso de evaporitas, mientras que el estilo de deformación por cabalgadura (Fig. 2-4F), se caracterizó por la ausencia de esta secuencia de evaporitas o por un horizonte de despegue muy delgado (el grado de acortamiento de la secuencia sedimentaria es mayor en los estilos de deformación por cabalgadura). Particularmente en este modelo, los cambios laterales de facies sedimentarias tuvieron un efecto importante en la deformación Laramídica, desarrollando diferentes estilos de deformación y variaciones en los niveles de despegue (MARRETT y ARANDA, 1999). Estos estilos de deformación pueden ser reconocidos analizando los 5 sectores (Fig. 2-4B) en los que han dividido a la SMO. Donde el acortamiento es mayor en las porciones externas NW y SE de la SMO, influyendo el estilo de deformación por cabalgadura, mientras que en la porción central de la SMO, los acortamientos son menores, caracterizado por el estilo de deformación por despegue (EGUILUZ *et al.*, 2000). Las paleoestructuras del Bloque de Coahuila, Arco de Tamaulipas y Plataforma San Luis-Valles, jugaron un papel determinante en la morfología actual de la SMO, debido a que los sedimentos colisionaron contra estas estructuras, permitiendo el levantamiento del frente del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO.

Algunos autores como DE CSERNA (1956), TARDY (1973a), EGUILUZ (1991) VEGA *et al.* (1989) y YE (1997), han mencionado la presencia de dos eventos deformacionales, registrados en las rocas mesozoicas de la SMO. El evento más antiguo desarrolló estructuras plegadas y frentes de cabalgaduras con direcciones NW-SE y WNW-

ESE, asumiendo las direcciones de compresión NNE-SSW y E-W. Estas estructuras, se relacionan al evento compresivo laramídico. La edad de este evento, presenta variación de tiempo y espacio migrando de NW a SE, donde la deformación de las rocas se inició en la porción NW de la SMO, migrando diacrónicamente hacia la porción sureste de la misma (CONEY, 1976; CAMPA, 1985; EGUILUZ, 1991 y YE, 1997). El segundo evento compresivo registrado en las rocas mesozoicas de la SMO, generó estructuras plegadas con dirección NNW-SSE, las cuales solo se han podido observar en la Sierra de San Julián y Sierra del Teyra en Zacatecas (DE CSERNA, 1956 y TARDY, 1973a), en las estructuras de la Curvatura de Villagrán (TARDY *et al.*, inédito) y en la porción oriental de la Isla de Coahuila (TARDY, 1980; TARDY *et al.*, inédito; EGUILUZ, 1991 y YE, 1997). Para algunos de estos autores, este segundo evento de deformación, se atribuye al desarrollo de pliegues de fondo (plis de fond), sin mencionar cual fue el mecanismo que genera estos pliegues de fondo. Para YE (1997) estos eventos de deformación están más asociados a un evento polifásico de plegamiento asociado al evento laramídico, pero generados por mecanismos diferentes de deformación bajo el mismo evento deformacional regional, llegando a establecer 3 fases de pliegues (esto se discute a mayor detalle en el capítulo 8).

CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la estructura conocida como Anticlinorio de La Casita en la Sierra de Parras. Las rocas que forman esta estructura son rocas sedimentarias mesozoicas de ambientes marinos, con rango estratigráfico Oxfordiano-Campaniano. Esta secuencia sedimentaria se encuentra deformada por efecto de la Orogenia Laramide, desarrollando pliegues amplios y alargados con rumbos este-oeste.

3.1 ANTICLINORIO DE LA CASITA

Se ha denominado con este término a un conjunto de estructuras anticlinales y sinclinales que conforman varias de las sierras frontales de la porción medio-oriental de la Sierra de Parras, y que están cortadas principalmente por los cañones de La Casita, Boca Domingo y Tanque Nuevo (Fig. 1-1).

El Anticlinorio de La Casita está constituido principalmente por diferentes anticlinales y sinclinales, los cuales tienen un alto relieve topográfico y que en su conjunto forman parte de la porción frontal medio-oriental del Anticlinorio de Parras.

Este anticlinorio está definido a partir del levantamiento topográfico que se observa al occidente de la Sierra de la Catana. Esta Sierra de la Catana, constituye una de las áreas en la porción oriental de la Sierra de Parras donde se definen fallas de cabalgadura, las cuales desaparecen al frente del Anticlinorio de La Casita. Al occidente de dicha sierra, se delimita un valle del cual, en su extremo oeste, se levanta una gran sierra definiendo el extremo oriental del Anticlinorio de La Casita. Dicho anticlinorio presenta una orientación E-W, extendiéndose por espacio de 50 km hasta desaparecer a la altura de la sección Tanque Nuevo, presentando variaciones en amplitud horizontal dependiendo de la sección en la que se encuentre. Esta estructura ha sido dividida en tres secciones: a) sección Cañón de La Casita al oriente, b) sección Boca de Domingo en el centro-occidental y, c) sección Tanque Nuevo al occidente. El Anticlinorio de La Casita, en el sentido estricto, se define como un gran pliegue de caja ubicado en las porciones centrales de las secciones estudiadas, formado básicamente por tres entidades estructurales, siendo estas los flancos septentrionales, meridionales y las zonas nucleares. Esto puede ser observado fácilmente al atravesar los Cañones de La Casita y Boca de Domingo.

3.1.1 SECCIÓN CAÑÓN DE LA CASITA

La sección Cañón de La Casita (Fig 3-1), presenta una longitud aproximada de 10.5 km. En su flanco septentrional se definen tres fallas inversas buzando al sur, las cuales dan idea de estar deshaciendo un posible pliegue, donde las bisagras, de este antiguo pliegue, sirvieron para inducir una cizalla inversa. Este flanco se encuentra invertido y presenta inclinaciones variables. La falla frontal asemeja ser la zona de charnela de un anticlinal (probable continuación del anticlinal Boca de Domingo) buzando al sur. Las otras dos fallas están casi juntas y se localizan al sur de la anterior. La falla central asume un corrimiento casi paralelo a la estratificación, y la falla meridional asemeja ser la zona de bisagra de un posible sinclinal. Estas fallas definen el flanco norte del Anticlinorio de La Casita. El anticlinorio presenta una amplitud de 5 km constituido por cinco estructuras, de las cuales tres son anticlinales (anticlinal Sierra de Cupido, La Casita y El Orégano) y dos son sinclinales. La porción meridional de esta sección está definida por la presencia de un sinclinal abierto (que al occidente se vuelve apretado y con vergencia al norte) e inmediatamente al sur por el anticlinal El Quemado. Aquí, al igual que en toda el área de estudio, se observa que en la porción norte de la sección, el anticlinal Sierra de Cupido y el posible anticlinal Boca de Domingo tienen vergencias al norte, mientras que en la porción sur, las vergencias son hacia el sur. Aunque en el perfil Cañón de La Casita el anticlinal El Quemado no presenta esta vergencia al sur, esto es debido a que la traza del perfil corta la porción periclinal del pliegue donde este desarrolla su máxima inmersión (Anexo Mapa Geológico).

3.1.2 SECCIÓN BOCA DE DOMINGO

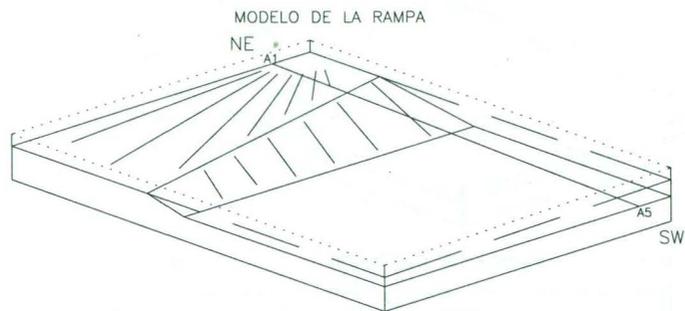
La sección Boca de Domingo (Fig. 3-2), representa 21 km de longitud. Su extremo septentrional está representado por el anticlinal Boca de Domingo (cabe mencionar que en otros trabajos realizados en la zona, a este cañón se le denomina Cañón Prieto), el cual presenta una vergencia al norte. En el flanco norte de dicho anticlinal se localiza una falla inversa que buza al norte en la Formación Parras. El extremo sur del anticlinal Boca de Domingo presenta un sinclinal apretado con vergencia al sur. Este sinclinal limita al sur con el Anticlinorio de La Casita, el cual se observa recostado y probablemente cabalgando sobre el flanco sur del anticlinal Boca de Domingo. Dicho anticlinorio presenta una

amplitud aproximadamente de 6 km, definido por cinco estructuras de las cuales tres son anticlinales (anticlinal Sierra de Cupido, La Gloria y El Orégano) y dos son sinclinales. La porción meridional del anticlinal El Orégano, está definido por un sinclinal apretado con vergencia al norte e inmediatamente al sur se localiza el anticlinal Cinco de Mayo (este anticlinal representa la continuación del anticlinal El Quemado al occidente), con vergencia al sur. Se ha inferido la presencia de dos fallas inversas en los flancos volcados de los anticlinales El Orégano y Cinco de Mayo. La porción meridional de la sección está representada por el anticlinal Playa Madero, el cual presenta una forma de aleta.

3.1.3 SECCIÓN TANQUE NUEVO

La sección Tanque Nuevo (Fig. 3-3), representa 22 km de longitud. Su extremo norte está representado por el anticlinal Boca de Domingo con vergencia al norte, el cual presenta en su flanco septentrional una falla de cabalgadura buzando al sur, donde la Formación Cuesta del Cura cabalga sobre la Formación Parras. En la porción meridional de dicho anticlinal se define un sinclinal apretado con vergencia al sur. Su límite meridional está definido por el anticlinal Sierra de Cupido el cual presenta una vergencia al norte. El Anticlinorio de La Casita, se extiende hacia esta sección perdiendo la forma de un gran anticlinal de caja. Aquí las estructuras son dos anticlinales (anticlinal Sierra de Cupido y anticlinal El Orégano) y un sinclinal abierto intermedio. El anticlinal Sierra de Cupido, presenta su máxima inmersión desapareciendo hacia el NNW. Se ha inferido una falla inversa a profundidad en el flanco sur volcado del anticlinal El Orégano. Este anticlinal limita al sur por un sinclinal apretado con vergencia al norte e inmediatamente al sur se levanta el anticlinal de La Panocha (este anticlinal representa la continuación del anticlinal Cinco de Mayo hacia el occidente) presentando una vergencia al sur, estableciéndose un sinclinal abierto al sur. La porción meridional de la sección está representada por la parte periclinal del anticlinal de Parras con inmersión al este, seguido por un sinclinal abierto al sur y finalizando con el anticlinal Astilleros volcado al norte.

SECCIÓN CAÑÓN DE LA CASITA



PRINCIPALES PLEGUES DE LA SECCIÓN

¿ABD? – Anticlinal Boca Domingo

ASC – Anticlinal Sierra Cupido

ADLC – Anticlinal de La Casita

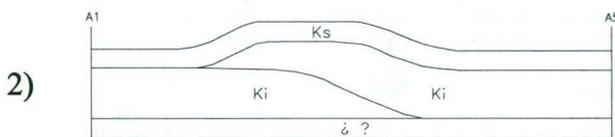
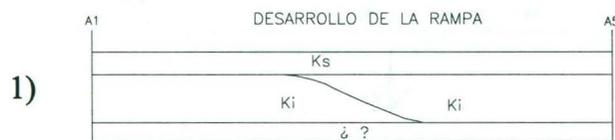
AEO – Anticlinal El Orégano

AEQ – Anticlinal El Quemado

FORMACIONES

CENOZ.	Qal	Aluvi6n	
	Ks	Formaciones del Cret6cico Superior Ksi Indidura/Ksc Caracal/ Ksp Parras	
CRET. SUP.	Kicc	F. Cuesta del Cura	
	Kits	F. Tamalipas Superior	
	Kilp	F. La Pea	
	Kic	F. Cupido	
	Kita	F. Taraises	
	Jslc	F. La Casita	
	Jslg	F. La Gloria	
	CRET. INF.		
	MESOZ.		
JUR. SUP.			

¿? SECUENCIA MESOZOICA



ANTICLINORIO DE LA CASITA

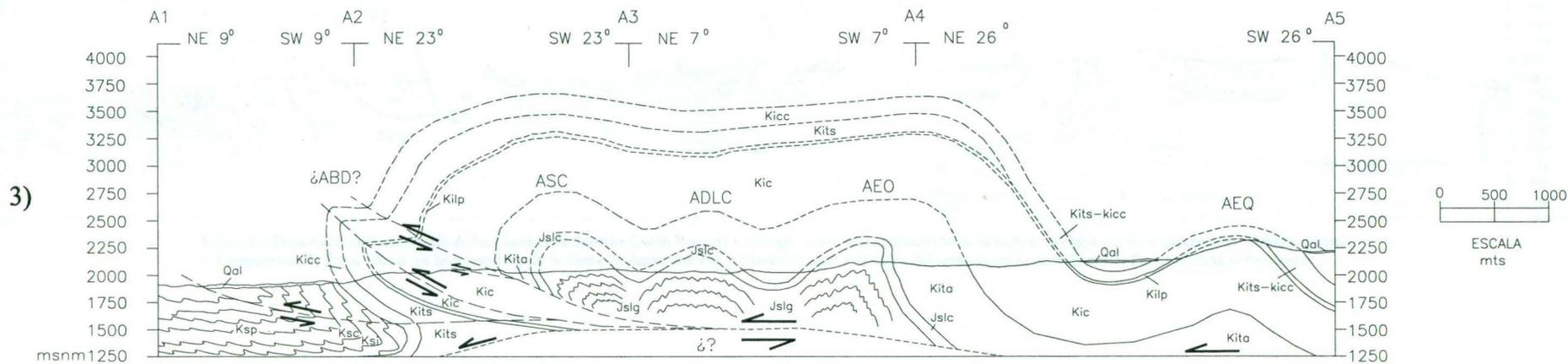


Figura 3-1 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Secci6n Cañ6n de La Casita. Observe el desarrollo de la rampa: A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.

SECCIÓN CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

SECCIÓN CAÑÓN TANQUE NUEVO

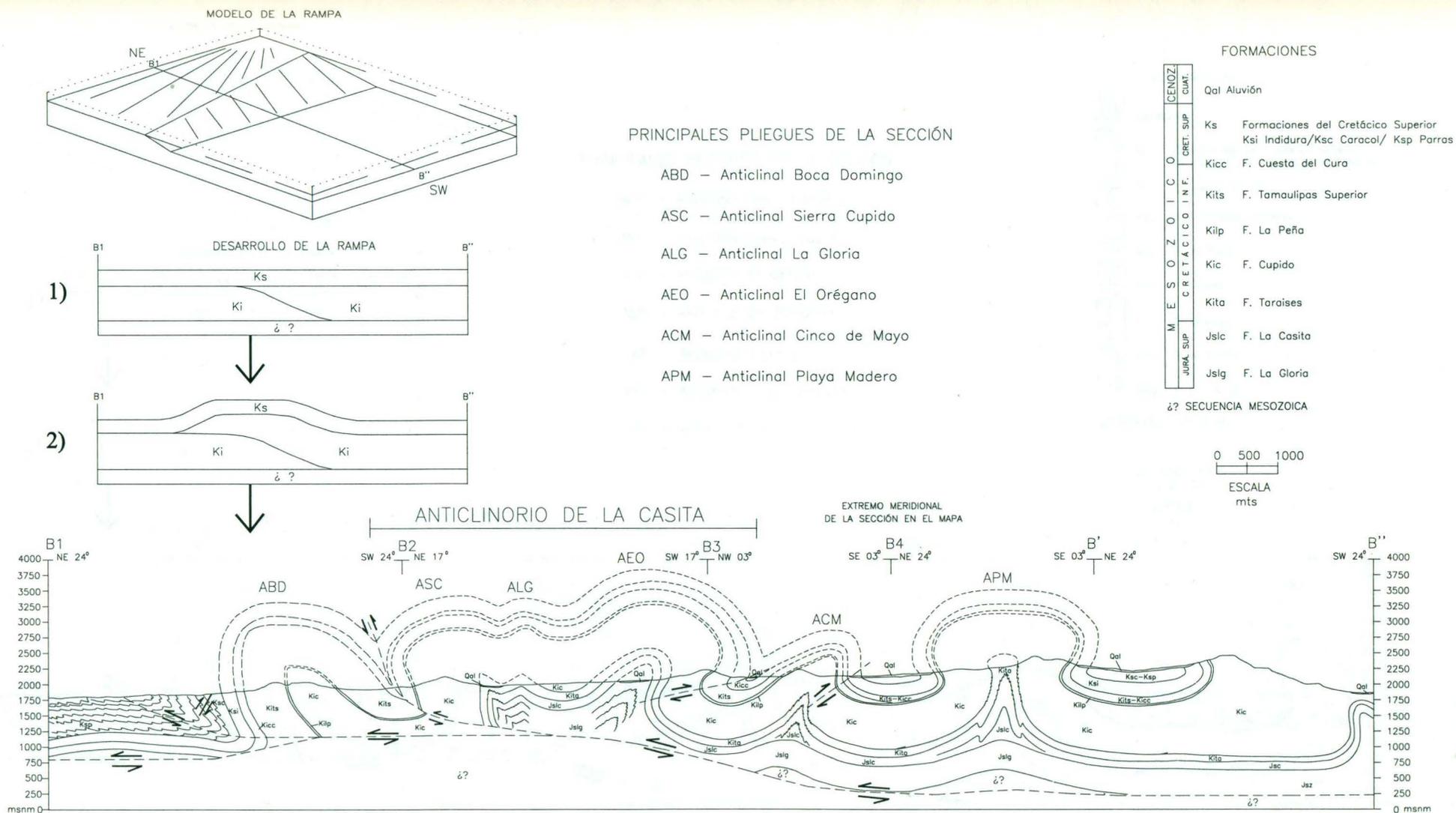
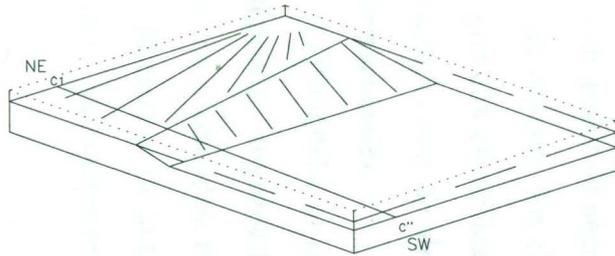


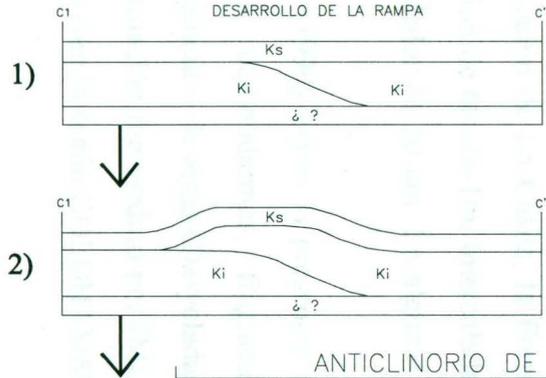
Figura 3-1 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Sección Cañón Boca de Domingo. Obsérvese el desarrollo de la rampa: 1) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, 2) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y 3) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.

SECCIÓN CAÑÓN TANQUE NUEVO

MODELO DE LA RAMPA



DESARROLLO DE LA RAMPA



PRINCIPALES PLEGUES DE LA SECCIÓN

- ABD - Anticlinal Boca Domingo
- ASC - Anticlinal Sierra Cupido
- AEO - Anticlinal El Orégano
- ALP - Anticlinal La Panocha
- AP - Anticlinal Parras
- APM - Anticlinal Playa Madero
- AA - Anticlinal Astillero

FORMACIONES

M E S O Z O I C O	CENOZOICO	
	CRET. SUP.	CUAT.
JURÁS. SUP.	Qal	Aluvi6n
CRETÁCICO INF.	Ks	Formaciones del Cretácico Superior
	Ksi	Indidura/Ksc Caracol/ Ksp Parras
	Kicc	F. Cuesta del Cura
	Kits	F. Tamaulipas Superior
	Kilp	F. La Peña
	Kic	F. Cupido
	Kita	F. Taraises
	Jslc	F. La Casita
	Jslg	F. La Gloria

¿? SECUENCIA MESOZOICA

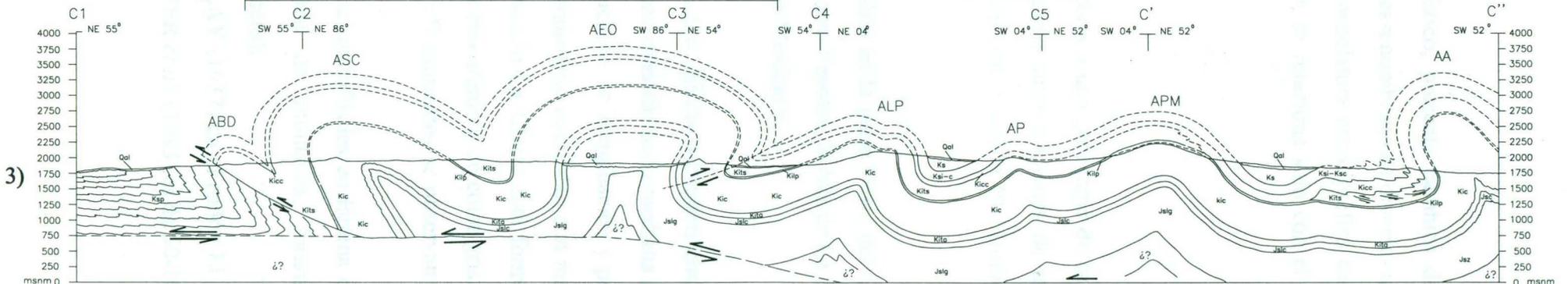
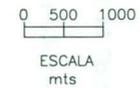


Figura 3-1 Desarrollo del Anticlinorio de La Casita en la Sección Cañón Tanque Nuevo. Obsérvese el desarrollo de la rampa: 1) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano, 2) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y 3) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.

3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La secuencia estratigráfica del noreste de México, presenta cambios de facies laterales y verticales. A estas variaciones litológicas se les a nombrado de diversas maneras, estableciendo una gran variedad de nombres en la nomenclatura estratigráfica de toda la región. La estratigrafía que se describe a continuación se relaciona solo con el área de estudio (Fig. 3-4).

3.2.1 FORMACIÓN LA GLORIA

DEFINICIÓN

IMLAY (1937) definió como Formación La Gloria a una secuencia de calizas de color claro de estratos gruesos a medianos, con algunas intercalaciones de areniscas amarillentas y conglomerado. Estableció la localidad tipo en el cañón El Mimbres en la Sierra de Parras, Coahuila.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente la Formación La Gloria se depositó en la parte Oeste del Golfo de Sabinas y a lo largo de los bordes de la Península El Burro-Peyotes, la Isla de La Mula, la Isla de Coahuila, el Archipiélago de Tamaulipas y el Mar Mexicano.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

Es una unidad predominantemente carbonatada. Las calizas presentan una textura grainstone de ooides de color negro a café claro y gris con estratificación mediana a gruesa (70 cm). Presenta fósiles de *nerinea sp.*, así como estructuras de bioturbación y pequeños nódulos de pedernal negro. En algunos horizontes los grainstone intercalan con margas de 20 cm de espesor. En el cañón de La Casita, la Formación La Gloria está formada por caliza gris con estratificación de 60 cm-1m, intercalada con arenisca de color gris oscuras con estratificación de alrededor de 50 cm. En algunos afloramientos se observan brechas intraformacionales.

LONGORIA *et al.* (1999) indica la presencia de microfósiles en lámina delgada: gasterópodos, bryozoarios, equinodermos, fragmentos de moluscos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, fragmentos de algas (*Dasycladaceas*).

El espesor de la formación fue medido por IMLAY (1937) en el cañón El Mimbres con 610 m. Su espesor más común según GOLDHAMMER *et al.* (1993) es de 50-100 m y

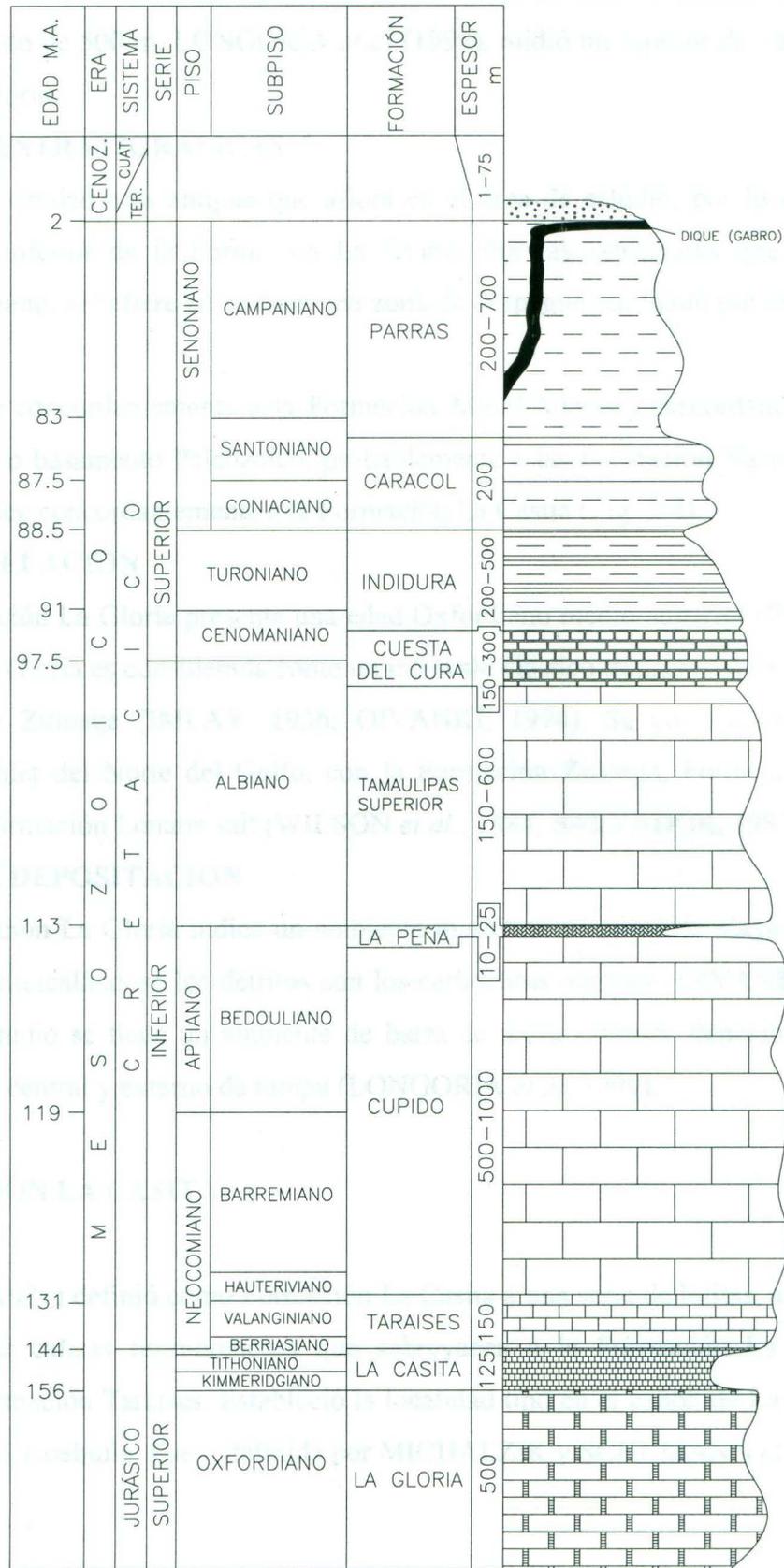


Figura 3-4 Columna estratigráfica del área de estudio (GOLDHAMMER, 1999; LEHMANN *et al.*, 1999; LONGORIA *et al.*, 1999; QUINTERO *et al.*, 1996 y PETERSON, 1998).

cerca de los bloques del basamento varía de 600-700 m. En el área de estudio se tiene un espesor aproximado de 500 m. LONGORIA *et al* (1999), midió un espesor de 146 m en el anticlinal de la Gloria.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Esta es la unidad más antigua que aflora en el área de estudio, por lo que no se observa la base inferior de la Formación La Gloria. Por las estructuras que forma el anticlinal El Orégano, se infiere en su base una zona de despegue facilitado por algún nivel de evaporitas.

Sobreyace concordantemente a la Formación Minas Viejas y discordantemente al Grupo Huizachal o basamento Paleozoico, probablemente a las Formación Nazas, Caopas y/o Rodeo. Subyace concordantemente a la Formación La Casita (Fig. 3-4).

EDAD Y CORRELACIÓN

La Formación La Gloria presenta una edad Oxfordiano medio-superior (Fig. 3-5A). La Formación La Gloria es considerada como un intervalo clástico transgresivo hacia arriba de la Formación Zuloaga (IMLAY, 1936; OIVANKI, 1974). Se correlaciona con la Formación Norphlet del Norte del Golfo, con la Formación Zuloaga, Formación Minas Viejas y con la Formación Louann salt (WILSON *et al.*, 1984; SALVADOR, 1987).

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

La Formación La Gloria indica un ambiente marino o marginal de playa o costa y marino somero, intercalándose los detritos con los carbonatos marinos (OIVANKI, 1974). En el área de estudio se tiene un ambiente de barra de arena oolítica, depositada en un ambiente interno, central y externo de rampa (LONGORIA *et al*, 1999).

3.2.2 FORMACIÓN LA CASITA

DEFINICIÓN

IMLAY (1936) definió como Formación La Casita a una serie de lutitas, areniscas e intercalaciones de calizas limo-arenosas que sobreyacen a la Formación La Gloria y subyacen a la Formación Taraises. Estableció la localidad tipo en el cañón de La Casita en la Sierra de Parras, Coahuila. Fue redefinida por MICHALZIK y SCHUMANN (1988).

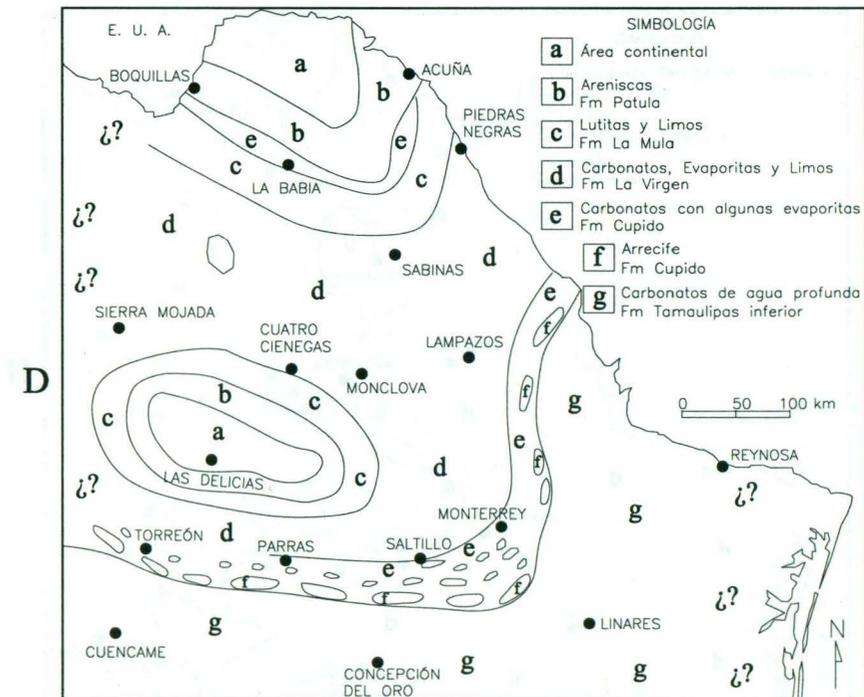
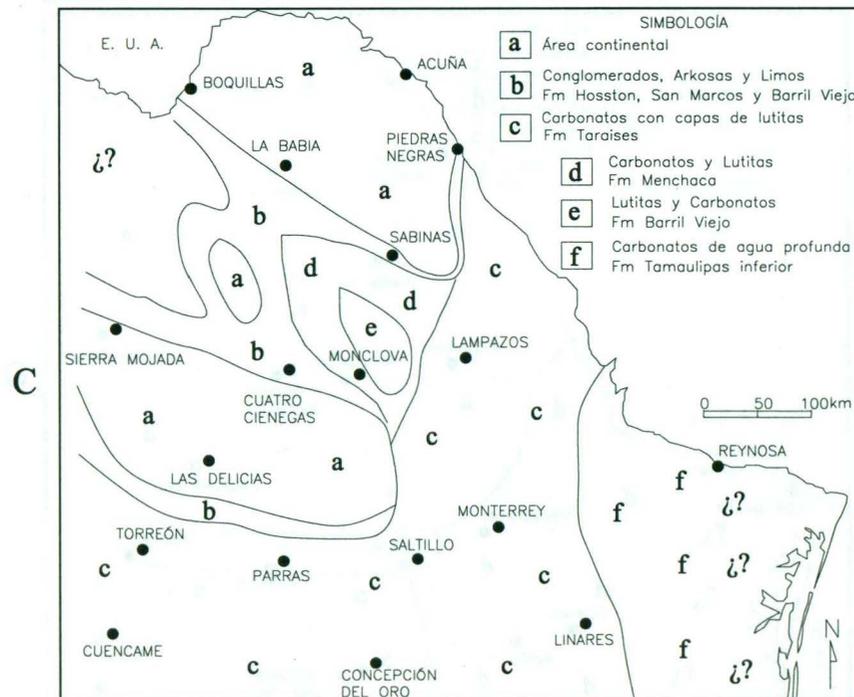
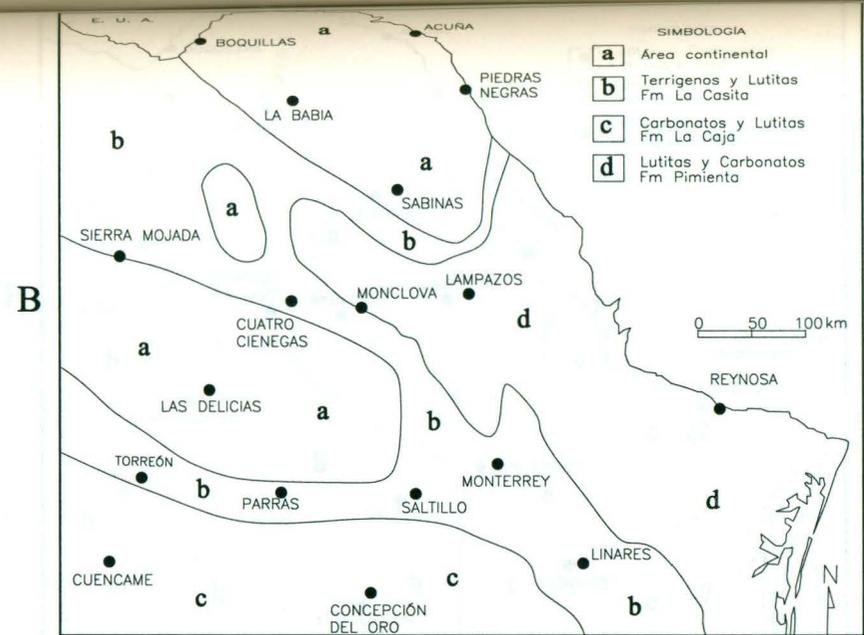
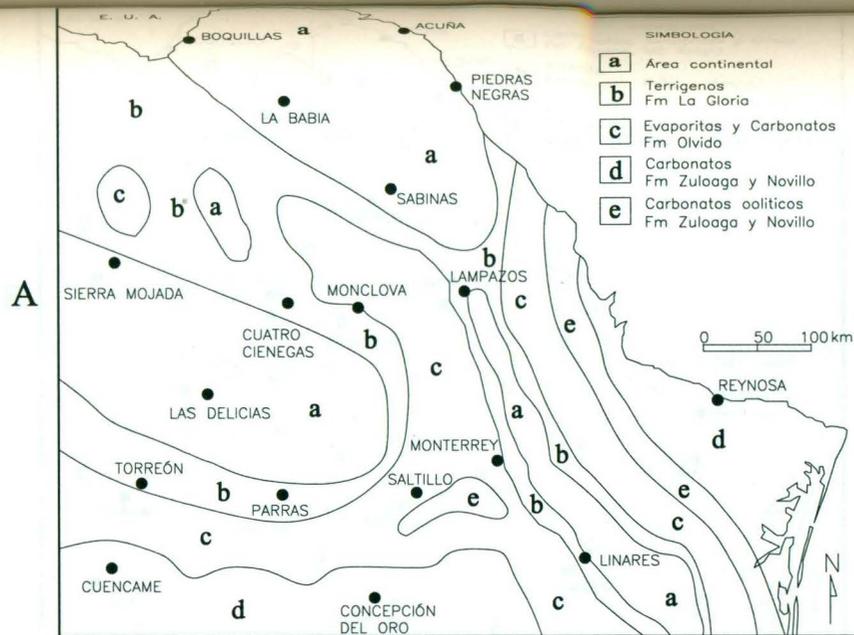


Figura 3-5 Paleogeografías del noreste de México en el: A) Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano; B) Kimmeridgiano tardío-Titoniano; C) Berriasiano-Valanginiano; y D) Neocomiano tardío (PADILLA Y SANCHÉZ, 1986).

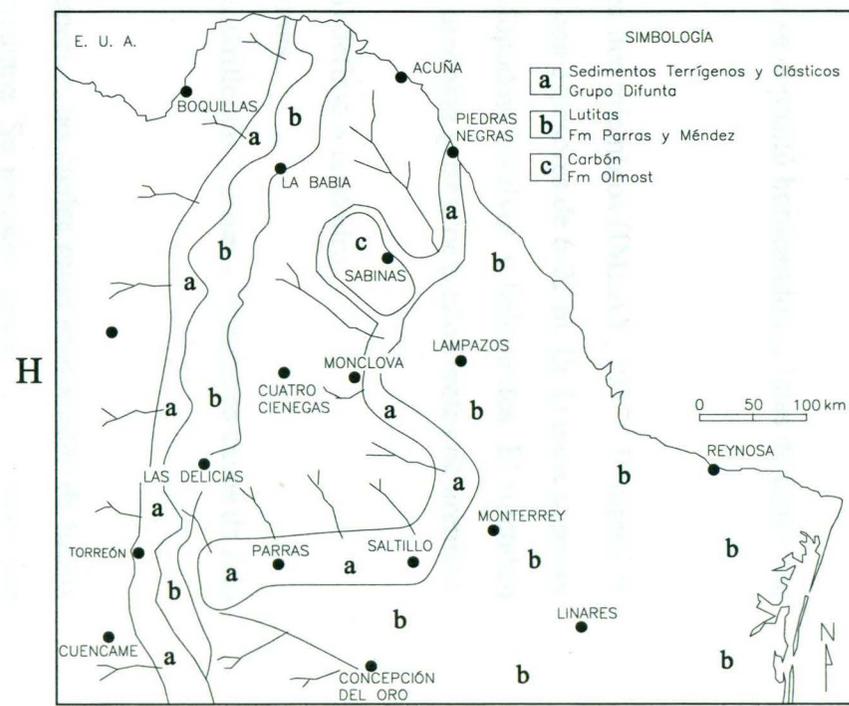
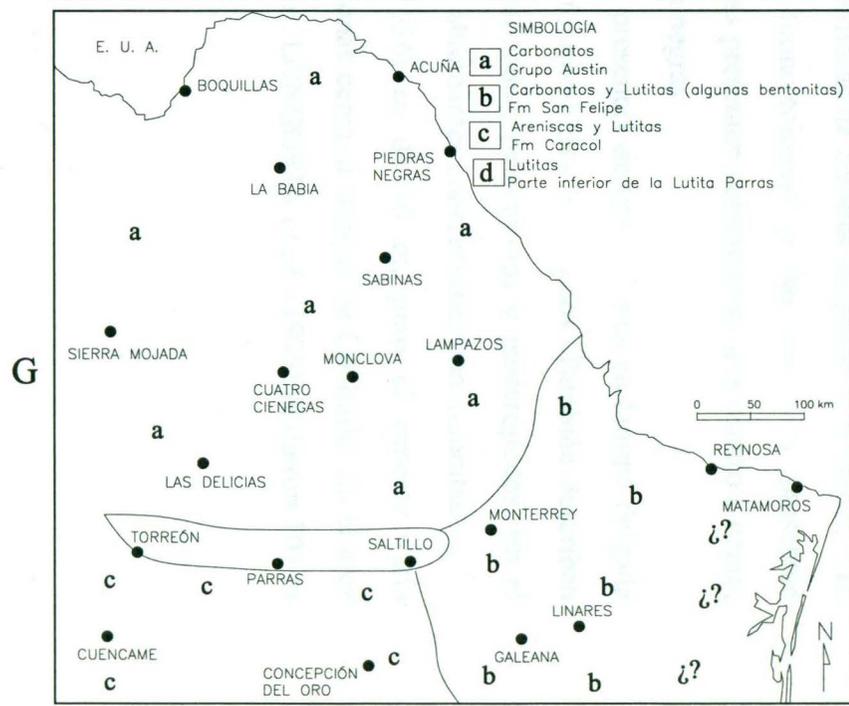
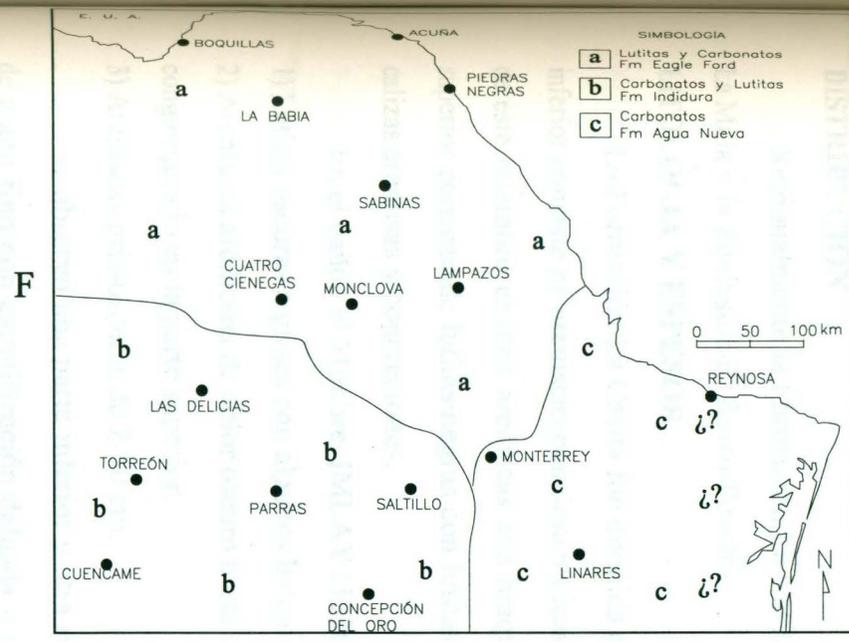
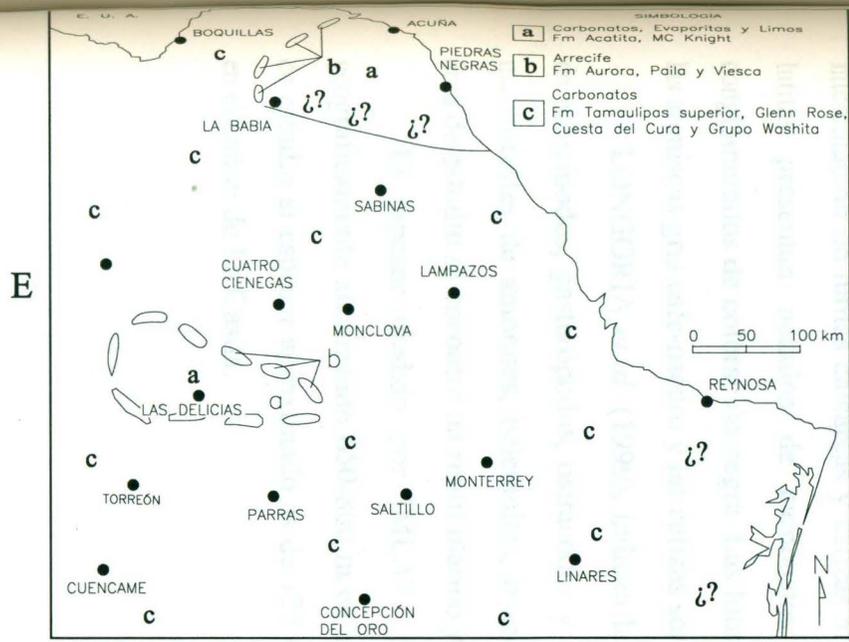


Figura 3-6 Paleogeografías del noreste de México en el: E) Albiano-Cenomaniano; F) Turoniano; G) Coniaciano-Santoniano; y H) Campaniano-Maastrichtiano (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente la Formación La Casita se depositó bordeando las Islas de Coahuila, La Mula y la Península El Burro-Peyotes.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación La Casita fue dividida en dos miembros (IMLAY, 1937). El miembro inferior consiste de areniscas conglomeráticas con espesores de 6-22 m. En la parte superior de este miembro existen areniscas con braquiópodos, bivalvos y belemnites. El miembro superior consiste de lutitas negras con lutitas arenosas grises, pequeños lentes de arenisca, calizas arenosas y concreciones.

En el cañón el Mimbres, IMLAY (1936) definió 3 unidades:

- 1) Lutitas oscuras a grises con algunos belemnites.
- 2) Areniscas arcillosas de color oscuro hasta amarillentas y grises con algunas capas de fino conglomerado en la parte superior.
- 3) Areniscas gris-oscuras de 2-50 cm.

Se observó una parte inferior y otra superior, las cuales están compuestas de lutitas de grano fino con estratificación delgada a mediana. Su porción central está formada por intercalación de lutitas calcáreas y calizas arcillosas de estratos delgados a medianos. Las lutitas presentan nódulos de carbonatos (concreciones) y las areniscas presentan conglomerados de coloración negra. Las lutitas presentan coloraciones gris oscuro a negro, las areniscas gris café-oscuro y las calizas son negras.

LONGORIA *et al.* (1999), indican la presencia de microfósiles en lámina delgada de pelecípodos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. También describen macrofósiles de amonites, belemnites, braquiópodos, pelecípodos y gasterópodos. En el área de estudio se encontró un reptil marino y abundantes concreciones con amonitas.

El espesor medido por IMLAY (1936) es de 80 m, pero el espesor varía geográficamente alcanzando 650-800 m en zonas cerca al Bloque de Coahuila. En el área de estudio el espesor aproximado es de 125 m. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 107 m en el cañón de La Casita.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación La Casita sobreyace concordantemente a la Formación La Gloria marcando el límite con la aparición de lutitas y areniscas de La Casita. Subyace concordantemente a la Formación Taraises (Fig. 3-4).

EDAD Y CORRELACIÓN

La Casita presenta una edad Kimmeridgiano tardío-Hauteriviano (Fig. 3-5B). LONGORIA *et al.* (1999) dan una edad Kimmeridgiano, Tithoniano inferior y parte inferior del Tithoniano superior. Se correlaciona con la Formación La Caja al Sur de la Isla de Coahuila; con la Formación Pimienta al Este del Golfo de Sabinas; con el Grupo Cotton Valley y Hosston al Sur de los Estados Unidos Americanos (EUA).

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

La Formación La Casita presenta un ambiente de depósito de aguas profundas de talud y cuenca, indicando mucho aporte clástico a los alrededores de la Isla de Coahuila, La Mula y Península El Burro-Peyotes.

3.2.3 FORMACIÓN TARAISES

DESCRIPCIÓN

IMLAY (1936) definió como Formación Taraises a una secuencia calcárea y calcáreo-arcillosa que sobreyace a la Formación La Caja y/o La Casita y subyace a la Formación Cupido. Estableció su localidad tipo en el cañón de Taraises, en la Sierra de Parras, Coahuila.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó al sur y este de la Isla de Coahuila, al este de la Cuenca de Sabinas y al sureste de la Península El Burro-Peyotes.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

Esta unidad presenta calizas con texturas mudstone-wackstone oscuras con una estratificación de 2 m, intercaladas con calizas arcillosas con estratificación de 1.5 m. En el flanco norte de la Sierra El Orégano, la Formación Taraises presenta calizas de textura wackstone gris oscuro con estratificación de 1 m, intercaladas con lutitas color crema a beige y margas con espesores hasta de 2.30 m.

LONGORIA *et al.* (1999), identificó microfósiles en lámina delgada de ostrácodos, nannoconidos, radiolarios, calpionélidos y fragmentos de equinodermos. En el área se observaron amonites, belemnites y bivalvos.

El espesor medido por IMLAY (1937) varía de 69-101 m y el de DE CSERNA (1956) varía de 175-220 m. En el área de estudio el espesor aproximado es de 150 m. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 147 m en el cañón de La Casita.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación Taraises sobreyace concordantemente a las Formaciones La Caja y/o La Casita. Este contacto se manifiesta por el cambio de intercalación de lutitas, areniscas y calizas de la Formación La Casita, a las calizas de la Formación Taraises. Subyace concordantemente a la Formación Cupido en un contacto de transición (Fig. 3-4). Este contacto se manifiesta por el cambio de las calizas medianas a gruesas de la Formación Cupido.

EDAD Y CORRELACIÓN

La Formación Taraises presenta una edad Berriasiano Medio-Hauteriviano inferior (Fig. 3-5C) (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). Se correlaciona con la Formación Hosston del sur de EUA, con la Formación Chinameca y la Formación San Ricardo del Istmo de Tehuantepec; con la Formación San Marcos, Menchaca y Barril Viejo de la Cuenca del Golfo de Sabinas en el Noreste de México.

AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN

El ambiente de depositación es pelágica en facies de cuenca (GOLDHAMMER *et al.*, 1993).

3.2.4 FORMACIÓN CUPIDO

DEFINICIÓN

IMLAY (1937) definió como Formación Cupido a una caliza gris de estratificación gruesa a delgada. Estableció como localidad tipo el cañón El Mimbres en la Sierra de Parras, Coahuila, asignándole una edad Hauteriviano superior-Barremiano. HUMPHREY (1956) redefinió esta formación incluyendo las rocas entre la Formación Taraises y la Formación La Peña, con un rango estratigráfico de Hauteriviano superior-Aptiano inferior. La nominación lo recibe de la Sierra del mismo nombre, situada al norte del Cañón El Mimbres.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se distribuye al sur-sureste de la Isla de Coahuila, al Este de la Cuenca de Sabinas y al sur-sureste de la Península El Burro-Peyotes. La facies arrecifal formó un cordón arrecifal al sur-sureste de la Isla de Coahuila y al este de la Cuenca de Sabinas.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación Cupido, en la parte norte del área de estudio, está constituida de calizas gris oscuro con textura wackstone-packstone con estratificación que varía de 30 cm a 1 m. En el packstone se observaron secciones moteadas blancas con bioturbación y horizontes de 10-15 cm de bivalvos.

En la sección media del área en la Sierra de La Gloria, la caliza Cupido presenta una textura wackstone-packstone con estratificación aproximada de 75 cm, horizontes dolomitizados de 20 cm con bivalvos y lentes de pedernal negro. En la caliza masiva el contenido de rudistas es mayor.

En la Sierra de Santa Isabel y Playa Madero, la Formación Cupido cambia su litología a calizas de textura mudstone-wackstone gris con horizontes margosos. Se observa un notable cambio en los espesores de caliza y margas conforme se avanza hacia el sur. Los espesores de los mudstone-wackstone varían de 1-3 m al norte, 50 cm-1 m en la parte central y de 20-50 cm al sur de la sierra. Los espesores de las margas varían de 10-20 cm al norte; 20-50 cm en la parte central y de 50 cm-1 m al sur de la sierra.

En la Sierra Tapón del Toro, la Formación Cupido presenta variaciones en su litología. Presenta caliza café crema con textura wackstone-packstone con horizontes dolomitizados café-rojizo masivos. Estas calizas se intercalan con horizontes de areniscas de grano fino color crema de 70 cm de espesor, que a su vez se intercalan con areniscas de grano medio color gris de 70 cm de espesor con cementante calcáreo. Las areniscas forman horizontes de 20-25 m intercalandose entre las calizas. Se localizó un horizonte de caliza grainstone de estratificación gruesa (2m) de color gris medio con oolitas, presentando restos de bivalvos al parecer rudistas.

La litología de la Sierra de Santa Isabel, Playa Madero, Tapón del Toro y El Yeso (localidades al sur del área de estudio), indica un cambio de facies de la Formación Cupido. Este cambio de facies del norte al sur, parece cambiar hacia ambientes más cercanos a costa

por la cantidad de terrígenos presentes en los afloramientos. Posiblemente se trate de una zona de transición a la Formación Las Vigas o Formación Parritas correlacionables con la Formación Cupido, que IMLAY (1936) describió al occidente de la ciudad de Parras entre las Formaciones Taraises y La Peña.

En términos generales podemos decir que la Formación Cupido presenta 3 niveles u horizontes en el área de estudio: a) El inferior está representado por calizas de estratificación media con intercalación de horizontes margosos, indicando la transición a la Formación Taraises; b) El horizonte medio está representado por la facies arrecifales con estratificación de 75 cm-1 m; y c) El nivel superior está representado por wackstone y packstone con estratificación de 30-50 cm.

LONGORIA *et al.* (1999), identificó microfósiles de ostrácodos pelágicos, calpionélidos, foraminíferos planctónicos, equinodermos y fragmentos de moluscos.

El espesor en el área de estudio varía de 500 a 1,000 m. Posiblemente este espesor se incrementa por corrimientos paralelos a la estratificación. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 76 m en el cañón de La Casita e IMLAY (1936) midió 431 m en el mismo sitio.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación Cupido sobreyace concordantemente a la Formación Taraises y subyace concordantemente a la Formación La Peña (Fig. 3-4).

EDAD Y CORRELACIÓN

La Formación Cupido comprende del Hauteriviano-Aptiano (Fig. 3-5D). Se correlaciona con la Formación Sligo del Norte del Golfo de México, con la Formación Las Vigas y Parritas al occidente de la Sierra de Parras, Isla de Coahuila y Península El Burro Peyotes, con la Formación Virgen en la Cuenca de Sabinas y con la Formación Tamaulipas Inferior de la Cuenca Tampico-Misantla.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

A nivel regional los ambientes de depositación (GOLDHAMMER *et al.*, 1993) los dividen en 6 diferentes ambientes: 1) ambiente de cuenca; 2) ambiente de rampa de talud y frente de arrecife; 3) ambiente de margen de plataforma bioestromatal; 4) ambiente de bancos de arena en el margen posterior; 5) ambiente de plataforma interior y; 6) ambiente de margen posterior lagunar de inframarea. En el área de estudio se tiene un ambiente de depositación de margen de plataforma bioestromatal.

3.2.5 FORMACIÓN LA PEÑA

DEFINICIÓN

Originalmente fue descrita por IMLAY (1936) donde distinguió a 2 miembros: el miembro inferior de calizas y el miembro superior de calizas y lutitas. Quedó establecida entre las Formaciones Parritas y Aurora (que Imlay confundió y es hoy conocida como Formación Cupido). Designó a la localidad tipo al norte de la Sierra de Taraises, Coahuila. HUMPHREY (1949) redefine a esta formación dejando como Formación La Peña al miembro superior designado por IMLAY (1936).

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó en todo el noreste de México.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación La Peña se presenta como una alternancia de calizas con textura wackstone con estratificación de 5-20 cm. Presenta lutitas y calizas arcillosas con estratificación de 10 cm conteniendo bandas de pedernal de 5-10 cm de espesor. Por lo regular presenta muchas amonitas.

LONGORIA *et al.* (1999), identificaron microfósiles de foraminíferos planctónicos, ostrácodos pelágicos y equinodermos, así como macrofósiles de amonites.

El espesor encontrado varía de 10-25 m. En otras localidades el espesor varía hasta 200 m dependiendo del relieve de la cuenca donde se depositó. En el área de estudio el espesor aproximado varía de 10 m al norte y 25 m hacia el sur. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 66 m de espesor en el cañón de La Casita.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En el área de estudio sobreyace concordantemente a la Formación Cupido. El límite lo marca un fuerte cambio de litología y subyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Superior (Fig. 3-4). En ocasiones la Formación Tamaulipas Superior se adelgaza tanto que el contacto superior es con la Formación Cuesta del Cura.

EDAD Y CORRELACIÓN

La Formación La Peña presenta una edad Aptiano superior. Se correlaciona con el Grupo Pearsall en el Norte del Golfo de México, con la Formación Otates de la Cuenca Tampico-Misantla, con la Formación Cuchillo en el Valle del Río Conchos y con la Formación Las Uvas de la región de Acatita en Coahuila.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Su ambiente de depositación es de facies de cuenca en ambiente pelágico somero, con aporte de terrígenos (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). El ambiente de depositación se considera de rampa externa (LONGORIA *et al.*, 1999).

3.2.6 FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR

Existe controversia entre varios autores en denominar Formación Tamaulipas Superior o Aurora, a la secuencia sedimentaria ubicada entre las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura. Considerando que la secuencia sedimentaria que aflora en el área de estudio fue transportada tectónicamente del sur hacia el norte, y además está cabalgando a las secuencias de la Isla de Coahuila, se ha optado por correlacionar a esta secuencia con la Formación Tamaulipas Superior.

DEFINICIÓN

STEPHENSON (1921) designó como Formación Tamaulipas Superior a una secuencia de calizas mudstone de color amarillo claro, de estratificación mediana con estilolitas paralelas a los planos de estratificación y lentes de pedernal gris de color castaño oscuro, designando como su localidad tipo a la Sierra de Tamaulipas.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó en el noreste de México, principalmente en zonas distales a la Isla de Coahuila y Península El Burro-Peyotes.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

En la parte norte del área de estudio se distingue muy bien esta formación. Esta unidad consiste de calizas mudstone-wackstone gris medio con estratificación de 50-60 cm. Algunos horizontes presentan nódulos y pequeños lentes bandeados de pedernal gris a negro. LONGORIA *et al.* (1999) distinguieron dos unidades: la unidad superior compuesta de calizas negras a gris mediano de estratificación gruesa a masiva con nódulos de pedernal negro. La unidad inferior está compuesta de calizas gris oscuro de estratificación gruesa a masiva con muchos rudistas.

LONGORIA *et al.* (1999) indica la presencia de fósiles de calpionélidos, equinodermos, radiolarios, foraminíferos planctónicos, ostrácodos pelágicos y rudistas.

El espesor en el área varía de 150 a 600 m, aunque este puede estar modificado por el efecto de la zona de corrimiento. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 331 m en el cañón de La Casita. Hacia la parte meridional del área de estudio esta formación se acuña, adelgazándose tanto que en ciertos lugares la Formación Cuesta del Cura ocupa su nivel estratigráfico.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sobreyace concordantemente con un cambio brusco en litología a la Formación la Peña y subyace a la Formación Cuesta del Cura (Fig. 3-4). En ocasiones esta formación se reduce tanto que forma parte de la base de la Formación Cuesta del Cura.

EDAD Y CORRELACIÓN

Presenta una edad Albiano inferior-medio (Fig. 3-6E). Se correlaciona con las facies de plataforma de la Formación Aurora; las Formaciones Acatita, Paila y McKnight de la Isla de Coahuila y Península El Burro-Peyotes en el Noreste de México; con el complejo arrecifal denominado Formación Biseca aflorante al oeste del área de estudio; la Formación Atascosa al Sur de Texas; la Formación Sierra Madre en Tabasco y el Istmo de Tehuantepec; con la Formación El Abra en la Cuenca de Tampico-Misantla; la Formación Glen Rose y Formación Edwards al Sur de Texas. LONGORIA *et al.* (1999) le asignaron una edad Aptiano superior-Albiano superior.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Su ambiente se considera fuera de rampa o de plataforma de mares abiertos (GOLDHAMMER *et al.*, 1993).

3.2.7 FORMACIÓN CUESTA DEL CURA

DEFINICIÓN

IMLAY (1936) definió como Formación Cuesta del Cura a calizas gris oscuro, onduladas, intercalada de pedernal negro entre las Formaciones Tamaulipas Superior e Indidura. Estableció la localidad tipo en la Cuesta del Cura al oeste de la ciudad de Parras, Coahuila.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó en todo el noreste de México, excepto en zonas de posarrecife (backreef) de la Formación Aurora.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación Cuesta del Cura está constituida de calizas con textura mudstone a wackstone oscuro con estratificación de 5 a 20 cm. Se encuentra intercalada con bandas de pedernal negro de 5 mm a 10 cm de espesor y margas de 8 cm de espesor. La característica más notable es la estratificación ondulada y su fuerte plegamiento en todos los afloramientos.

Al Sur del área en las Sierras Tapón del Toro y Playa Madero, la caliza mudstone-wackstone presenta material terrígeno.

LONGORIA *et al.* (1999) indican la presencia de microfósiles de ostrácodos, radiolarios, calpionélidos, fragmentos de crinoideos y foraminíferos planctónicos.

El espesor varía de 150 a 300 m en el norte del área. Al sur donde la Formación Tamaulipas Superior desaparece, llega a medir hasta 500 m. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 36 m de espesor. IMLAY (1936) midió 73 m.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Al sur del área estudiada, el contacto basal es concordante con la Formación Tamaulipas Superior y/o la Formación La Peña. Subyace en forma concordante a la Formación Indidura (Fig. 3-4).

EDAD Y CORRELACIÓN

La Formación Cuesta del Cura es de edad Albiano medio-Cenomamiano inferior (Fig. 3-6E). Se correlaciona con las Formaciones Georgetown, Del Río y Buda del Grupo Washita del noreste de México; con la Formación Tamaulipas Superior; con la Formación el Abra de la Cuenca Tampico-Misantla.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Su ambiente de depositación es pelágico de agua profunda y en zonas frontales a plataforma elevada. Estos depósitos están asociados a corrientes turbidíticas.

3.2.8 FORMACIÓN INDIDURA

DEFINICIÓN

KELLY (1936) describió como Formación Indidura a una secuencia de lutitas y calizas arcillosas laminadas con espesor de 30 m. Estableció la localidad tipo en la Sierra de Santa Ana en la región de Delicias, Chihuahua.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó al Sur de la Isla de Coahuila.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación Indidura está constituida por calizas arcillosas gris oscuras de textura mudstone-wackstone con estratificación de 10 a 15 cm. La caliza intercala a margas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas. La caliza arcillosa de color amarillento se observó en algunos afloramientos intercalada con margas gris medio y lutita calcárea de color beige.

LONGORIA *et al.* (1999) identificaron microfósiles de foraminíferos planctónicos y algunos radiolarios.

El espesor varía en el área de estudio de 200 a 500 m. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 190 m en el cañón de La Casita.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sobreyace concordantemente a la Formación Cuesta del Cura estableciéndose el contacto cuando aparece el pedernal bandeado de Cuesta del Cura. Subyace concordantemente a la Formación Caracol (Fig. 3-4), estableciendo el contacto cuando areniscas y lutitas abundan más que calizas y lutitas con areniscas de la Formación Indidura.

EDAD Y CORRELACIÓN

Presenta una edad Cenomaniano superior-Turoniano (Fig. 3-6F). Se correlaciona con las Formaciones Agua Nueva, Eagle Ford y Austin Chalk del noreste de México; con las Formaciones Sierra Madre de Tabasco, Tamabra, El Abra y Tamasopo en la Cuenca Tampico-Misantla.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

El ambiente de depositación se desarrolla en una cuenca profunda, asociada a corrientes turbidíticas.

3.2.9 FORMACIÓN CARACOL

DEFINICIÓN

IMLAY (1937) definió como Formación Caracol a lutitas, tobas devitrificadas y areniscas con pocas calizas. Estableció la localidad tipo en el lado occidental del arroyo El Caracol, cerca de la ciudad de Parras, Coahuila.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó al sur de la Isla de Coahuila.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La Formación Caracol se presenta como una alternancia de areniscas calcáreas amarillas intercalada con lutitas. ROGERS *et al.* (1961) indican que las supuestas tobas descritas por IMLAY (1937) no son tobas sino areniscas calcáreas más aproximadas a una grauwaca, que a un material volcánico. LONGORIA *et al.* (1999) indican que esta unidad está compuesta de dos partes. La parte inferior presenta alternancias de calizas arcillosas grises con estratificación delgada a mediana con lutitas grises a gris verdoso. La parte superior consiste de alternancias de tobas y cenizas volcánicas gris oscuro, gris, gris verdoso, verde olivo con estratificación delgada a mediana. Los fósiles encontrados por LONGORIA *et al.* (1999) indican la presencia de radiolarios y foraminíferos planctónicos.

Presenta 200 m de espesor aproximadamente. LONGORIA *et al.* (1999) midieron un espesor de 106 m en el cañón de La Casita. Este espesor varía porque puede confundirse con la Formación Indidura dando espesores hasta de 310 m.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sobreyace concordantemente a la Formación Indidura marcando el cambio cuando desaparecen las calizas de la Formación Indidura y aparecen areniscas y lutitas de la Formación Caracol. Subyace concordantemente con la Formación Parras (Fig. 3-4), marcando el cambio cuando desaparecen las areniscas y aparecen únicamente lutitas.

EDAD Y CORRELACIÓN

Presenta una edad Coniaciano-Santoniano (Fig. 3-6G). Se correlaciona con la Formación San Felipe, El Grupo Austin, con la Formación Parras del noreste de México y con la Formación Ojinaga en Chihuahua. Para LONGORIA *et al.* (1999) presenta una edad del Santoniano superior-Campaniano inferior.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Son depósitos en una cuenca subsidente con aportación de terrígenos. Indica el comienzo de la Orogenia Laramídica. Se asocia a corrientes turbidíticas.

3.2.10 FORMACIÓN PARRAS

DEFINICIÓN

IMLAY (1936) definió como Formación Parras a una secuencia de lutitas negras calcáreas de grano fino que sobreyace a la Formación Caracol y subyace al Grupo Difunta. Estableció la localidad tipo en las lomas de San Pablo al Este de la ciudad de Parras, Coahuila.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó al sur de la Isla de Coahuila, principalmente en la Cuenca de Parras.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

El espesor varía en el área de estudio de 200 a 700 m. La Formación Parras consiste de lutitas calcáreas de color negro y presenta escasos estratos de areniscas en la base. El espesor aproximado es de 750 a 1300 m. LONGORIA *et al.* (1999) midieron 1,119 m en el cañón de La Casita.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sobreyace concordantemente a la Formación Caracol y subyace concordantemente al Grupo Difunta (Fig. 3-4). El límite superior se establece con la abundancia de intercalaciones de areniscas y lutitas.

EDAD Y CORRELACIÓN

Presenta una edad Santoniano superior-Campaniano superior (Fig. 3-6E y H). Se correlaciona con la Formación Méndez y con la Formación Austin del noreste de México.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Su ambiente es de aguas profundas con corrientes marinas restringidas y con algunos flujos de clásticos gruesos. Ambiente hemipelágico.

3.2.11 GRUPO DIFUNTA

Las formaciones que comprenden al grupo Difunta no afloran en el área de estudio, pero se incluye por localizarse inmediatamente al norte de esta zona de estudio, representando las unidades más jóvenes en esa región.

DEFINICIÓN

IMLAY (1936) definió al Grupo Difunta como areniscas y areniscas lutíticas con conglomerados de color gris. Estableció la localidad tipo al noreste de la ciudad de Parras. MURRAY *et al.* (1962) les asignó nombre a las unidades. MCBRIDE *et al.* (1974) redefinen el término Formación a Grupo Difunta. Estudios mas recientes de VEGA-VERA *et al.* (1989) y YE (1997) también han redefinido a este grupo.

DISTRIBUCIÓN

Regionalmente se depositó en las Cuencas de Parras y de la Popa, al sur-sureste de la Isla de Coahuila y al este de la Cuenca de Sabinas.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

El Grupo Difunta se presenta como estratos delgados de areniscas lutíticas, lutitas negras, areniscas de color gris claro y algunas capas conglomeráticas.

BOYD (1959) la dividió en 7 unidades y MURRAY *et al.* (1962) le asignaron un nombre. VEGA-VERA *et al.* (1989) y YE (1997) la han redefinido. Se presenta la redefinición mas reciente como: Formaciones Cerro del Pueblo, Cerro Huerta, Muerto, Potrerillos, Las Imágenes, Cerro Grande, Las Encinas, Potrerillos, Adjuntas, Viejo y Carroza. El espesor aproximado de este grupo es de 7,500 m.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Sobreyace concordantemente a la Formación Parras (Fig. 3-4) marcando el cambio cuando aparecen las areniscas. El contacto superior por lo regular es discordante con rocas del Cuaternario compuesto por conglomerados y aluviones.

EDAD Y CORRELACIÓN

La edad que presenta es Campaniano superior-Eoceno (Fig. 3-6H). Se correlaciona con las Formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido de la Cuenca carbonífera de Sabinas; con las Formaciones Navarro y Taylor de Texas y con la Formación Méndez de la Cuenca Tampico-Misantla.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Su ambiente se considera un complejo de sedimentos fluviales, planicie costera y frente deltáico, relacionado a cambios eustáticos en el nivel del mar.

3.2.12 CONGLOMERADO Y ALUVIÓN

DEFINICIÓN

El conglomerado pudiera estar relacionado con la serie clástica Ahuichila. Esta serie sedimentaria fue definida por ROGERS *et al.* (1961) representada por conglomerados de calizas, arkosas, limolitas, calizas de agua dulce, tobas y materiales piroclásticos que sobreyacen discordantemente a la secuencia mesozoica. Algunos autores como DE CSERNA (1956) y TARDY (1973a) señalan a los conglomerados como de edad Cretácico superior o Terciario de la Sierra de Jimulco, Sierra de Mapimí como parte de esta serie Ahuichila. Además la Formación Mayrán escrita por IMLAY (1938) se encuentra dentro de esta serie clástica Ahuichila.

DISTRIBUCIÓN

El conglomerado se depositó en el frente de la Sierra de Parras y probablemente en algunas laderas o flancos de las sierras del área de estudio. La Serie Ahuichila también se depositó en la parte sur de la Sierra de Jimulco y en la Sierra de Mapimí.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

Los conglomerados están constituidos de bloques y gravas sub-redondeadas de calizas del mesozoico. Se encuentran pobremente cementadas conteniendo arcillas y limos. En algunas zonas este material se encuentra cubierto por caliche con un espesor estimado de 75 m. El aluvión está constituido por bloques de conglomerados, gravas, limos y arcillas no consolidados con un espesor aproximado de 50 m (DE CSERNA, 1956).

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Tanto el conglomerado como el aluvión sobreyacen discordantemente a rocas del mesozoico formando una discordancia angular. El aluvión sobreyace muchas veces discordantemente al conglomerado (Fig. 3-4).

EDAD Y CORRELACIÓN

La edad del conglomerado es post laramídica. DE CSERNA (1956) les asigna una edad de Eoceno superior-Oligoceno inferior. Pudieran correlacionarse con las Formaciones Mayrán y Mazapil del noreste de México y con los conglomerados rojos de Zacatecas y Guanajuato, por lo que se ha considerado de edad Terciario-Cuaternario. El aluvión es de edad Cuaternario.

AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Los conglomerados se depositaron en mesetas, piedemonte y flancos de las sierras formadas por rocas del mesozoico, por efecto de poco transporte gravitacional. El aluvión se origina por la erosión de las zonas levantadas, depositándose en las depresiones de los valles sinclinales y otras subsidencias.

3.3 INTERPRETACIÓN DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Dar una interpretación de la columna estratigráfica con base a estudios estratigráficos y a un análisis de microfácies, no es el objetivo de este trabajo. Sin embargo, lo que se pretende en esta explicación es proporcionar un panorama general de la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca, basándose en la columna estratigráfica del área de estudio (Fig. 3-4).

La secuencia sedimentaria (Formaciones La Gloria, La Casita, Taraises, Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura, Caracol, Parras y serie Ahuichila) presente en el área de estudio, proporciona una idea sobre la evolución de la Cuenca Mesozoica. Esta secuencia sedimentaria, manifiesta cambios importantes en la paleo-oceanografía durante el Mesozoico. Estos cambios indican variaciones regionales del nivel del mar y variaciones en la profundidad de la cuenca, relacionados con cambios eustáticos durante el Mesozoico, debido a procesos de rift, deriva, enfriamiento y deformación laramíca.

Retomando la división que presentan GOLDHAMMER *et al.* (1993); GOLDHAMMER & LEHMANN (1999), y GOLDHAMMER & WILSON (1999), para el entendimiento del desarrollo de la Cuenca del Noreste de México, se interpreta lo siguiente:

La depositación que dio origen a las rocas sedimentarias del área de estudio, se efectuó dentro de los términos de un margen pasivo. Las rocas más antiguas en el Anticlinorio de La Casita, son depósitos evaporíticos de la Formación Minas Viejas o Formación Olvido, localizándose al este del anticlinorio. Cabe mencionar, que esta unidad evaporítica no aflora en el área de estudio, pero se infiere su presencia subyaciendo a la Formación La Gloria. No se tiene evidencia de rocas del basamento en la Sierra de Parras. Sin embargo, estudios de magnetometría indican que el basamento se halla a 5,000 mt de

profundidad, respecto a las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio (EGUILUZ y ARANDA, 1983). El basamento presenta una configuración de altos y bajos estructurales, reflejando un sistema de grabens y horts. Esta forma del paleorelieve, se relaciona con la etapa de rift en el Jurásico medio-temprano (180 M.a.). Esto corrobora la idea de que los sedimentos depositados durante el Mesozoico, se asocian a una cuenca tipo rift. Para el Jurásico superior, los depósitos de evaporitas (Formaciones Minas Viejas y Olvido) indican una ingresión de aguas marinas restringidas en la cuenca. A finales del Jurásico, se registra un aumento en la circulación de agua marina, debido a una trasgresión, repercutiendo en la depositación de calizas de la Formación La Gloria. Hasta esta etapa, se relacionan los depósitos de sedimentos en la cuenca debido a la subsidencia desarrollada por el rift y por la deriva del Terreno Maya. La Formación La Gloria, siendo la unidad más antigua que aflora en el área de estudio, indica un ambiente de depositación marina somera. Esta depositación ocurrió cerca de la costa, desarrollando una barra de arena oolítica, típica de una rampa interna-central. Esta secuencia, indica la etapa de deriva que se desarrolló a finales del Jurásico. El depósito de esta formación estuvo controlado por una subsidencia tectónica. El aumento de la subsidencia permitió que la cuenca se volviera cada vez más profunda, dando lugar a la depositación de la Formación La Casita. Esta unidad se depositó en un ambiente de aguas profundas de talud y cuenca, indicando el gran aporte clástico que ejerció la Isla de Coahuila en esta época. A consecuencia de que la dorsal del Golfo de México a finales del Jurásico y principios del Cretácico se vuelve inactiva, el desarrollo de la cuenca sedimentaria cambia de una etapa de deriva a una etapa de enfriamiento, conocida como etapa termotectónica. En la cual, la subsidencia térmica tuvo mayor efecto sobre la subsidencia tectónica (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999; GOLDHAMMER & LEHMANN, 1999; LEHMANN *et al.*, 1999; GOLDHAMMER & WILSON, 1999 y MANDUJANO, 1998 comunicación personal).

Esta etapa de enfriamiento perdura durante todo el Cretácico, controlando la subsidencia de la cuenca, principalmente por un enfriamiento térmico asociado a los aportes de sedimentos y por el aumento de la columna de agua en la cuenca. En el Cretácico inferior, se empieza a somerizar la cuenca dando lugar a la depositación de la Formación Taraises. Esta secuencia sedimentaria presenta un ambiente de depósito de cuenca y el contacto con la Formación Cupido da evidencia del cambio de profundidad de

la misma. La Formación Cupido desarrolló grandes plataformas con ambientes arrecifales y lagunares respectivamente. La evolución de esta plataforma se ve truncada por un aumento del nivel del mar, profundizando la cuenca en un lapso muy corto y depositando a la Formación La Peña. Esta secuencia sedimentaria se desarrolló en un ambiente de cuenca profunda o zona de talud, como lo demuestra su alternancia de calizas arcillosas con lutitas calcáreas. Un cambio en el nivel del mar vuelve a somerizar la cuenca, dando lugar a la depositación de la Formación Tamaulipas Superior, restableciéndose el desarrollo de plataformas. A finales del Cretácico inferior y principios del Cretácico superior, la cuenca empieza a manifestar una mayor subsidencia y por consiguiente una mayor trasgresión marina, lo cual se ve registrado por el cambio en la sedimentación de secuencias carbonatadas a sedimentación de secuencias terrígenas. Aquí empieza a manifestarse la etapa laramídica. Este aumento en la profundización de la cuenca, da origen al depósito de las Formaciones Cuesta del Cura, Caracol e Indidura, las cuales indican ambientes típicos de cuenca profunda asociados a corrientes turbidíticas. Este cambio de depositación se ve favorecido por el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste, indicando las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramídica. Al depositarse la Formación Parras (formación mas joven asociada a la Cuenca Mesozoica, en el área de estudio), indica el comienzo de la somerización de la cuenca, señalando un ambiente de depositación hemipelágico. El desarrollo de esta gran cuenca se ve truncada por una regresión marina en el Terciario temprano, asociado al avance de la deformación originada por la Orogenia Laramídica. Esto tiene como consecuencia la deformación de estos sedimentos desarrollando el Anticlinorio de La Casita, en la porción medio-oriental de la Sierra de Parras. Las estructuras desarrolladas durante este evento compresivo, han sido en parte erosionadas y depositadas como sedimentos clásticos continentales que, desde el punto de vista de algunos autores, pertenecen a la serie Ahuichila indicando una depositación de molasa.

CAPÍTULO 4 ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS

Para la reconstrucción del paleoesfuerzo en el área de estudio se planteó la posibilidad de analizar juntas de cizalla, fallas, arreglos de venas rellenas en escalón, ejes de pliegues, picos y juntas estilolíticas desarrolladas bajo el plegamiento flexural (Fig 4-0). Estas brindan la posibilidad de estudiarlas en campo desde un punto de vista dinámico, permitiendo establecer campos de esfuerzos bajo los cuales estas se desarrollaron. La combinación de todas estas estructuras permitió reconocer dos direcciones preferenciales de paleoesfuerzos en las rocas del área de estudio.

En este trabajo se emplea el término de mesoestructuras, para todas aquellas estructuras visibles a nivel de afloramiento y macroestructuras a las estructuras visibles a nivel regional.

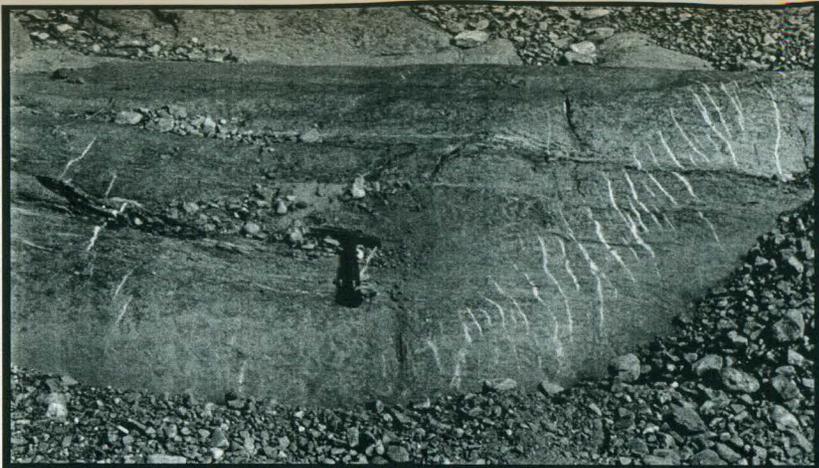
En términos generales, estas estructuras pueden presentar cambios bien marcados en las direcciones de paleoesfuerzos, debido a que estas se forman bajo un evento compresivo dividido en 4 etapas durante el desarrollo del plegamiento flexural: 1) etapa de acortamiento pre-flexura, 2) etapa de inicio del plegamiento, 3) etapa de desarrollo finito del pliegue y 4) etapa de acortamiento post-flexura (PRICE & COSGROVE, 1990). Por tal razón, inicialmente se analizaron las estructuras por separado. Posteriormente, se compararon los resultados entre estas examinando las variaciones en las direcciones de compresión. De esta manera, se intentó comprender mejor las direcciones de paleoesfuerzos durante las etapas en el desarrollo del plegamiento.

Por lo tanto, las fallas, arreglos en escalón, juntas de cizalla, picos estilolíticos, ejes de pliegues y boudinage, deben de ser considerados como un arreglo de estructuras frágiles y dúctiles, y no como características independientes dentro de la deformación en los procesos de plegamiento. Con este razonamiento, se le dio una mayor importancia a estas mesoestructuras en la reconstrucción de paleoesfuerzos en esta tesis.

4.1 FRACTURAS

Como se mencionó anteriormente, las cuatro estructuras frágiles, juntas de cizalla, fallas, arreglos de venas rellenas en escalón y estilolitas utilizadas en el análisis de este estudio, se clasifican dentro del término "fractura". Cabe mencionar que las estilolitas se

A



B



C



D

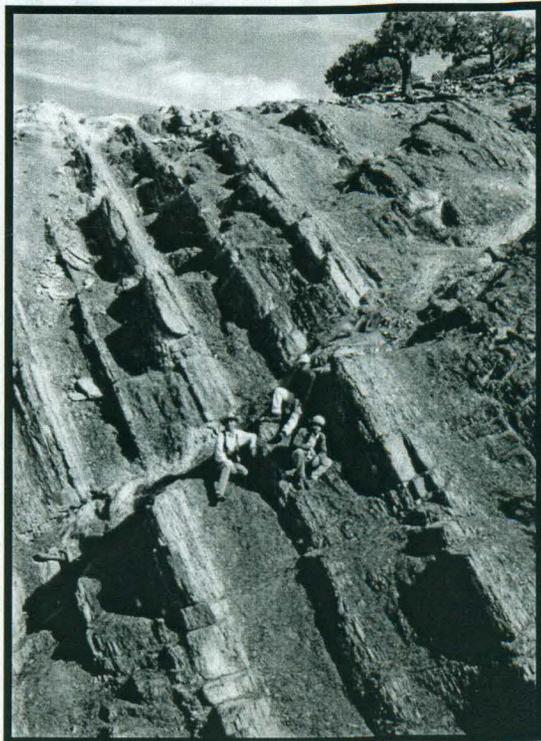


Fig. 4-0 Mesoestructuras utilizadas en el análisis de paleoesfuerzos
A) Arreglos en escalón; B) 1: Juntas de cizalla y 2: estilolitas 1a;
C) Pliegue; y D) Falla inversa

han considerado dentro de un mecanismo de desarrollo de antifractura, sin embargo queda dentro de tal clasificación.

El término fractura se relaciona a una ruptura de un cuerpo, como secuela de la aplicación de un esfuerzo (DE GALIANA, 1976). En geología, la fractura se utiliza para toda ruptura con o sin desplazamiento, trátase de terreno, roca o mineral (FOUCAULT y RAOULT, 1985), dando como resultado zonas débiles dentro de los macizos rocosos.

Las fracturas se desarrollan en todos los macizos rocosos y suelos, siendo estas las estructuras más abundantes en la corteza. De cierta manera, las fracturas modifican el tamaño y forma de la corteza debido a los movimientos de subsidencia, levantamiento, cabalgadura, contracción, expansión y plegamiento (DAVIS, 1984). El origen de las fracturas, está vinculado con los esfuerzos naturales llámense tectonismo, diagénesis, gradiente termal y/o gravedad. STEARNS (1996a) asocia la ocurrencia de fracturas naturales a dos eventos principalmente: 1) Tectónico, donde las fracturas están relacionadas a un campo de esfuerzos local y/o regional y, b) Diagenético, donde las fracturas se desarrollan por cambios de volumen, debido a el enfriamiento de la roca o por evaporación de agua en sedimentos.

Nota: en los análisis de fallas, tomando en cuenta solo las ideas de la teoría de Anderson, se tendería a utilizar solo fracturas desarrolladas bajo un evento tectónico. Sin embargo, la presencia de fracturas heredadas en los macizos rocosos, da la posibilidad de estudiar tanto las fracturas tectónicas como las fracturas diagenéticas presentes en las rocas. Esto es posible, debido que al aplicar un esfuerzo sobre un macizo rocoso conteniendo planos débiles, estos pueden ser retomados y formar una cizalla sobre fracturas heredadas.

Es interesante comentar la denominación de fractura que POLLARD & SEGALL (1987) proponen, con base en tres características físicas principales (Fig. 4-1A y B): 1) las fracturas tienen dos superficies paralelas entre sí, que se unen en el frente de esta; 2) estas superficies son aproximadamente planas; 3) el desplazamiento relativo, de puntos originalmente juntos a través de la fractura, es pequeño comparado con el largo de la fractura. A esta descripción se agregan los modelos o modos de propagación de fracturas, los cuales KULANDER *et al.* (1979) han dividido (Fig.4-1C) en:

Modo I: la fractura se propaga paralelamente a su propio plano y no presenta movimiento de cizalla (diaclasas o juntas de extensión).

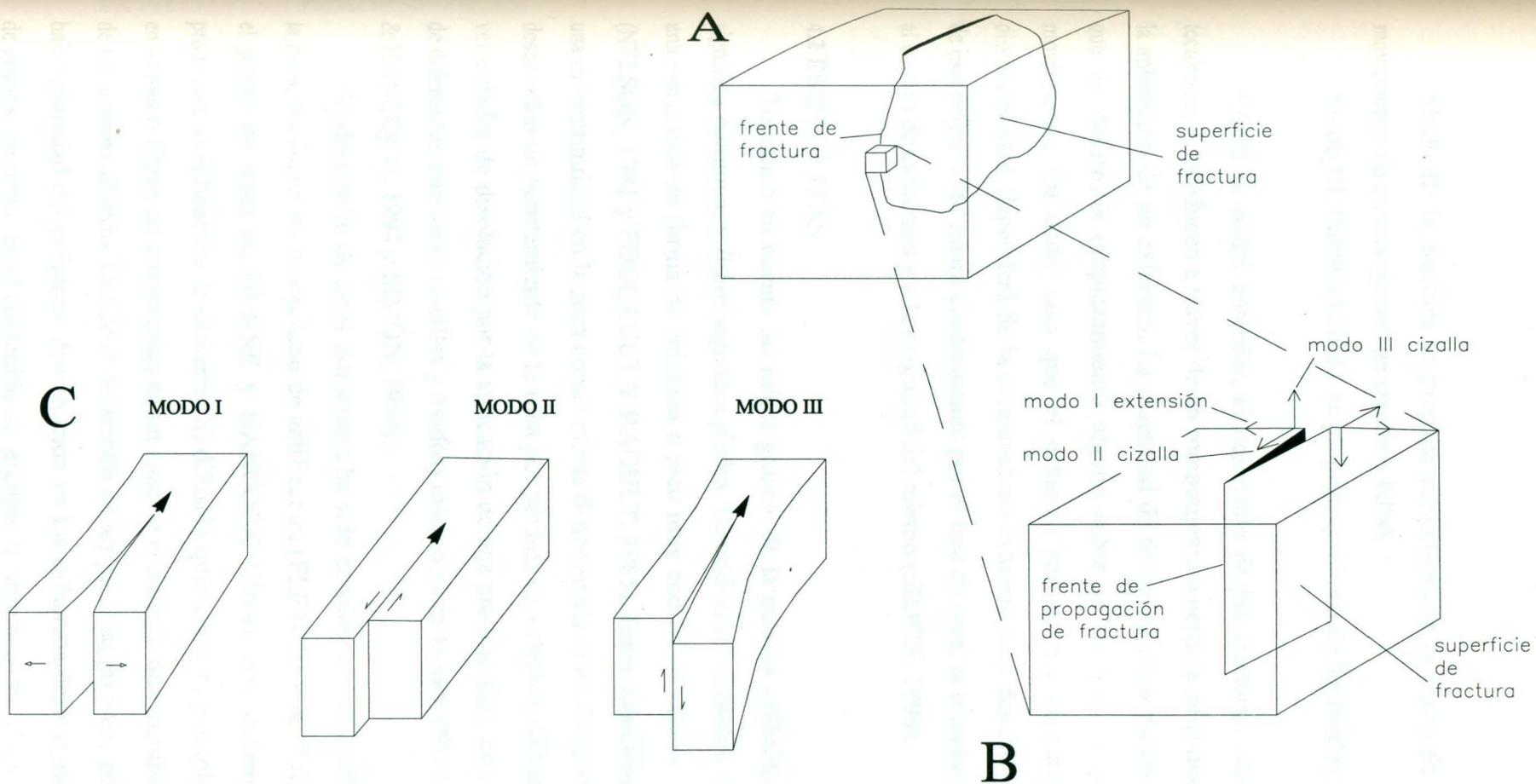


Figura 4-1 A: Fractura idealizada en roca, mostrando dos superficies planas unidas en el frente; B: Ampliación de una pequeña porción del frente fractura. En esta porción se asocian tres componentes de desplazamiento, modo I (extensión), modo II (deslizamiento perpendicular al frente) y modo III (deslizamiento paralelo al frente); C: Modos o modelos de generación de fracturas en rocas, modo I (juntas de extensión), modo II (juntas de cizalla) y modo III (juntas híbridas). A y B (POLLARD & SEGALL, 1987), C (MARSHAK & MITRA, 1988).

Modo II: la fractura se propaga paralelamente al plano de fractura, presentando movimiento de cizalla (juntas de cizalla o falla).

Modo III: fractura híbrida, se propaga combinando los modos I y II.

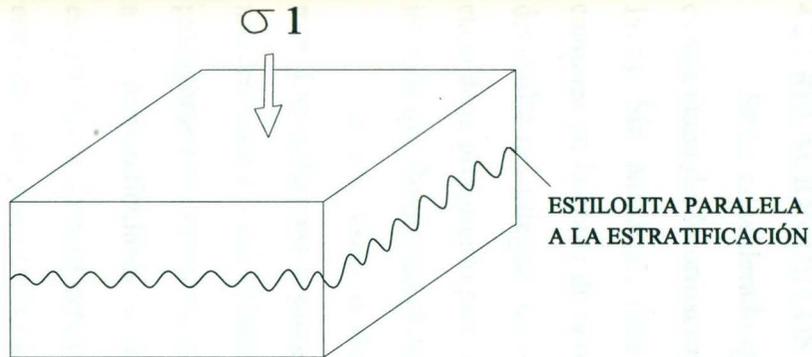
Como se podrá entender, el desarrollo de las fracturas naturales bajo un evento tectónico, se producen a través de un rompimiento o pérdida de cohesión, condicionada por la aplicación de un esfuerzo. La magnitud de dicho esfuerzo puede disminuir a tal grado que no desarrolla desplazamiento alguno sobre la fractura, originando una junta sin movimiento. En dado caso que el esfuerzo permanezca constante y activo sobre la discontinuidad, dependerá de la magnitud del esfuerzo para desarrollar alguna falla o junta de extensión. Esto estará condicionado por el tipo de roca, la orientación del plano respecto al campo de esfuerzos y a la magnitud del mismo (SIMÓN, 1999).

4.2 ESTIOLITAS

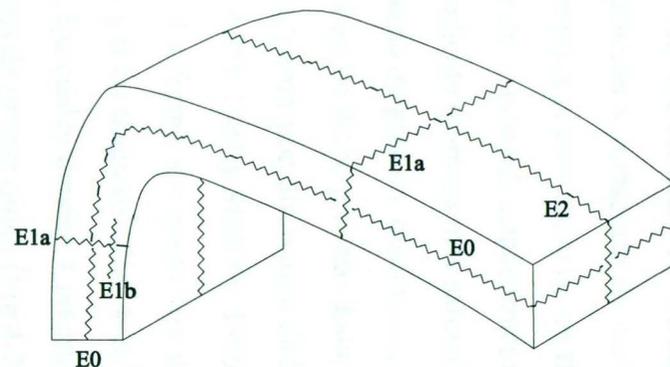
Tomando en cuenta las raíces griegas de la palabra estilolita, se asume que *stulos* significa columna, y *lithos* significa piedra. La estilolita ó estilolito (Fig. 4-2) se considera una estructura en forma de columna o pico muy común en calizas, dolomitas y areniscas (NELSON, 1981 y FOUCAULT Y RAOULT, 1985). Estas columnas, en conjunto, forman una discontinuidad en la roca comúnmente denominada junta ó superficie estilolítica. Estas desarrollan un acortamiento en la roca por pérdida de volumen, debido a variaciones en las velocidades de disolución por la aplicación de una presión. Esto está dado por la presencia de diferentes minerales (arcillas y óxidos) insolubles en la roca (NICLOAS, 1987; DUNNE & HANCOCK, 1994 y SIMÓN, 1999).

El desarrollo de estas estructuras ha sido considerada una deformación realizada en la roca, mediante un mecanismo de antifractura (FLETCHER & POLLARD, 1981). Desde el punto de vista de DUNNE y HANCOCK (1994), esta deformación involucra tres procesos: a) aplicación de esfuerzo, b) difusión química, y c) precipitación local del soluto en venas ó fibras de crecimiento en un sistema cerrado, o una expulsión del soluto a través de un sistema abierto. Donde el desarrollo de los picos se favorece por la baja temperatura, baja velocidad del esfuerzo, disminución en los esfuerzos desviatorios, pequeños tamaños de granos, aumento en el contenido de arcillas y aumento en el contenido de minerales

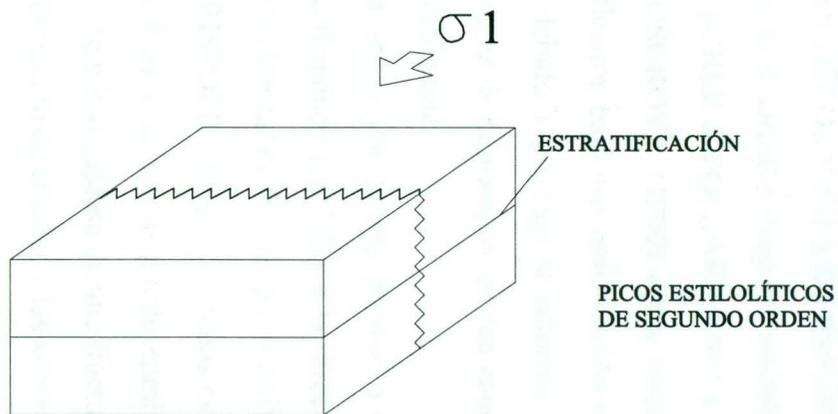
ESTILOLITAS DIAGENÉTICAS



B DISPOSICIÓN DE ESTILOLITAS EN UN PLIEGUE



A ESTILOLITAS TECTÓNICAS



C MORFOLOGÍA DE LOS PICOS ESTILOLÍTICOS

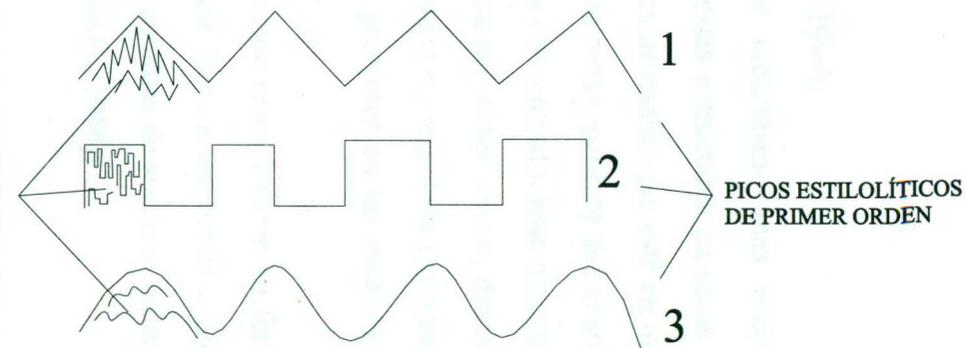


Figura 4-2 A: Relación de estilolitas diagenéticas y tectónicas con el campo de esfuerzos; B: Disposición de las estilolitas del área de estudio en los pliegues, E0: Estilolitas paralelas a la estratificación, E1a y E1b: Estilolitas tectónicas Fase 1, E2: Estilolitas tectónicas de Fase 2; C: Morfología de las estilolitas, 1: En picos; 2: Rectangulares y 3: Ondulados.

solubles (DUNNE & HANCOCK, 1994 y SIMÓN, 1999).

El mecanismo de difusión fluida es el mecanismo más aceptado para la movilización y transporte de material que forma estas estructuras en rocas carbonatadas. Éste implica la existencia de un fluido, el cual no es necesario que esté en movimiento. Al existir diferencias de concentración del fluido en dos zonas, permite que el soluto se mueva del gradiente químico más saturado, hacia el menos concentrado. Este mecanismo favorece al proceso de presión-disolución, necesitando de una porosidad inicial, dentro de la cual se llevará a cabo dicho proceso. Esta porosidad puede estar representada tanto por la textura de la roca, como por discontinuidades (ej. fracturas) presentes en las rocas (FLETCHER & POLLARD, 1981 y SIMÓN, 1999).

La forma y/o geometría de las estilolitas puede representarse en formas de picos, ondas y/o rectángulos (Fig. 4-2C). Estas estructuras forman columnas o picos de primer orden, los cuales tienden a interdigitarse entre sí. Los picos de segundo orden, dan forma a los picos de primer orden (Fig.4-2C) (PARK & SCHOT, 1968).

4.2.1 RELACIÓN DE LOS PICOS ESTILOLÍTICOS Y EJES DE ESFUERZOS

Se ha considerado que las estilolitas se desarrollan bajo los modelos de antifractura en una etapa de deformación plástica (FLETCHER & POLLARD, 1981 y TAPP & COOK, 1988). Sin embargo, para PRICE & COSGROVE (1990) estas estructuras son muy comunes en la etapa de acortamiento pre-flexura, bajo una deformación elástica durante el desarrollo del pliegue. Esto es interesante debido a que bajo la deformación elástica en la etapa de acortamiento pre-flexura en un sistema de multicapas, se dan condiciones plásticas internas que favorecen el desarrollo de las estilolitas.

Las estilolitas se desarrollan por la aplicación de una presión o esfuerzo sobre la roca. Las columnas o picos estilolíticos se disponen paralelos a la dirección del esfuerzo máximo bajo el cual se formaron (Fig. 4-2A). Por tal razón, los picos estilolíticos tienden a propagarse paralelamente al esfuerzo σ_1 (RISPOLI, 1981) y las juntas estilolíticas tienden a ser perpendiculares al mismo esfuerzo. Esta orientación puede cambiar cuando estas estructuras se forman cerca de alguna discontinuidad (trátase de una fractura) en la roca. En este caso, los picos estilolíticos indican la dirección de cizalla, y las superficies estilolíticas se disponen perpendiculares a la dirección de la misma.

La presencia de picos estilolíticos sin la asociación de grietas de tensión solo se utilizan para establecer la dirección del σ_1 . La asociación de picos estilolíticos y fracturas de extensión, se utiliza para establecer los ejes del campo de esfuerzos, donde el σ_1 será paralelo al pico estilolítico, σ_2 será paralelo a la intersección de la grieta de tensión y el pico estilolítico y, el σ_3 será paralelo a las fibras de crecimiento dentro del relleno de la grieta de tensión (RISPOLI 1981; MATTAUER, 1976; NELSON, 1981; NICOLAS, 1987; DUNNE & HANCOCK; 1994 y SIMÓN, 1999).

Los picos estilolíticos de primer orden, tienden a estar paralelos al esfuerzo máximo de acortamiento. Esto permite el desarrollo de “estilolitas diagenéticas o sedimentarias”, a consecuencia de la carga litostática, desarrollando superficies estilolíticas paralelas a la estratificación (Fig. 4-2A). Por otra parte, existen las estilolitas que responden a esfuerzos compresivos (Fig. 4-2A), conocidas como “estilolitas tectónicas”, estas presentan diversas orientaciones dependiendo de la dirección del esfuerzo bajo el cual se forman (RISPOLI 1981; DUNNE & HANCOCK, 1994 y SIMÓN, 1999).

4.2.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE ESTILOLITAS

RISPOLI (1981), FLETCHER & POLLARD (1981), NELSON (1981), HANCOCK (1985), TAPP & COOK (1988) y DUNNE & HANCOCK (1994), mencionan la posibilidad de utilizar picos estilolíticos como indicadores de paleoesfuerzos. SIMÓN (1986), CORTÉS y MAESTRO (1998), LIESA y SIMÓN (1994), LIESA, (1999), ROCHER *et al.* (2000), han utilizado estas estructuras estilolíticas para realizar reconstrucciones de paleoesfuerzos.

Estas estructuras abundan en el área de estudio, por lo que se tomaron en cuenta para la reconstrucción del paleoesfuerzo. La metodología empleada en la toma de datos se diseñó con base en los trabajos y comentarios hechos por los autores previamente mencionados (LIESA, 1999 comunicación personal).

Primeramente se identificaron las diversas poblaciones o familias de estilolitas (picos y juntas estilolíticas) presentes en cada afloramiento analizado. Se estableció la diferencia entre estilolitas diagenéticas y estilolitas tectónicas. Se les designó una edad relativa tomando como base la superposición que entre estas se presenta y, principalmente, la posición de estas respecto al estrato y al pliegue. En este caso, se observó la relación de

corte entre las diversas familias de estilolitas. Se midió el rumbo de los picos estilolíticos de primer orden, por considerarse paralelos al esfuerzo máximo de compresión. Para evitar errores (gran variación entre los rumbos) en la toma de datos, se midieron diversos picos por junta estilolítica, y a su vez, se tomaron datos de varias juntas estilolíticas. Se excluyeron estilolitas que estuvieran cercas de fracturas por presentar perturbación del esfuerzo. En algunas ocasiones se tomó únicamente rumbo y buzamiento de las juntas estilolíticas, sobre todo cuando se tenía la seguridad de que los picos estilolíticos eran perpendiculares a la junta, debido a que las condiciones del afloramiento no permitían la medición de los picos estilolíticos.

4.2.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS ESTIOLITAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio se identificaron 3 poblaciones ó familias de estilolitas (Fig. 4-2B): a) picos estilolíticos perpendiculares a la estratificación (estilolitas diagenéticas, "E0"); b) picos estilolíticos perpendiculares a los ejes de pliegues y paralelos a los buzamientos de las capas (estilolitas tectónicas, "E1") y; c) picos estilolíticos sub-paralelos a los ejes de los pliegues y sub-paralelos a los rumbos de las capas (estilolitas tectónicas, "E2"). Todas estas estilolitas varían en forma, tamaño y amplitud. Las estilolitas 0 presentan formas onduladas y en picos de gran tamaño (hasta 5 cm de largo) y gran amplitud, respecto a las estilolitas 1 y 2, las cuales presentan formas rectangulares y en picos de menor tamaño (tamaños que varían en mm) y amplitud, respecto a las estilolitas diagenéticas. Con base en observaciones de campo, las estilolitas 0 son más antiguas que las estilolitas 1, y estas a su vez que las estilolitas 2. Se observó que las estilolitas 1 cortan a las estilolitas 0, y las estilolitas 2 a su vez cortan a las estilolitas 0 y 1.

4.3 ARREGLOS EN ESCALÓN (*en-échelon*)

Al hablar de los arreglos en escalón nos estaremos refiriendo a un arreglo de fracturas muy comunes en dolomitas, areniscas y en calizas puras, representativas de zonas de cizalla frágil-dúctil o semi-frágil, desarrolladas dentro de una banda o franja de cizalla de primer orden (DUNNE & HANCOCK, 1994). Dentro de esta zona de cizalla de primer orden, se originan estructuras secundarias limitadas por los bordes de las cizallas. Estas estructuras secundarias incluyen: venas de dilatación (grieta de tensión), clivaje secundario,

fallas y fracturas Riedel de cizalla (HANCOCK, 1972, 1985; DUNNE & HANCOCK, 1994). Al igual que los pares conjugados en los planos de fallas, los arreglos en escalón pueden desarrollar bandas conjugadas, las cuales actúan bajo el mismo principio Andersoniano para el establecimiento del campo de esfuerzos.

4.3.1 ARREGLOS EN ESCALÓN Y EJES DE ESFUERZOS

Existe controversia entre los autores sobre el origen de las estructuras desarrolladas dentro de la banda de cizalla. Esto pone de manifiesto la duda respecto a si las estructuras secundarias, desarrolladas por esfuerzos secundarios dentro de la zona de cizalla de primer orden, son el resultado de un esfuerzo o de una deformación (DUNNE & HANCOCK, 1994).

BEACH (1975), HANCOCK (1972 y 1973), RAMSAY & GRAHAM (1970) y RAMSAY & HUBER (1983) han establecido que el desarrollo de las estructuras secundarias dentro de la banda de cizalla, pueden referirse a grietas de tensión o a fracturas de cizalla. En el caso particular de los trabajos de HANCOCK (1972 y 1985), se señala que las estructuras secundarias dentro de la banda de cizalla pueden ser divididas en base al ángulo que guardan estas estructuras, respecto al arreglo escalonado de primer orden. Arreglos con ángulos entre 10° - 20° se consideran fracturas Riedel; arreglos entre 20° - 40° se consideran fracturas de transición entre cizalla y tensión y; arreglos entre 40° - 45° se consideran fracturas de extensión.

Al analizar estas estructuras secundarias se presenta el problema que no se pueden utilizar en la reconstrucción de paleoesfuerzos. Esto debido, a que las estructuras pueden ser desarrolladas tanto por esfuerzos o por deformación. Por lo tanto, la única manera en que estas estructuras pueden ser utilizadas en la reconstrucción del paleoesfuerzo, es al presentarse pares conjugados de bandas de cizalla. Estos pares conjugados (Fig. 4-3), presentan el mismo principio de cizalla que los pares conjugados de fallas, de acuerdo a la teoría de ANDERSON (1942).

El ángulo formado en la zona de movimiento interno, que indica la dirección de compresión, oscila entre 40° - 130° . En esta posición, se sitúa el eje de máximo esfuerzo σ_1 de primer orden. El ángulo formado en la zona de movimiento externo, indicando la extensión, da la posición del eje de mínimo esfuerzo σ_3 (Fig.4-3).

Este arreglo de ejes de esfuerzos indica la dirección del esfuerzo, bajo el cual se desarrollo dicha cizalla, coincidiendo en muchos casos con la dirección de compresión regional en el área de estudio.

4.3.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE ARREGLOS EN ESCALÓN

DUNNE & HANCOCK (1994) mencionan la posibilidad de utilizar estas bandas de cizalla conjugadas para la reconstrucción de paleoesfuerzos. LIESA (1999) utilizó estas estructuras para la reconstrucción de paleoesfuerzos.

En el área de estudio se identificaron varias estructuras de este tipo, por lo que se tomaron en cuenta para la reconstrucción del paleoesfuerzo. La metodología empleada en la toma de datos se diseñó en base a los trabajos y comentarios hechos por los autores previamente mencionados.

Primeramente, se identifican los arreglos en escalón presentes en los diversos afloramientos. Se especifica si se trata de una zona de cizalla de primer orden o de segundo orden. En caso de ser de primer orden, y de presentar una banda conjugada, se utiliza en la reconstrucción del paleoesfuerzo. Identificando las estructuras de primer orden, se señalan cuales de estas contienen zonas de cizalla conjugadas. Ya establecidas las bandas conjugadas de cizalla, se infieren los sentidos de movimiento de cada zona de cizalla, para localizar el eje de esfuerzos máximo σ_1 y mínimo σ_3 utilizando los arreglos en escalón. Teniendo la posición de los ejes de esfuerzos en los arreglos, se toma lectura solo del azimut del σ_1 . Además, se toman los azimuts de cada banda de cizalla y, de esta manera se corrobora el dato anteriormente tomado. Con dicho proceso, se obtiene la dirección de compresión, utilizando zonas de cizalla semi-frágil o frágil-dúctil. Es importante aclarar, que es muy difícil o casi imposible obtener la inmersión del σ_1 , debido a la disposición de las estructuras en las rocas. Por lo pronto, en los datos utilizados, se asume que el σ_1 es casi horizontal. Otro factor importante, al momento de seleccionar estas estructuras, es observar la posición de estos arreglos en los estratos. Esta observación es muy importante, debido a que no todas las bandas de cizalla corresponden a los esfuerzos regionales. Muchas de estas son resultados de esfuerzos locales en las rocas. Estos esfuerzos pueden corresponder a

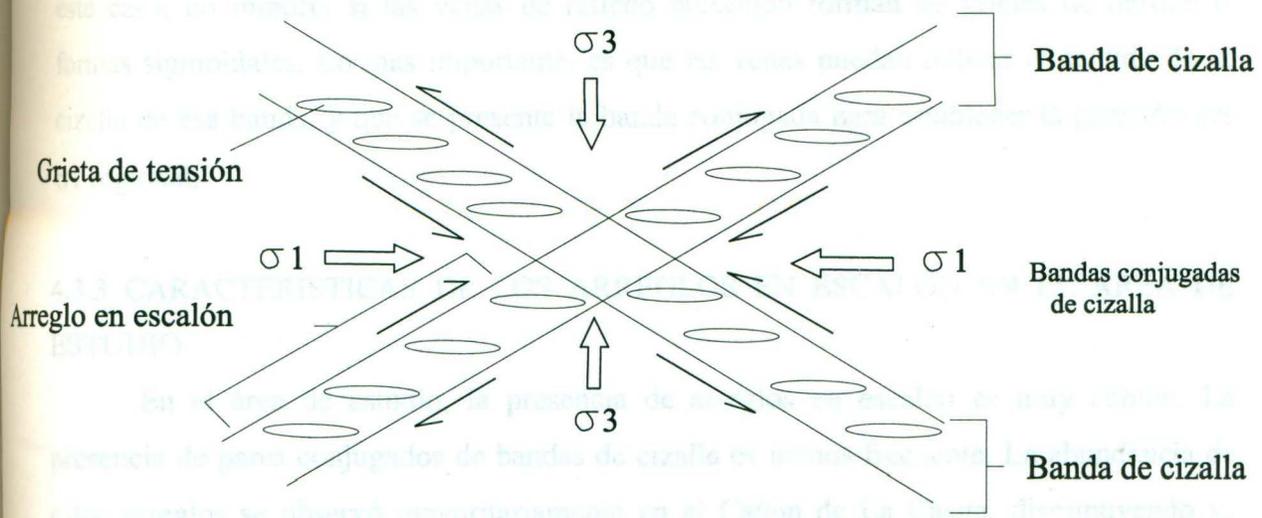


Figura 4-3 Arreglo en escalón. Ángulo agudo de la banda de cizalla es paralelo al esfuerzo máximo y el ángulo obtuso de la banda de cizalla es paralelo al esfuerzo mínimo. El conjunto de grietas de tensión forman un arreglo en escalón. Los arreglos en escalón desarrollan bandas conjugadas de cizalla (LIESA, 1999).

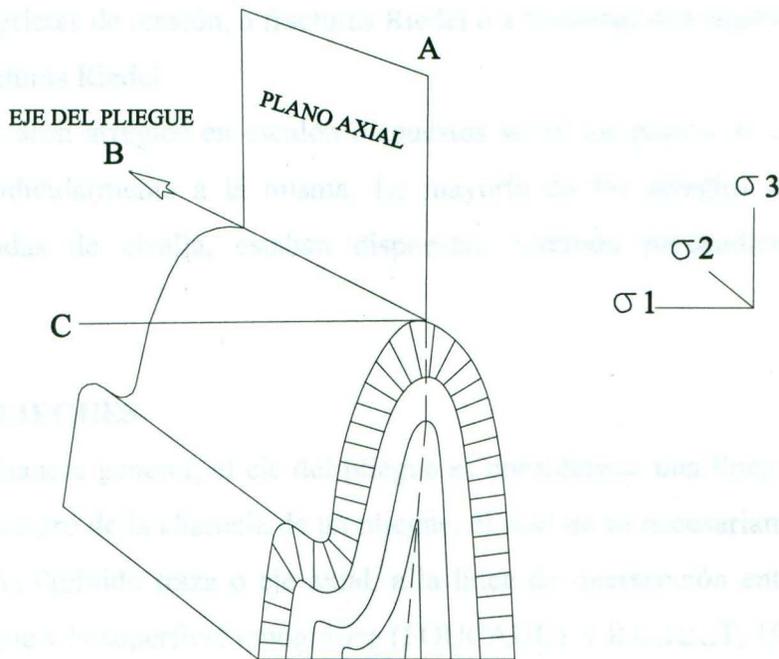


Figura 4-4 Ejes relacionados a pliegues. Eje A es paralelo al plano axial; el eje B indica el rumbo del pliegue y junto con el eje A forman el plano axial; el eje C es perpendicular al eje del pliegue, y puede llegar a indicar la dirección de compresión regional (FOUCAULT & RAOULT, 1985).

esfuerzos secundarios que se desarrollan al momento de plegar las rocas, por lo que las direcciones de σ_1 no corresponderán a las mismas direcciones del esfuerzo regional. En este caso, no importa si las venas de relleno presentan formas de grietas de tensión o formas sigmoidales. Lo más importante, es que las venas puedan indicar el sentido de la cizalla de esa banda, y que se presente la banda conjugada para establecer la posición del σ_1 regional.

4.3.3 CARACTERÍSTICAS DE LOS ARREGLOS EN ESCALÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio, la presencia de arreglos en escalón es muy común. La presencia de pares conjugados de bandas de cizalla es menos frecuente. La abundancia de estos arreglos se observó mayoritariamente en el Cañón de La Casita, disminuyendo su abundancia respecto a las otras secciones estudiadas. En la mayoría de los casos, estos arreglos presentaron venas rellenas de calcita con formas sigmoidales. Presentaron en algunos de los casos arreglos en escalón de segundo orden, siendo estos poco frecuentes. En su mayoría, el relleno de la venas está compuesta de calcita. No se realizaron mediciones, por no ser un objetivo principal de este trabajo, para determinar si estas venas corresponden a grietas de tensión, a fracturas Riedel o a fracturas de transición entre grietas de tensión o fracturas Riedel.

Se observaron arreglos en escalón dispuestos sobre los planos de estratificación y cortando perpendicularmente a la misma. La mayoría de los arreglos que presentaron bandas conjugadas de cizalla, estaban dispuestas cortando perpendicularmente a la estratificación.

4.4 EJES DE PLIEGUES

De una manera general, el eje del pliegue es considerado una línea imaginaria que atraviesa por el centro de la charnela de un pliegue, el cual no es necesariamente rectilíneo. También se le ha definido traza o eje axial, a la línea de intersección entre la superficie axial de un pliegue y la superficie topográfica (FOUCAULT y RAOULT, 1985).

Cabe mencionar que con el término de ejes de pliegues, la literatura manifiesta que se debe de referir a ejes tectónicos que definen la orientación de los pliegues. Donde en un

pliegue se definen 3 ejes principales perpendiculares entre sí: eje A, B y C (Fig. 4-4). El eje A y B definen al plano axial; el eje B indica el rumbo del eje del pliegue; y el eje C puede indicar en caso de ser un pliegue de flexura, la dirección de compresión.

4.4.1 RELACIÓN DE LOS EJES DE PLIEGUES FLEXURALES Y EJES DE ESFUERZOS

La relación del eje del pliegue con los esfuerzos es muy variable. Esto obedece a que el desarrollo de pliegues puede corresponder a múltiples factores. En el caso del área de estudio, se asume que el plegamiento fue originado bajo el modelo de pliegues de flexura. Esto permite analizar los pliegues e interpretar el arreglo del campo de esfuerzos que se ejerció durante el desarrollo de dichas estructuras. En este caso, el campo de esfuerzos máximo σ_1 corresponde con el eje C del pliegue, el campo de esfuerzos intermedio σ_2 , es paralelo al eje B y el campo de esfuerzos mínimo es paralelo al eje A. En este sentido se tiene que observar con mucho cuidado las estructuras en campo, debido a que no será lo mismo estar observando pliegues con un plano axial vertical, a pliegues con un plano axial horizontal o pliegues con una inmersión considerable. Aquí radica la importancia de analizar la posición de los pliegues antes de determinar el campo de esfuerzos.

4.4.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE EJES DE PLIEGUES

Esta metodología es relativamente sencilla. Aunque se infieren pliegues analizando las fotografías aéreas, y se pueden definir direcciones de compresión, los ejes analizados corresponden a ejes que fueron tomados en campo.

Básicamente se procede a definir el pliegue determinado si se trata de un anticlinal o de un sinclinal. Así mismo, se infiere la posición del eje del pliegue, tomando el rumbo e inmersión del mismo. Aquí es bueno determinar, lo mejor posible, si la estructura obedece a un plegamiento por aplastamiento, por flexura o por una cizalla en la horizontal. La inmersión del eje juega un papel determinante en la interpretación del mismo.

4.4.3 CARACTERÍSTICAS DE LOS EJES DE PLEIGUES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Respecto a este tema, es difícil caracterizar a una línea imaginaria en el sentido estricto. Sin embargo, se puede decir que se trabajó principalmente con pliegues a nivel de afloramiento, definidos en las Formaciones Parras, Indidura, Cuesta del Cura, Cupido y La Gloria principalmente. Sin embargo, al trabajar con la interpretación de fotografías aéreas, se pudo definir en base a la morfología que estos guardan, la presencia de una superposición de plegamiento en el área de estudio, estableciendo dos direcciones de ejes principales. Los mas antiguos, presentan ejes con direcciones ESE-WNW, correspondiendo con los datos de los ejes a nivel de afloramiento. Los ejes que se superponen a los anteriores, presentan direcciones N-S y NNE-SSW. La superposición de estos pliegues, dan un rasgo característico de zig-zag a los ejes de la zona de estudio (ver Cap. 7 y Fig. 7-2).

4.5 JUNTAS DE CIZALLA Y FALLAS

Respecto a estas dos estructuras, existe desacuerdo entre autores para considerarlas como estructuras diferentes o como estructuras iguales. Lo cierto es que, para el desarrollo de ambas estructuras, el mecanismo de fracturamiento es igual, presentando una disposición del arreglo del campo de esfuerzos igual en la roca. Además, las dos pueden ser consideradas dentro del término de fracturas neoformadas. Pero al estudiarlas presentan características muy particulares que las hacen ser diferentes entre sí.

4.5.1 JUNTAS DE CIZALLA

El término junta de cizalla se denomina a una fractura sin movimiento a simple vista, y que no presenta indicadores cinemáticos en sus planos. La designación del término de cizalla, es debido a la relación que guarda la junta respecto al eje de máximo esfuerzo principal σ_1 . Aunque no se aprecie un movimiento de bloques, la posición de esta fractura y su conjugada infieren un movimiento de cizalla.

De acuerdo a HANCOCK (1985) existe todo un patrón de juntas de cizalla que tienen relación con los procesos de plegamiento. Dentro de este patrón, los grupos denominados hk_0 con ángulo agudo al eje a y h_0l con ángulo agudo al eje a pueden ser utilizados en la reconstrucción del paleoesfuerzo (Fig. 4-5C). Estas fracturas pueden desarrollarse en una etapa anticipada al plegamiento, o se ubicarían en la etapa de inicio del

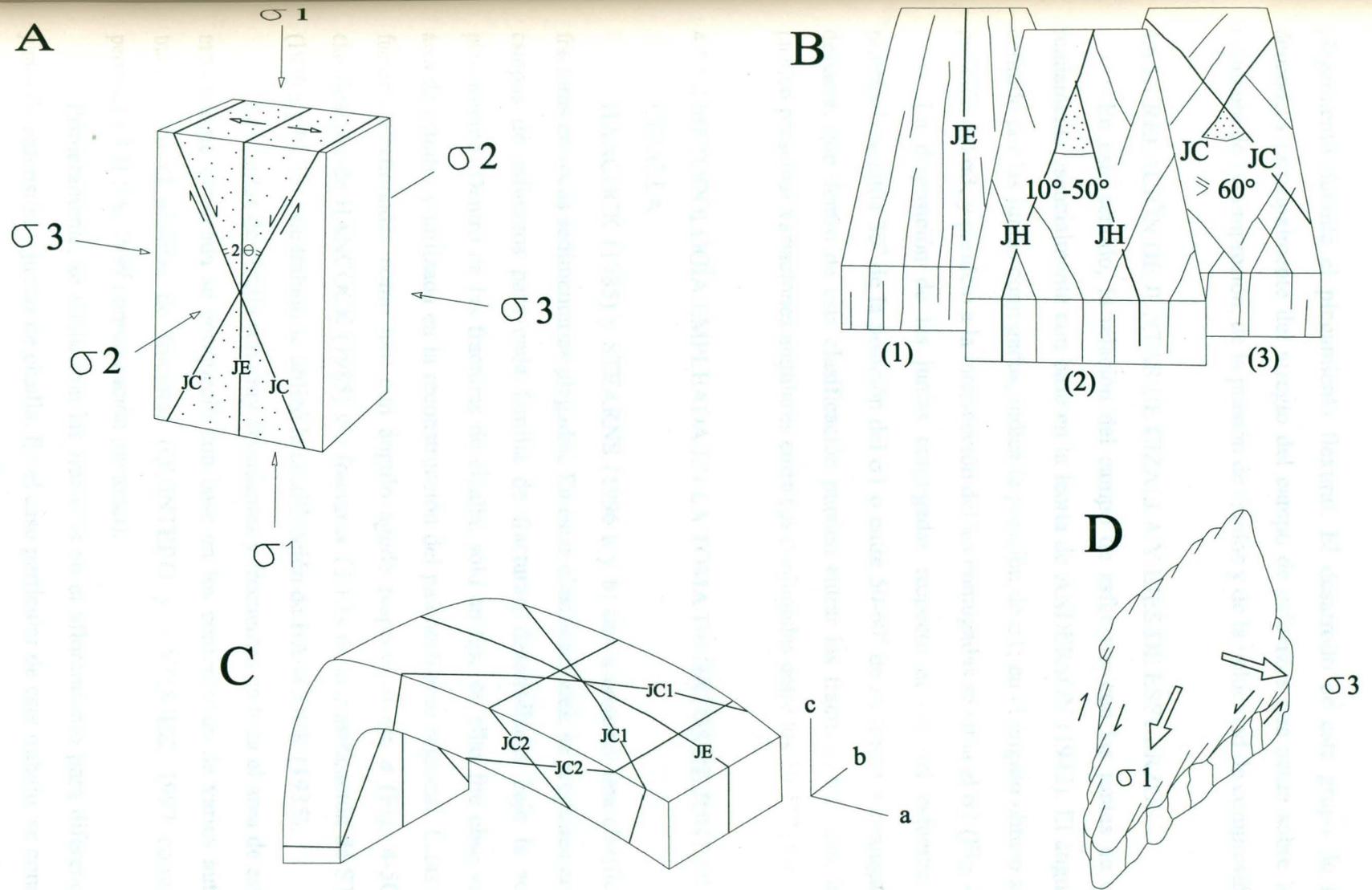


Figura 4-5 A: Relación del campo de esfuerzo diferencial entre las juntas de extensión (JE) y las juntas de cizalla (JC). Área punteada indica la zona de generación de fracturas híbridas; B: relaciones angulares entre las juntas de extensión (JE), juntas híbridas (JH) y juntas de cizalla (JC); C: Clasificación de fracturas en el pliegue, JC1: Juntas de cizalla hk_0 con ángulo agudo al eje a, JC2: Juntas de cizalla h_0l con ángulo agudo al eje a y JE: Juntas de extensión a-c; D: Rombos formados por juntas de cizalla en rocas, indicando el arreglo del campo de esfuerzos. A, B y C (HANCOCK, 1985); C (LIESA, 1999).

plegamiento durante el plegamiento flexural. El desarrollo de este grupo de fracturas, dependerá principalmente del arreglo del campo de esfuerzos que actúe sobre la roca al momento de la compresión, de la presión de fluidos y de la velocidad de compresión.

4.5.1.1 RELACIÓN DE JUNTAS DE CIZALLA Y EJES DE ESFUERZOS

En este sentido, la relación del campo de esfuerzos con las juntas de cizalla se fundamenta esencialmente con base en la teoría de ANDERSON (1942). El ángulo agudo definido por las juntas conjugadas, indica la posición de σ_1 ; en el ángulo obtuso se sitúa la posición del σ_3 ; y paralelo a la intersección de las conjugadas se sitúa el σ_2 (Fig. 4-5A).

La disposición de las juntas conjugadas respecto al eje del esfuerzo máximo principal, se sitúa 30° de la posición del σ_1 o entre $50-60^\circ$ de su fractura conjugada. Cabe destacar, que dentro de esta clasificación pueden entrar las fracturas híbridas, las cuales pueden presentar variaciones angulares entre sus conjugadas entre los $10-50^\circ$ (Fig. 4-5B).

4.5.1.2 METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE JUNTAS DE CIZALLA

HANCOCK (1985) y STEARNS (1996 a y b) dan a conocer una clasificación de fracturas en rocas sedimentarias plegadas. En estas clasificaciones, se proponen arreglos de campos de esfuerzos para cada familia de fracturas, desarrolladas bajo la acción del plegamiento. Dentro de las fracturas de cizalla, solo un tipo de ellas fue observada en el área de estudio y utilizada en la reconstrucción del paleoesfuerzo regional. Estas fracturas fueron determinadas como hk_0 con ángulo agudo respecto al eje a (Fig. 4-5C), de la clasificación de HANCOCK (1985) y/o fracturas T1:F1s de la clasificación de STEARNS (1996 a y b). En este trabajo se utilizó la clasificación de HANCOCK (1985).

Las juntas de cizalla son muy abundantes y frecuentes en toda el área de estudio. La metodología empleada se enriqueció con base en los comentarios de varios autores que trabajan en el análisis de fracturas (QUINTERO y VÁZQUEZ, 1997 comunicación personal y LIESA, 1999 comunicación personal).

Primeramente, se analizaron las fracturas en el afloramiento para diferenciar entre juntas de extensión y juntas de cizalla. En el caso particular de este trabajo, se consideraron todas las juntas híbridas dentro de la clasificación de las juntas de cizalla. Estableciendo las

juntas de cizalla, se procede a identificar pares conjugados de fracturas. Considerando lo anterior, se toman datos planares de las fracturas y de estratificación, sobre la cual se localizan estas. Además, de ser posible, se toma algún dato de eje del pliegue para anexarlo en el análisis. Se toman todos los pares conjugados de fracturas posibles presentes en el afloramiento. En este caso, no se desarrolló ningún análisis de fracturas en cuanto a distribución, espaciamiento y separación de estas en la roca, por no ser un objetivo del trabajo.

4.5.1.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS JUNTAS DE CIZALLA HK0 CON ÁNGULO AL EJE A, EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Hay que destacar, que estas juntas de cizalla fueron de mucha utilidad. Sin embargo al trabajar en los cortes de los cañones no fue tan fácil de observarlas. Para un manejo mas óptimo de estas juntas, se unieron tanto las juntas de cizalla como las híbridas que asemejan ser de una misma familia.

Ahora bien, en este sentido hay que destacar dos características principales de estas juntas en el área de estudio. Las de carácter macro y las de carácter meso. En el sentido de macrojuntas de cizalla, éstas se ven representadas por las estructuras chevrón que ayudan a definir las reglas de la V en el área de estudio. Mientras que las mesojuntas de cizalla se observan en su definición típica como se les conoce, y además desarrollan formas romboidales que definen muy bien el arreglo del campo de esfuerzos (Fig. 4-5D).

4.5.2 FALLAS

El término falla se refiere a una discontinuidad como resultado de un deslizamiento en una zona. Ésta presenta un movimiento paralelo a su plano a simple vista. Al existir movimiento permite analizar la falla en términos de dirección y sentido. Esto es posible debido a que los planos de fallas en muchos de los casos presentan estrías. Éstas, como indicadores cinemáticos, proporcionan el tipo de falla (normal, inversa o de rumbo) y el sentido de movimiento de la misma. Ahora bien, es necesario analizar el desplazamiento de una falla desde el punto de vista de vectores. Este desplazamiento, está dado por el vector D (Fig. 4-6A). Este vector D , esta formado por tres componentes perpendiculares entre sí.

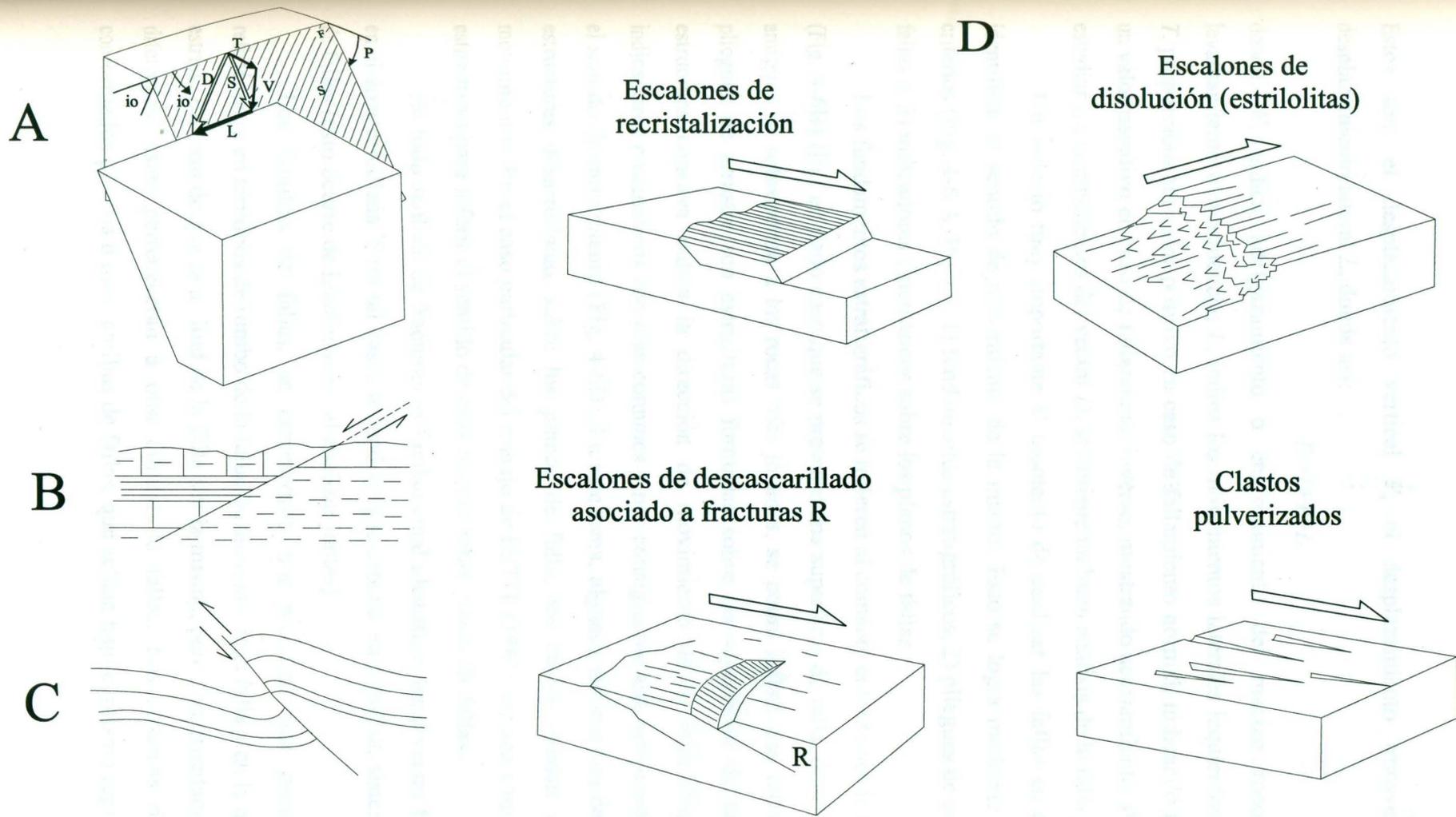


Figura 4-6 A) Componentes de desplazamiento en una falla: D: Desplazamiento total, S: Desplazamiento a lo largo del buzamiento, T: Componente transversal horizontal de desplazamiento, V: Desplazamiento vertical, L: Componente transversal lateral de desplazamiento, F: Plano de falla, s: Estrias, p: Buzamiento del plano de falla, io: Pitch de la estria. B) Fundamentos estratigráficos, para definir el sentido de movimiento de la falla. C) Pliegues de arrastre cerca de fallas, para inferir movimiento de la falla. D) Indicadores cinemáticos sobre planos de fallas, para inferir el sentido de movimiento de la misma. (A, B Y C, ANGELIER, 1994; D, LIESA, 1999)

Estos son: el desplazamiento vertical V , el desplazamiento transversal T y, el desplazamiento lateral L , donde así:

$$D=T+V+L$$

donde: V , indica adelgazamiento o engrosamiento del macizo rocoso, debido a levantamiento o subsidencia; L , indica los movimientos laterales izquierdos y derechos; y T , proporciona un valor positivo en caso de fallamiento normal, indicando alargamiento y un valor negativo en caso de fallamiento inverso, mostrando acortamiento. Por tal razón, al estudiar los componentes del vector D , se obtiene un buen análisis de la falla (Fig. 4-6A).

Un aspecto muy importante al momento de analizar las fallas en campo, será el identificar el sentido de movimiento de la misma. Esto se logra mediante el uso de tres criterios (Fig. 4-6 A, B y C): 1) fundamentos estratigráficos, 2) pliegues de arrastre cerca de fallas e, 3) indicadores cinemáticos sobre los planos de fallas.

Los fundamentos estratigráficos se refieren al contacto entre rocas de diferente edad, (Fig. 4-6B) (Ej.: en dado caso que se presente una superficie de falla, donde las rocas más antiguas se sobreponen a las rocas más jóvenes, se podrá inferir una falla inversa). Los pliegues de arrastre son estructuras formadas sobre las superficies de fallas, donde la estructura cóncava indica la dirección de movimiento de la falla (Fig. 4-6C). Los indicadores cinemáticos son más comunes y por consiguiente son más usados para definir el sentido de movimiento (Fig. 4-6D). En este tema, algunos autores han descrito diversas estructuras desarrolladas sobre los planos de falla, los cuales ayudan a inferir estos movimientos. En el caso particular del trabajo de PETIT (1987), da una amplia variedad de estructuras para inferir el sentido de movimiento sobre planos de fallas.

En todo análisis de fracturas es fundamental identificar las diversas fallas presentes en el área estudiada. Para tal caso, se tendrán que separar en familias, sistemas y patrones de fallas (esto ocurre de igual manera al analizar juntas).

Las familias de fallas, se caracterizan por presentar una geometría común, refiriéndose en términos de rumbo de la falla, buzamiento de la falla y en la dirección de las estrías. En caso de que la actitud de la falla sea la misma, pero con orientaciones de estrías diferentes, estas pertenecerán a otra familia de fallas. Los sistemas de fallas están conformados por dos o mas familias de fallas, que actúan bajo el mismo régimen tectónico.

Mientras que los patrones de fallas, están constituidos por varios sistemas de fallas, las cuales pertenecen a diferentes regímenes tectónicos (ANGELIER, 1994).

Es importante poder distinguir las divisiones de fallas anteriormente señaladas, para evitar errores en los análisis de reconstrucción de paleoesfuerzos. Sin embargo, en áreas donde los sistemas de fallas se consideren heredados, se tendrá dificultad para asignar a ciertas fallas dentro de alguna de las clasificaciones especificadas anteriormente. Debido a que las geometrías de fallas no serán acordes a cierto grupo o familia, pero existe la posibilidad de que sus estrías si presenten ciertas afinidades entre ellas. Este tema se explica mas a fondo dentro de las fallas neoformadas y las fallas heredadas (ver. Cap. 4.5.2.2).

4.5.2.1 RELACIÓN DE FALLAS Y EJES DE ESFUERZOS

La relación de las fallas con los ejes de esfuerzos es importante. Por tal razón, ANDERSON (1942) postuló su análisis de fallas con base en estudios de mecánica de rocas. Él propone, “que analizando los sistemas de fallas conjugadas, se puede inferir el sentido de movimiento y la orientación de la cizalla para un tensor de esfuerzos dado”. Con este análisis, se empieza a entender mejor los modelos de fallas, y sobre todo nacen las ideas para realizar reconstrucciones de paleoesfuerzos.

El concepto de esfuerzo, se relaciona con un vector de esfuerzos σ , que actúa sobre un elemento planar (Fig 4-7A). Esto se define como:

$$\sigma = dF/dS$$

donde dF es la fuerza y dS es la superficie. El esfuerzo es comparable con una presión.

El esfuerzo, al ser aplicado a un medio sólido, presentará una orientación anisotrópica (en fluidos la orientación es isotrópica). Por tal razón, el estado de esfuerzos en medios sólidos se estudia utilizando los tres ejes de esfuerzos principales ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) que definen el elipsoide de esfuerzos (Fig 4-8C) (ANGELIER, 1994).

Con base en estos conceptos, se identifica la geometría de los sistemas de fallas conjugadas, relacionándolas con los tres ejes de esfuerzos principales. De tal manera, que dependiendo de la posición de los ejes de esfuerzos y de la actitud de los sistemas conjugados de fallas, se identifica el tipo de falla a la que se está haciendo mención. En caso de tener un sistema de fallas conjugadas donde σ_1 es vertical y paralelo al ángulo

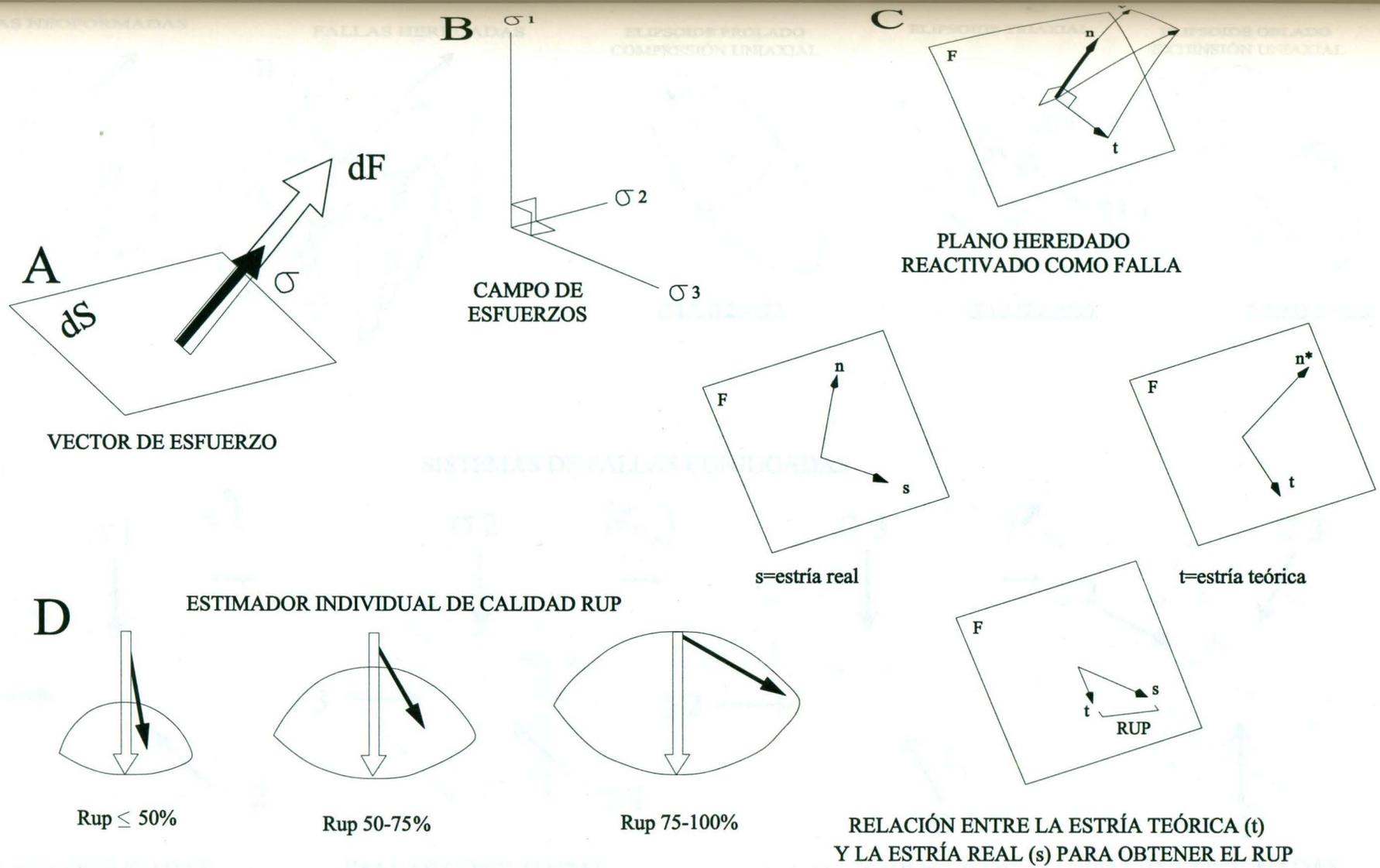


Figura 4-7 A) Vector de esfuerzos, dS: Superficie, dF: Fuerza. B) Relación angular del campo de esfuerzo. C) Componentes de deslizamiento en una falla heredada: F: Plano de falla, n: Esfuerzo normal teórico sobre el plano, n*: Esfuerzo real sobre el plano, t: Estría teórica, s: Estría real. D) Estimador de calidad individual RUP, flecha abierta indica estría teórica (t) y flecha negra indica estría real (s). (ANGELIER, 1990 Y 1994)

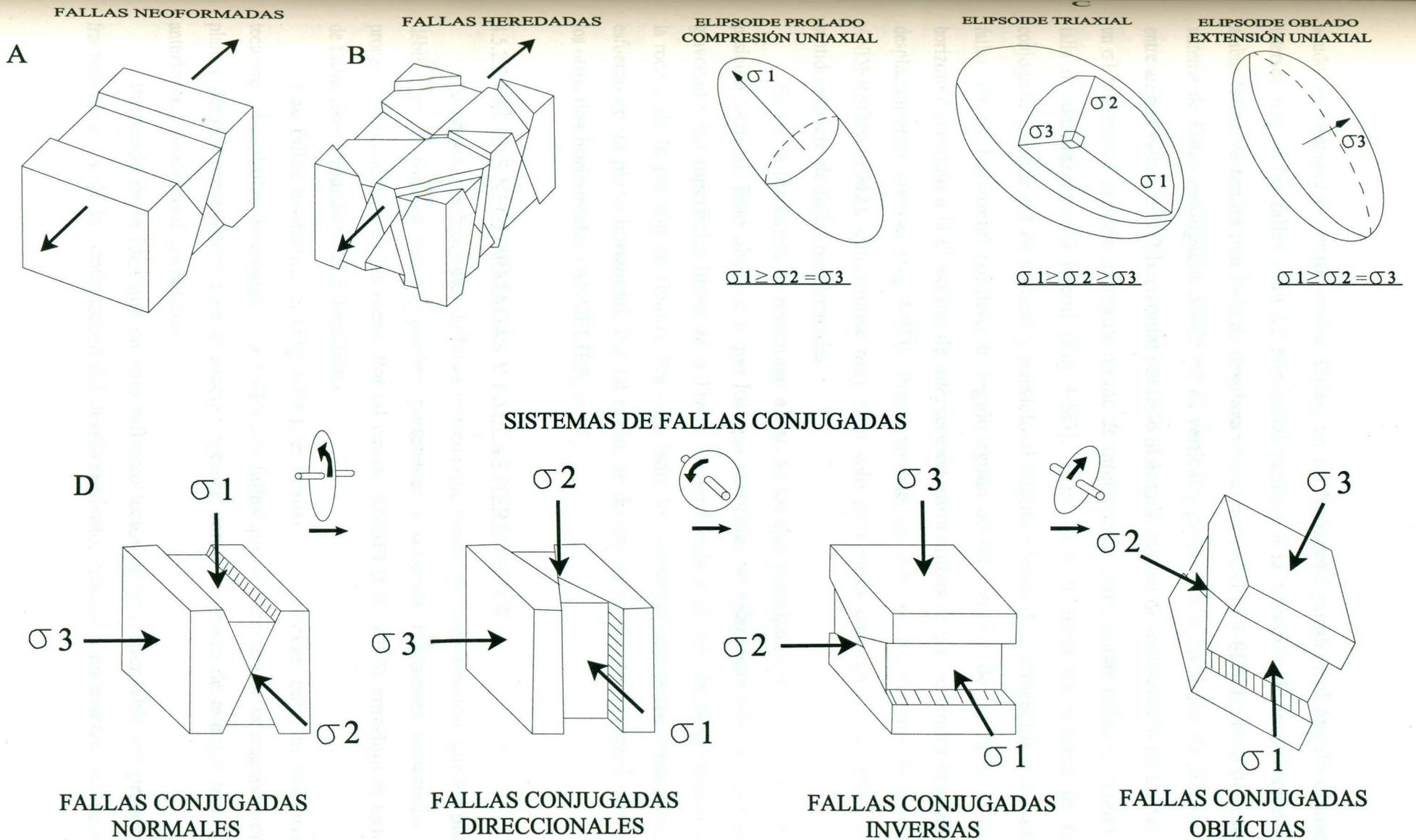


Figura 4-8 A) Fallas neoformadas; B) Fallas heredadas; C) Elipsoides de esfuerzos; D) Relación de fallas conjugadas con el campo de esfuerzos (ANGELIER, 1994)

agudo de intersección entre ambas fallas, un σ_3 horizontal paralelo al ángulo obtuso de intersección de las fallas y un σ_2 horizontal paralelo a la dirección de intersección entre ambas fallas, se tendrá una falla de desplazamiento normal (Fig 4-8D). En caso de tener un sistema de fallas conjugadas donde σ_2 es vertical y paralelo a la dirección de intersección entre ambas fallas, un σ_3 horizontal paralelo al ángulo obtuso de intersección de las fallas y un σ_1 horizontal paralelo al ángulo agudo de intersección entre ambas fallas, se tendrá una falla de desplazamiento lateral (Fig 4-8D). Y en caso de tener un sistema de fallas conjugadas, donde σ_3 es vertical y paralelo al ángulo obtuso de intersección entre ambas fallas, un σ_1 horizontal paralelo al ángulo agudo de intersección de las fallas y un σ_2 horizontal paralelo a la dirección de intersección entre ambas fallas, se tendrá una falla de desplazamiento inverso (fig 4-8D). Prácticamente, en esto se fundamenta la teoría de ANDERSON (1942), aplicándose muy bien solo para pares conjugados de fallas, en el sentido estricto de fallas neoformadas.

Existe la tendencia de relacionar a uno de los ejes principales de esfuerzos con una posición vertical. Esto obedece a que los ejes verticales se relacionan con las fuerzas de gravedad y las superficies libres de la Tierra. Dependiendo a su vez, del peso litológico de la roca y de la presión de fluidos. Por otro lado, los esfuerzos tectónicos desarrollan un esfuerzo en un plano horizontal. Por tal razón, se determina un eje de esfuerzos vertical y los otros dos horizontales (ANGELIER, 1994).

4.5.2.2 FALLAS NEOFORMADAS Y FALLAS HEREDADAS

Al analizar poblaciones de fallas se tiene que tomar en consideración, que los planos débiles en el macizo rocoso, pueden pertenecer a diversos regímenes tectónicos o a procesos diagenéticos en las rocas. Por tal causa, ANGELIER (1994) introdujo el termino de fallas neoformadas y fallas heredadas.

Las fallas neoformadas (Fig 4-8A) se forman y se mueven bajo un solo evento tectónico. Las fallas heredadas (Fig 4-8B) son fallas que se forman por la reactivación de planos débiles pre-existentes en el macizo rocoso, como resultado de eventos tectónicos anteriores o procesos diagenéticos.

Partiendo de la idea que un solo esfuerzo tectónico es responsable del proceso de fracturamiento y de la continuación del desplazamiento, cuando a un macizo rocoso se le

aplica un nuevo evento tectónico, y este presenta planos de debilidad previos a dicho evento, no desarrollará nuevos planos débiles. En este caso, retomará los planos ya existentes y, sobre estos, se desarrollará el deslizamiento. De esta manera, se inhibe y es difícil desarrollar pares conjugados de fallas. Por lo tanto, este último evento tectónico no se puede estudiar en función de la asociación geométrica de las fallas con los arreglos de ejes de esfuerzos. Para tal caso, se estudiarán las fallas desde un punto de vista indirecto, analizando los datos de estrías (ANGELIER, 1994).

Por tal razón, cuando se habla de pares conjugados de fallas se refiere a fallas neoformadas. Y cuando se hable de reactivación de planos débiles, se refiere a fallas heredadas.

Hasta este punto se ha tratado de presentar una idea clara sobre el desarrollo y el mecanismo de movimiento de las fallas neoformadas, que desarrollan pares conjugados de fallas, debido a que las actitudes de las fallas neoformadas tienen una relación directa con la orientación del campo de esfuerzos, y en las fallas heredadas no. La activación de planos débiles como fallas heredadas, se estudia de una manera diferente a las fallas neoformadas.

Por lógica, las fallas que se desarrollan por eventos tectónicos en un macizo rocoso, son más recientes que la misma roca. Por lo tanto, es muy común que estas rocas presenten planos débiles derivados de deformaciones frágiles anteriores o procesos diagenéticos. Por tal razón, muchos de estos planos pueden estar reactivados por el evento tectónico más reciente o sujeto a estudio (ANGELIER, 1994).

Es importante mencionar, que es muy común encontrar planos de debilidad sin la presencia de una deformación frágil. Un buen ejemplo de esto son las juntas paralelas a la estratificación en rocas sedimentarias, las intercalaciones de rocas carbonatadas con material arcilloso y sobre todo las superficies de planos de estratificación. Estos planos tienden a ser casi horizontales, siendo casi perpendiculares a uno de los ejes de esfuerzos principales. Esto se logra gracias a que en los medios sólidos el esfuerzo es anisotrópico, debido a las propiedades mecánicas de las rocas. Al tener una deformación con magnitud muy baja, las juntas paralelas a la estratificación no serán inducidas al fallamiento. Pero al aumentar la magnitud de la deformación, estas rocas podrán bascularse o plegarse. Entonces, las zonas débiles caracterizadas por juntas paralelas a la estratificación, horizontes de arcillas, superficies de planos de estratificación y la presencia de presión de

fluidos en estas, ayudarán al desacoplamiento y al desarrollo de un despegue entre los planos débiles, desarrollando un fallamiento (ANGELIER, 1994).

Al analizar la relación de esfuerzo-deslizamiento en planos débiles (fracturas heredadas), se toma muy en cuenta que no existe relación de la geometría del plano de falla con el campo de esfuerzos que la reactivó. Por lo tanto, se considera que el vector de esfuerzo σ , se descompone en dos componentes de esfuerzos perpendiculares (Fig 4-7C): ν , que es el esfuerzo normal que actúa perpendicular a F (plano de falla) y t , que es el esfuerzo de cizalla paralelo a F . Por lo tanto $\sigma = \nu + t$ (ANGELIER, 1994).

Si el esfuerzo normal ν actúa solo sin la influencia del esfuerzo de cizalla t , se desarrollará una grieta de tensión o una estilolita. Pero, si existe influencia del esfuerzo de cizalla t , junto con el esfuerzo normal ν , se desarrollara un fallamiento (ANGELIER, 1994).

El deslizamiento depende tanto del esfuerzo de cizalla, como del esfuerzo normal. Con esto en mente, WALLACE (1951) y BOTT (1959) postularon su hipótesis en la que establecen: "si el deslizamiento que ocurre en una falla es independiente de la actitud de la misma, el deslizamiento debe de ser paralelo a la dirección de cizalla y con el mismo sentido. Esta hipótesis ha sido validada de cierta manera, observando pequeñas variaciones entre los deslizamientos observados en campo y los tensores calculados en computadora; de igual manera, por la poca variación en la orientación del vector de esfuerzos de deslizamiento y el vector del esfuerzo de cizalla. Si se observaran planos débiles heredados en las rocas, y estos fueran afectados por un solo evento tectónico, el resultado sería una variación de orientaciones de planos y una diversidad en los sentidos de movimiento (ANGELIER, 1994). Para tal cuestión, es importante comprender la forma del elipsoide de esfuerzos en los análisis de fallas. Esta forma del elipsoide de esfuerzos dependerá de la magnitud de los tres ejes de esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 . Para definir la forma del elipsoide, la magnitud de σ_2 será muy importante, debido a que si el valor de $\sigma_2 = \sigma_3$ se tendrá un elipsoide de compresión uniaxial (Fig. 4-8C). En caso de tener un $\sigma_2 = \sigma_1$, se tendrá un elipsoide indicando extensión uniaxial (Fig. 4-8C). En dado caso, de tener valores de $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, se tendrá un elipsoide indicando un esfuerzo triaxial (Fig. 4-8C). Este elipsoide de esfuerzos, es más apropiado para los medios sólidos, donde las propiedades de las rocas son anisotrópicas (ANGELIER, 1994).

Al analizar las direcciones de deslizamiento de los planos de falla, se observa que la forma del elipsoide de esfuerzos tiene gran influencia sobre este deslizamiento. Esto es debido a que el esfuerzo normal σ_n , la dirección de deslizamiento σ_s , y el eje de esfuerzos σ , se interceptan en el plano de debilidad. Por lo tanto, el deslizamiento será influenciado por el eje de esfuerzos que esté actuando en ese momento, ya sea σ_1 o σ_3 para los casos de compresión o extensión uniaxial. Pero, para un estado de esfuerzos triaxial, las orientaciones de deslizamiento serán intermedias por la acción de las magnitudes de $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. En este caso, será indispensable conocer el valor de Φ , ya que éste indica el valor de σ_2 , variando entre 0 y 1. $\Phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, resultando $0 \leq \Phi \leq 1$, donde $\Phi = 0$ indica una compresión uniaxial y $\Phi = 1$ indica una extensión uniaxial. Valores intermedios indican un esfuerzo triaxial (ANGELIER, 1994).

Al analizar fallas neoformadas, el valor σ_2 se conoce por presentarse en la dirección de intersección entre las fallas conjugadas. Por lo tanto, el valor Φ en estas fallas no afecta mucho. De igual manera, con las fallas heredadas es posible determinar los ejes de esfuerzos y el valor Φ . En este caso, es necesario el conocimiento de σ_2 para determinar el valor Φ . En estas fallas, los ejes de esfuerzos son oblicuos a las mismas y los valores de Φ se sitúan entre 0-1 (ANGELIER, 1994).

4.5.2.3. EL PROBLEMA INVERSO EN LA RECONSTRUCCIÓN DEL PALEOESFUERZO

El análisis de las fallas se puede estudiar planteando el problema desde un punto de vista directo o inverso. El problema directo (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 conocido. El problema inverso (hipótesis 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).

Tanto en el problema directo como en el problema inverso, los deslizamientos de fallas indicado por las estrías, dan la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla, correspondiente a un tensor de esfuerzos 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. Aunque exista una gran similitud entre los deslizamientos de los planos de falla, siempre existirá una pequeña variación 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. 4-7C). Mejor dicho, el objetivo principal en el análisis de la inversión de datos de deslizamientos de fallas será identificar cuales deslizamientos de planos de fallas pertenecen a un solo régimen tectónico y a un tensor de esfuerzos común (ANGELIER, 1994).

Para el análisis de deslizamientos de fallas, ANGELIER (1990) propuso un método analítico de inversión de datos, en el que se determina el tensor de esfuerzos reducido, utilizando datos de deslizamiento de fallas. Esto es posible, utilizando un programa de computadora, donde la inversión de los datos se realiza de una manera directa y rápida. Este método, analiza la relación angular entre la estría real s , sobre el plano de falla y la estría teórica t , sobre la misma. Al analizar diversos planos de falla, el programa determina la magnitud relativa del esfuerzo de cizalla, para inducir el deslizamiento, sin importar la cohesión y la fricción de la roca. Del resultado de este análisis, se obtiene un tensor de esfuerzos para los deslizamientos de fallas analizadas.

Es necesario mencionar, que no es el objetivo de este trabajo el analizar la cuestión matemática del funcionamiento del programa. Sin embargo, sí es indispensable entender la problemática física de campo, bajo el cual este programa se fundamenta para el desarrollo de dicho análisis de paleoesfuerzos.

Ahora bien, para poder determinar la orientación de la cizalla en planos débiles, es necesario tener en cuenta 4 variables, las cuales corresponden a: σ_1 , σ_2 , σ_3 y el valor Φ . Estas cuatro variables, se obtienen mediante observaciones y mediciones en campo, a través de la orientación del deslizamiento de la falla y el sentido de movimiento. La utilización de estas cuatro variables en la reconstrucción de paleoesfuerzos, se le denomina "Tensor de esfuerzos reducido" (ANGELIER, 1994).

Debido a que cada deslizamiento de falla corresponde a una relación entre el tensor de esfuerzos y el esfuerzo de cizalla, es necesario tener 4 datos de deslizamiento en fallas para determinar el tensor de esfuerzo reducido (ANGELIER, 1994). Por lo tanto, el tensor de esfuerzos depende de la orientación de los tres ejes de esfuerzos principales y el valor Φ .

Un solo dato de deslizamiento de falla, limitaría el cálculo del tensor de esfuerzos. Mientras se tenga un σ_1 vertical, se inducirá un fallamiento normal; mientras se tenga un σ_3 vertical, se inducirá un fallamiento inverso; pero, si se tiene un σ_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).

Otro aspecto importante, bajo el cual el programa de ANGELIER (1990) también se fundamenta, es el principio del método del diedro recto. Este análisis consiste en que: todos los deslizamientos de fallas sujetos a un mismo régimen tectónico, deben corresponder en términos del diedro P (presión) y el diedro T (tensión). Los deslizamientos de fallas que no estén dentro de este rango, podrán ser datos correspondientes a otro evento tectónico o debido a malas mediciones de campo. En este caso, σ_1 corresponderá al rango del diedro P y σ_3 corresponderá al rango del diedro T (ANGELIER, 1994). La utilización de este método, requiere tomar en cuenta algunas consideraciones: a) los datos que no encajen dentro de los rangos de los diedros, pueden corresponder a errores en la determinación del sentido de deslizamiento sobre el plano de falla; esto, repercute en el intercambio del rango de P y T; b) la presencia de deslizamientos de fallas relacionadas a otro régimen de esfuerzos, pudiera indicar un fallamiento polifacético y, c) debido a la dispersión natural de deslizamientos de fallas (ANGELIER, 1994).

Teniendo en mente las consideraciones anteriores, uno de los puntos más importantes en el análisis del tensor de esfuerzos, es la toma de datos en campo. Esto es fundamental debido a que dependiendo de la calidad de los datos, será la confiabilidad de los mismos. La toma de datos se realiza en todas las escalas posibles, refiriéndose a fallas de grandes dimensiones o a fallas de pequeñas dimensiones. Cabe mencionar, que fallas de grandes dimensiones tendrán mayor peso en el análisis del paleoesfuerzo, que las fallas de pequeñas dimensiones. La exactitud 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.

4.5.2.4 ESTIMADOR DE CALIDAD INDIVIDUAL RUP DEL PROGRAMA ANGELIER (1990)

Para evaluar la calidad y confiabilidad de los datos utilizados en el cálculo del tensor de esfuerzos, el programa utiliza un estimador de calidad, el cual se denomina "Estimador de calidad individual" o "Estimador de calidad promedio RUP". Éste, permitirá el conocimiento de la homogeneidad de los datos de deslizamiento de fallas y de los niveles de 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. 4-7D). 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).

Al analizar diversos datos de deslizamientos de fallas pertenecientes a un solo tensor de esfuerzos, estos deberán presentar una similitud dentro del estimador de calidad individual RUP. De tal manera, que el principio básico en la determinación del tensor de esfuerzos, implica que cada dato de deslizamiento de falla, trátase de la dirección y del sentido de movimiento, tenderán a ser iguales al esfuerzo de cizalla que se indujo sobre el plano de fractura por el tensor de esfuerzos común (ANGELIER, 1994).

Resumiendo, este programa satisface a dos requerimientos: a) obtener ángulos lo más pequeño posible, entre el esfuerzo de cizalla computado y el vector de deslizamiento real; y b) obtener magnitudes lo más grande posibles de esfuerzos de cizalla, para vencer la cohesión y la fricción de los planos de falla. Con estos dos requerimientos, se podrá determinar el tensor de esfuerzos promedio, causante de la activación de las fallas y de los sentidos y direcciones de movimiento (ANGELIER, 1990).

4.5.2.5. METODOLOGÍA EMPLEADA EN LA TOMA DE DATOS DE FALLAS

Existen varias metodologías para obtener datos en planos de fallas. En este caso particular, la metodología empleada en el análisis de las fallas, debía de ser acorde para poder utilizar el programa de computación ANGELIER (1990). Por tal cuestión, ésta fue fundamentada por QUINTERO (1997, comunicación personal) y ANGELIER (1994). 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 ej. CI N135/40SW-80 NE. Donde: CI: falla inversa; N135: rumbo de la falla; 40SW: ángulo de buzamiento y dirección del mismo; 80NE: dirección de la estría.

En caso de ser posible, se mide el desplazamiento total de la falla (esto solo se pudo realizar en el sitio LC27, MAPA 10).

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.

La obtención de los sentidos de movimiento en los planos de fallas del área de estudio, se llevó a cabo mediante 3 tipos de observaciones. Primero: se observaron indicadores cinemáticos sobre los planos de falla. En este caso predominaron las fibras minerales desarrollando escalones (en un sentido coloquial, se le denominan tecatas de calcita). Es interesante mencionar, como estos indicadores cinemáticos localizados sobre superficies de estratificación, pueden presentar un sentido de movimiento inverso o normal. Esto se debe, a que en los pliegues volcados, el movimiento entre estratos del flanco invertido puede ser con sentido normal, mientras que en los flancos normales el movimiento tiende a ser inverso. En el sitio LC08 (MAPA 10), se observaron fracturas lunadas y estructuras aradas o surcadas por granos minerales. En el sitio BD14 se

observaron picos estilolíticos sobre los planos de falla. En el sitio LC07, arreglos en escalón ayudaron a determinar el sentido de movimiento de la falla lateral derecha. Segundo: en el sitio BD04 se observaron pliegues de arrastre indicando el sentido inverso del movimiento de la falla. Tercero: en el sitio LC28, se observó una estructura sigmoidal que indica movimiento inverso sobre los planos de falla.

Al recopilar los datos en campo, es posible obtener mediciones erróneas, debido a una mala toma de datos y a irregularidades en los planos de fallas. Por tal motivo, al determinar sistemas de fallas conjugadas y la posición de los ejes del campo de esfuerzos, se debe de realizar con base en orientaciones promedio (ANGELIER, 1994).

4.5.2.6. CARACTERÍSTICAS DE LAS FALLAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Tomando el concepto de ANGELIER (1994), sobre fallas neoformadas y fallas heredadas, en los macizos rocosos que han sufrido algún tipo de deformación frágil, se empezó a comprender los patrones de fallas encontrados en el área de estudio.

A primer vista, al analizar estos patrones de fallas observamos 2 superficies estriadas principalmente: a) superficies paralelas a los estratos o sobre las caras de los estratos, y b) superficies que no son paralelas a los estratos. Aquí, es importante mencionar esto porque las superficies estriadas en las caras de los estratos deben de ser consideradas como fracturas heredadas, debido a que estas estructuras son más antiguas que los esfuerzos compresionales que dieron origen a la deformación de las rocas, y por consiguiente, a los movimientos paralelos a la estratificación. Ahora bien, en las superficies estriadas que no son paralelas a la estratificación, se asume que existen fracturas neoformadas y fracturas heredadas. Esto ha podido ser constatado porque la geometría de la fracturas en algunos casos no guardan una relación con el campo de esfuerzos que dio origen al movimiento de los mismos. En este caso, las fracturas heredadas pueden corresponder a fracturas desarrolladas antes del plegamiento, ya sea por la presión ejercida por la carga litostática o fracturas desarrolladas durante el depósito de la cuenca. También, se puede asumir que estas fracturas se hayan desarrollado durante los procesos de plegamiento. Las fallas neoformadas, se desarrollaron durante los procesos de plegamiento principalmente o son las que se desarrollaron como consecuencia de la aplicación de un esfuerzo al macizo rocoso.

Un caso muy particular de una falla heredada fue del sitio TN02 (MAPA 4), donde se observó una superficie de falla formada en el contacto de un dique que intrusión a la Lutitas Parras. Por observaciones de campo se estableció que la intrusión de este dique fue anterior a la compresión laramídica, por lo que las superficies de contacto entre el dique y la lutitas, se han considerado fracturas heredadas. Cabe mencionar, que también se observó una superficie de falla neoformada cortando al dique, y estas juntas de cizalla si mostraron estrías las cuales fueron analizadas conjuntamente con las fallas heredadas, siendo efectiva tal combinación.

El patrón de las fallas en el área de estudio puede parecer muy confuso y al mismo tiempo muy claro. Para su mejor interpretación se dividieron estas en dos tipos de sistemas: un sistema donde encajan todas las fallas que determinan un cierto arreglo del campo de esfuerzos. Se tienen familias de fallas paralelas a la estratificación y familias de fallas que no son paralelas a la estratificación.

En este caso, el patrón de fallas del área de estudio se estableció con base en dos criterios, separándolos en dos tipos de sistemas de fallas: a) sistemas de fallas que definen un cierto campo de esfuerzos, y b) sistemas de fallas con base en los conceptos de fallas neoformadas y fallas heredadas.

4.5.2.7 SISTEMAS DE FALLAS EN BASE A UN CIERTO CAMPO DE ESFUERZOS

En todo el área de estudio, se establecieron 4 sistemas de fallas: 1) sistema compresivo de fase 1; 2) sistema transpresivo de fase 1; 3) sistema transpresivo de fase 2; y 4) sistema extensional de fase 1. En estos sistemas, existe combinación de fallas neoformadas y fallas heredadas en la determinación de las direcciones de paleoesfuerzos.

CAPÍTULO 5 ETAPAS EN EL DESARROLLO DE UN PLIEGUE POR FLEXURA

Es importante mencionar que las mesoestructuras analizadas en este trabajo, mantienen una estrecha relación con los procesos de plegamiento flexural durante la deformación de las rocas en las que estas se encuentran presentes.

El desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra de Parras, se llevó a cabo en la zona superficial de la corteza terrestre, dentro de los 5 km de profundidad (EGUILUZ Y ARANDA, 1983 a y b). Al analizar las mesoestructuras del área de estudio, se observa que estas presentan una estrecha relación con el desarrollo flexural de los pliegues. Esto da pauta a pensar que en esta relación, "existe una asociación espacial y temporal de las mesoestructuras con el desarrollo evolutivo de los pliegues". Estudiando estas relaciones es posible llegar a establecer un control de las direcciones de los campos de esfuerzos, a través de la evolución del plegamiento. Sin embargo, es necesario mencionar, que algunas de estas direcciones de esfuerzos, pueden estar perturbadas, dando una dirección errónea en la estimación del paleoesfuerzo regional.

Para entender los procesos de flexura en este tipo de cinturones plegados, se toman en consideración las propiedades reológicas y anisotrópicas de las rocas, el campo de esfuerzos que actúa sobre estas y las posibles inhomogeneidad del medio (PRICE & COSGROVE, 1990).

PRICE & COSGROVE (1990) proponen cuatro etapas en el desarrollo evolutivo de los pliegues por flexura (Fig. 5-1): a) acortamiento pre-flexura, b) inicio del plegamiento, c) desarrollo finito de los pliegues y, d) acortamiento post-flexura.

El análisis de mesoestructuras, atribuyéndolas en las cuatro etapas del plegamiento flexural es fundamental. Esto obedece a que las estructuras semi-frágiles en rocas plegadas se desarrollan diacrónicamente. Estas estructuras se desarrollan en diversas fases del plegamiento, dependiendo de las condiciones de deformación, bajo el cual se lleve a cabo dicho proceso. Con esto en mente, se puede realizar una reconstrucción del paleoesfuerzo en cada una de las etapas anteriormente mencionadas. De esta manera, se puede conocer la presencia o ausencia en la variación del campo de esfuerzos durante el desarrollo de los cinturones plegados y cabalgados.

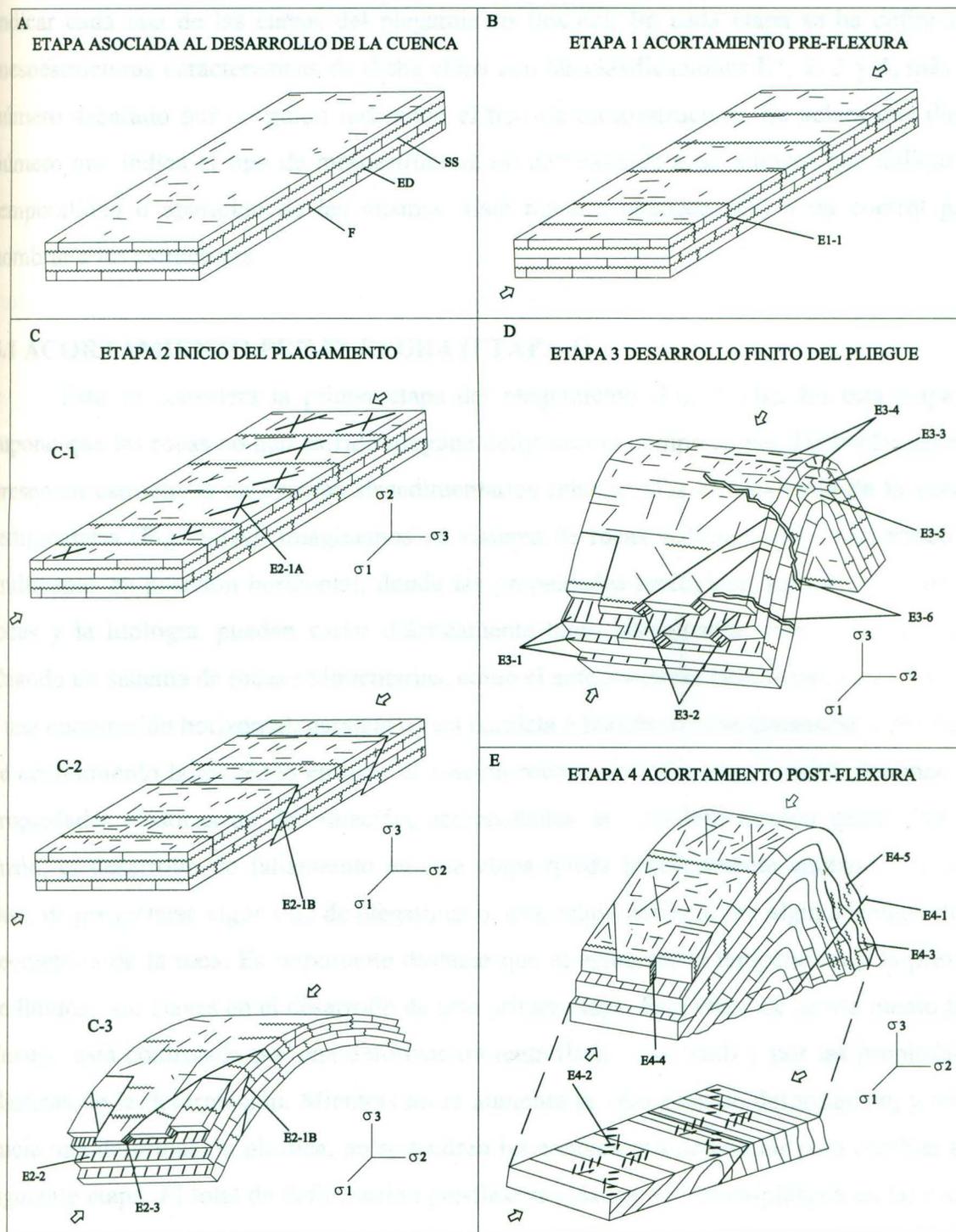


FIGURA 5-1 Etapas y mesoestructuras del plegamiento flexural en el área de estudio. SS: Estratificación, ED: Estilolitas diagenéticas, F: Fracturas asociadas a carga litostática, E1-1: Estilolitas tectónicas 1a, E2-1A: Juntas de cizalla, E2-1B: Fallas inversas, E2-2: Fallas paralelas a la estratificación, E2-3: Fallas transcurrentes, E3-1: Cizalla paralela a la estratificación, E3-2: Fallas de rumbo, E3-3: Fallas inversas, E3-4: Fallas normales, E3-5: Eje de pliegue, E3-6: Fracturamiento hidráulico, E4-1: Falla inversa, E4-2: Arreglos en escalón, E4-3: Boudinage, E4-4: Posibles fallas de rumbo Y E4-5: Estilolitas tectónicas 1b.

La nomenclatura asignada a la Figura 5-1 esta dividida en 5-1B, C, D y E para indicar cada una de las etapas del plegamiento flexural. En cada etapa se ha definido a mesoestructuras características de dicha etapa con las clasificaciones E1, 2, 3 y 4, más un número separado por un guión indicando el tipo de mesoestructura. Se aclara que dicho número que indica el tipo de mesoestructura no corresponde a un número que indique la temporalidad o aparición de las mismas. Este número obedece solo a un control para nombrar a las estructuras.

5.1 ACORTAMIENTO PRE-FLEXURA (ETAPA 1)

Esta se considera la primer etapa del plegamiento (Fig. 5-1B). En esta etapa se supone que las rocas no han sufrido ninguna deformación compresional. Probablemente se presenten estructuras de eventos sinsedimentarios relacionados al desarrollo de la cuenca sedimentaria (Fig. 5-1A). Imaginemos un sistema de rocas sedimentarias conformado de multicapas en posición horizontal, donde las propiedades reológicas, los espesores de las rocas y la litología, pueden variar drásticamente tanto lateralmente como verticalmente. Cuando un sistema de rocas sedimentarias, como el anteriormente mencionado, es sometido a una compresión horizontal, paralela o casi paralela a los estratos, se desarrollará una etapa de acortamiento homogéneo en todo el macizo rocoso. En esta etapa inicial, dominan las propiedades elásticas de deformación, acompañadas de una deformación dúctil. Por tal razón, el desarrollo de fallamiento en esta etapa queda prácticamente anulado. En dado caso, de presentarse algún tipo de plegamiento, este estará definido por alguna irregularidad geométrica de la roca. Es importante destacar que el esfuerzo, la temperatura y la presión de fluidos, son claves en el desarrollo de esta primer etapa. Esta etapa de acortamiento pre-flexura, está controlada por una deformación lenta (baja velocidad) y por las propiedades elásticas de la deformación. Mientras no se aumente la velocidad de deformación, y no se inicie una deformación plástica, no se tendrán las condiciones necesarias para cambiar a la siguiente etapa. El total de deformación pre-flexura elástica o elástica-plástica en las rocas, dependerá del grado de cementación que estas presenten antes de la compresión paralela a la estratificación.

En el caso particular de las rocas carbonatadas, este acortamiento se manifiesta mediante el desarrollo de una presión-disolución, observándose a través de las estilolitas tectónicas (Fig. 5-1B, E1-1).

5.2 INICIO DEL PLEGAMIENTO (ETAPA 2)

Esta se considera la segunda etapa del plegamiento (Fig. 5-1C). La presencia en el sistema sedimentario de irregularidades geométricas (capas muy gruesas o muy delgadas), variaciones locales en las propiedades reológicas de las rocas y reducciones locales en la fuerza cohesiva entre las superficies de los estratos, pueden ocasionar un esfuerzo heterogéneo, lo suficientemente grande para inducir el plegamiento en dicho sistema.

Existe la alternativa de que este plegamiento se inicie, a través de un solo estrato o de multiestratos. En ambos casos, si la velocidad de deformación presente en la primer etapa aumenta (deformación rápida), y se inicie el dominio de las propiedades plásticas en la deformación, se inducirá el desarrollo de un alto esfuerzo diferencial en los estratos mas competentes. Éstas son las causas principales de la transición entre el acortamiento pre-flexura y la iniciación del plegamiento.

La deformación de rocas competentes bajo un esfuerzo compresivo dependerá de: la magnitud del esfuerzo compresivo actuando sobre la roca; del esfuerzo crítico de fallamiento de la roca y, de la proximidad y grosor de los estratos competentes. Por tal motivo, el arreglo del campo de esfuerzos es fundamental para entender el tipo de estructuras desarrolladas a consecuencia de éste.

Existen dos posibles campos de esfuerzos, cuando las estructuras son producto de un esfuerzo compresivo frágil menor a un esfuerzo crítico de flexura: a) cuando el eje de esfuerzos intermedio σ_2 sea normal a la estratificación (Fig. 5-1C-1), y b) cuando el eje de esfuerzos mínimo σ_3 sea normal a la estratificación (Fig. 5-1C-2) (PRICE & COSGROVE, 1990).

En dado caso que el eje de esfuerzos intermedio σ_2 actúe normal a la estratificación, dará la pauta para el desarrollo de fracturas de cizalla, trátense de juntas o fallas (Fig. 5-1C-1, E2-1A). En este caso, se desarrolla un arrastre entre capas que evita el desarrollo de grandes desplazamientos, dando lugar al desarrollo de fracturas en pequeñas dimensiones. La posición del σ_1 será normal a la posición del futuro eje del pliegue. En este proceso se

En dado caso de que estas fracturas se presenten rellenas de algún material, dará la clave para inferir que fueron desarrolladas previamente al plegamiento. Esto se fundamenta porque las fracturas no pueden desarrollarse al mismo tiempo como fracturas de cizalla y fracturas de extensión (actuando como venas), debido a la baja presión de fluidos y al gran esfuerzo diferencial. Sin embargo, es importante mencionar que se debe de tomar en cuenta la posibilidad del desarrollo de fracturas híbridas, las cuales, pudieran actuar de manera simultánea como fracturas de cizalla y fracturas de extensión.

En caso de que el eje de esfuerzos mínimo principal σ_3 fuera normal a la estratificación, daría la pauta al desarrollo de cabalgaduras o fallas inversas (Fig. 5-1C-2, E2-1B). En este proceso, los movimientos entre la estratificación serán muy comunes. Esto propiciaría un engrosamiento de las capas y, por consiguiente, el de la secuencia sedimentaria. Esto en particular es común observarlo en pliegues volcados (Fig. 5-1E, E4-3), donde los flancos inversos tienden muchas veces a presentarse mas delgados, respecto a los flancos normales, los cuales tienden a ser mas gruesos que los anteriores.

En el caso de tener estructuras desarrolladas bajo un esfuerzo compresivo frágil, igual a un esfuerzo crítico de flexura, se desarrollarán simultáneamente tanto cabalgamientos como plegamientos (Fig. 5-1C-3).

En dado caso de que un esfuerzo frágil compresivo de una capa competente sea mayor que en esfuerzo crítico de flexura, dará pauta al desarrollo de pliegues debido a diversas irregularidades presentes en el medio.

Tanto estratos competentes como estratos incompetentes, pueden empezar a plegarse e inmediatamente a fallarse. Esto ocurre con cada estrato dentro de multicapas en rocas sedimentarias, hasta lograr la estabilidad del sistema sedimentario y lograr el desarrollo de un gran pliegue. Por lo tanto, el tipo de plegamiento dependerá de la presencia o ausencia de unidades de control. En caso de existir una unidad de control, las rocas se deformarán por flexura de un solo estrato dentro de una matriz anisotrópica. Pero en ausencia de una unidad de control, las rocas se deforman por flexura de multiestratos.

Al aplicar un esfuerzo permanente paralelo a la estratificación, dentro del rango de la deformación elástica, los horizontes incompetentes experimentarán una compactación y, a su vez, un crecimiento en la presión de fluidos.

El plegamiento de multiestratos es común cuando no existe una unidad de control. Por lo tanto, cuando el esfuerzo compresivo sobrepase al esfuerzo crítico de flexura en las multicapas, estas desarrollarán pliegues de caja o kink-bands. Al plegar multicapas en la etapa de pre-flexura, es común el desarrollo de la presión de fluidos intersticiales. Con el incremento de la compresión, la presión de fluidos aumenta hasta llegar a vencer el peso de los sedimentos sobreyacentes y, al mismo tiempo, al esfuerzo cohesivo de los planos de estratificación. De esta forma, es común el desarrollo de un fracturamiento hidráulico entre capas, paralelo a la estratificación (σ_3 normal a la estratificación). En tal caso, la cohesión entre capas llega a cero y se inicia el pliegue por el vencimiento de la presión de fluidos sobre la carga de sedimentos.

5.3 DESARROLLO FINITO DE LOS PLIEGUES (ETAPA 3)

Esta se considera la tercer etapa del plegamiento (Fig. 5-1 D). Como se mencionó anteriormente, el inicio de la flexura está controlado por propiedades elásticas. En zonas donde las propiedades elásticas lleguen a su límite, se empezará a desarrollar la deformación plástica. Por tal motivo, una flexura de capas individuales que se ubique por encima de la zona de superficie neutral, desarrollará un fallamiento extensional (Fig. 5-1D, E3-4). Mientras que capas individuales que caigan por debajo de la zona de superficie neutral, desarrollarán un fallamiento inverso (Fig. 5-1D, E3-3).

La presencia de estrías en superficies paralelas a la estratificación (Fig. 5-1D, E3-1), indican la pérdida de cohesión y de la presión de fluidos en el sistema sedimentario sujeto al plegamiento. Cuando la presión de fluidos desaparece o disminuye, se neutraliza el movimiento entre capas, originando el cierre del pliegue. La presión de fluidos dentro del pliegue, cambia drásticamente de lugar y en el tiempo. Por tal razón, las estrías presentes en las superficies de los estratos se forman en tiempos diferentes bajo el mismo esfuerzo. Los fluidos son expulsados de su medio hacia el exterior, induciendo a la formación de nuevos pliegues. De esta manera, se van desarrollando los pliegues en el área sujeta a deformación. Estos fluidos, son emplazados en fracturas orientadas hacia las zonas no deformadas, dando lugar al desarrollo de un fracturamiento hidráulico (Fig. 5-1D, E3-6). En este intervalo de tiempo se pueden presentar variaciones en el campo de esfuerzos. Por tal razón, los

deslizamientos mas jóvenes paralelos a la estratificación, podrán indicar pequeñas variaciones en la disposición de sus estrías.

Es conveniente considerar que los pliegues se comportan como si fueran una bomba de agua. Actúan de tal manera, como si el medio externo requiriera de fluidos, transfiriendo a estos hasta dejar seca a la estructura. En caso de presentarse un equilibrio entre el medio externo y el medio interno, cesará la extracción de fluidos del pliegue. De tal manera que la iniciación del plegamiento puede estar al mismo tiempo controlado, ya sea por un fracturamiento hidráulico paralelo a la estratificación, entre estratos de baja cohesión, y por la presencia de bajas presiones de fluidos localmente.

Al disminuir la presión de fluidos en el medio, se desarrolla un fenómeno denominado "el cierre del plegamiento". En este caso, la cizalla paralela a la estratificación es interrumpida por la disminución de la presión de fluidos en el medio. Esto impide que el pliegue siga desarrollándose y amplificándose. Por tal motivo, se empezará a desarrollar una resistencia al deslizamiento flexural paralelo a la estratificación. Cabe mencionar que este proceso puede estar controlado, tanto por condiciones geométricas como por las relaciones del campo de esfuerzos. Estructuras pequeñas, como flexura de capas sencillas, pequeñas cabalgaduras y fallas de rumbo, se desarrollarán anticipando el inicio del plegamiento de multicapas.

5.4 ACORTAMIENTO POST-FLEXURAL (ETAPA 4)

Esta se considera la cuarta etapa del plegamiento (Fig.5-1E). Estimando que el plegamiento se desarrolló a baja temperatura, la resistencia a la deformación dada por los contrastes litológicos (e.j. la migración de material incompetente), será muy importante tenerla en consideración al momento de analizar los pliegues. Se conoce que durante el desarrollo finito de los pliegues, la resistencia al deslizamiento paralelo a la estratificación es muy reducida. Sin embargo, al momento de cerrarse el pliegue, esta resistencia al deslizamiento aumenta, y la compresión no se limita a los planos de estratificación, favoreciendo el desarrollo de nuevas fallas (Fig. 5-1E, E4-1).

En los flancos invertidos o volcados es común el desarrollo de estructuras de boudinage (Fig. 5-1E, E4-5) y fallas inversas (Fig. 5-1E, E4-1). Estas fallas en particular, cortarían casi perpendicular u oblicuamente a los estratos, debido a que el esfuerzo máximo

principal σ_1 , actúa casi normal o perpendicular al limbo volcado. Es común ver asociado el adelgazamiento de dicho limbo como resultado de la migración de cierto material hacia las zonas de charnela. Así mismo, es común el desarrollo de grandes cabalgaduras asociadas a las zonas inferiores de los limbos volcados (PRICE & COSGROVE, 1990).



Figura 6-1 Base de direcciones obtenida por el programa de paleoestrés obtenido del análisis de los datos.

Es importante señalar, que en este trabajo se ha optado por mostrar los datos lineales de las medicaciones de una manera distinta a lo tradicionalmente utilizado en la geología estructural. En este caso, se muestran en todas las medicaciones de datos lineales el primer número como el vertical y el segundo como el horizontal. Esto obedece, a que el programa de ANFILLER (1992) muestra los datos de esta manera. En el capítulo 7 se muestran los resultados obtenidos en este capítulo.

6.1 EJES DE PLEGUES

En secciones geológicas, los ejes de plegues en un sentido simple, se definen la dirección del paleoestrés. Sin embargo, es posible encontrar direcciones de

CAPÍTULO 6 RESULTADOS DE LAS DIRECCIONES DE PALEOESFUERZOS

Después de obtener los resultados de los análisis de las mesoestructuras, se obtiene una gran variedad de datos, los cuales deben de ser cuidadosamente interpretados. Dentro de la reconstrucción del paleoesfuerzo, se tienen diversas direcciones en todas las estructuras analizadas. Para simplificar la interpretación de los datos se dividió la rosa de direcciones (Fig 6-1) para tener un mejor control de los resultados:

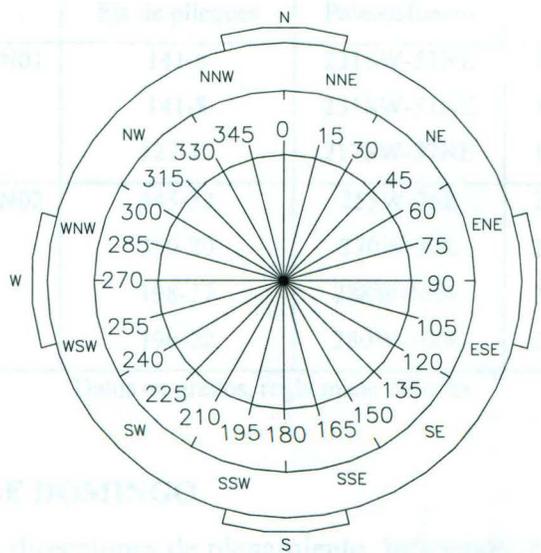


Figura 6-1 Rosa de direcciones utilizada para asignar la dirección del paleoesfuerzo obtenido del análisis de los datos.

Es importante aclarar, que en este trabajo se ha optado por manejar los datos lineales de las mesoestructuras de una manera distinta, a lo tradicionalmente utilizado en la geología estructural. En este caso, se maneja en todas las notaciones de datos lineales el primer número como el azimut y el segundo como la inmersión. Esto obedece, a que el programa de ANGELIER (1990) maneja los datos lineales de dicha manera. En el capítulo 7 se discuten los resultados contenidos en este capítulo.

6.1 EJES DE PLIEGUES

En términos generales, los ejes de pliegues en su sentido estricto, no indican la dirección del paleoesfuerzo. Sin embargo, es posible interpretar direcciones de

paleoesfuerzos utilizando pliegues desarrollados bajo en mecanismo de flexura o aplastamiento, analizándolos y corroborándolos con otras mesoestructuras.

6.1.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO

Al analizar los ejes de pliegues a nivel de afloramiento, se obtuvieron dos direcciones de compresión NE-SW y E-W (MAPA 1 y TABLA 1).

TABLA 1 Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón Tanque Nuevo

Sitio	Rumbo e Inmersión Eje de pliegues	Dirección del Paleoesfuerzo	Fase
TN01	141-6	231SW-51NE	1
	141-8	231SW-51NE	1
	127-10	217SW-37NE	1
TN02	345-32	255W-75E	2
	360-20	270W-90E	2
	198-17	288W-108E	2
	190-22	280W-100E	2

Datos en grados, regla mano derecha

6.1.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

Aquí se observan direcciones de plegamiento, infiriendo direcciones de compresión NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW, NW-SE y E-W (MAPA 2 y TABLA 2).

TABLA 2 Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón Boca de Domingo

Sitio	Rumbo e Inmersión Eje de pliegues	Dirección del Paleoesfuerzo	Fase
BD01	62-34E	152 SSE-332 NNW	¿2?
	240-19W	150 SE-330 NW	¿2?
BD03	266-25W	176 S-356 N	1
BD10	144-4S	234 SW-54 NE	1
BD16	113-12S	203 SSW-23 NNE	1
	289-7W	199 SSW-19 NNE	1
	171-38S	261 W-81 E	¿2?
BD17	262-48W	172 S-352 N	1
	290-10W	200 SSW-20 NNE	1
	91-24E	181 S-1 N	1
	84-5E	174 S-354 N	1

Tabla 2 (cont.) Datos

	88-23E	178 S-358 N	1
	78-4E	168 SSE-348 NNW	1
	89-35E	179 S-359 N	1
	89-12E	179 S-359 N	1

Datos en grados, regla mano derecha

6.1.3 CAÑÓN DE LA CASITA

Se observan direcciones de compresión NNE-SSW, NE-SW y ESE-WNW (MAPA 3 y TABLA 3).

TABLA 3 Ejes de pliegues y direcciones de paleoesfuerzos en el Cañón de La Casita

Sitio	Rumbo e Inmersión Eje de pliegues	Dirección del Paleoesfuerzo	Fase
LC08	304-20W	214 SW-34 NE	1
	276-6W	186 SSW-6 NNE	
	275-7W	185 SSW-5NNE	
	282-6W	192 SSW-12 NNE	
	300-2W	210 SSW-30NNE	
LC40	11-54N	101 ESE-281 WNW	2
LC46	116-37E	206 SSW-26 NNE	1
	116-13E	206 SSW-26 NNE	
	125-29E	215 SW-35 NE	
	122-22E	212 SW-32 NE	
	107-24E	197 SSW-17 NNE	
	111-23E	201 SSW-21 NNE	
	99-35E	189 SSW-9 NNE	
	129-36E	219 SW-39 NE	
	120-36E	210 SSW-30 NNE	
129-31E	219 SW-39 NE		
LC49	98-4E	188 SSW-8 NNE	1
	97-6E	187 SSW-7 NNE	
	97-6E	187 SSW-7 NNE	
	96-6E	186 SSW-6 NNE	

Datos en grados, regla mano derecha

6.2 SUPERPOSICIÓN DE PLEGAMIENTO

En todo el área de estudio se observa una superposición de plegamiento. Hacia el Occidente los ejes secundarios presentan direcciones de su traza axial de NE-SW y al Oriente de N-S (Fig. 8-2).

6.3 JUNTAS DE CIZALLA

6.3.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO

Las juntas de cizalla indican una dirección de compresión NNE-SSW y NE-SW, (MAPA 4 y TABLA 4). TN02 es un sistema de juntas de cizalla desarrolladas en un dique, mientras que el resto fueron tomadas en rocas carbonatadas.

TABLA 4 Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón Tanque Nuevo

Sitio	# Datos	Dirección del Paleoesfuerzo	Fase
TN01	29	218SW-38NE	1
TN02	2	200SSW-20NNE	1
TN03	6	220SW-40NE	1
TN04	14	210SSW-30NNE	1
TN09	14	220SW-40NE	1

Datos en grados, regla mano derecha

6.3.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

Las juntas de cizalla indican direcciones de compresión NNE-SSW y N-S (MAPA 5 y TABLA 5). Cabe señalar, que en BD21, el sitio parece estar un poco rotado hacia el NNW. Sin embargo, el paleoesfuerzo inferido queda dentro del rango establecido para la fase 1.

TABLA 5 Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón Boca de Domingo

Sitio	# Datos	Dirección del Paleoesfuerzo	Fase
P151BD	46	10 N-190 S	1
P251BD	58	20 NNE-200 SSW	1
BD16	2	25 NNE-205 SSW	1
BD21	20	170 S-350 N	1

Datos en grados, regla mano derecha

6.3 CAÑÓN DE LA CASITA

Pocos datos se observaron de dichas juntas, indicando dirección de compresión NNE-SSW y N-S (MAPA 6 y TABLA 6).

TABLA 6 Direcciones de paleoesfuerzo con juntas de cizalla en el Cañón de La Casita

Sitio	# Datos	Dirección del Paleoesfuerzo	FASE
LC15	15	0 N-180 S	1
LC06	4	10 NNE-190 SSW	1
LC43	9	0 N-180 S	1

Datos en grados, regla mano derecha

6.4 ESTIOLITAS

6.4.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO

En los picos estilolíticos se observan direcciones de compresión NNE-SSW, NE-SW y ESE-WNW (MAPA 1 y TABLAS 7 y 8).

TABLA 7 Datos de estilolitas en el Cañón Tanque Nuevo

SITIO	TIPO DE ESTIOLITA	FASE	AZIMUT DEL PICO ESTIOLÍTICO (en grados, regla mano derecha, σ_1 horizontal)
TN03	TECTÓNICA	1	40, 29, 15, 25, 13, 8, 28, 341, 4, 9, 24, 29, 26, 16, 10, 18, 44, 46, 37, 34
TN04	TECTÓNICA	1	24, 30
		2	115, 113, 106
TN06	TECTÓNICA	1	255, 246, 225, 232, 240, 220
TN09	TECTÓNICA	1	356, 5, 51, 60

TABLA 8 Dirección de paleoesfuerzos en estilolitas en el Cañón Tanque Nuevo

Sitio	# de datos	Rango de la dirección del Paleoesfuerzo	Fase
TN03	6	0-15 N	1
	15	0-30 NNE	1
	5	30-60 NE	1
TN04	2	0-30 NNE	1
	3	90-120 ESE	2
TN06	4	210-240 SW	1
	2	240-270 WSW	¿2?
TN09	2	0-15 N	1
	2	30-60 NE	1

Datos en grados, regla mano derecha

6.4.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

Las estilolitas de esta sección indican direcciones de compresión NNE-SSW, NNW-SSE, N-S, ESE-WNW y ENE-WSW (MAPA 7 y TABLAS 9 y 10).

TABLA 9 Datos de estilolitas en el Cañón Boca de Domingo

SITIO	TIPO DE ESTILOLÍTA	FASE	AZIMUT DEL PICO ESTILOLÍTICO (en grados, regla mano derecha, σ 1 horizontal)
BD07	TECTÓNICA	1 ¿2?	23, 24, 26, 28, 30, 355, 354, 348, 350, 337, 328, 330, 335, 208, 145 252
BD11	TECTÓNICA	1	27, 10, 14, 5, 20, 19, 15, 10, 10, 15, 19, 20, 30, 23, 30, 205, 205, 203, 210, 205, 205
	TECTÓNICA	2	115, 100, 90
BD12	TECTÓNICA	1	12, 4, 7, 8, 2, 2, 3, 8, 25, 21, 18, 10, 10, 355, 360, 357, 359, 358, 350, 355, 360, 357
BD14	TECTÓNICA	1	13, 10, 11
		2	116
BD15	TECTÓNICA	1	29, 28, 15, 16, 21, 15, 16, 21, 17, 10, 10, 174, 2, 182, 340, 11, 10, 2, 2, 11, 10
BD17	TECTÓNICA	1	3, 5, 1, 17
BD20	TECTÓNICA	1	11, 6, 28

TABLA 10 Dirección de paleofuerzos en estilolitas en el Cañón Boca de Domingo

Sitio	# de datos	Rango de la dirección del Paleofuerzo	Fase
BD07	4	345-0-15 N	1
	5	0-30 NNE	1
	1	120-150 SE	¿2?
	1	180-210 SSW	1
	1	240-270 WSW	¿2?
	3	330-0 NNW	1
BD11	15	0-30 NNE	1
	3	90-120 ESE	2
	6	180-120 SSW	1
BD12	18	345-0-15 N	1
	3	0-30 NNE	1
BD14	3	0-30 NNE	1
	1	90-120 ESE	2
BD15	18	0-30 NNE	1
	2	165-180-195 S	1
	1	330-0 NNW	1
BD17	4	0-30 NNE	1

Tabla 11 (cont.) Datos

BD20	3	0-30 NNE	1
------	---	----------	---

6.4.3 CAÑÓN DE LA CASITA

Las direcciones de compresión varían de N-S, NNE-SSW, E-W, ENE-WSW, SW-NE y ESE-WNW (MAPA 8 y TABLAS 11 y 12).

TABLA 11 Datos de estilolitas en el Cañón de La Casita

SITIO	TIPO DE ESTILOLÍTA	FASE	AZIMUT DEL PICO ESTILOLÍTICO (en grados, regla mano derecha, σ_1 horizontal)
LC01	TECTÓNICA	1	191, 185, 191, 191, 200, 187, 204, 196
LC04	TECTÓNICA	1	10, 17, 16, 20, 13, 10, 10, 10, 28, 13, 14, 12, 13,
	TECTÓNICA	2	98, 116, 100, 98, 95, 103
LC09	TECTÓNICA	1	210, 210, 190, 190, 202, 208, 186, 215, 192, 195
LC13A	TECTÓNICA	1	6, 16, 5, 20, 32, 41, 45, 40, 37, 31, 40, 29, 24, 34, 35, 15, 26, 30, 215, 208, 198, 186, 180, 196, 32
LC15	TECTÓNICA	1	41, 21, 16, 15, 7, 359, 2, 5, 25, 359, 355, 358, 358, 4, 1, 13, 16,
LC21	TECTÓNICA	2	86, 72, 84, 87, 81
LC29	TECTÓNICA	2	126, 116, 120, 115, 126, 116, 115, 131, 120, 109, 120, 120, 138, 138, 140, 127, 120, 134, 124, 133, 123, 138, 140, 119, 116, 120, 125, 118, 122, 107, 108, 112, 115, 105, 113, 100, 118, 120
LC40	TECTÓNICA	1	10, 5, 190, 194, 191
LC47	TECTÓNICA	1	10, 5, 0

TABLA 12 Dirección de paleoesfuerzos en estilolitas en el Cañón Boca de La Casita

Sitio	# de datos	Rango de la dirección del Paleoesfuerzo	Fase
LC01	5	195-180-165 S	1
	3 (resto)	180-210 SSW	1
LC04	9	345-0-10 N	1
	4 (resto)	0-30 NNE	1
	4	75-90-105 E	2
	1 (resto)	90-120 E	2
LC09	5	165-180-195 S	1
	5	180-210 SSW	1
LC13A	3	345-0-15 N	1
	7 (resto)	0-30 NNE	1
	10	30-60 NE	1
	5	180-210 SSW	1
	1	210-240 SW	1

Tabla 12 (cont.) Datos

LC15	1	30-60 NE	1
	12	345-0-15 N	1
	4	0-30 NNE	1
LC21	4	75-90-105 E	2
	1	60-90 ENE	2
LC29	23	90-120 ESE	2
	14	120-150 SE	2
LC40	2	345-0-15 N	1
	3	165-180-195 S	1
LC47	3	345-0-15 N	1

6.5 FALLAS

Respecto a estas estructuras, fueron analizadas bajo el programa de computadora según ANGELIER (1990). La validez de los resultados está determinada por los valores del estimador de calidad individual RUP principalmente (ver sección 4.5.2.4).

Las direcciones de paleoesfuerzo obtenidas mediante los análisis de poblaciones de fallas, representan de manera más confiable dichas direcciones.

6.5.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO

Los análisis de poblaciones de fallas indicaron una dirección de compresión NNE-SSW y NE-SW (MAPA 4 y TABLA 13). En TN02 los planos de fallas medidos se localizan en un dique. Este dique se encuentra fallado. Los datos medidos se realizaron en los bordes externos del dique, debido a que en las fracturas que cortan a este, no se pudo medir los sentidos de deslizamiento porque no estaban expuestas las superficies, salvo una sola medición.

TABLA 13 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Tanque Nuevo, Fase 1

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
TN02	COM	5	11-26	268-24	142-53	0.689	28	0	0
TN07	COM	15	203-12	295-11	67-74	0.278	29	0	0
TN08	COM	4	214-1	304-4	114-86	0.350	22	0	0

COM: compresivo $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$
 t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

6.5.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

En este cañón se observan tres direcciones de paleoesfuerzos NNE-SSW y ESE-WNW indicando compresión y ESE-WNW indicando extensión (MAPA 9 y TABLAS 14, 15 y 16).

TABLA 14 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			BD04	TRANS	12				
BD12	COM	19	8-25	99-2	192-65	0.686	18	0	0
BD14	COM	15	188-5	98-2	345-85	0.490	19	0	0
BD17	COM	6	208-13	118-2	19-77	0.411	30	0	0
BD22	COM	14	195-13	285-2	24-77	0.701	27	0	1 (7%)
BD23	TRANS	7	212-13	72-73	304-10	0.321	52	0	4 (57%)

COM: compresivo; TRANS: transpresivo; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales;
 $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

TABLA 15 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo, Fase 2

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			BD14	TRANS	7				
BD17	TRANS	12	288-12	103-78	198-1	0.139	31	0	2 (17%)
BD18	COM	6	114-9	24-1	285-81	0.524	39	0	2 (33%)

TRANS: transpresivo; COM: compresivo; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales;
 $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

TABLA 16 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			BD23	EXT	5				

EXT: extensional $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$;
t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

6.5.3 CAÑÓN DE LA CASITA

En este cañón también se observaron varias direcciones de paleoesfuerzos NNE-SSW, NNW-SSE, ESE-WNW y E-W indicando compresión (MAPAS 10, 11, 12, y 13; y TABLAS 17 y 18) y ESE-WNW y NNW-SSE indicando extensión (MAPA 14 y TABLA 19).

TABLA 17 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 1

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			LC07	COM	11				
LC08	COM	32	200-16	109-2	11-74	0.854	26	0	2 (6%)

Tabla 17 (cont.) Datos

LC19	COM	10	210-16	119-4	16-74	0.912	13	0	0
LC26	COM	14	182-12	90-8	326-75	0.244	11	0	0
LC27	COM	14	28-3	119-17	287-72	0.159	51	0	9 (64%)
LC28	COM	18	184-13	94-0	3-77	0.470	22	0	0
LC36	COM	18	193-4	103-6	316-83	0.500	32	0	0
LC40	COM	13	7-12	273-19	127-67	0.513	25	0	1 (8%)
LC44	COM	6	187-12	279-7	38-76	0.366	15	0	0
LC48	COM	6	12-9	104-15	253-73	0.630	35	0	1 (17%)
LC10	TRANS	4	25-12	277-55	122-32	0.328	15	0	0
LC11	TRANS	6	197-34	32-55	292-7	0.162	63	0	6 (100%)
LC21	TRANS	8	178-22	352-68	87-2	0.042	32	0	1 (13%)
LC32	TRANS	11	195-1	97-80	285-10	0.525	30	0	1 (9%)
LC08	TRANS	6	164-23	29-58	263-20	0.282	26	0	0
LC11	TRANS	22	328-11	72-52	230-36	0.441	41	0	5 (23%)
LC24	TRANS	4	333-2	85-84	243-5	0.971	27	0	0
LC41	TRANS	10	330-5	78-75	239-14	0.039	28	0	0
LC48	TRANS	4	140-7	356-81	231-5	0.216	16	0	0

COM: compresivo; TRANS: transpresivo; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales;
 $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

TABLA 18 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 2

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			LC09	TRANS	10				
LC13	TRANS	5	105-40	291-50	198-3	0.755	16	0	0
LC26	TRANS	9	93-27	273-63	183-0	0.114	37	0	0
LC35	TRANS	8	287-13	48-66	192-20	0.707	27	0	1 (13%)
LC42	TRANS	12	110-31	295-59	202-2	0.547	41	0	2 (17%)
LC43	TRANS	12	90-39	237-46	345-17	0.548	35	0	1 (8%)
LC44	TRANS	5	84-7	342-58	178-31	0.403	12	0	0

TRANS: transpresivo $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$;
 t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

TABLA 19 Solución INVD de los tensores de esfuerzos en el Cañón de La Casita, Fase 3

Sitio	Arreglo de esfuerzos	No. de Fallas	Rumbo e Inmersión (en grados, regla mano derecha)			ϕ	RUP (%)	t1	t2
			σ_1	σ_2	σ_3				
			LC08	EXT	8				
LC11	EXT	5	164-59	66-4	334-30	0.413	57	0	5 (100%)
LC26	EXT	5	327-76	204-8	112-12	0.246	12	0	0

EXT: extensional $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$: direcciones de esfuerzos principales $\phi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$;
 t1: # de datos con RUP > 75%; t2: # de datos con 75% \geq RUP > 50%.

6.6 BANDAS DE CIZALLA EN LOS ARREGLOS EN ESCALÓN

6.6.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO (en este cañón no se midieron arreglos en escalón)

6.6.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

Estos datos indicaron dirección de compresión NNE-SSW y NE-SW (MAPA 7 y TABLA 20).

TABLA 20 Datos de arreglos en escalón en el Cañón Boca de Domingo, Fase 1

SITIO	AZIMUT DE σ_1 ENTRE BANDAS DE CIZALLA	Rango de la dirección del Paleoesfuerzo	Fase
BD08	41	30-60 NE	1
BD18	16, 17, 26	0-30 NNE	1

Datos en grados, regla mano derecha, σ_1 horizontal

6.6.3 CAÑÓN LA CASITA

En este cañón se observaron la mayoría de estas estructuras, indicando direcciones de compresión NNE-SSW y NE-SW (MAPA 15 y TABLA 21).

TABLA 21 Datos de arreglos en escalón en el Cañón de La Casita, Fase 1

Sitio	Azimut de σ_1 entre bandas de cizalla	Rango de la dirección del Paleoesfuerzo
LC04	11, 10, 30, 24	0-30 NNE
LC05	16, 20, 28, 18, 22, 32	0-30 NNE 30-60 NE
LC06	14	0-30 NNE
LC07	359	345-0-15 N
LC14	8, 359	345-0-15 N
LC15	351, 356, 6, 13	345-0-15 N
LC16	10, 354, 350, 352, 0, 0, 10	345-0-15 N
LC17	354	345-0-15 N
LC19	7	345-0-15 N
LC21	357	345-0-15 N
LC22	20, 8	0-30 NNE
LC24	358, 8	345-0-15 N
LC25	28, 18, 23, 30, 31	0-30 NNE 30-60 NE
LC32	335	345-0-15 N
LC34	1, 2	345-0-15 N

Datos en grados, regla mano derecha, σ_1 horizontal

6.7 FOLIACIÓN Y CLIVAJE DE FRACTURA

Estas estructuras se tomaron para reforzar la falta de datos en los cañones. El clivaje de fractura como la foliación concuerdan con las direcciones de compresión de las otras estructuras.

6.7.1 CAÑÓN TANQUE NUEVO

Aquí se infirió una dirección de compresión NNE-SSW (MAPA 1, sitios TN04P26, TN08 y TN05) infiriendo la posición del pliegue en ESE-WNW; y NE-SW (MAPA 1, sitio TN01B) con una dirección del pliegue de SE-NW.

6.7.2 CAÑÓN BOCA DE DOMINGO

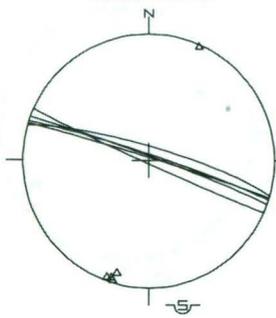
Los datos permiten inferir direcciones de compresión NNE-SSW (MAPA 2, sitio BD19) para una posición del eje del pliegue de ESE-WNW; y NNW-SSE (MAPA 2, sitio BD04) para un eje de pliegue ENE-WNW.

6.7.3 CAÑÓN DE LA CASITA

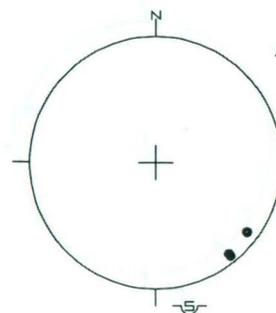
En este cañón se identificaron direcciones de compresión NNE-SSW (MAPA 3, sitio LC13) infiriendo la posición del eje del pliegue en ESE-WNW; y NNW-SSW (MAPA 12, sitios LC24J y LC12), en un plano de falla.

Como conclusión se observa que hay consistencia en los resultados de todas las mesoestructuras analizadas. Obteniendo una dirección de compresión NNE-SSW y E-W muy bien representada para toda el área de estudio. Las direcciones de compresión NNW-SSE y de extensión ESE-WNW y NNW-SSE son escasas y se condicionan principalmente al cañón de la Casita y en algunos puntos del cañón Boca de Domingo.

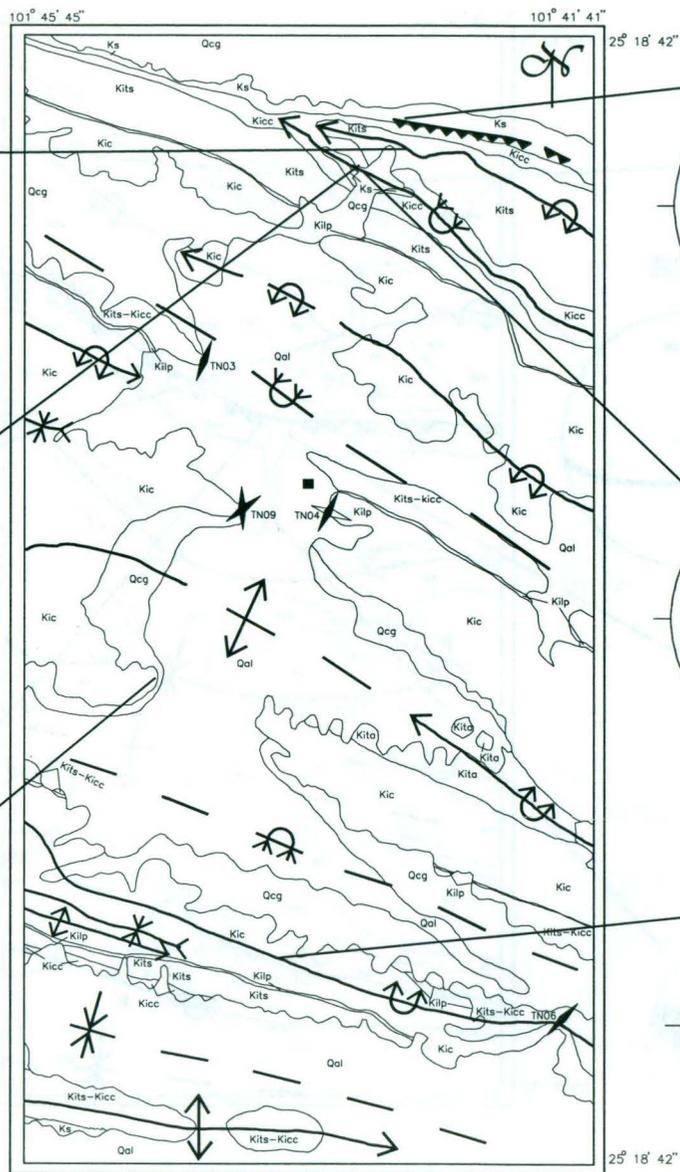
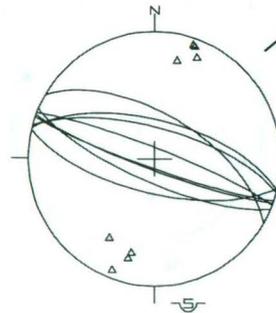
TNO4P26



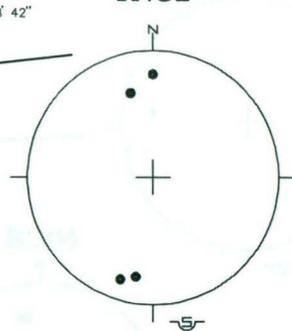
TNO1



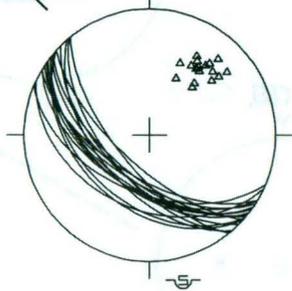
TNO8



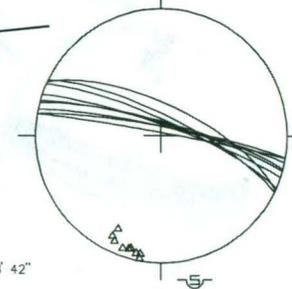
TNO2



TNO1B



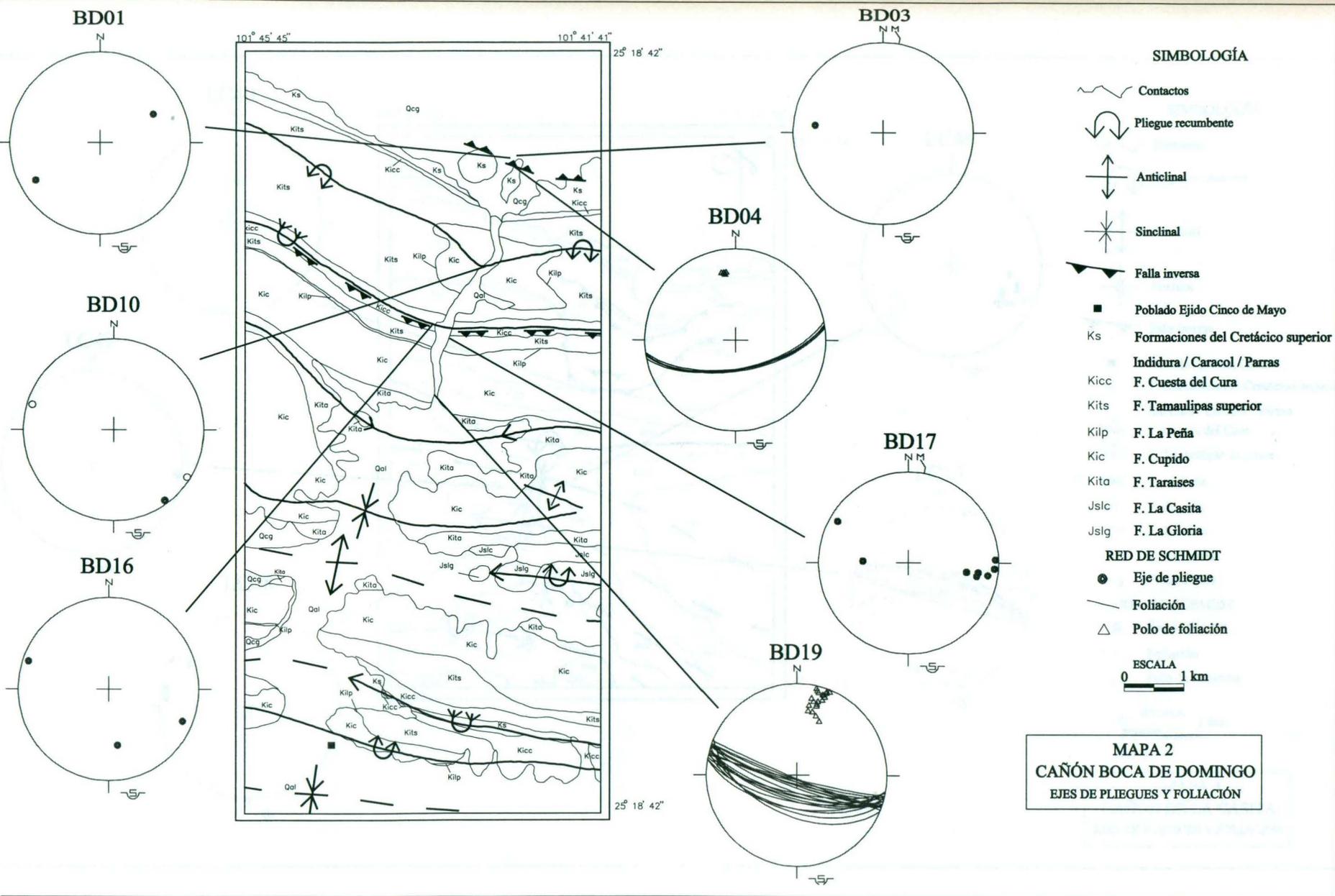
TNO5



SIMBOLOGÍA

- Contactos
 - Pliegue recumbente
 - Anticlinal
 - Sinclinal
 - Falla inversa
 - Poblado Ejido Tanque Nuevo
 - Sitio y azimut de picos estilolíticos: Fase 1
 - Sitio y azimut de picos estilolíticos: Fase 2
 - Ks** Formaciones del Cretácico superior
 - Kicc** Indidura / Caracol / Parras
 - Kits** F. Tamaulipas superior
 - Kilp** F. La Peña
 - Kic** F. Cupido
 - Kita** F. Taraises
 - Jslc** F. La Casita
 - Jslg** F. La Gloria
 - RED DE SCHMIDT**
 - Eje de pliegue
 - Foliación
 - Polo de foliación
- 0 ESCALA 1 km

MAPA 1
CAÑÓN TANQUE NUEVO
EJES DE PLEGUES, FOLIACIÓN Y ESTILOLITAS

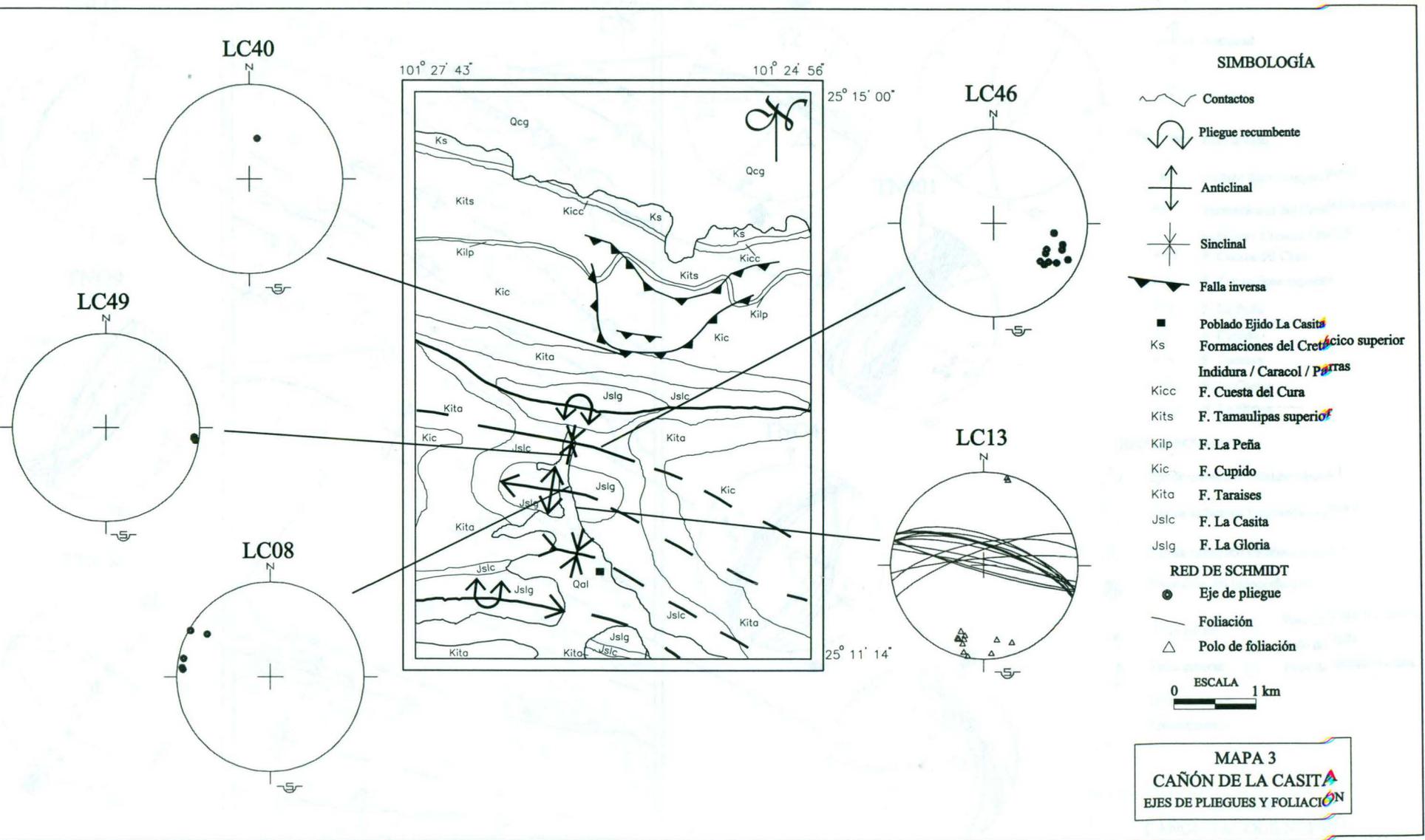


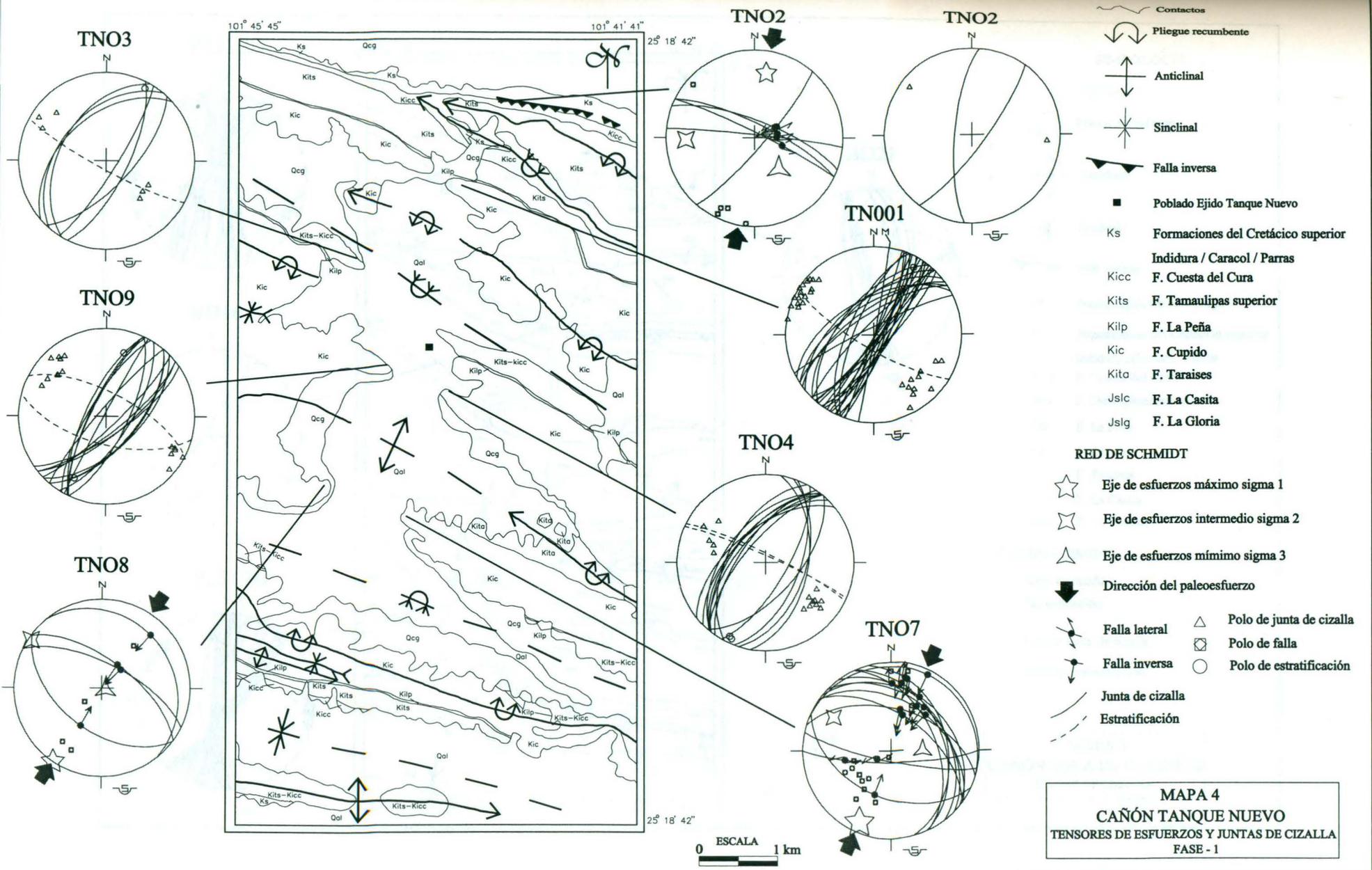
SIMBOLOGÍA

-  Contactos
-  Pliegue recumbente
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Falla inversa
-  Poblado Ejido La Casita
- Ks** Formaciones del Cretácico superior
- Kicc** Indidura / Caracol / Parras
- Kits** F. Cuesta del Cura
- Kilp** F. Tamaulipas superior
- Kic** F. La Peña
- Kita** F. Cupido
- Jslc** F. Taraises
- Jslg** F. La Casita
- Jslg** F. La Gloria
- RED DE SCHMIDT**
-  Eje de pliegue
-  Foliación
-  Polo de foliación

ESCALA
0 1 km

MAPA 3
CAÑÓN DE LA CASITA
EJES DE PLIEGUES Y FOLIACIÓN





TNO3

TNO9

TNO8

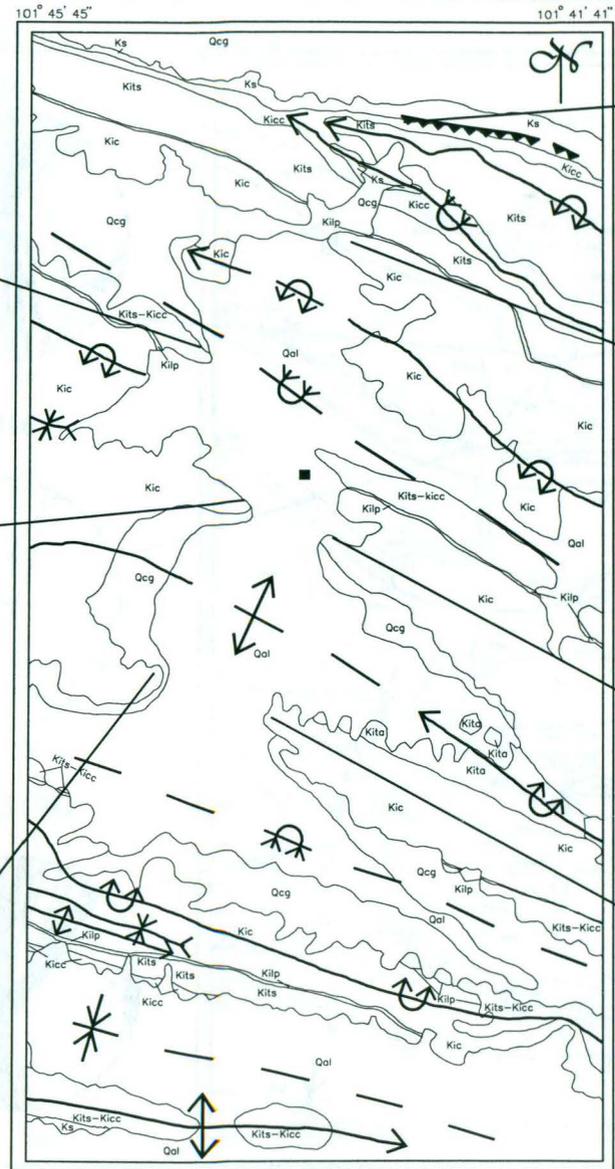
TNO2

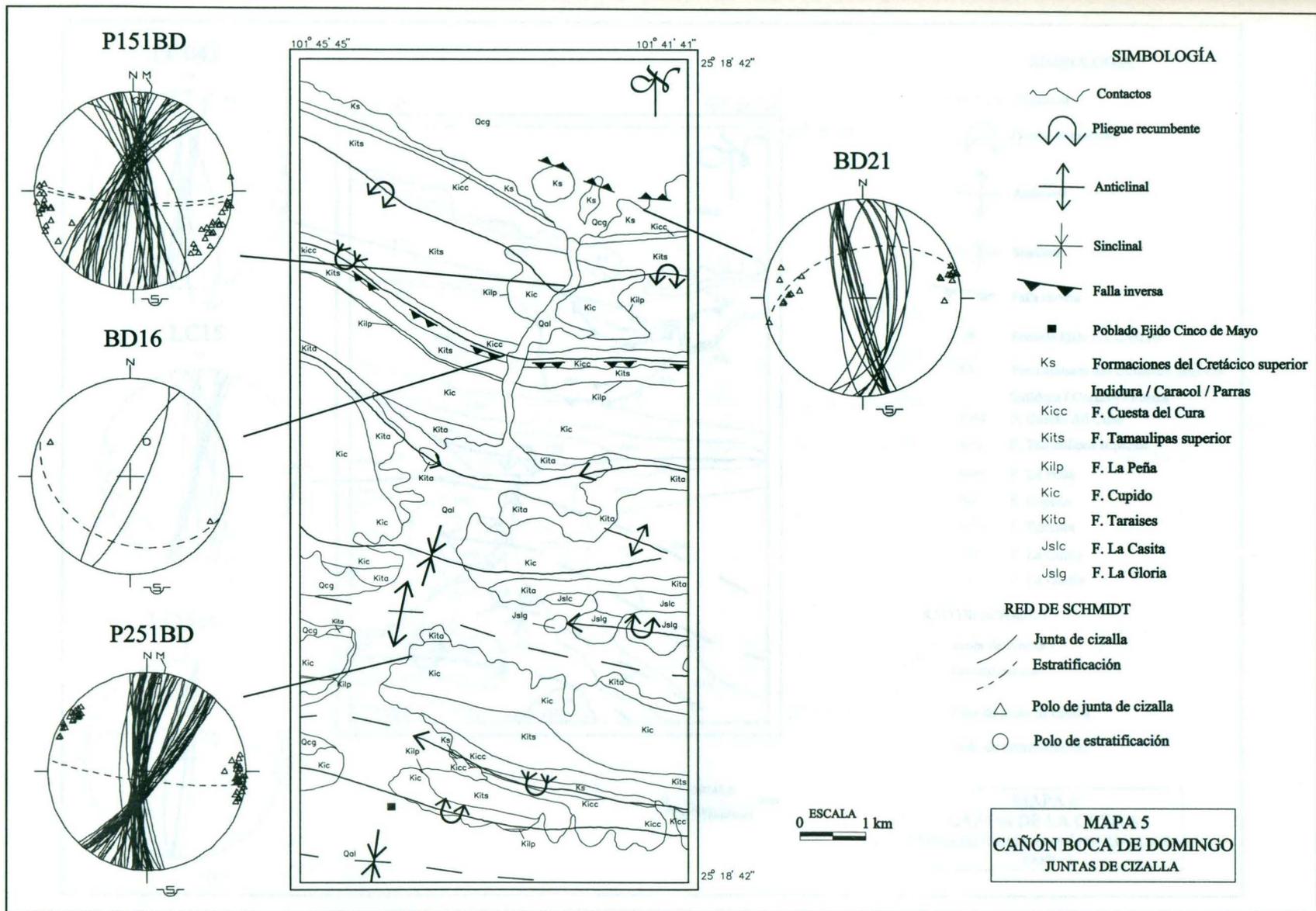
TNO2

TN001

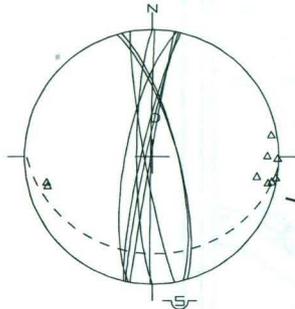
TNO4

TNO7

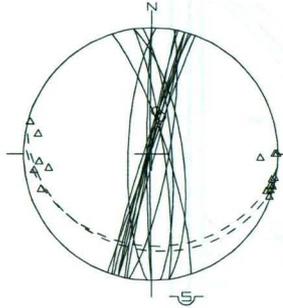




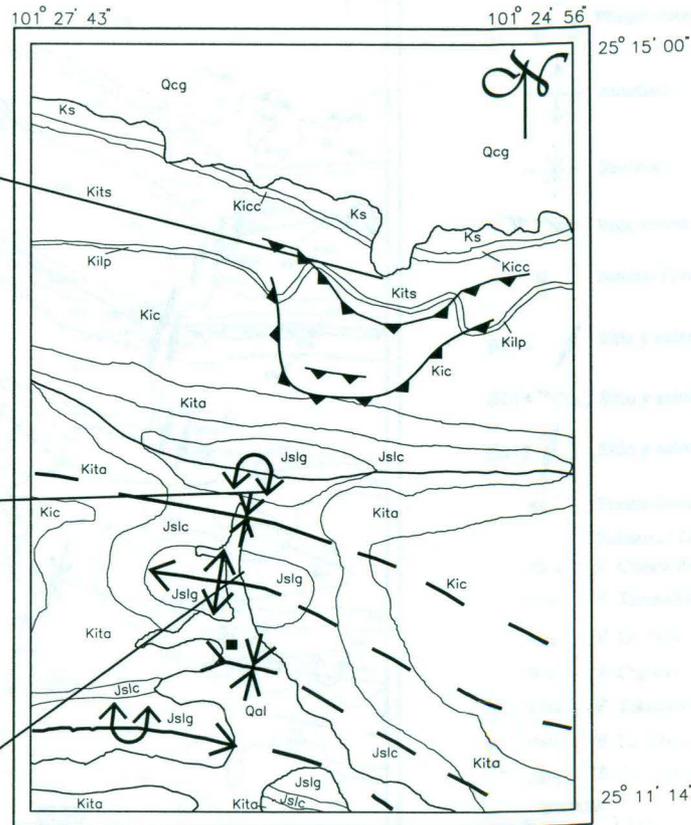
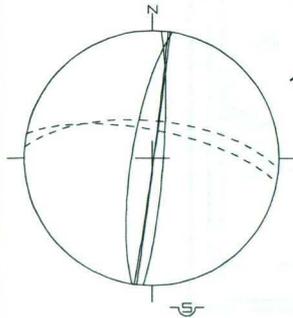
LC043



LC15



LC06A



0 ESCALA 1 km

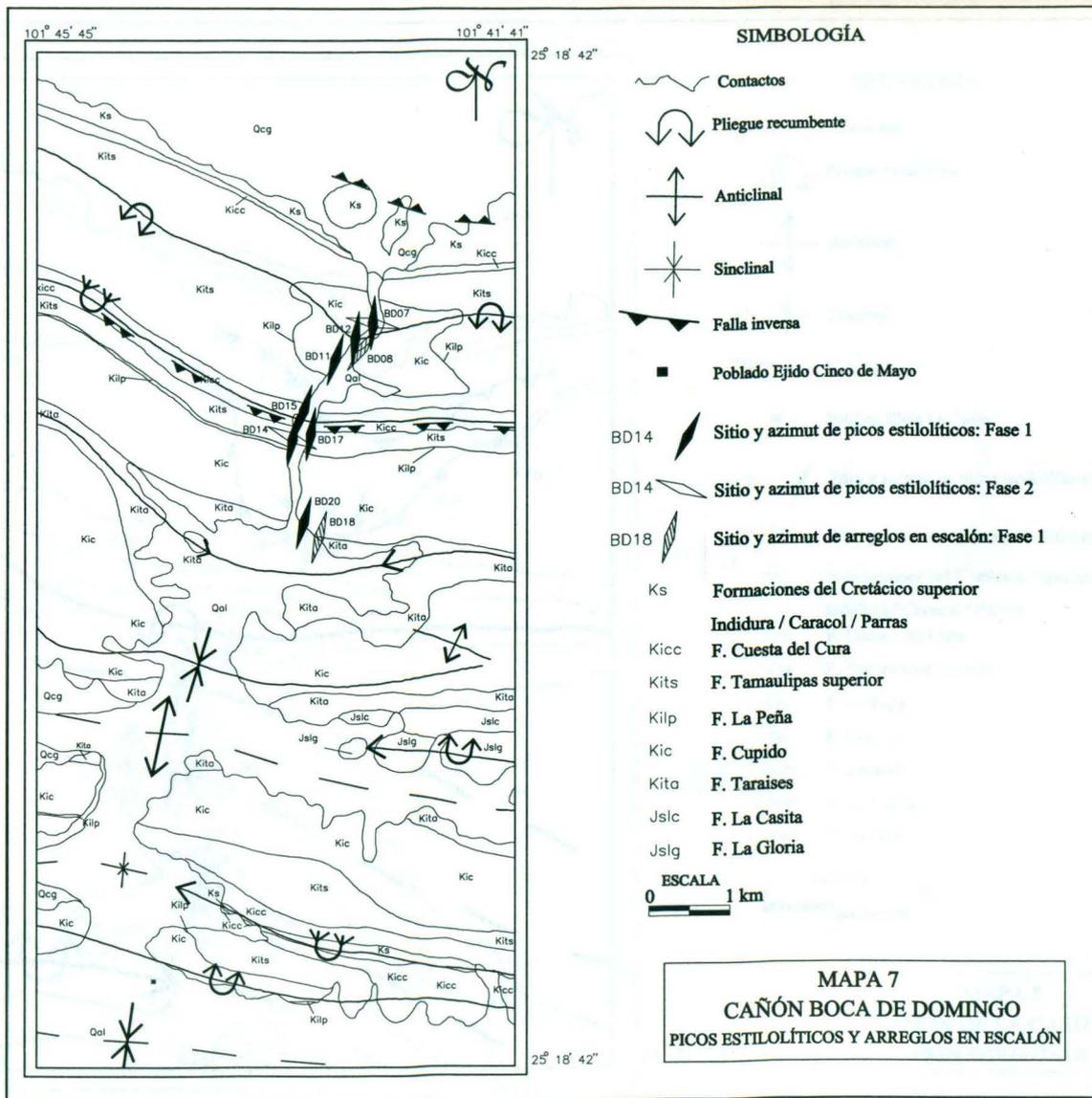
SIMBOLOGÍA

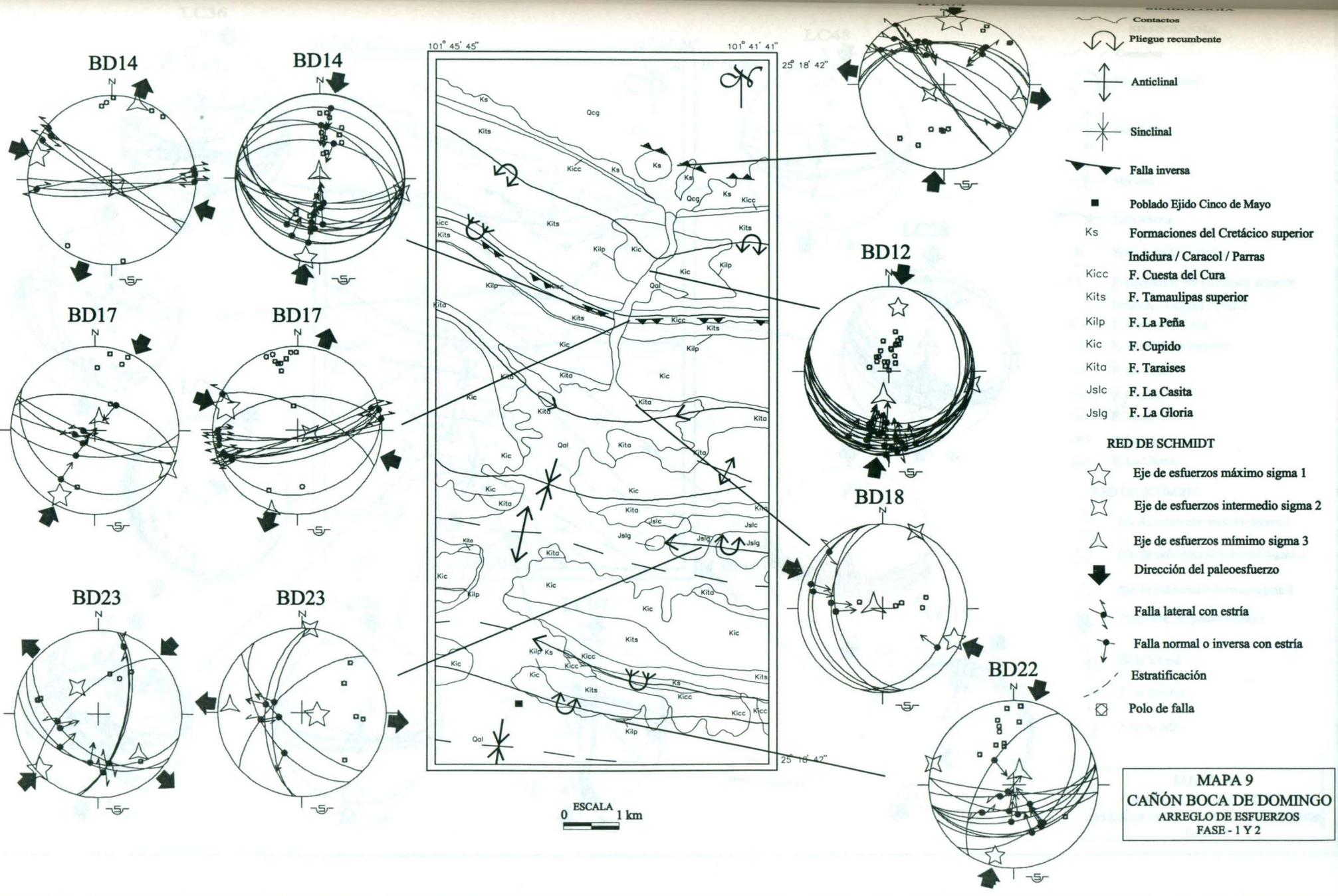
- Contactos
- Pliegue recumbente
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falla inversa
- Poblado Ejido LA CASITA
- Ks Formaciones del Cretácico superior
- Kicc Indidura / Caracol / Parras
- Kits F. Tamaulipas superior
- Kilp F. La Peña
- Kic F. Cupido
- Kita F. Taraises
- Jslc F. La Casita
- Jslg F. La Gloria

RED DE SCHMIDT

- Junta de cizalla
- Estratificación
- Polo de junta de cizalla
- Polo de estratificación

MAPA 6
CAÑÓN DE LA CASITA
JUNTAS DE CIZALLA hk0 ÁNGULO AL EJE a
FASE - 1

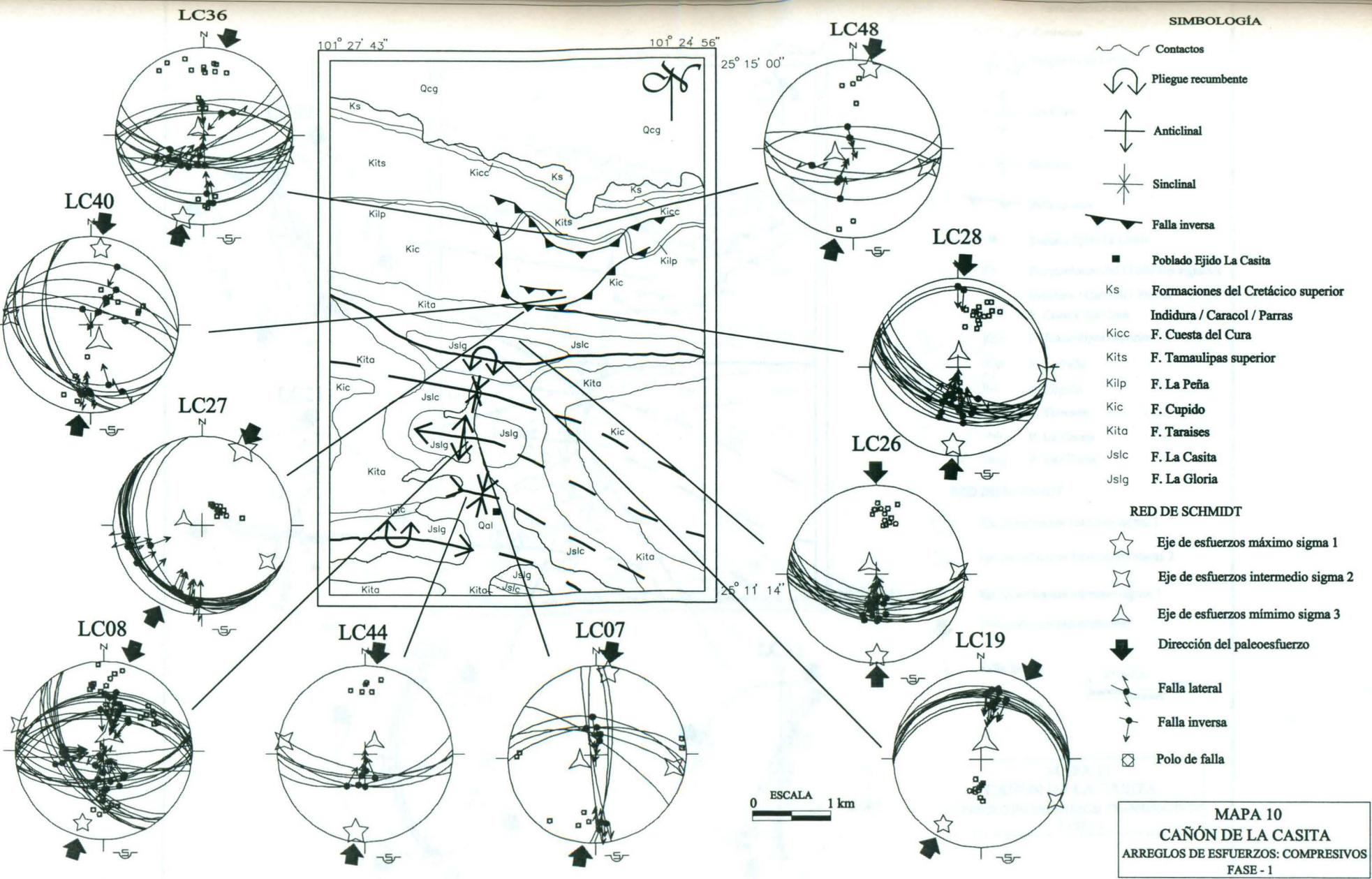




- ~ Contactos
- ↪ Pliegue recumbente
- ↕ Anticlinal
- ⊕ Sinclinal
- ↙ Falla inversa
- Poblado Ejido Cinco de Mayo
- Ks Formaciones del Cretácico superior
- Indidura / Caracol / Parras
- Kicc F. Cuesta del Cura
- Kits F. Tamaulipas superior
- Kilp F. La Peña
- Kic F. Cupido
- Kita F. Taraises
- Jslc F. La Casita
- Jslg F. La Gloria
- RED DE SCHMIDT**
- ☆ Eje de esfuerzos máximo sigma 1
- ⊗ Eje de esfuerzos intermedio sigma 2
- △ Eje de esfuerzos mínimo sigma 3
- ➔ Dirección del paleoesfuerzo
- ↔ Falla lateral con estría
- ↕ Falla normal o inversa con estría
- Estratificación
- ⊠ Polo de falla

MAPA 9
CAÑÓN BOCA DE DOMINGO
ARRGLO DE ESFUERZOS
FASE - 1 Y 2

0 ESCALA 1 km



vertical. Sin embargo, el supuesto eje vertical, presenta una inmersión al sur de aproximadamente 45° , sugiriendo que este par conjugado de fracturas está rotado sobre su eje σ_2 . Por otra parte, la posición de estas juntas en la estructura no es normal; por lo que, esta disposición de las fracturas no es coherente con la mecánica de rocas para formarse bajo el efecto de la Fase 1 o Fase 2 de compresión. Por lo tanto, este par conjugado de fracturas debe de estar asociado a un esfuerzo local, previo a la Fase 1, debido a que no es común encontrarlas en el área de estudio. Estas deben de estar relacionadas con los eventos tectónicos asociados al llenado de la Cuenca Mesozoica, previo a la deformación Laramídica.

El sitio TN02 presenta fallas heredadas, originadas por el contacto de un dique y/o dique estrato y la roca encajonante, las cuales se desarrollaron al momento de la intrusión. Este dique corta a la Formación Parras y, a su vez, está deformado por la Fase 1, indicando una edad que varía entre 73-55 M.a. Esto fue determinado con base en relaciones litológicas.

De antemano se infiere que toda cizalla sobre las superficies de la estratificación se comporta como planos heredados.

El patrón de fallas de la Fase 2 son netamente heredadas, siguiendo planos de estratificación y a diversas fracturas desarrolladas durante la Fase 1. No se observó o infirió ningún plano de falla neoforado asociado a la Fase 2.

7.2 LA VERTICALIDAD DE UNO DE LOS TRES EJES DE ESFUERZOS PRINCIPALES

Ya es conocido de la teoría, que en la corteza juegan un papel muy importante los campos de esfuerzos tanto naturales como tectónicos. Al hablar de los esfuerzos naturales que se ejercen en la corteza superficial, siempre se percibe que el eje de esfuerzo es uniaxial y tiende a ser vertical, el cual está controlado por la gravedad, carga litostática y presión de fluidos. En caso de existir esfuerzos tectónicos actuando sobre la misma corteza, tenderán a desarrollar un campo de esfuerzos triaxial donde, dos de los ejes de esfuerzos tienen posición horizontal, y el tercero será vertical sujeto a las mismas leyes de la gravedad, presión de fluidos y carga litostática de los esfuerzos naturales. En cierta manera de esta idea partió ANDERSON (1942) para postular su teoría.

Al analizar los patrones de fallas en el área de estudio, se observan diversos campos de esfuerzos definidos por los sistemas y familias de fallas (ver MAPAS 4, 9, 10, 11, 12, 13 y 14). Esto da pauta, y ayuda a inferir las dos fases de deformación regional. En algunos sitios, se observa que las posiciones de los arreglos del campo de esfuerzos que definen el tensor de esfuerzos, están ligeramente rotados por efectos de la deformación progresiva que caracteriza a las zonas plegadas. Esta observación es fundamental, debido a que en algunos sistemas de fallas esta rotación parece efectuarse en uno de los ejes de esfuerzos horizontales. En dicho caso, para las fallas de arreglos de esfuerzos compresivos de la Fase 1, la rotación de algunos sitios se lleva a cabo en el eje de esfuerzos principales σ_1 . De tal manera, que la posición del σ_3 está fuera de la zona vertical que supone un rango entre 0 y 10°. Sin embargo, la dirección del σ_1 coincide con el rumbo de la Fase 1. Esta pequeña rotación es lógica y probable, presentándose en zonas de perianticlinal, debido a la inmersión del eje del pliegue. Así mismo, si estas fallas fueron desarrolladas previas al desarrollo finito del pliegue, se esperaría dicha rotación. Se sabe de antemano, que las fallas analizadas están desarrolladas bajo el modelo del plegamiento flexural. Por tal razón, es lógico esperar que fallas desarrolladas en la segunda o tercer etapa del plegamiento flexural, puedan ser rotadas por la cuarta etapa del plegamiento flexural. Sin embargo, esta rotación en términos generales es pequeña, debido a que la consistencia de los sistemas de fallas, en relación con los sistemas de fallas que presentan un eje vertical, son muy similares (ver TABLAS 12, 13, 14, 15, 16, 17 y 18; y MAPAS 4, 9, 10, 11, 12 y 13).

En cuanto a una rotación en un eje vertical, no es tan fácil de observar. Sin embargo, la presencia de la Fase 2 de deformación regional, al parecer, desarrolla una pequeña rotación (sitio TN02, MAPA 4; sitios BD01, BD16 y BD04, MAPA 2; sitio BD21, MAPA 5; sitio LC40, MAPA 3 y sitio LC12, MAPA 12). Dado que la mayor parte de los datos trabajados se obtuvieron de rocas calizas, las cuales presentan un comportamiento más frágil que los materiales lutíticos, esta rotación no es tan fácil de observar. Además, por la acción de las fallas heredadas en la Fase 2, en las calizas se retomaron planos heredados sin mostrar rotación alguna. Esto se corrobora en sitios donde ambas fases están presentes, y no se observa una rotación de la Fase 1 en la horizontal. Estudios de paleomagnetismo hechos en la Sierra Transversa de Parras (MARRETT & ARANDA, 1999), indican rotaciones de

8° en sentido antihorario. Sin embargo, estas rotaciones son solo efectos locales debido al plegamiento.

Otra evidencia, para validar la existencia de esta rotación en uno de los ejes horizontales, es observando la posición de las juntas de cizalla hk_0 con ángulo agudo al eje a . Estas, presentan una rotación en su eje σ_3 horizontal. Sin embargo, la dirección del σ_1 es acorde con la Fase 1. Esta rotación sucede al pasar de la etapa 2 a la etapa 3 del plegamiento flexural, y esto, es acompañado por una permutación en la posición del σ_2 vertical a horizontal y del σ_3 horizontal a la vertical, induciendo al desarrollo finito del pliegue. De tal manera, que estas juntas de cizalla en su sentido estricto no pueden ser desarrolladas durante la cizalla que se caracteriza en los flancos de los pliegues durante el desarrollo finito del pliegue. Esto es importante, porque está en juego una interpretación y es muy fácil cometer errores. De igual manera pasa con las estilolitas que se desarrollan en la primer etapa del plegamiento flexural, las cuales están rotadas por el inicio de la etapa 2 y 3 del plegamiento flexural.

7.3 PLANOS DE FALLAS NEOFORMADOS Y HEREDADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La presencia de planos de fallas neoformados y heredados es más que evidente en el área de estudio. Los planos neoformados están asociados a la Fase 1 de deformación regional. Se atribuyen al evento compresional Laramídico. En estos casos los planos débiles originados por la pérdida de cohesión en la roca, se desarrollan durante las etapas de inicio del plegamiento, desarrollo finito del pliegue y acortamiento post-flexural, durante el desarrollo del Anticlinorio de La Casita. Esto es muy importante aclararlo, porque dentro de la deformación progresiva que caracteriza a los pliegues, las fallas neoformadas se van desarrollando diacrónicamente, mas no sincrónicamente. La disposición de estas fallas varía de acuerdo a la posición que guardan respecto al pliegue. Se asume que fallas desarrolladas durante la etapa de iniciación del pliegue, son fallas que se desarrollan previo al desarrollo finito del pliegue. El que estas fallas pertenezcan a una etapa en específico, no indica que no dejen de presentar movimiento en su superficie. Por tal razón, fallas que durante las etapas 2 y 3 del desarrollo flexural se consideran neoformadas, se pueden comportar como fallas heredadas en la etapa 4 del plegamiento flexural. Entonces, en un

mismo evento, donde se combina una deformación frágil (etapa 1 y 2), seguida de una deformación dúctil (etapa 2 y 3), y termina con una deformación dúctil-frágil (etapa 4) durante el plegamiento de rocas sedimentarias, así como en el área de estudio, las fallas neoformadas desarrolladas durante las primeras etapas pueden convertirse en fallas heredadas desapareciendo de sus superficies cualquier evidencia de la cizalla inicial, y solo mostrar el evento más tardío de cizalla sobre dicho plano. Tomando en cuenta esta especulación, es difícil identificar en muchas familias, si los planos de fallas son neoformados o heredados. También, existe una gran cantidad de fracturas que se desarrollan durante el proceso de plegamiento. Estas, pueden iniciarse como simples juntas sin movimientos aparentes. Sin embargo, durante la deformación progresiva estas juntas pueden llegar a desarrollar una falla, tomándola como neoformada o heredada. Entonces, aquí se plantea el problema de que muchas fallas neoformadas durante la etapa temprana de la Fase 1, pueden llegar a comportarse como fallas heredadas en la etapa tardía de la misma Fase 1; actuando sincrónicamente con fallas neoformadas de la Fase 1 tardía (etapa 4). Las únicas posibilidades de clasificar como fallas heredadas previas a la Fase 1 son las superficies de estratificación; fracturas desarrolladas por esfuerzos tectónicos durante la evolución de la cuenca sedimentaria y fracturas desarrolladas por carga litostática previo a la Fase 1. La presencia de superficies que limiten cambios litológicos laterales y verticales pueden significar planos débiles y comportarse como fallas heredadas. Tal es el caso de los planos de estratificación y las posibles rampas estratigráficas. Por tales motivos, fue favorable la utilización del método del problema inverso de ANGELIER (1990), ya que se fundamenta en tomar a los planos de falla como heredados para el cálculo del tensor de esfuerzos. En este caso, lo más importante es obtener el sentido y dirección de la cizalla mediante las estrías, debido a que los planos de fallas pueden llegar a ser un mar de probabilidades al tratar de explicar el origen de dichas discontinuidades en las rocas.

Puede ser confuso analizar el patrón de fallas presente en el área de estudio. Estas pueden ser analizadas desde el punto de vista de fallas inversas, normales, transcurrentes, etc. También pueden ser analizadas desde el punto de vista de fallas heredadas o neoformadas. Para tal estudio, considerando el término de fallas heredadas, se separaron con base en los arreglos que en conjunto estos sistemas de fallas definen, para establecer un tensor de esfuerzos promedio por sitio analizado. De esta manera, quedaron comprendidos

y se agruparon de acuerdo al arreglo del campo de esfuerzos que definen el sentido y dirección de movimiento dado por la estría sobre dichos planos.

Al combinar estos sistemas de fallas, se comprobó que pueden existir combinaciones de fallas inversas con transcurrentes o fallas normales con transcurrentes, debido a que las estrías presentan cierta coherencia entre ellas.

7.4 ANÁLISIS DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS

Es importante no dejarse llevar por la apariencia de los resultados obtenidos al utilizar un programa de computadora. Si se analiza con detalle los resultados del cálculo de los tensores podemos observar lo siguiente: Se toma como factible, que los cálculos del tensor de esfuerzos de un sistema de fallas, representen una dirección promedio para designar el tensor regional; sin embargo, hay sitios donde no se pudo observar un sistema de fallas, y los cálculos fueron realizados con base en una familia de fallas. Estos resultados no serán tan confiables, porque el tensor calculado será coherente solo con esa familia de fallas, pudiendo o no coincidir con el tensor de esfuerzos regional. Esto es sumamente importante, debido a que durante el desarrollo del Cinturón Plegado de la Sierra de Parras, se desarrollaron familias de fallas heredadas en múltiples direcciones. Donde, el análisis integral de estos sistemas de fallas, muestran relación con el tensor de esfuerzos regional. Sin embargo, al analizar por separado las familias, se pueden llegar a obtener diferentes direcciones. Por tal razón, los cálculos de ciertas familias no corresponden con el tensor regional, y muestran una dirección falsa del paleoesfuerzo (sitios LC48 y LC08, MAPA 12). De tal manera, que tienen mas validez y confiabilidad los resultados de los cálculos con un sistema de fallas. Sin embargo, algunas familias analizadas por separado llegan a presentar una similitud con el tensor de esfuerzos regional, las cuales fueron tomadas en cuenta para el análisis (sitios LC44, LC19 y LC26, MAPA 10; sitio LC10, MAPA 11).

Una cuestión importante a discutir, son las estrías sobre planos de estratificación. Debido a que el área esta caracterizada por el desarrollo de pliegues por flexura, la cizalla entre los planos de estratificación es muy común, por el acomodamiento de las rocas al sufrir la compresión. Aquí es necesario determinar si la superficie en estudio, refiriéndose al plano de estratificación estriado, fue desarrollada por un aplastamiento, flexura o por flujo. En dado caso de que esta estructura esté desarrollada por flujo, donde el empuje

causante del plegamiento es vertical (ej: intrusión salina), las estrías no deben de ser consideradas como posibles inversas en el cálculo del tensor. Debido a que estas representan el sentido y dirección de movimiento del tensor de esfuerzo que desarrolla el pliegue por compresión vertical. Sin embargo, si el plegamiento está inducido por flexura y aplastamiento por compresión, entonces el desarrollo de estas estrías puede ser tomadas para los cálculos del tensor de esfuerzos.

7.5 DESPLAZAMIENTO EN LOS PLANOS DE FALLAS

Al empezar a trabajar en esta provincia, se puede juzgar con la idea de la presencia de grandes desplazamientos sobre los planos de fallas. Sin embargo, esto no fue observado en el área de estudio. Al analizar la provincia como tal, se infiere y se estima que las rocas no están en una posición *in situ*. Estudios realizados por MARRETT Y ARANDA (1999) y EGUILUZ *et al.* (2000) confirman que la columna litológica en esta zona de estudio presenta un 37% de acortamiento. Este acortamiento involucra no solamente al desarrollo de pliegues con fallas de cabalgadura, si no también a un traslado del paquete sedimentario.

En el área de estudio, las fallas presentan desplazamientos relativamente pequeños, salvo en el sitio BD04 donde se midió un desplazamiento de 1.80 mts, y en el sitio LC27 el desplazamiento se midió en 1.45 mts. Fuera de estos dos sitios los desplazamientos no pudieron ser medidos por no contar con alguna estructura para inferir el desplazamiento, por lo cual tampoco se descarta un desplazamiento mayor que los observados; y en otras fallas el desplazamiento no pasaba de mm a un par de cm. Esto demuestra que los movimientos en las fallas no sufren grandes desplazamientos en sus movimientos dentro de la deformación progresiva del pliegue. ¿Que significa esto? Que al momento de iniciarse el desarrollo flexural del paquete sedimentario en el área de estudio, el desarrollo de fallas en cada etapa puede significar, en términos generales, que el desplazamiento se dio en un lapso corto, volviéndose inactivo. Esto se puede contradecir con las ideas de que se van formando fallas neoformadas y se conviertan en fallas heredadas al final del desarrollo flexural. Sin embargo, aquí se refiere a que dentro de una deformación progresiva las fallas, al parecer, no presentan una cizalla prolongada sobre sus planos, durante todo el desarrollo flexural, indicando la importancia del esclarecimiento de las fallas que están involucradas en cada etapa del desarrollo flexural del pliegue.

De igual forma, se puede pensar en que muchas de estas familias de fallas fueron desarrolladas en diversas etapas del plegamiento flexural, influyendo el acomodamiento de masa interna en el pliegue, la alta presión de fluidos generando un fracturamiento hidráulico etc. De tal manera, que estos planos débiles son retomados por el esfuerzo regional y registran estrías que presentan relación con el tensor de esfuerzos regional, mientras que los planos de fallas en el sentido estricto, pueden o no mostrar dicha relación. Entonces sí, esto si coincidiría con las ideas de desarrollar fallas neoformadas que posteriormente en las etapas tardías de la Fase 1 se comportarían como fallas heredadas.

También este desplazamiento está controlado por el crecimiento del pliegue. Se sabe que este desplazamiento relacionado al crecimiento del pliegue se da en su mayor parte paralelo a la estratificación, sin embargo puede ser muy pequeño. Los desplazamientos en los sitios BD04 y LC27, fueron en fallas neoformadas de la etapa cuatro, considerando el pliegue cerrado durante el acortamiento post-flexural. Todos los desplazamientos de las superficies de los planos de estratificación se desarrollaron principalmente en la etapa de desarrollo finito del pliegue, aunque existe la posibilidad de tener también cizalla en la segunda etapa. Aquí la importancia de observar la relación que pueda existir entre los planos de estratificación que presenten estilolitas y entre los que no presenten estilolitas. Desgraciadamente esta observación no se llevó a cabo en el trabajo de campo, sino que fue identificada en gabinete. Pero parece que el desplazamiento estará muy reducido o inhibido por la presencia de superficies estilolíticas en los planos de estratificación. Por lo que el crecimiento del pliegue se podrá concentrar por migración en las zonas de bisagra formando pliegues de caja. En el caso contrario de presentarse mucha cizalla en los planos de estratificación, los pliegues podrán tener formas más cilíndricas. Sin embargo, esto solo se está deduciendo y sería conveniente si esta relación se cumple en campo.

Las fallas que asumen el mismo mecanismo de desarrollo que los pares de juntas de cizalla $hk0$ con ángulo agudo al eje a , se desarrollaron tanto en la segunda etapa como en la tercera etapa del plegamiento flexural. Las fallas que cortan de manera oblicua o perpendicular a la estratificación en flancos volcados, se han considerado dentro de la cuarta etapa o a partir del cierre del pliegue. Todo esto por lo menos para la Fase 1 de deformación regional.

El no observar grandes desplazamientos en las fallas de desgarre de la Fase 1, indica que probablemente la velocidad en que todas las estructuras se deformaban era igual o casi igual, y que existía mucha fricción entre los bloques para evitar grandes desplazamientos. No se conoce, ni se infiere la presencia de alguna rampa lateral importante a profundidad, por lo que no generó una dislocación visible en el desplazamiento. Ésto no tiene nada que ver con la rampa transversal que se propone en la zona estudiada (Ver capítulo 8, sección 8.1.3). También algunas de estas fallas presentan cierta relación con bandas de cizalla de arreglos en escalón, y por la disposición de estos arreglos sugieren que algunas de estas fallas están asociadas a la cuarta etapa del desarrollo flexural. Al parecer las fallas asociadas a estos arreglos pueden ser fallas heredadas de juntas desarrolladas previas a la etapa 4 (Fig. 5-1E, E4-4).

Existen otras variedades de familias de fallas, a las cuales fue difícil proporcionarles un origen.

En resumen, la cantidad de desplazamiento presente en las estructuras parece estar mas controlado por la geometría del pliegue que por la cantidad de empuje esperado por el tensor regional. Esto es posible porque al momento de que el coeficiente de fricción interna de la roca desarrolle el desacoplamiento, no solo estará involucrado la cantidad de esfuerzo, sino toda una gama de factores que podrán controlar dicho desplazamiento. Aquí pueden intervenir los esfuerzos tectónicos, la presión de fluidos y el acomodamiento de masa dentro de la estructura deformada.

En el análisis de las fallas, se obtuvieron dos direcciones de tensores de esfuerzos extensionales. Las familias que definen estos arreglos del campo de esfuerzos, se formaron como respuesta al plegamiento flexural, desarrollando esfuerzos extensionales intrínsecos asociados a la geometría de los pliegues. Estas familias se originan durante el desarrollo finito del pliegue. El desarrollo de las familias que definen una extensión en dirección N-S (sitio LC08, MAPA 14), se asocian al crecimiento del pliegue en las zonas de las charnelas, por el establecimiento de tres zonas de deformación: a) la zona de extensión, b) la zona de compresión y, c) la zona neutral. Estas fallas están ligadas a un pequeño anticlinal y localizadas en la zona de extensión, por arriba de la zona neutral. Las familias que definen extensiones en dirección WNW-ESE (sitios LC26 y LC11, MAPA 14 y sitio BD23, MAPA 9), se consideran que se desarrollaron posteriormente a las fallas de extensión N-S. En este

temperatura. Todo esto ayuda al desarrollo de un acortamiento en general homogéneo, favoreciendo al desarrollo de la disolución de ciertos minerales. El acortamiento en esta etapa esta dado principalmente por la disolución, desarrollando picos estilolíticos horizontales o casi horizontales. En esta etapa, la deformación es tan baja que predomina la deformación elástica y el desarrollo de estilolitas se rige por el modelo de antifractura.

Las estilolitas 2, indican la Fase 2 de deformación regional. Las cuales en algunos casos cortan a las estilolitas 1. Por este hecho, se infiere que las estilolitas 2 son mas recientes que las estilolitas 1. En este caso se propone que estas estilolitas 2 se desarrollaron en condiciones iguales a las estilolitas 1, pero son estilolitas desarrolladas en la etapa tardía de la deformación Laramídica. Al igual que las estilolitas 1, las estilolitas 2 pueden presentar una distribución controlada por la gran cantidad de fracturas asociadas a la geometría de los pliegues.

En algunos sitios se observó la presencia de estilolitas con y sin asociación de grietas de tensión, tanto en poblaciones de estilolitas diagenéticas, como en las tectónicas. Esta asociación indica que las estilolitas asociadas a grietas de tensión se formaron bajo un régimen de esfuerzos triaxial y las estilolitas que no presentan esta asociación se formaron bajo un régimen de esfuerzos uniaxial. Sin embargo, las pocas evidencias de asociación de grietas de tensión con estilolitas diagenéticas, se observaron en flancos volcados, donde las estilolitas diagenéticas presentan una disposición que pone en controversia, si estas son estilolitas tectónicas o estilolitas diagenéticas. Por lo que, las grietas de tensión asociadas a estas estilolitas no pudieron ser determinadas en relación si su origen fue cuando estas estaban en posición horizontal o si tienen una relación con el esfuerzo regional. Sin embargo, la morfología de estas estilolitas 1b sugiere un origen más tectónico que diagenético. Esto se debe a que las características de tamaño, forma y dimensión de los picos estilolíticos, se asemejan más a las estilolitas tectónicas. Además, la posición que guarda la mayoría de estas respecto al pliegue, coincide en que se sitúan en el flanco inverso de pliegues recostados (por lo menos en la Sierra de Parras). Esto es muy interesante, porque en caso de considerarlas como tal, indicarían la dirección del tensor de esfuerzos, pero desarrolladas en la etapa 4 y no en la etapa 1 como en las estilolitas 1a. En este caso se puede hablar de estilolitas 1a (Fig. 5-1B, E1-1) y 1b (Fig. 5-1E, E4-5) dentro de la Fase 1. Es interesante observar que las estilolitas se caracterizan por presentar

condiciones de desarrollo tan especiales como la baja velocidad de compresión horizontal, baja temperatura y baja presión de fluidos. Y es más interesante que vuelvan a aparecer en la etapa 4 cuando todo indica que el proceso de deformación está llegando a las condiciones naturales previas a la etapa 1. Esto permite pensar que estas estilolitas 1b serían desarrolladas en la etapa más tardía de la etapa 4 (Fig. 5-1E, E4-5).

De igual manera pasa con las estilolitas 2, si en realidad indican otra Fase de deformación, estas aparecerían en la etapa más temprana de esta Fase 2. Sin embargo, aunque la Fase 2 manifiesta el desarrollo de una superposición de pliegues, es difícil dividir esta segunda Fase en las cuatro etapas en que se divide a la Fase 1. Sin embargo, sí se espera un comportamiento parecido en el desarrollo de las estructuras en dicha Fase.

Respecto a la morfología, se observan diferentes formas (rectángulos, picos y ondas) de estilolitas tanto en las tectónicas como en las diagenéticas. Esto permite inferir que las estilolitas se desarrollaron en diversas etapas durante el evento de deformación. Desafortunadamente, no se llevó un control de estas características en campo y no se pudo establecer dicha cronología.

En relación con las estilolitas 1a de la etapa 1, se observa que presentan una rotación en la vertical respecto a un eje horizontal. Esto se define debido a que estas estructuras se desarrollan en la etapa 1 del plegamiento flexural (Fig. 5-1B, E1-1). Debido al desarrollo de las siguientes etapas del plegamiento, se espera que estas estructuras roten en la vertical mediante un eje en la horizontal. Después de analizar todos los datos, se observa que las estilolitas 1a presentan las mismas direcciones que la Fase 1 de deformación regional. Las estilolitas 2 por la posición y la etapa en que se infiere su desarrollo, se espera que no estén rotadas, ni en la vertical ni en la horizontal, por lo que la posición de estas también es coherente con la Fase 2 de deformación regional.

Considerando que las estilolitas 2 definen el nuevo evento denominado Fase 2, estas serían las primeras estructuras en desarrollarse, ya que se estima que deben de reinar condiciones como baja velocidad de compresión, baja presión de fluidos y posiblemente baja temperatura, las cuales son condiciones favorables para el desarrollo de estas estructuras. La baja presión de fluidos es predecible, ya que existió una gran pérdida de fluidos durante la Fase 1; la baja velocidad de compresión horizontal, se debe a que este tensor de esfuerzos probablemente esté más condicionado a un movimiento de bloques en

el basamento o a una rampa. Por cualquiera de las condiciones anteriores, su registro en la roca es muy tenue. La baja temperatura debe de existir, ya que la deformación que se está observando es más frágil que dúctil. También, es interesante como en la Fase 2 las estilolitas 2, han presentado direcciones que varían de ESE-WNW a ENE-WSW. Se pudiera considerar un cambio en la dirección de este esfuerzo, donde primero se desarrollarían los de una dirección y luego las otras. Sin embargo, existe coherencia con los tensores de esfuerzos calculados con poblaciones de fallas, ya que se obtiene las mismas direcciones. Esto sugeriría que las fallas heredadas de la Fase 2 se desarrollaron sincrónicamente con las estilolitas 2, en este caso, las fallas en su mayoría o totalidad son heredadas y retoman planos debilitados de la Fase 1. Si consideramos que en la Fase 2 exista también una deformación progresiva, donde se formarían unas estructuras primero que otras, así como en las etapas del plegamiento flexural, observaríamos un comportamiento de las estilolitas 2 como en las estilolitas 1, respecto a su dirección. También, existe la posibilidad de que por la poca población de estilolitas que se midieron, se esté erróneamente tomando datos de estilolitas de la Fase 2 que estén perturbadas, y que esta relación no haya sido posible separarla en campo. Entonces, estas estilolitas estarían metiendo ruido al momento de interpretar a la Fase 2. Sin embargo, es muy coincidente la relación de la dirección con los tensores de fallas de la Fase 2. Si se está considerando que la Fase 2 está siendo controlada por movimientos en el basamento, los esfuerzos desarrollados en las rocas superficiales pueden estar perturbados y no poder establecer una dirección exacta de la Fase 2, y entonces se tendrá que estimar un rango en la dirección de compresión. Esto puede ser interesante porque con las fallas pasaría lo mismo. De cualquier forma, la dirección que parece ser más indicada para la Fase 2 sería ESE-WNW, debido a la predominancia de datos que así lo indican.

7.7 INTERPRETACIÓN DE LOS ARREGLOS EN ESCALÓN

En el área de estudio se tienen dos tipos de arreglos en escalón. Unos desarrollados por efectos de la geometría de los pliegues en las zonas de charnelas o muy cerca de estas y los otros asociados a la compresión de la Fase 1. Los primeros están controlados por esfuerzos locales asociados a la geometría de los pliegues, estos no fueron tomados en cuenta en este estudio. Los dos tipos de arreglos en escalón, desarrollaron los escalones de

venas rellenas. El relleno de estas venas es de calcita. Por lo tanto, este relleno estaría asociado a la disolución del carbonato que se observa en toda el área de estudio. Esto es debido al desarrolló de las estilolitas tipo 1a (Fig. 5-1B, E1-1) y 1b (Fig. 5-1E, E4-5), o a pequeñas estilolitas que se asocian a estos arreglos en escalón, las cuales fueron difíciles de inferir en el área de estudio. Cabe mencionar, que no se observó relación de estas estilolitas 1a con estos arreglos en escalón conjugados. Las estilolitas 1a se formaron en una etapa más temprana que los arreglos en escalón. Además, por la disposición de los arreglos en escalón en las rocas, sugieren que se desarrollaron en la etapa 4 de acortamiento post-flexural. Por lo tanto, las estilolitas 1b que disolvieron el CaCO_3 que posteriormente precipitaron dentro de los espacios de los arreglos en escalón desarrollados en la etapa 4 de la Fase 1 (Fig. 5-1E), debieron haberse desarrollado contemporáneamente con estos arreglos en escalón, de esta manera interpretamos un segundo evento de desarrollo de estilolitas en la etapa 4, las cuales nombramos como estilolitas 1b de la Fase 1.

En el sitio LC07 se observó la asociación de una banda de cizalla compuesta de arreglos en escalón con una falla transcurrente (Fig. 5-1E, E4-4), indicando la asociación de estas a la Fase 1. Los arreglos en escalón si son comunes en toda el área de estudio, pero la presencia de bandas conjugadas de arreglos en escalón no es tan común.

Las direcciones de estos arreglos son coherentes con la Fase 1. Por la disposición de estas en las rocas se asume que se desarrollaron en la etapa 4, por lo que suponemos que no presentan una rotación en la vertical ni en la horizontal. Es difícil saber si el σ_1 presenta algún tipo de inmersión. Pero en caso de existir, éste presentaría un ángulo muy bajo, casi horizontal.

En estas estructuras no se puede analizar mucho, porque dependen de la presencia de la banda conjugada de arreglos en escalón. Como existe mucha controversia relacionada en que si las estructuras de segundo orden son producto del esfuerzo o de la deformación, es difícil utilizar estas estructuras sin la presencia de la banda conjugada para el análisis del paleoesfuerzo. Sin embargo, la presencia de bandas de cizalla conjugadas si pueden ser utilizadas en dicho análisis. Aunque la presencia de dichos pares conjugados es escasa.

Es importante mencionar, que por haberse desarrollado los arreglos en escalón en la etapa 4, no presentan ninguna rotación, es decir se consideran *in situ*.

7.8 INTERPRETACIÓN DE LAS JUNTAS DE CIZALLA hk0 CON ÁNGULO AGUDO AL EJE a.

Las juntas de cizalla combinadas con algunas híbridas del tipo hk0 con ángulo agudo al eje a, fueron incluidas en el análisis del paleoesfuerzo. La presencia de estas estructuras es muy común en toda el área de estudio, mas sin embargo, no es regla que debamos esperar el desarrollo de estas en toda el área. Esto se sujeta a que estas estructuras son comunes a desarrollarse en la etapa 2, inicio del plegamiento. Aquí, los arreglos del campo de esfuerzos juegan un papel muy importante para inducir la presencia o ausencia de estas juntas. La presencia de estas juntas indica: a) que la presión de fluidos es baja, b) el esfuerzo diferencial es alto y, c) que el eje de esfuerzos σ_2 está en posición vertical, permitiendo el desarrollo de fracturas hk0 con ángulo agudo al eje a. En caso de que estas desarrollen cizalla observable a simple vista, se tendrá un movimiento relativamente pequeño, debido al arrastre que se presenta entre los bloques en movimiento. Esto indica que en estas zonas el plegamiento no se ha iniciado, por lo que los estratos deben guardar una posición horizontal o casi horizontal. Esto ayuda a definir que el ángulo agudo del eje a, sitúe la posición del σ_1 regional de la fase 1. Como todo esto se desarrolla en la etapa 2, es común encontrar que estas juntas presenten una rotación en la vertical a través de un eje horizontal. En este caso la rotación se infiere en el eje σ_3 . La rotación se debe a que empieza a desarrollarse la etapa 3, aumenta la presión de fluidos y provoca que se permute el σ_2 por el σ_3 y da inicio al desarrollo finito del pliegue.

Al parecer esta rotación solo es en la vertical y no en la horizontal, ya que la posición del σ_1 coincide con el de la Fase 1 de deformación regional. En el sitio TN03 se observó un buen ejemplo de un par de juntas de cizalla cortando a una estilolita 1a, y las dos estructuras dan la misma dirección de compresión asociada a la Fase 1. En este ejemplo se observan dos estructuras que se desarrollaron en etapas diferentes.

En algunos ejemplos las juntas presentaron un pequeño relleno, indicando la presencia de juntas híbridas. Es importante mencionar que en un pliegue de grandes dimensiones, la presencia o ausencia de estas juntas esta controlado por los factores anteriormente mencionados, y el desarrollo de la etapa 2 o 3 puede darse en diversos tiempos y a diferente velocidad.

En caso de que las condiciones sean diferentes, por ejemplo en la etapa 3, donde el σ_3 es vertical y la presión de fluidos aumenta, propiciará la flexura y por consiguiente la cizalla paralela a la estratificación.

Hay una observación que no tiene mucho fundamento porque no se llevó un control estricto al trabajar en campo. Tal parece que en los afloramientos donde se presentan las juntas hk_0 con ángulo agudo al eje a , no es común encontrar superficies estriadas paralelas a la estratificación, en su lugar, predominan muchas superficies estilolíticas paralelas a la estratificación. Es probable, mas sin embargo no se pudo comprobar, que en un macropliegue, puedan presentarse variaciones longitudinalmente en el desarrollo de las juntas. Esto se sabe que puede ocurrir con cambios en las formas de los pliegues, ya que se ha podido observar en pliegues que cambian formas cilíndricas a formas de caja. Esto lo puede controlar la presencia de estilolitas 0 en los planos de estratificación que evitarían la cizalla paralela a la estratificación. Lo anterior, induciría flexura únicamente en las zonas de bisagra del pliegue. De igual manera puede pasar con las juntas hk_0 , al cambiar la forma del pliegue, estas pueden o no desarrollarse. De antemano sabemos que esto puede controlar el acomodo del arreglo del campo de esfuerzo que está actuando en una superficie determinada. Esto estará controlado por el cambio en la presión de fluidos, el grosor y tipo de litología sujeta a la deformación y por la presencia de estilolitas 0. Lo que se pretende decir con esta discusión, es que la etapa 2 y 3 pueden estar actuando simultáneamente en un mismo pliegue.

7.9 INTERPRETACIÓN DE LOS EJES DE PLIEGUES

En este sentido se analizaron tanto mesopliegues como macropliegues. Los macropliegues en el área de estudio definen una superposición de plegamiento, indicando dos direcciones de ejes de pliegues. Esta superposición de plegamiento, está de cierta manera vinculada con las Fases 1 y 2 determinadas para el área de estudio. La Fase 1 define estructuras con ejes axiales de dirección ESE-WNW; mientras que los ejes axiales de las estructuras de la Fase 2 disponen de rumbos N-S para la porción oriental del área y NNE-SSW para la porción occidental de la misma (Fig. 7-2). Esta superposición de plegamiento

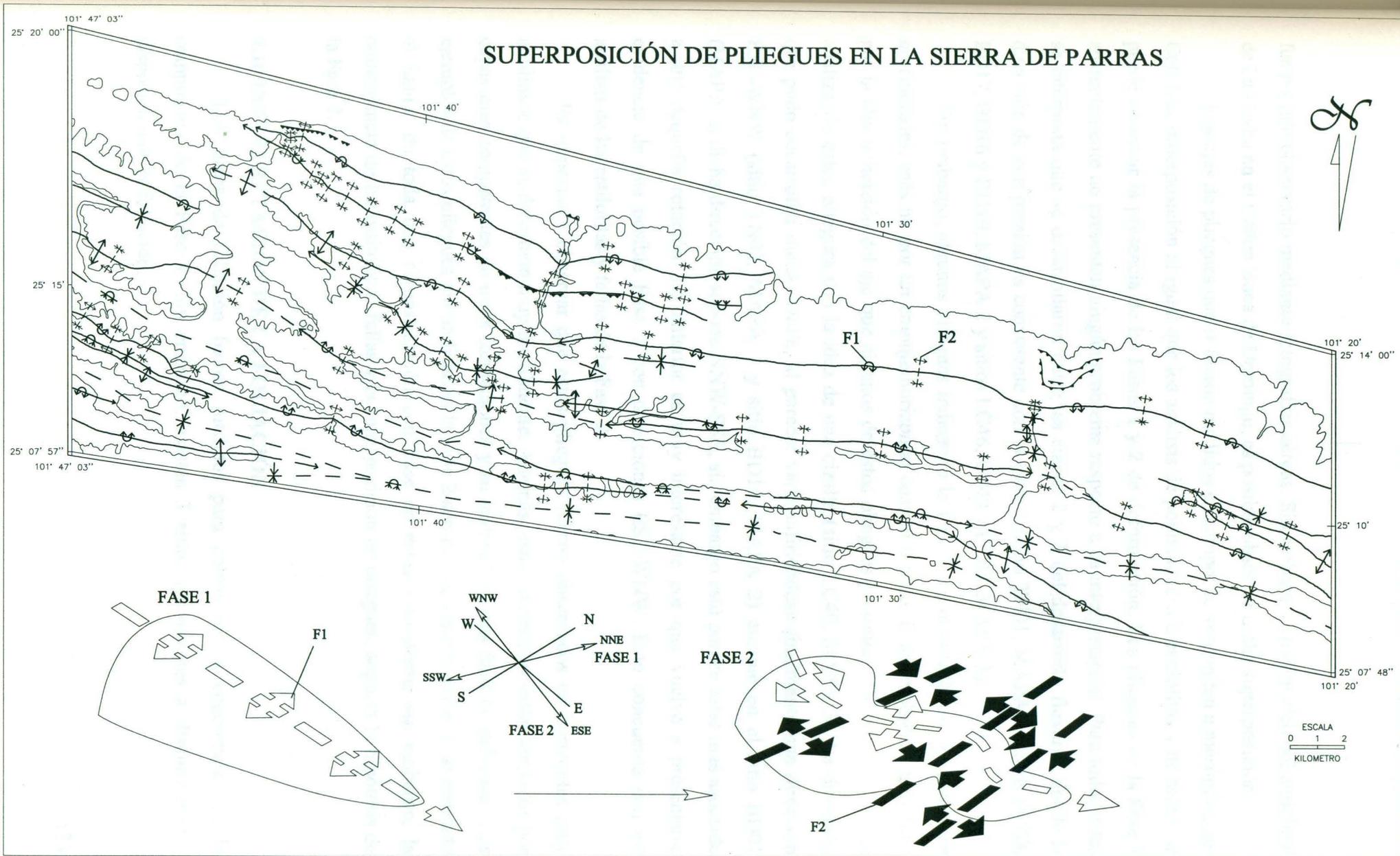


FIGURA 7-2 Superposición de pliegues en La Sierra de Parras. F1: Pliegues de la Fase 1 y F2: pliegues de la Fase 2. Pliegues de la Fase 2 repliegan a los de la Fase 1.

fue posible observarlo mediante fotografías aéreas. Sin embargo, en el núcleo del anticlinal de La Casita en el Cañón Boca de Domingo, es posible observar dicha superposición.

Los ejes de pliegues que si fueron medidos en campo, corresponden a mesopliegues. Con esta superposición al igual que los análisis de poblaciones de estilolitas y de fallas, se puede observar la presencia de las Fases 1 y 2 de deformación. Los pliegues de la Fase 1 aparentemente no presentan ningún problema respecto a su interpretación. Para todos estos se interpreta que se desarrollaron entre las etapas 2 y 3 del desarrollo flexural, donde la dirección de compresión es consistente con la Fase 1 (sitio TN01, MAPA 1; sitios BD03, BD17, BD16 y BD10, MAPA 2 y sitios LC46, LC49 y LC08, MAPA 3).

Sin embargo, algunos pliegues indicando la Fase 2, se desarrollaron por esfuerzos no-coaxiales, más no por un empuje horizontal coaxial o puro. Esto se observa muy bien por la alta inmersión del eje que algunos de estos pliegues presentan. De tal manera, que analizando estos pliegues dan la idea de una cizalla (sitio LC40, MAPA 3). La dirección que pudo desarrollar dicha cizalla, al parecer varía infiriéndose finalmente una dirección ESE-WNW (sitio TN02, MAPA 1 y sitio BD16, MAPA 2) aunque en el sitio BD01 (MAPA 2) dicha dirección supone NNW-SSE, sin embargo esto parece estar mas asociado a una pequeña rotación. Lo anterior es muy interesante por que vuelve a presentarse evidencia de una posible Fase 2 con direcciones ESE-WNW. Esto concuerda con los análisis de las estilolitas y fallas de la Fase 2.

Es importante observar que estos pliegues fueron observados en horizontes muy arcillosos que se deforman muy dúctilmente. Además, estos horizontes están limitados por capas más competentes de otras formaciones y su material es mas fácil de deformar. Los ejemplos de estos pliegues que indicarían la Fase 2 son pocos, y puede ser muy aventurado al hablar de toda una reconstrucción con base en estas estructuras, sin embargo, la coincidencia de las estilolitas, fallas y la superposición de pliegues, soporta la hipótesis de la Fase 2.

7.10 INTERPRETACIÓN DE LA FOLIACIÓN

Los datos de foliación fueron medidos para corroborar la coherencia con la compresión de la Fase 1. Sin embargo, existen 3 sitios interesantes a discutir por la disposición de la foliación.

En el sitio LC12 (MAPA 12) se presenta una zona de cizalla en la que, por no mostrar estrías, se midieron los planos de foliación en dicha zona. Al parecer, pudiera tratarse de un pliegue-falla con una vergencia casi horizontal al NNE, o de una zona de falla inversa con un bajo ángulo. Los planos de foliación en este sitio indican una dirección de compresión NW-SE. Esto es interesante porque en algunos sitios en la interpretación de la Fase 1, se tiene una variación entre NNE y NNW de compresión. También, esta posición de la foliación, pudiera indicar cierta relación con la Fase 2. Esta foliación es característica solo en la zona del plano axial del pliegue o del plano de falla; ya que en el sitio LC13 (MAPA 3), sitio contiguo a este, la foliación indica compresión NNE-SSW. En este caso, el sitio LC12 no está rotado, esta foliación responde a un esfuerzo local, en todo caso no esperaríamos la posición de los estratos en posición acorde con el resto de la zona.

En el sitio BD04 (MAPA 2) se observa de igual manera una foliación que indica una dirección de compresión NNW-SSE. Este sitio se localiza en la porción septentrional del frente de la sección Boca de Domingo. Sin embargo, la presencia de juntas de cizalla (sitio BD21, MAPA 5) relacionadas a la etapa 2 del plegamiento flexural en este mismo frente, indican una posible rotación en sentido antihorario, lo cual podría ser la causa de la posición de dicha foliación.

El sitio LC24J (MAPA 12) es un sitio muy interesante. Este sitio se localiza en una sección donde autores como LONGORIA *et al.* (1999) han determinado que el cañón de La Leona corresponde a una zona de cizalla derecha. En este sitio se ha localizado un sistema de fallas (sitio LC24, MAPA 12), las cuales indica una dirección de compresión NNW-SSE. Se ha relacionado esta dirección de esfuerzos con la foliación que se observa en esta misma área en el sitio LC24J, asumiendo que esta foliación responde a dicha compresión. El sistema de fallas del sitio LC24 indica un campo de esfuerzos definiendo un arreglo de esfuerzos inverso, mas no direccional como lo asume LONGORIA *et al.* (1999). Sin embargo, la observación de él es más a nivel regional y nuestra observación es local con muy pocos datos. Por lo que nuestro resultado pudiera estar asociado a la supuesta cizalla derecha que él propone.

7.11 EVOLUCIÓN DE LAS MESOESTRUCTURAS DEL ÁREA DE ESTUDIO DENTRO DEL PLEGAMIENTO FLEXURAL.

Para entender mejor la presencia y ausencia de muchas mesoestructuras que pueden ser utilizadas en la reconstrucción de paleoesfuerzos en el área de estudio, se describe a continuación la evolución de estas estructuras asociadas al plegamiento flexural. La columna litológica del área de estudio (Fig. 3-4), muestra claramente que la historia de la cuenca de depósito durante el Mesozoico, pasó por varios eventos relacionados, algunos de ellos, con actividad tectónica. Esta evolución litológica se ha descrito en la sección 3.3, por lo que no se hablará de eso en esta sección. Estos eventos demuestran que previo a la Fase 1 de deformación regional, es lógico esperar el desarrollo de mesoestructuras. Las primeras estructuras desarrolladas fueron los contactos litológicos, tanto laterales como verticales. Estos, se comportaron como superficies heredadas al momento del plegamiento. Los cambios en la vertical están representados por los planos de estratificación, y los cambios laterales, aunque no son visibles en los afloramientos, pueden ser inferidos por el desarrollo de las estructuras que limitan a dichos cambios (en zonas de sinclinales o anticlinales).

De igual manera, parece que algunas juntas han sido asociadas a algún evento sinsedimentario, estas juntas solo fueron observadas en el sitio BD08 en la Formación la Gloria, y no son comunes en el área de estudio. Así mismo, previo a la Fase 1 o durante la etapa temprana de la Fase 1, se desarrolla la intrusión de un dique o dique estrato (sitio TN02). Aunque no son comunes en el área de estudio, se conoce la presencia de todo un enjambre de estos diques en el anticlinal de la Peña, al oeste del área de estudio (DE CSERNA, 1956). Por la composición gabroide de estos diques y por la edad que en el sitio TN02 se infiere, estos diques pueden estar asociados a la reactivación de la Megafalla Sonora-Mojave, en el Campaniano-Maastrichtiano, al momento de formar la Cuenca de Parras. Esta reactivación se infiere que haya sido de manera extensional (GRAY & JONSON, 1995; YE, 1997).

El desarrollo de estilolitas diagenéticas (estilolitas 0) paralelas a la estratificación, previo a la Fase 1, son muy abundantes y, al parecer, están asociadas con el desarrollo de pequeñas fracturas (fracturas 1). Por lo pronto, todas estas estructuras son las que se asocian a eventos previos a la Fase 1.

Al iniciarse la Fase 1, se inicia la gran deformación de las rocas mesozoicas, que se caracteriza por un plegamiento que culmina en el desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra de Parras. Para un mejor entendimiento en la evolución de este cinturón, se ha dividido la Fase 1 en cuatro etapas: etapa 1 acortamiento pre-flexura; etapa 2 iniciación del plegamiento; etapa 3 desarrollo finito del pliegue y etapa 4 acortamiento post-flexura (Fig. 5-1). Se tomó este modelo, porque es el mejor procedimiento de control en el desarrollo de las mesoestructuras originadas durante el plegamiento flexural. Analizando cada una de las cuatro etapas, se llevó un monitoreo de las direcciones de paleoesfuerzos a través del tiempo. Esto hubiera sido imposible utilizando solo los planos de fallas. De aquí la importancia de la utilización de todas las mesoestructuras posibles en el análisis de reconstrucción del paleoesfuerzo. Estas dan testimonio de cambios en la dirección del paleoesfuerzo, indicando la Fase 1 y la Fase 2.

La etapa 1 consistió de un acortamiento pre-flexura. Está representada por las estilolitas tectónicas 1a. Al parecer, no existen otras estructuras desarrolladas en esta etapa, o por lo menos no se pudieron definir dentro de esta etapa. Durante el desarrollo de esta etapa, predominó una deformación homogénea controlada por una baja velocidad de compresión, baja presión de fluidos y baja temperatura. El cambio a la etapa 2, se regula por el aumento en la velocidad de compresión, aumento en la presión de fluidos y, por consiguiente, cambio de las propiedades de deformación de elásticas a plásticas. Aquí, la importancia en el registro de una deformación heterogénea en las rocas, condicionada a las variaciones en las propiedades reológicas de estas, dando como resultado un esfuerzo triaxial.

La etapa 2 está bien representada tanto a nivel de afloramientos por juntas hk0 con ángulo agudo al eje a, como a nivel regional con la rampa que se ha inferido a profundidad (ver capítulo 8, sección 8.1.3). Aquí es necesario comentar, que las diferencias en las propiedades reológicas de las rocas en la Sierra de Parras, dan pauta a que durante esta etapa se tenga el desarrollo de ciertas estructuras restringidas a ciertas zonas del área de estudio. De tal manera, que el desarrollo de mesoestructuras en la zona puede variar tanto lateral como verticalmente dentro de la secuencia sedimentaria. De igual manera, en esta etapa se dan las rotaciones en la vertical de las estilolitas 1a y de las juntas hk0 con ángulo agudo al eje a, sobre un eje horizontal. Sincrónicamente en otro sitio o diacrónicamente en

el mismo sitio, se desarrolló una cizalla paralela a la estratificación y fallamiento direccional. Separar la cizalla paralela a la estratificación y direccional de las etapas 2 y 3 es difícil. Debido a que en la etapa 3 existe un gran dominio en el desarrollo de estas estructuras, se ha preferido asignarlas a dicha etapa sin dejar de tener en mente que es una deformación progresiva y que el inicio de estas está registrado en la etapa 2. Por consiguiente, se asume que en la etapa 3 se define mejor el crecimiento de los pliegues.

La etapa 3 define el desarrollo finito de los pliegues. Aquí, se puede decir que los pliegues desarrollaron su forma, ya sea cilíndrica o de caja, con vergencias al norte y al sur. Además, aquí se desarrolló la mayor parte de la cizalla paralela a la estratificación. Se formaron la mayoría de las juntas asociadas al plegamiento y, por consiguiente, se consideran como planos débiles debido a la pérdida de cohesión en las rocas; las cuales son retomadas como fallas durante la etapa 4 y la Fase 2. La máxima foliación se desarrolló en esta etapa. Se desarrollaron las fallas de extensión que cortan tanto longitudinal como transversalmente al pliegue en las zonas de charnelas. En esta etapa se tiene mucha influencia de la movilidad de materiales dúctiles, influyendo en los grandes despegues observados en el núcleo del Anticlinorio de La Casita.

Aunque no se pudo determinar con precisión, se especula el desarrollo de fracturamiento hidráulico representado por fracturas de extensión rellenas en su mayoría de aragonita. Los pliegues volcados al norte y sur, se desarrollaron en esta etapa. Con todo lo anterior se demuestra que durante la etapa 3, se desarrolla la mayor deformación en la zona. El desarrollo de brechas paralelas a la estratificación en los flancos volcados al norte de pliegues recumbentes, fueron originadas por la misma cizalla paralela a la estratificación. Sin embargo, la presencia de una brecha en la Formación la Gloria, en el núcleo del anticlinal La Casita en la sección de La Casita, pudo influir en el despegue que se estima para inducir el desarrollo de dicho anticlinal. Cabe mencionar, que esta brecha a sido definida como una brecha de origen kárstico, debido a lo heterogéneo de los componentes, no se manifiesta trituración típica de una brecha cataclástica. Presenta un mal sorteo en el tamaño de las partículas y no se observa el desarrollo de fracturas asociadas a una cizalla. Por último, la etapa 3 debe de presentar una fase terminal, donde los pliegues ya no crecen, se interrumpe la cizalla paralela a la estratificación, deja de existir la presión de fluidos, se

registra una disminución en la temperatura para establecerse el cierre del pliegue. Con lo anterior se establece la etapa 4.

La etapa 4 desarrolla un acortamiento post-flexura. Aquí se tienen fallas cortando casi perpendicularmente a estratos en los flancos volcados de los pliegues (sitios LC27 y LC28, MAPA 10 y sitio BD04, MAPA 9), las cuales en algunos casos se comportan como cabalgaduras. En el sitio BD04, se identificó una falla buzando al norte y no hacia el sur como se esperaría en la mayoría de los casos. Sin embargo, este sitio se localiza en el flanco norte del anticlinal más septentrional. Se interpreta el origen de esta falla, por la vergencia al norte de dicho pliegue y la posible ausencia de la cizalla paralela a la estratificación.

En algunos pliegues (sitio BD10) sus zonas de charnelas se ven engrosadas y sus flancos volcados se ven adelgazados; esto se produce por la movilidad de material del flanco volcado hacia las zonas de charnela al iniciarse el cierre del pliegue. Aquí la deformación en los flancos volcados experimenta una extensión originando el boudinage.

Por último, se infiere el desarrollo de estilolitas tectónicas 1b en los flancos volcados de los pliegues recumbentes al norte, indicando la terminación de la Fase 1 (el desarrollo de estas estilolitas está en duda por no llevarse un control en las observaciones de campo).

Se ha determinado que después de la etapa 4, o en la etapa más tardía de la etapa 4, se empieza a registrar una superposición de plegamiento y de mesoestructuras, indicando otra Fase de deformación. Esta segunda Fase a sido determinada con base en la superposición de pliegues flexurales, estilolitas tectónicas y sistemas de fallas heredadas.

Aquí, existe la controversia sobre si empieza a desarrollarse la Fase 2, como un evento independiente (separado en tiempo) a la Fase 1, o si es una continuación de la Fase 1, debido a una permutación del campo de esfuerzos de la Fase 1 a la Fase 2.

De antemano se sabe, que el desarrollo de superposición de plegamiento a nivel regional (SIMÓN, 1999) puede estar asociado a: a) fajas orogénicas de direcciones distintas que se cruzan, b) sistemas de pliegues inducidos por varios accidentes del basamento de direcciones distintas que se cortan entre sí, c) fases de deformación sucesivas de un solo ciclo orogénico, d) estadios sucesivos de una deformación progresiva que conlleva rotación general de los volúmenes plegados y, e) plegamiento simultáneo en varias direcciones

durante una sola fase de deformación. Respecto a la teoría, estas serían las causas principales para desarrollar una superposición de pliegues de flexura.

Los datos de campo para demostrar la Fase 2 de deformación, permiten interpretar lo siguiente: al presentarse una superposición de plegamiento indica, que los pliegues superpuestos son mas jóvenes relativamente que los replegados, y que se tenían condiciones de deformación plástica. Esto, pudiera indicar que las rocas sujetas a la deformación presentaban condiciones de deformación plástica, y que probablemente estas condiciones de deformación no se desarrollaron durante la Fase 2, sino que ya estaban presentes. Esto se deduce, porque en dado caso de actuar la Fase 2 sobre las rocas previamente deformadas no hubiera desarrollado plegamiento, y hubiera inducido al desarrollo de fracturamiento sobre las rocas. Por lo que esto indica, que la Fase 2 actuó en la fase final de la etapa 4 o inmediatamente después. Ahora, la presencia de estilolitas indica, que la influencia de presión de fluidos era muy baja o no existió, y que las condiciones de deformación de las rocas serían probablemente mas elásticas que plásticas, deduciendo que en esta Fase 2 la velocidad de deformación era baja.

El desarrollo de cizalla sobre planos heredados en las rocas, pudiera manifestar que la magnitud del esfuerzo efectivo en esta Fase 2, se disipó de cierta manera por la gran cantidad de fracturas presentes en las rocas, actuando como un sistema de rocas sedimentario fracturado, y no como un sistema de rocas sedimentario con fracturas. Esto es importante aclararlo, debido a que si el sistema de rocas no hubiera presentado tal cantidad de fracturas, entonces se pudieran haber desarrollado fracturas asociadas a la Fase 2. Al parecer, todas las familias que forman los sistemas de fallas indicando la Fase 2, se han considerado como fallas heredadas. Además la presencia de tectas de calcita con estrías indicando esta Fase 2, manifiestan una presencia importante de presión de fluidos en esta fase.

Por último, algunos mesopliegues localizados en el área de estudio, también están asociados a esta Fase 2. La presencia de estos pliegues en las secuencias más arcillosas y por consiguiente las más dúctiles en el área de estudio, da pauta a pensar, en que la velocidad y magnitud de esta Fase 2 era muy baja, y que la existencia de presión de fluidos era muy probable.

En resumen, la Fase 2 registrada en el área de estudio, indica que empezó a actuar cuando las condiciones de deformación de la Fase 1 estaban en un periodo de regresión a las condiciones estables naturales sin deformación. Así, las estilolitas tectónicas 2 se desarrollaron primero, y debido al aumento de presión de fluidos y probablemente pequeño aumento en la velocidad de empuje, se indujo al sobreplegamiento y al fallamiento. De aquí, que se pueda pensar en un evento continuo con la Fase 1, o en un evento independiente a la Fase 1 que actuó en la zona en la etapa final de la Fase 1. Por lo que se podría decir, que la Fase 2 es la etapa más tardía del evento Laramídico.

7.12 DISCUSIÓN SOBRE EL DIQUE PRESENTE EN EL LIMBO NORTE DEL PLIEGUE FRONTAL DE LA SECCIÓN BOCA DE DOMINGO

En cuanto al dique, es importante destacar que esta estructura de acuerdo a lo observado en campo se emplazó en una etapa muy temprana a la Fase 1 o anterior a la deformación. Este dique corta a lutitas de la Formación Parras, la cual es la secuencia más joven dentro de la Sierra de Parras. La característica que presenta este dique es en forma de boudinage, está muy intemperizado y no se pudo encontrar roca en buen estado (roca fresca). Presenta un color café en un área no mayor de $4m^2$. En algunas zonas la foliación de la lutita tiende a refractarse cerca del contacto con el dique. Se observaron grietas de tensión que se localizan tanto en las lutitas como en las zonas del borde del dique, indicando que estas se formaron cuando ya estaba emplazado el dique. La posición del dique aparenta estar en cierta manera paralela a la foliación, aunque en ocasiones se observa que ésta se refracta cerca del mismo.

Existen dos posibilidades del emplazamiento del dique en estas rocas. A) cuando las rocas sedimentarias estaban aun en posición horizontal y, b) cuando las rocas sedimentarias estaban en las primeras etapas de la deformación. Ahora, la posición de este dique coincide en el flanco inverso de un pliegue volcado hacia el norte. La deformación que presenta es típica de los estilos de deformación en los limbos invertidos de pliegues. Es común encontrar muchas estructuras de boudinage en estas zonas del pliegue, tal como se observan en el dique. Además, es común encontrar fallas asociadas a esta etapa. Por ejemplo, 30 mts al sur de la zona de los diques, se localiza una falla inversa donde se pone en contacto una parte de la Formación Cuesta del Cura con la Formación Parras. En esta localidad, las

CAPÍTULO 8 ORIGEN DE LA FASE 1 Y DE LA FASE 2

8.1 ORIGEN DE LA FASE 1

La gran ventaja de trabajar en la Sierra de Parras, fue sin duda la relación paralela que guarda ésta respecto a la Cuenca de Parras y a la Isla de Coahuila. Gracias a la disposición de estas tres zonas, los análisis de mesoestructuras en el área de estudio pudieron relacionarse cronológicamente con la estratigrafía de la Cuenca de Parras.

La edad de la Fase 1 corresponde al evento Laramídico, el cual fue definido para la zona Cordillerana del oeste de los Estados Unidos (CONEY, 1976). Este evento es diacrónico, considerándose más antiguo de noroeste hacia el sureste y de oeste a este (CONEY, 1976; CONEY & EVENCHICK, 1994; CAMPA, 1985; SEDLOCK *et al.*, 1993 y YE, 1997). La edad de la deformación para la zona cordillerana y región de Sonora se estima de Cretácico superior (CONEY, 1976 y CONEY & EVENCHICK, 1994). La edad propuesta para la SMO, varía un poco entre los autores. La mayoría propone una edad de Paleoceno-Eoceno (55 M.a.). Según EGUILUZ *et al.* (2000) con base en estudios recientes en las zonas de antepaís de la SMO, existe la posibilidad de que esta deformación alcanzó hasta el Eoceno-Oligoceno. Mientras que YE (1997) y GRAY & JONSON (1995) proponen que la deformación se inicia en el Campaniano-Maastrichtiano y termina en el Paleoceno-Eoceno.

El paleotensor de esfuerzos obtenido del análisis de las mesoestructuras en el área de estudio, revela una dirección NNE-SSW variando entre los 0-30°. Esto coincide con la dirección de transporte propuesta por MARRETT & ARANDA (1999) y EGUILUZ *et al.* (2000) de N18°E para el caso específico de la Sierra de Parras.

Conociendo la edad y dirección de la deformación del paquete sedimentario en la Sierra de Parras, que representa una fracción de la evolución del Golfo de México durante el Mesozoico, ¿Qué evento regional desarrolló tal deformación y en dicha dirección?. Definitivamente no se puede pensar en un evento local, debido a la dimensión que tal deformación alcanzó. Sin duda alguna, la causa de la deformación de esta secuencia sedimentaria, está relacionada a un evento regional lo suficientemente grande para lograr el desarrollo de todo el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra de Parras.

Los trabajos realizados a resolver esta incógnita, apuntan en una misma dirección. Esta deformación coincide con el evento de la Orogenia Laramídica. Para todos los autores, definitivamente, se tiene que relacionar la deformación de la SMO con los procesos tectónicos del borde occidental del Cratón de Norteamérica durante el Cretácico.

Hay que recordar, que el proceso tectónico que prevaleció en el borde occidental del Cratón Norteamericano en el Mesozoico medio, se caracterizó por la consolidación del borde destructivo de placas, mediante el mecanismo de acreción de terrenos sospechosos hacia el continente (CONEY & EVENCHICK, 1994). Durante el Triásico-Jurásico inferior, este borde occidental Norteamericano se definió por ser una margen neutral convergente de placas, indicando que no se desarrolló ninguna deformación compresional en las zonas del antepaís. A partir del Jurásico medio, el borde se siguió comportando como una zona neutral combinándose con la presencia de cuencas tras-arco, indicando el establecimiento de un régimen de esfuerzos extensional en las zonas de antepaís. Sin embargo, a partir del Cretácico superior este borde experimentó un cambio en el comportamiento de los esfuerzos desarrollados en las zonas de antepaís, cambiando de una arco considerado neutral a un arco compresivo (CONEY & EVENCHICK, 1994).

Esta historia está mas que documentada por varios autores para el sector suroeste del Cratón Norteamericano. Sin embargo, la Orogenia Laramide en la zona Cordillerana del sur de los Estados Unidos, está asociada a los cambios angulares y dirección de la placa Farallón al subducir bajo el Cratón de Norteamérica. Para tal caso, SMITH (1981) propuso su modelo para explicar la deformación de la zona de antepaís del arco magmático en la porción Cordillerana. Éste consiste en la migración del arco occidental hacia el este, como respuesta al cambio en el ángulo de subducción de la placa Farallón bajo el Cratón de Norteamérica. Este modelo, ha sido propuesto de igual manera para la deformación de los sedimentos de la Cuenca del Golfo de México. Sin embargo, los trabajos de TARDY *et al.* (1992), CONEY Y EVENCHICK (1994), CENTENO Y SILVA (1997) y YE (1997), han propuesto que la deformación de estos sedimentos está asociada a la acreción del Terreno Guerrero en el borde suroeste del Cratón de Norteamérica, dando origen al Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO. Sin embargo, GOLDHAMMER (1999), YE (1997) y SEDLOCK *et al.* (1993), mencionan la posibilidad de la influencia del modelo de SMITH (1981) en la deformación de la SMO.

Sin embargo, YE (1997) propone que la deformación inicial del noreste de México, obedece a la acreción del Terreno Guerrero, seguida diacrónicamente por la migración del arco magmático occidental hacia el este. Estableciendo de cierta manera dos fases diacrónicas en la deformación de la SMO (Fig. 8-1), donde las Sierra de Parras, Cuenca de Parras y Curvatura de Monterrey se deformaron por la acreción del Terreno Guerrero y, la Isla de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila se deformaron por la migración del arco magmático occidental hacia el este.

Por tal razón, se pudiera definir la porción noreste de la SMO, como una zona de transición entre los procesos de deformación Cordillerano y de acreción del Terreno Guerrero propuestos para este cinturón plegado.

Aunque se tenga contemplado la acreción del Terreno Guerrero como la deformación principal para la SMO, no se puede dejar a un lado las teorías de la deformación tipo cordillerana para la SMO. Ésto debido a que la presencia del arco magmático en México es mas que evidente, asociado al desarrollo de la primer etapa de la Sierra Madre Occidental. Al cambiar el ángulo de subducción de la placa de Farallón, bajo el borde occidental de Norteamérica, trajo consigo un cambio en el arreglo del campo de esfuerzo en la zona del antepaís del cratón de Norteamérica, el cual cambió de un régimen considerado neutral a un régimen compresivo de esfuerzos. Esto, está sujeto a que el cambio del ángulo en la placa de subducción produce una migración del arco magmático hacia el este. Esta migración tiene como consecuencia que la deformación sea diacrónica de oeste a este, siendo más joven hacia el oriente. Previo al cambio de régimen de esfuerzo en el antepaís del borde occidental del Cratón Norteamericano, prevalecía el desarrollo de un campo de esfuerzos neutral. De aquí, que se pueda explicar la presencia de la cuenca de Arperos que separaba al Terreno Guerrero de las plataformas del Cretácico en el noreste de México (CENTENO Y SILVA, 1997; TARDY *et al.*, 1992 y YE, 1997). Durante el desarrollo de esta cuenca no se registra deformación hacia el este. La acreción del Terreno Guerrero se ha definido en el Cretácico tardío (TARDY *et al.*, 1992; CONEY & EVENCHICK, 1994 y CENTENO Y SILVA, 1997) o en el límite entre el Cretácico temprano y tardío (YE, 1997) y se interpreta como la causa del cierre de la Cuenca de Arperos.

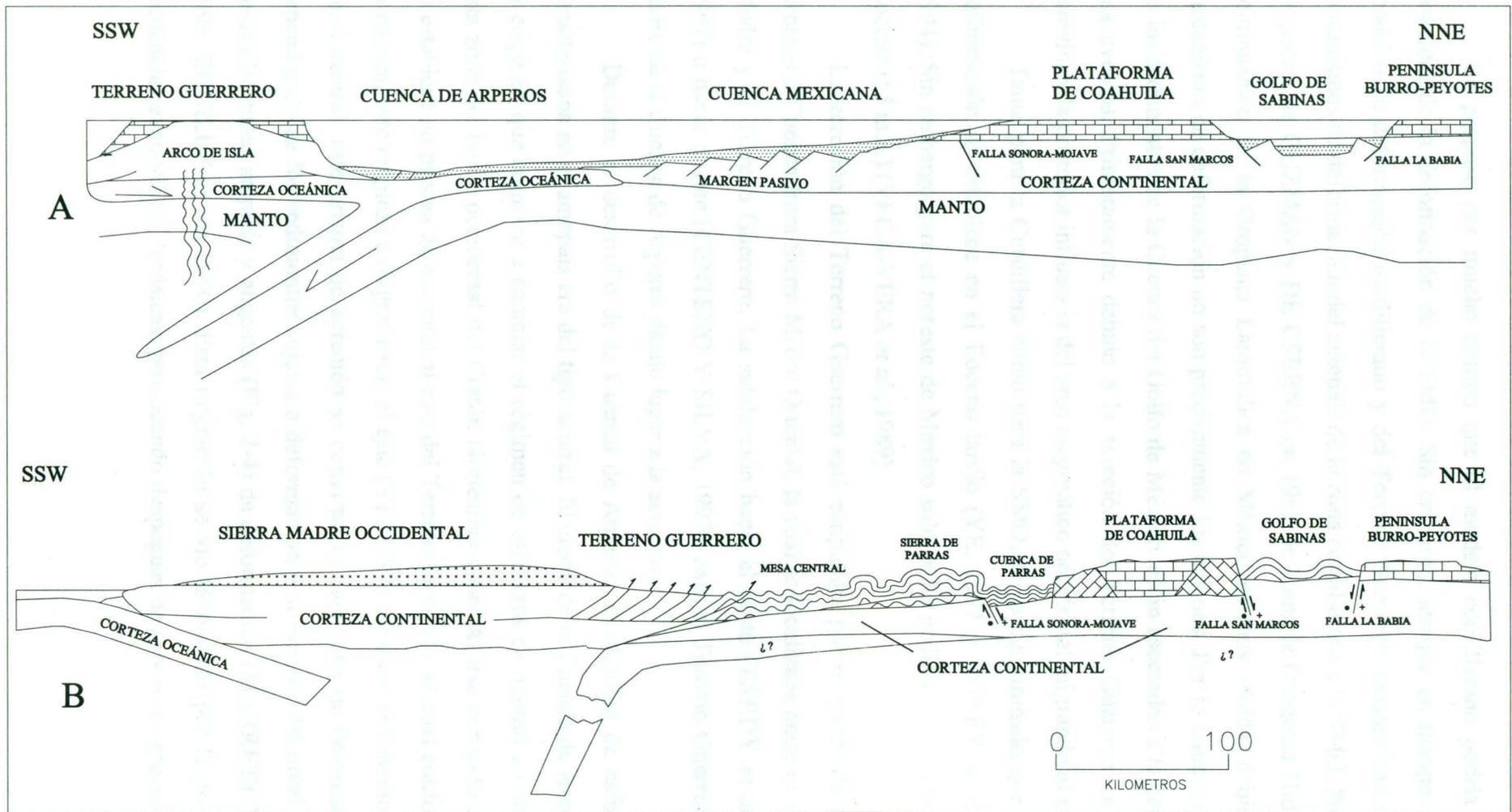


Figura 8-1: Sección NNE-SSW del centro al noreste de México. A) Sección esquemática de la paleogeografía del Albiano y su marco tectónico. B) Sección NNE-SSW mostrando la relación tectónica entre la Sierra Madre Occidental, el Terreno Guerrero, la Mesa Central, la Sierra de Parras, la Cuenca de Parras, la Plataforma de Coahuila, el Golfo de Sabinas y la Península Burro-Peyotes durante el Eoceno (Modificado de YE, 1997 y este trabajo).

Se propuso por mucho tiempo que el modelo cordillerano podría ser la causa principal de la deformación de la SMO. Sin embargo, aunque en tiempo coincidan los modelos de deformación cordillerano y del Terreno Guerrero, existen variaciones en los mecanismos de deformación del antepaís de la zona cordillerana y la SMO. Por tal razón, la propuesta de GUZMÁN y DE CSERNA en 1963 de llamarle Orogenia Hidalguense a la continuación de la Orogenia Laramídica en México es muy válida, debido a que los mecanismo de deformación no son precisamente los mismos. Por lo tanto, la deformación de los sedimentos de la Cuenca del Golfo de México, están asociados a la combinación de dos eventos. Primeramente debido a la acreción del Terreno Guerrero en el Cretácico superior y la posterior influencia del arco magmático occidental migrando al este.

Tanto para la Cordillera como para la SMO, se ha determinado que el cese de la deformación se establece en el Eoceno tardío (YE, 1997 y CONEY & EVENCHICK, 1994). Sin embargo para el noreste de México solo se ha podido fechar hasta Paleoceno-Eoceno (55 m.a.) (VEGA-VERA *et al.*, 1989).

La acreción del Terreno Guerrero está estipulada por el cierre de la Cuenca de Arperos o Cuenca Intra Sierra Madre Oriental, la cual se localizaba entre el Terreno Sierra Madre y el Terreno Guerrero. La subducción hacia el oeste (TARDY *et al.*, 1992; YE, 1997) o hacia el este (CENTENO Y SILVA, 1997), bajo el Terreno Guerrero, produjo el cierre de la Cuenca de Arperos dando lugar a la acreción.

Durante el desarrollo de la Cuenca de Arperos, el régimen de esfuerzos que se caracterizaba en el antepaís era del tipo neutral. El cierre de la Cuenca de Arperos significa la etapa en que empieza a cambiar el régimen de esfuerzos de neutral a compresional en esta zona del borde occidental del Cratón Norteamericano. Al irse cerrando dicha cuenca, se establece un prisma de acreción al este del Terreno Guerrero, el cual conforme se cierra la cuenca, este empieza a migrar hacia el este (YE, 1997). Al tocar sedimentos de la actual mesa central, este prisma de acreción se convirtió en una cuña de deformación, la cual dependiendo de los sedimentos sujetos a deformación y al espesor del nivel de despegue, desarrolló cuñas amplias y angostas (Fig. 2-4) de deformación (MARRETT Y ARANDA, 1999; EGUILUZ *et al.*, 2000). Esta migración se vio favorecida por la presencia de las secuencias evaporíticas Jurásicas, provocando despegues de espesores gruesos y delgados.

De aquí para entender las diferencias en los estilos de deformación en toda la SMO (EGUILUZ *et al.*, 2000).

Finalmente, este movimiento del frente cabalgado es interrumpido probablemente por el consumo de la subducción frenando el avance del plegamiento, al mismo tiempo en que este llegaba a topar con las paleoestructuras en el noreste de México (YE, 1997).

Al acrecionarse el Terreno Guerrero en el Cretácico superior, coincide con el inicio del cambio en el ángulo de subducción de la placa de Farallón bajo el Cratón Norteamericano. Este cambio del ángulo está relacionado a dos teorías: a) con el cambio en la velocidad y dirección de la placa norteamericana respecto a la Farallón, cambiando de una dirección de movimiento lento al NW a una dirección de movimiento más rápido hacia el este (CONEY Y EVENCHICK, 1994). Al cambiar la velocidad, el acercamiento de las placas se aceleró y el ángulo de subducción se redujo, induciendo la migración del arco magmático occidental hacia el este (CONEY Y EVENCHICK, 1994); b) el cambio de ángulo de la placa Farallón se debe a que deja de subducir una placa oceánica con muchos montes submarinos, y empieza a subducir una placa oceánica más delgada y más joven sin montes submarinos e induce la somerización de la placa de Farallón bajo Norteamérica (ATWATER, 1989). Con este evento se termina de deformar el noreste de México, culminando el desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO.

Resumiendo, se tienen dos eventos que se deben de tomar en cuenta al estudiar la Fase 1 de deformación de la Sierra de Parras. Primero fue la acreción del Terreno Guerrero en el Cretácico superior, continuando diacrónicamente con la migración del arco magmático continental, desarrollando un régimen de esfuerzos compresivo migrando hacia el noreste.

Estos dos eventos han sido determinados por YE (1997) en las inmediaciones de la Sierra de Parras, dentro de las Cuencas de Parras y de La Popa. Se observan dos direcciones preferenciales de plegamiento F1 y F3 (Fig. 8-2). Los F1 son pliegues con direcciones E-W desarrollados por la acreción del Terreno Guerrero en dirección NNE. Los F3 son pliegues asociados a la compresión desarrollada por la migración del arco magmático hacia el NE. Los F1 se localizan en la Sierra de Parras y Cuenca de Parras, mientras que los F3 se localizan en la Isla de Coahuila, Cuenca de La Popa y Golfo de Sabinas. Esto indica que la

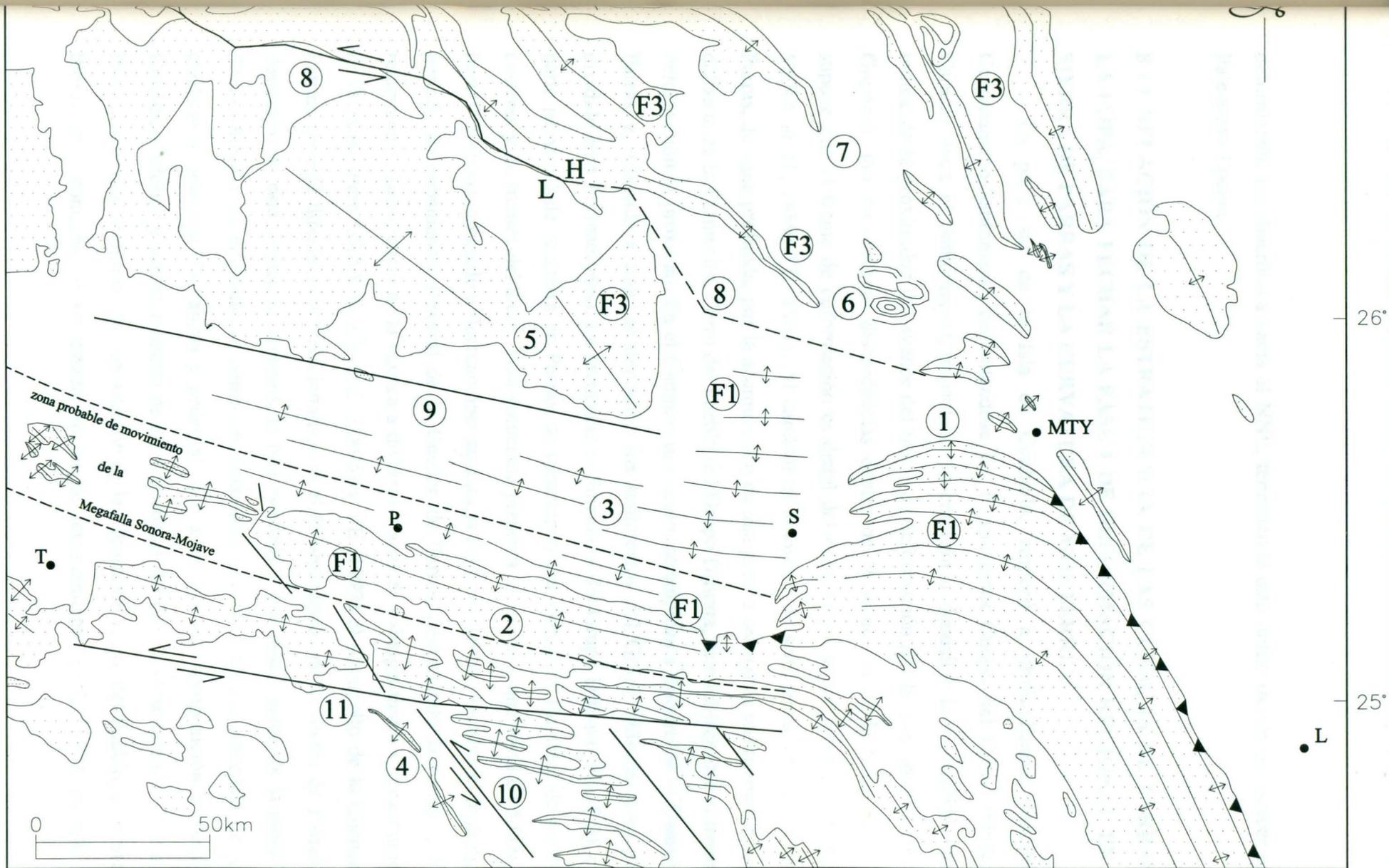


Figura 8-2 Mapa tectónico mostrando la relación de la Sierra Madre Oriental y las zonas de su antepaís. F1: Pliegues de edad Maastrichtiano tardío-Paleoceno en: 1: Curvatura de Monterrey, 2: Sierra de Parras, 3: Cuenca de Parras. F3: Pliegues de edad Eoceno tardío en: 4: Sierra de San Julián y Sierra del Teyra, 5: Bloque de Coahuila, 6: Cuenca de la Popa, 7: Cinturón Plegado de Coahuila. 8: Falla San Marcos, 9: Lineamiento Torreón-Salttillo, 10: Falla San Julián y 11: Falla Jimulco. L: Linares, MTY: Monterrey, S: Saltillo, P: Parras, T: Torreón, M: Monclova, L: Bloque levantado, H: Bloque hundido (modificado de LEHMANN, *et al.*, 1999; YE, 1997; MCKEE *et al.*, 1990; TARDY, 1973a; VELEZ, 1990).

deformación fue diacrónica hacia el NNE, terminando esta deformación, al parecer en el Paleoceno-Eoceno.

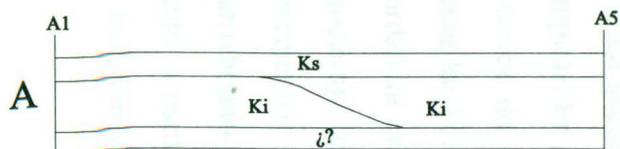
8.1.1 RELACIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS DE PARRAS Y LA POPA, PARA FECHAR LA FASE 1 DE DEFORMACIÓN REGIONAL EN LA SIERRA DE PARRAS Y LA CURVATURA DE MONTERREY.

La parte sur de la Isla de Coahuila, empezó a profundizarse durante el Cenomaniano-Santoniano, depositándose las Formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Para el Santoniano-Campaniano se empieza a depositar la Formación Parras, indicando la proximidad del avance del frente de deformación por la acreción del Terreno Guerrero. Por no observar discordancias dentro de la secuencia de la lutita Parras, se supone que el frente de deformación es distal del depocentro de sedimentación (VEGA-VERA *et al.*, 1989; YE, 1997). Al cambiar el ambiente de sedimentación de las lutitas Parras, de agua profunda, por la acumulación de una gruesa secuencia sedimentaria fluvio-deltaica, de la Formación Cerro del Pueblo del Grupo Difunta, se establece que el frente de deformación es proximal. En el Campaniano tardío, se empieza a desarrollar la Cuenca de Parras y, asociada a esta, se depositan los sedimentos del Grupo Difunta (este grupo dividido en 8 Formaciones). La secuencia sedimentaria del Grupo Difunta (Fig. 8-3), en la parte proximal de la Sierra de Parras, se caracteriza por depósitos fluviales de planicies costeras y de frentes deltáicos. Esta secuencia presenta un espesor que varía de 5,000 mts hasta 7,500 mts, asociado a fluctuaciones eustáticas del nivel del mar durante el prolongado periodo de subsidencia flexural de la Cuenca de Parras, descartando la posibilidad de relacionar la subsidencia de la cuenca a diversas etapas de cabalgamiento y levantamiento de la SMO. Para GRAY & JONSON (1995) y YE (1997) el desarrollo de la Cuenca de Parras, no está directamente relacionada con el levantamiento de la Sierra de Parras. El desarrollo de esta cuenca de antepaís, la han asociado a una reactivación de la megafalla Sonora-Mojave manifestándose como un fallamiento extensional. La presencia de rocas clásticas y detríticas de calizas y pedernal, que asemejan una composición a rocas del Cretácico inferior y superior dentro de las secuencias del Grupo Difunta en la Cuenca de Parras, indican que durante la depositación de la Formación Cerro del Pueblo, la Sierra de Parras se encontraba en un estado inicial de levantamiento (YE, 1997), aunado con

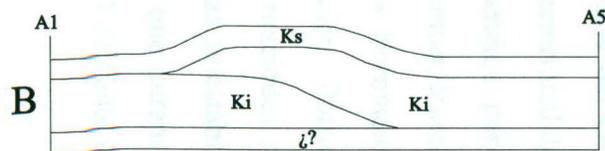
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO DIFUNTA

FORMACIONES EN EL ANTICLINORIO DE LA CASITA

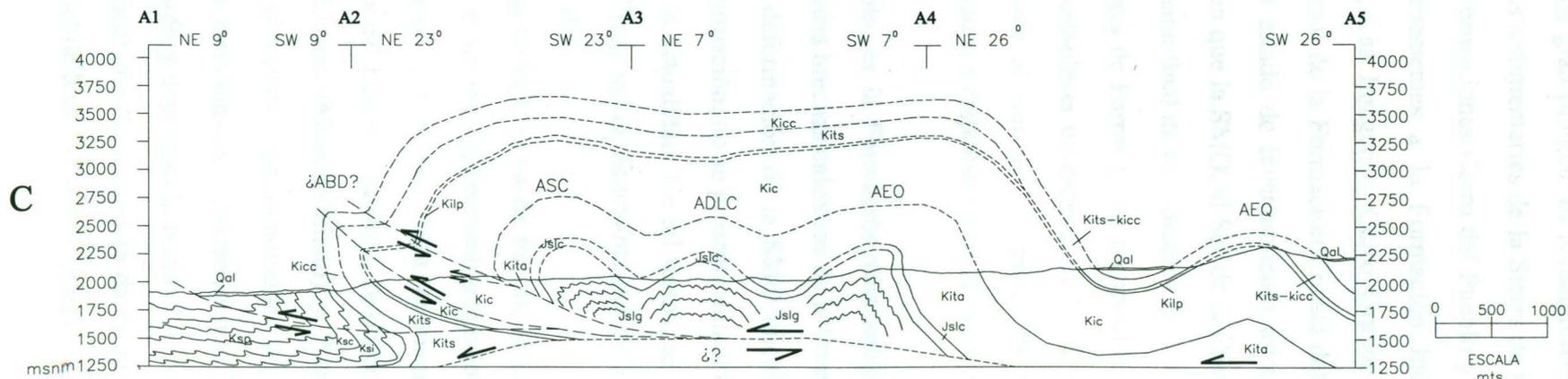
ETAPA PREVIA AL PLEGAMIENTO FLEXURAL



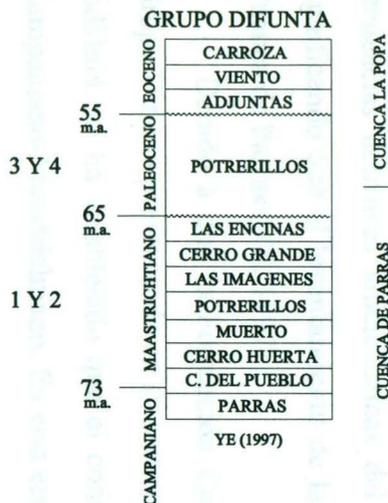
ETAPAS 1 Y 2 DEL PLEGAMIENTO FLEXURAL



ETAPAS 3 Y 4 DEL PLEGAMIENTO FLEXURAL



ETAPAS DEL PLEGAMIENTO FLEXURAL



CENOZ.	Qal	Aluvi3n
	Ks	Formaciones del Cretácico superior Ksi Indidura / Ksc Caracol / Ksp Parras
MESOZOICO	Kicc	F. Cuesta del Cura
	Kits	F. Tamaulipas superior
	Kilp	F. La Peña
	Kic	F. Cupido
	Kita	F. Taraises
	Jslc	F. La Casita
	Jslg	F. La Gloria
JURÁ. SUP.		

¿? Secuencia Mesozoica

Figura 8-3 Relación de la deformación en la Sierra de Parras con la Secuencia estratigráfica de la Cuenca de Parras. A) Etapa previa al plegamiento flexural durante el Campaniano; B) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Maastrichtiano y C) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno.

procesos de erosión de la porción del futuro techo del gran pliegue. El levantamiento y la penetración de la erosión progresiva en las secuencias sedimentarias de la Sierra de Parras, son interpretados por YE (1997) en base a que las Formaciones Cerro del Pueblo y Cerro Huerta, presentan conglomerados de calizas pertenecientes a la Formación Indidura, mientras que las Formaciones Muerto, Potrerillos, Las Imágenes, Cerro Grande y las Encinas presentan conglomerados de calizas y pedernal de la Formación Cuesta del Cura. Esto comprueba que la SMO se encontraba en un estado de levantamiento inicial. De manera similar GRAY & JONSON (1995) determinan que la SMO, al Sur de la Cuenca de Parras, no presentó una topografía elevada hasta la etapa final de la evolución de la Cuenca de Parras. Esto debido, a que la elevación de la Sierra de Parras no es compatible con la subsidencia de la Cuenca de Parras, requerida para establecer un espesor de 7,500 mts de secuencias detríticas siliciclásticas del Grupo Difunta al Sur de la Cuenca de Parras, significando que el levantamiento de la SMO no pudo ser responsable de la flexura de la Cuenca de Parras (YE, 1997).

Debido a que la Formación Cerro del Pueblo, es la Formación más antigua del Grupo Difunta presentando en su secuencia sedimentaria brechas calcáreas de la Formación Indidura, se ha establecido que el comienzo de la deformación de la SMO inició en el Campaniano-Maastrichtiano. En esta etapa de la deformación, no se presenta aún el relieve topográfico que caracteriza a la Sierra de Parras en la actualidad. De tal forma, se infiere una etapa temprana en la deformación denominada "Etapa inicial de levantamiento" (etapas 1 y 2 del plegamiento flexural de la Fase 1) (Fig. 8-3 B).

La secuencia sedimentaria del Grupo Difunta en la Cuenca de Parras, se observa incompleta. En su porción septentrional de la misma, se localiza la Formación más joven de la Cuenca de Parras, representada por la Formación Potrerillos. Aquí se encuentran ausentes las Formaciones Adjuntas, Viento y Carroza del Eoceno. Además, se observa una discordancia erosiva entre las Formaciones Las Encinas (Maastrichtiano) y Potrerillos (Paleoceno). En la Formación Potrerillos se observan conglomerados de rocas pertenecientes a todas las formaciones previamente mencionadas, indicando que para el Maastrichtiano-Paleoceno, estas se estaban erosionando y depositando hacia el norte. Esto ha dado la pauta para indicar que durante el Maastrichtiano-Paleoceno se da el inicio del gran levantamiento de la SMO denominada "Etapa del de levantamiento" (etapas 3 y 4 del

plegamiento flexural de la Fase 1) (Fig. 8-3 C) que caracteriza el relieve topográfico actual (VEGA-VERA, *et. al.*, 1989; GRAY & JONSON, 1995 y YE, 1997)

Se reconoce otra discordancia erosiva en el Paleoceno-Eoceno en la Cuenca de La Popa, la cual limita al sur con la Cuenca de Parras. En la Cuenca de la Popa, se reconocen las Formaciones Adjuntas, Viento y Carroza del Eoceno, representando el resto de las Formaciones del Grupo Difunta que están ausentes en la Cuenca de Parras. Lo propuesto por YE (1997), es que las secuencias del Paleoceno medio y tardío y del Eoceno no se depositaron en la Cuenca de Parras, debido al levantamiento iniciado durante el Maastrichtiano-Paleoceno. En la Cuenca de La Popa, se observa una discordancia erosiva entre el Paleoceno-Eoceno, donde se infiere el límite de la deformación Laramídica para el noreste de México. Este límite se ha establecido fechando a la Formación Adjuntas, debido a que el resto de la secuencia sedimentaria del Grupo Difunta no ha podido ser fechada. Sin embargo, se estipula que la deformación pudo haber alcanzado una edad hasta del Eoceno medio (43 M.a.; VEGA-VERA *et. al.*, 1989).

8.1.2 ESTABLECIMIENTO DE UNA EDAD RELATIVA DE LAS MESOESTRUCTURAS, EN RELACIÓN CON EL ESTABLECIMIENTO DE LA EDAD DE LA FASE 1 TOMANDO EN CUENTA LA ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO DIFUNTA.

Previamente se describió la manera de proponer una edad al desarrollo del Cinturón Plegado de la Sierra de Parras, con base en los trabajos sobre el análisis de la estratigrafía en las Cuencas de Parras y La Popa. De tal manera, que se ha fechado el desarrollo del levantamiento de la SMO.

Como se mencionó en capítulos anteriores, existe una estrecha relación de los procesos de plegamiento flexural con el desarrollo de las mesoestructuras utilizadas en el análisis para la reconstrucción del paleoesfuerzo. Con los temas tratados previamente, se ha podido establecer la relación entre las etapas del desarrollo flexural, adaptado para la Sierra de Parras, reconocidas por las mesoestructuras analizadas, y la evolución de la Cuenca de Parras, indicado por la secuencia sedimentaria del Grupo Difunta, la cual proporciona la evidencia del desarrollo progresivo del levantamiento de la Sierra de Parras e indica la edad

de dicho levantamiento. Estos trabajos son favorables para poder dar una edad relativa a las etapas del plegamiento flexural y a su vez a las mesoestructuras analizadas.

Si bien es bueno recordar, que las estructuras analizadas en la reconstrucción del paleoesfuerzo fueron desarrolladas durante el plegamiento flexural, también estas fueron desarrolladas diacrónicamente durante la evolución del plegamiento. Por tal razón, se facilitó la asignación de estas dentro de cada una de la cuatro etapas del plegamiento flexural.

La primer etapa de acortamiento pre-flexura está representada por las estilolitas tectónicas 1a. Esta etapa se caracteriza por indicar el inicio de la compresión sobre el sistema sedimentario de la Sierra de Parras, indicando una baja compresión, baja presión de fluidos y un acortamiento homogéneo, lo cual permite deducir que la secuencia sedimentaria presentaba una posición horizontal. La segunda etapa de inicio de plegamiento, está representada por las juntas de cizalla hk0 con ángulo agudo al eje a, por la rampa que se infiere en toda el área de estudio actuando como un bloque de piso, por el inicio de alguna cizalla paralela a la estratificación y fallas de rumbo; indicando el aumento en la velocidad de compresión, el aumento, en ciertas zonas, de la presión de fluidos y un acortamiento heterogéneo inducido por las variaciones en las propiedades reológicas de las formaciones, cambios litológicos laterales y verticales, así como la variación en la cercanía o distancia de estratos delgados, medios y masivos. Todo esto indujo a que la secuencia sedimentaria de la Sierra de Parras, tuviera un levantamiento inicial sin llegar a desarrollar las estructuras que caracterizan a esta provincia. Todo este proceso de la etapa 1 y 2 pueden ser relacionados con el inicio de la depositación de las Formaciones en la Cuenca de Parras. La presencia de conglomerados de las Formaciones Indidura y Cuesta del Cura en las secuencias del Grupo Difunta, indican una etapa temprana de levantamiento y erosión de dichas Formaciones, relacionadas con la etapa 1 y 2 del plegamiento flexural de la Sierra de Parras. Lo anterior permite establecer una edad de Campaniano tardío a Maastrichtiano tardío para estas dos etapas (Fig. 8-3), y por consiguiente para las mesoestructuras desarrolladas durante dichas etapas. Cabe mencionar, que es difícil separar entre la cizalla paralela a la estratificación y las fallas direccionales de la etapa 2 y de la etapa 3, por lo que estas mesoestructuras quedan fuera de la asignación de esta edad, porque están mejor definidas en la siguiente etapa.

La tercer etapa, desarrollo finito del pliegue, está muy bien representada, principalmente, por cizalla paralela a la estratificación, fallas de rumbo y por los grandes pliegues de caja que caracterizan al Anticlinorio de La Casita. Además, fallamiento extensional e inverso asociado a las zonas de charnelas de los grandes pliegues, así como fracturamiento hidráulico, que enfatizan la presencia de fluidos en el medio. Esta etapa la caracterizó principalmente la gran presión de fluidos que se registra mediante las tecatas de calcita sobre los planos de estratificación, indicando el desacoplamiento de las discontinuidades e inducción de la cizalla paralela a la estratificación. Ésto, en gran parte, junto con el aumento de la velocidad de compresión, es responsable del desarrollo del Anticlinorio de La Casita y a su vez del gran levantamiento de la Sierra de Parras.

La cuarta etapa, acortamiento post-flexura, se caracteriza por las fallas inversas cortando casi perpendicular a la estratificación, por el boudinage y estilolitas tectónicas 1b en los flancos volcados, y los arreglos en escalón dispuestos perpendicularmente a la estratificación. En esta etapa la alta compresión y la baja presión de fluidos caracterizan el cierre del pliegue, evitando su crecimiento y continuando con su deformación sin presentar los grandes levantamientos de la etapa 3. El desarrollo de estas dos últimas etapas, coincide muy bien con la discordancia erosiva entre el Maastrichtiano-Paleoceno, representado por las Formaciones Las Encinas y Potrerillos (Fig. 8-3). Aquí, se define muy bien el levantamiento de toda la secuencia sedimentaria de la Sierra y Cuenca de Parras, depositando conglomerados de dichas Formaciones en la Formación Potrerillos. Esto dio pauta para que se estableciera el levantamiento de la Sierra de Parras hasta el final de la evolución de la Cuenca de Parras. Por tal razón a las etapas 3 y 4 del desarrollo flexural, se les pudo asignar una edad de Paleoceno (Fig. 8-3). El cese de la deformación de la Sierra de Parras se ha asignado como Paleoceno-Eoceno, por lo que sería la misma edad para el final de la etapa 4.

Con estas relaciones se infiere que la etapa 1 y 2 inicia en el Campaniano tardío y termina en el Maastrichtiano-Paleoceno, con una duración aproximada de 8 millones de años (Fig. 8-3). Las etapas 3 y 4 se inician en el Maastrichtiano-Paleoceno y terminan en el Paleoceno-Eoceno, con una duración aproximada de 10 millones de años. Resultando una duración del acortamiento de 18 M.a., para llegar a establecer un acortamiento del 37% de la secuencia sedimentaria. Tomando en consideración los datos de MARRETT Y

ARANDA (1999), de que el acortamiento neto de la SMO es de 220 kms representando el 100%, el 37% de acortamiento para la Sierra de Parras corresponde a 81.4 kms. Entonces se puede establecer una velocidad de acortamiento aparente, mas no constante de 4.5 mm/año para la Sierra de Parras. Tomando en cuenta que el acortamiento de la Curvatura de Monterrey es del 33%, representando 72.6 kms, se puede de igual manera establecer, por lo menos para la porción occidental de esta estructura una velocidad de 4 mm/año. Se hace hincapié en que es una velocidad aparente mas no constante, debido a que la Fase 1 ha sido originada primeramente por dos etapas (acreción del Terreno Guerrero y la migración del arco magmático occidental hacia el este) de compresión, las cuales debieron de presentar variaciones en su velocidad de compresión. Así mismo, el desarrollo del plegamiento flexural indica que la velocidad de acortamiento del sistema sedimentario de la Sierra de Parras, varía en cada una de las cuatro etapas. Por estos motivos, no se puede obtener una velocidad constante.

8.1.3 INTERPRETACIÓN DE LA RAMPA EN EL ANTICLINORIO DE LA CASITA

Aunque la Sierra de Parras y la Curvatura de Monterrey presenten un estilo de deformación típico de despegue, la poca presencia de evaporitas en esta porción del Anticlinorio de Parras favoreció el desarrollo de una rampa (EGUILUZ *et al.*, 2000) que favorece al acortamiento de la secuencia sedimentaria de la región. De esta manera en la porción septentrional de la Sierra de Parras, en especial en el Anticlinorio de La Casita, se infiere una cabalgadura a profundidad (QUINTERO *et al.*, 1996; PETERSON 1998; EGUILUZ *et al.*, 2000), logrando que en los núcleos de los anticlinales del Anticlinorio de La Casita afloren las rocas del Jurásico. En la Curvatura de Monterrey, no se presenta esta rampa que induzca dicho cabalgamiento. De esta manera se infiere que el espesor de despegue en la Sierra de Parras fue más delgado y en la curvatura más grueso (GRAY & JONSON, 1995).

En la Sierra de Parras la poca presencia de evaporitas, ocasionó que se desarrollara un grosor de despegue más delgado que en la Curvatura de Monterrey, facilitando el desarrollo de la cabalgadura a la altura de la Sierra de La Catana (GRAY & JONSON, 1995). De algún modo, esto debió afectar al Anticlinorio de La Casita para exponer rocas

del Jurásico en el núcleo de sus anticlinales. Sin embargo, la porción de la rampa en dicho Anticlinorio, se ha inferido en rocas del Cretácico inferior. Para esta época, en esta porción de la cuenca, LEHMANN *et al.* (1999) infieren grandes cambios de facies laterales en las secuencias del Cretácico inferior. Con esto se puede deducir, que la rampa puede estar asociada a un cambio de facies laterales, definiendo de esta manera una zona de debilidad en las rocas, y no a una rampa originada por una paleoestructura, la cual es aprovechada por el empuje horizontal e inducir el desacoplamiento de dicha zona, para originar el fallamiento inverso. Aunque el estilo de deformación es del tipo despegue, la falla de cabalgadura a profundidad de dicho Anticlinorio, dio lugar a la sobre posición de la secuencia sedimentaria Jurásica sobre la secuencia sedimentaria Cretácica (EGUILUZ *et al.*, 2000).

Al analizar el Anticlinorio de La Casita, se observa que las rocas del Jurásico están muy bien expuestas en el Cañón de La Casita y menos expuestas en el Cañón Boca de Domingo, dejando de aflorar en el Cañón Tanque Nuevo. De igual forma, es posible observar como en el Cañón de La Casita la secuencia Jurásica presenta una posición de afloramiento más frontal respecto al Cañón Boca de Domingo. Además, las estructuras desarrolladas por el despegue en el Cañón de La Casita presentan 3 anticlinales y dos sinclinales (Fig. 3-1) formados por la secuencia jurásica; mientras que en Boca de Domingo solo se desarrolla un anticlinal con dicha secuencia (Fig. 3-2); y en el Cañón Tanque Nuevo no se observan estructuras con rocas de edad Jurásico (Fig. 3-3). Esto ha sido analizado y se puede deducir, que en los tres cañones la profundidad de los niveles de despegue es diferente. Esto da pauta a interpretar que la geometría de la rampa es irregular en los tres cañones. Con esto se deduce que la rampa es mas elevada hacia el Cañón de La Casita y de menor elevación en el Cañón Tanque Nuevo (Fig. 3-1, 3-2 y 3-3). Además, se interpreta que en el Cañón de La Casita la rampa presenta una superficie más amplia que en el Cañón Tanque Nuevo. Esto permite inferir una rampa de geometría un poco oblicua respecto a la dirección de compresión regional NNE. La forma de la rampa debe de ser irregular y estar controlada probablemente por los cambios de facies laterales de las secuencias sedimentarias. Con la dirección de transporte NNE, se induciría un movimiento aparentemente oblicuo en la porción de la rampa, dando una deformación heterogénea. Este movimiento, aunado con la resistencia a la deformación de la secuencia del Cretácico

inferior formando el gran Anticlinorio de La Casita, debieron de influir en el desarrollo de las vergencias al sur observadas en los pliegues traseros del Anticlinorio, proporcionando la geometría final a la arquitectura del Anticlinorio de La Casita.

También se ha observado como las estructuras desarrolladas al sur, fuera de la rampa, presentan sinclinales con longitudes de onda más amplias respecto a los sinclinales sobre la zona de la rampa, los cuales están muy apretados. Esto indicaría que en la zona de la rampa existió más acortamiento y movimiento de la secuencia sedimentaria, favorecido por el desarrollo de fallas que ayudaron a que el acortamiento se agudizara más en esta sección.

8.2 ORIGEN DE LA FASE 2

Hasta este punto se ha hecho mención sobre los modelos para interpretar la Fase 1. Respecto a la Fase 2, que debido a las características del trabajo, se está un poco limitado para llegar a esclarecer el origen más cercano de la Fase 2. Sin embargo, la presencia de la Fase 2 en la zona de estudio, es más que evidente, fundamentado en la superposición de plegamiento y de mesoestructuras que indican la ocurrencia de un evento tardío o independiente de la Fase 1.

Al parecer DE CSERNA (1956) es el primero en observar otra fase de deformación en la SMO, mediante la presencia de pliegues oblicuos a las estructuras Laramídicas en la Sierra de San Julián, interpretándolos como pliegues de fondo o de basamento desarrollados después del plegamiento Laramídico. TARDY (1973) observa en la Sierra de San Julián, que la Formación Ahuichila del Eoceno-Oligoceno se encuentra deformada. Estipula que esta deformación actuó en el Mioceno desarrollando un replegamiento de las estructuras con dirección NNW-SSE.

YE (1997) propone que en la Cuenca de Parras y de La Popa, así como en el Cinturón Plegado de Coahuila, se desarrolló una deformación polifásica, dividida en tres direcciones de plegamiento. Los pliegues F1 de edad Maastrichtiano-Paleoceno, con direcciones axiales de E-W a ESE-WNW; los pliegues F2 con dirección axial N-S y los F3 de edad Eoceno tardío con direcciones axiales NW-SE. Los F1 los restringe para la Sierra de Parras, Cuenca de Parras y Curvatura de Monterrey, los F3 los asigna para la Cuenca de La Popa y el Cinturón Plegado de Coahuila. Los F2 serían pliegues desarrollados entre la

edad de los F1 y F3. Sin embargo, tal parece que los F2 más que corresponder a un pliegue en el sentido estricto, se refiere más a un rasgo morfológico controlado por las paleoestructuras de la zona y la geometría del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO. Donde la plataforma de Coahuila sería la antifforma, la porción oriental de la Cuenca de Parras sería la sinforma y el levantamiento de la Curvatura de Monterrey actuaría como otra antifforma. De tal manera que esto controla en gran parte la morfología del terreno actual y no tanto el desarrollo de un pliegue.

La discusión que propone YE (1997) sobre los pliegues F1 y F3 es muy interesante, debido a que los dos tipos de pliegues fueron desarrollados durante el mismo evento de deformación Laramídico, pero inducidos por procesos diferentes. Donde los F1 fueron desarrollados por la acreción del Terreno Guerrero, y los F3 por la migración del arco occidental hacia el NE. De tal manera que los F1 serían más antiguos que los F3.

Un punto importante es la zona en donde casi coinciden estos dos pliegues, que sería el límite entre las Cuencas de Parras y La Popa. Ya que es la misma zona donde se ha establecido el límite Paleoceno-Eoceno para la terminación de la deformación Laramídica. Y además, también es la zona con la cual se pudo correlacionar la última etapa para la deformación de la Cuenca de Parras. De acuerdo a lo que se puede interpretar del modelo de YE (1997), es que la deformación es diacrónica en dirección NNE, y que dentro de este diacronismo existieron dos pulsos de deformación originados por procesos diferentes, donde la acreción del terreno Guerrero en el Cretácico superior originó los pliegues F1, y el establecimiento inmediato de la migración del arco magmático hacia el NE dio pauta al desarrollo de los pliegues F3.

Aquí se tiene que discutir lo siguiente: el desarrollo de los pliegues para la Sierra de Parras, Curvatura de Monterrey y Cuenca de Parras, son considerados pliegues desarrollados por una tectónica de piel delgada, que en otras palabras significa sin involucrar al basamento. Por lo que, esto coincide muy bien con los modelos de cuña crítica (EGUILUZ *et al.*, 2000) para entender la deformación de la SMO. Sin embargo, DE CSERNA (1956) y TARDY (1973) identifican que para la Sierra de San Julián, están presentes pliegues de fondo replegando a los pliegues de piel delgada, manifestando una segunda etapa de deformación. De igual manera los pliegues localizados en el Cinturón Plegado de Coahuila han sido considerados por PADILLA Y SÁNCHEZ (1986) como el

resultado de una gran zona de cizalla, la cual está limitada al sur por la fallas de San Marcos y al norte por la falla de la Babia. Además, PADILLA Y SÁNCHEZ (1986) sugiere que esta cizalla puede estar de cierta manera asociada a un despegue regional igual como sucedió en la SMO. Por último YE (1997), aunque no menciona la relación de la cizalla para estos mismos pliegues, asume que es un evento diferente al de la SMO asociado a la migración del arco hacia el NE.

MCKEE *et al.* (1984 y 1990) reportan actividad de la falla San Marcos durante el Terciario. Esta actividad la han reconocido como un fallamiento extensional que debe de estar asociado al movimiento izquierdo propuesto para esta falla. Así mismo, VELEZ-SCHOLVINK (1990) también determina una actividad miocénica del sistema San Miguel de Allende-Cuernavaca, dentro del cual quedan integradas las fallas de San Marcos, La Babia, Sabinas y San Julián (Fig. 8-2).

Con todas estas referencias a nivel regional, se asegura la presencia de un evento, probablemente transpresivo, que al parecer es post-Laramídico o Laramídico tardío. Respecto al Anticlinorio de La Casita, como se ha mencionado anteriormente, también se evidencia una Fase 2 post Laramídica o Laramídica tardía. Lo que no queda claro, es que al SW del área de estudio se localiza la Sierra de San Julián (Fig. 8-2) con los pliegues de esta segunda Fase con dirección NNW-SSE. Al NNE del área de estudio, se localiza la Cuenca de La Popa, el Cinturón Plegado de Coahuila y la Plataforma de Coahuila, con pliegues de dirección NNW-SSE. En dado caso de que la Fase 2 del área de estudio este relacionada a estos pliegues: a) ¿Por qué no se observan pliegues con dirección NNW-SSE, en el área de estudio?, b) ¿Porque las direcciones del análisis de las estilolitas y de las fallas en el área de estudio indican dirección de compresión E-W, ESE-WNW?

Primero, al no encontrar evidencia de pliegues en el área de estudio con dirección NNW-SSE, pudiera indicar tres posibilidades: a) por no estar cerca de una gran fractura con rumbo NNW-SSE como en las fallas de San Marcos, la Babia y San Julián (Fig. 8-2), no se desarrollaron pliegues con rumbos NNW-SSE; b) Si los pliegues con rumbo NNW-SSE son producto de movimientos del basamento, entonces en el área de estudio por estar observando pliegues desarrollados sobre una rampa, puede ser que la cizalla no pudo penetrar a niveles más someros y no modificó dichos pliegues, c) por estar cerca de las fallas de Torreón-Salttillo, Jimulco y sobreyaciendo la zona de movimiento de la megafalla

Sonora-Mojave con rumbo E-W (Fig. 8-2), el resultado de dicha cizalla registraría la superposición de pliegues que se encuentra en el área de estudio.

El motor para inducir la cizalla será un tema a discutir por mucho tiempo. Lo que se desprende del modelo de YE (1997) se podría deducir que este movimiento de las fallas estaría inducido por la migración del arco hacia el NE, donde la placa que subdujo desarrollaría un empuje reactivando las fallas de basamento preexistentes (CHÁVEZ-CABELLO comunicación personal). Esto se asocia muy bien para poder ser el mecanismo de desarrollo de los pliegues F3 en el Cinturón Plegado de Coahuila y los pliegues de fondo en la Sierra de San Julián. Otro aspecto interesante es que esta posible Fase 2 también puede ser diacrónica hacia el NE, debido a que en la Sierra de San Julián los pliegues con dirección E-W, fueron replegados desarrollando pliegues NNW-SSE; mientras que en el Cinturón Plegado de Coahuila, al parecer no se desarrollaron pliegues E-W, si no que la primera deformación parece haber desarrollado, desde un principio, los pliegues con dirección NNW-SSE.

Las direcciones del análisis de las estilolitas y de las fallas indican direcciones de compresión E-W y ESE-WNW. Por lo pronto, estas direcciones de compresión coinciden muy bien para generar la cizalla izquierda en las fallas de San Julián, San Marcos y la Babia, más no para generar la cizalla de las fallas de Torreón-Salttillo y Jimulco principalmente. Entonces en el Anticlinorio de La Casita, se presenta una dirección de compresión a fin para generar la cizalla de fallas de basamento fuera del área de estudio, sin desarrollar pliegues de dirección NNW-SSE. Pudiendo indicar que la magnitud de la Fase 2 en el Anticlinorio de La Casita no fue tan grande (además del fracturamiento pre-existente) para desarrollar los pliegues NNW-SSE, pero si desarrolló una superposición de plegamiento, donde las fallas de Jimulco, Torreón-Salttillo y Sonora-Mojave deben de controlar dicho proceso.

Por todo lo anteriormente expuesto, se define que existe una Fase 2 de deformación regional en la zona de estudio, que es post-Laramídico o Laramídico tardío y de probable edad Eoceno. Los mecanismos de generación no pudieron ser determinados.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos planteados, y a la discusión llevada a cabo con los resultados obtenidos del análisis de las estructuras para reconstruir el paleoesfuerzo en la zona de estudio, se concluyó lo siguiente:

Con base en la reconstrucción del paleoesfuerzo en el área de estudio utilizando métodos directos e indirectos, se identificaron dos direcciones preferenciales de paleoesfuerzos, definiéndolos como Fase 1 y Fase 2. La Fase 1 presenta direcciones de compresión NNE-SSW y la Fase 2 varía entre E-W y ESE-WNW, siendo la Fase 1 más antigua que la Fase 2.

Las estructuras utilizadas en la reconstrucción del paleoesfuerzo, fueron analizadas bajo el modelo de plegamiento flexural, permitiendo entender el comportamiento de estas estructuras respecto al plegamiento, donde: las estilolitas 1a quedaron comprendidas en la etapa 1 (acortamiento pre-flexura); las juntas de cizalla y la rampa, quedaron comprendidas en la etapa 2 (inicio del plegamiento); las fallas de rumbo, la cizalla paralela a la estratificación, la foliación, los ejes de pliegues se asignaron a la etapa 3 (desarrollo finito del pliegue); y los arreglos en escalón, fallas inversas perpendiculares a la estratificación, boudinage y estilolitas tectónicas 1b quedan dentro de la etapa 4 (acortamiento post-flexura). Todo esto asignado a la Fase 1.

La superposición de plegamiento, estilolitas 2 y fallas con estrías, indicando un paleoesfuerzo E-W y ESE-WNW, fueron asignadas a la Fase 2.

La correlación de la deformación del sistema de multicapas que definen la columna litológica del Anticlinorio de La Casita, respecto a la evolución de los sedimentos del Grupo Difunta en la Cuenca de Parras, permitió establecer dos cosas. Primero: separar en dos etapas el levantamiento de la Sierra de Parras, denominándolos a) Etapa inicial del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Campaniano tardío-Maastrichtiano, incluyendo a las etapas 1 y 2 del plegamiento flexural, y b) Etapa del levantamiento de la Sierra de Parras durante el Paleoceno, incluyendo a las etapas 3 y 4 del plegamiento flexural, ambos de la Fase 1. Segundo: establecer edades relativas a las estructuras analizadas, donde: las estilolitas 1a (etapa 1 del plegamiento flexural), juntas de cizalla hk0 con ángulo agudo al eje a y la rampa (etapa 2 del plegamiento flexural), se les asignó una

edad de Campaniano tardío-Maastrichtiano tardío. Las fallas direccionales, la cizalla paralela a la estratificación, la geometría del pliegue, el eje del pliegue, la mayoría de la foliación (etapa 3 del plegamiento flexural), las fallas inversas perpendiculares a la estratificación, el boudinage, los arreglos en escalón dispuestos perpendicular a la estratificación y las estilolitas tectónicas 1b (etapa 4 del plegamiento flexural), se les asignó una edad de Paleoceno.

Con esto se estimó que las etapas 1 y 2 del plegamiento flexural se desarrollaron durante el Maastrichtiano, y las etapas 3 y 4 se desarrollaron durante el Paleoceno.

La combinación de métodos directos e indirectos para obtener la dirección del paleoesfuerzo fue propicio. De tal manera, que se propone la utilización de estas estructuras analizadas para realizar reconstrucción de paleoesfuerzos en otras localidades de la Sierra Madre Oriental.

La Fase 1 se correlaciona con el evento Laramídico. Por otra parte, la Fase 2 se considera que puede corresponder a 2 posibilidades: 1) que la Fase 2 represente la etapa mas tardía del evento Laramídico; o 2) que la etapa 2 represente un evento independiente al Laramídico actuando en la etapa tardía de este mismo.

RECOMENDACIONES

Es necesario realizar comparaciones con otros métodos de análisis de fallas para la reconstrucción del paleoesfuerzo. De tal manera que se pueda tener mas soporte para definir las dos Fases propuestas en este estudio.

También, sería recomendable realizar estudios de maclas de calcita, debido a que este método se ha utilizado en provincias plagadas y cabalgadas, parecidas a la Sierra de Parras, y con este método poder corroborar la presencia de la Fase 2 y los cambios en la dirección de compresión de la Fase 1.

Debido a que el tema de tesis presenta limitantes respecto al área estudiada, se recomienda buscar más sitios dentro de la Sierra de Parras y tratar de definir mejor esta Fase 2, al igual que tratar de observar esta deformación en la Cuenca de Parras y comparar si esta Fase 2 se restringe solo para la Sierra de Parras o también para las zonas del antepaís.

Se recomienda que en la zona de estudio se obtengan datos fuera de las zonas de los cañones. Esto responde a que el trabajo se concentre en los afloramientos de estas zonas. Sería más recomendable tratar de observar el comportamiento de las estructuras fuera de los cañones.

La superposición de plegamiento se observó a través de fotografía aérea. Se recomienda realizar trabajos de campo y definir mejor esta superposición en campo.

Además, se recomienda realizar un estudio detallado de las rocas magmáticas presentes en la Sierra de Parras, para definir con más detalle la evolución tanto del Cinturón Plegado, como de las cuencas de antepaís en el norte de México.

Se recomienda que la metodología utilizada en este estudio, se aplique en otros sectores de la Sierra Madre Oriental, y de esta manera poder comprobar si esta metodología es efectiva en otras áreas o solo en el área de estudio.

Por último, es necesario ser más estrictos al definir, si el origen de las mesoestructuras estudiadas, es debido a la aplicación de un esfuerzo, o al desarrollo de la deformación en el sistema de multicapas. Esto ayudará a precisar, bajo que condiciones, cuales mesoestructuras pueden ser utilizadas en los análisis de reconstrucción de paleoesfuerzos.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, E. M. (1942): The Dynamics of Faulting (1st edn). Oliver & Boyd, Edinburgh.
- 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.
- ANGELIER, J. (1994): CHAPTER 4: Fault slip análisis and palaeostress reconstruction. En HANCOCK, P. L.: Continental deformation. Edit. Pergamon Press, Inglaterra. p. 53-100
- ARANDA GARCÍA, M. (1991): El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango, México. *Bol. AMGP.* Vol. XLI, Num. 1, 18-36 p.
- ATWATER T. (1989): Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. Chapter 4: The Geology of North America, vol. N, The eastern Pacific Ocean and Hawaii. G.S.A. 21-71 p.
- BEACH, A. (1975): The geometry of en-échelon vein arrays. *Tectonophysics* 28, pp. 245-263.
- BÖSE, E. (1923): Vestiges of an Ancient Continent in Northeast Mexico.- *Am. J. of sci.*, vol. 6: 127-136, 196-214, 310-337.
- BÖSE, E. & CAVINS, O. A. (1927): The cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico: *Univ. Texas Bull.* 2748, 7-142 p.
- BOTT, M. H. P. (1959): The mechanisms of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109-117p.
- BOYD, D. R. (1959): Stratigraphy of the Difunta Group in an area North of Saltillo, Coah., Mexico.- tesis, Austin University of Texas: 107 p.
- BURROWS, R.H. (1910): Geology of northern Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, vol. 7, 85-103 p.
- CAMPA, M. F. (1985): The Mexican thrust belt, in HOWELL, D. G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science series, V.1, p. 299-313 p.*