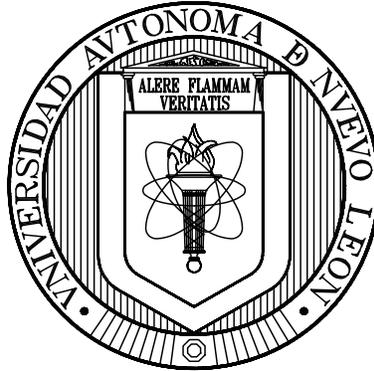


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DEL FRENTE TECTÓNICO
DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL ENTRE LOS CAÑONES LA BOCA Y
SANTA ROSA, ESTADO DE NUEVO LEÓN**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

JESÚS ALBERTO TORRES RAMOS

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO DE 2011



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DEL FRENTE TECTÓNICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL ENTRE LOS CAÑONES LA BOCA Y SANTA ROSA, ESTADO DE NUEVO LEÓN

ELABORADA POR

JESÚS ALBERTO TORRES RAMOS

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO DE 2011



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DEL FRENTE TECTÓNICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL ENTRE LOS CAÑONES LA BOCA Y SANTA ROSA, ESTADO DE NUEVO LEÓN

ELABORADA POR

JESÚS ALBERTO TORRES RAMOS

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
ASESOR EXTERNO

DR. LUIS MARIANO CERCA MARTÍNEZ

LINARES, NUEVO LEÓN

ENERO DE 2011



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICO DEL FRENTE TECTÓNICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL ENTRE LOS CAÑONES LA BOCA Y SANTA ROSA, ESTADO DE NUEVO LEÓN

ELABORADA POR

JESÚS ALBERTO TORRES RAMOS

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN
Co-DIRECTOR DE TITULACIÓN

M. C. TOMÁS COSSIO TORRES
Co-DIRECTOR DE TITULACIÓN

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO DE 2011

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

*Jesús Alberto Torres Ramos
Marzo de 2011*

DEDICATORIA

A **Dios**, por permitir mantenerme en el camino y brindarme tantas bendiciones, la prueba en las siguientes líneas.

A mi esposa **Iris**, la luz de mi vida, por su amor traducido en paciencia y comprensión, te amo.

A mis padres, **Laura Nelly Ramos Alanís y Jesús Torres Martínez**, por haberme dado tanto en la vida, por ser un ejemplo de dedicación, compromiso y honestidad.

A mis hermanos, **Olga Laura y Luis Antonio**, por darme ánimos, por estar ahí en los momentos difíciles y por su comprensión ante la ausencia.

A **Tí** que sigues creciendo en el vientre y en nuestro corazón... Te esperamos con mucha ilusión.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente quiero agradecer al **Dr. Gabriel Chávez Cabello** por su disposición a la enseñanza, por todo su apoyo hacia mi persona para lograr la meta. Todo comenzó con una idea personal acerca del tema a desarrollar, pero gracias a su ayuda se pudo cristalizar. Más que un excelente maestro y científico; mejor persona y amigo. Gracias Gabriel.

Agradezco de manera especial al **M. C. Rolando H. Peterson Rodríguez** por sus valiosos comentarios y sugerencias, las cuales fueron de gran ayuda para ampliar la visión de la investigación a desarrollar.

Al **Dr. Luis Mariano Cerca Martínez** por su apoyo y asesoría durante la corta estancia en el *Laboratorio de Modelado Analógico del Centro de Geociencias de la UNAM*, Juriquilla, así como por sus valiosos comentarios y sugerencias en la revisión de la tesis.

A los miembros de mi comité de revisión: **M. C. Tomás Cossío Torres** y **Dr. Ignacio Navarro De León** por sus comentarios que me permitieron elaborar una tesis más completa. Muchas Gracias!. De igual manera agradezco al **Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández** y al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por el apoyo brindado como Sub-directores del Posgrado de la Facultad. Al Director de la Facultad **Dr. Francisco Medina Barrera** por su apoyo.

Agradezco al **CONACyT** por la beca otorgada, sin la cual no hubiera sido posible alcanzar esta meta, así como también por el financiamiento otorgado al **Dr. Martín Valencia Moreno** a través del Proyecto CONACyT de Grupo: **Magmatismo, Deformación Y Metalogenia Laramide: Análisis De La Subducción Y El Papel De La Litósfera En El Norte De México**” que tiene como clave: **49528-F**, del cual este trabajo formó parte. Además, a la **Universidad Autónoma de Nuevo León** por el apoyo otorgado al proyecto **PAICyT: Análisis Estructural de los Pliegues en el Frente Tectónico de la Sierra Madre Oriental al Suroeste de Linares, N. L., clave: CT123-09**, otorgado al **Dr. Gabriel Chávez Cabello**.

A la maestra **Manuelita González** por su amistad durante mi larga estancia en Linares y por su apoyo durante la revisión del abstract de este trabajo.

Al personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra por todo su apoyo y disposición, en especial a **Juany Montes**, por aguantarme durante el curso de la maestría.

A mis compañeros y amigos, **Hugo Medina, Luis Ramos, Jonathan Jasso, Nelson Porrás y Guadalupe Cavazos** por su apoyo brindado durante la etapa de campo. A **Santiago Martínez, Arturo González, Ana María Garza, Jorge Velasco, Yam Zul Ocampo**, quienes por siempre me han ofrecido su amistad y su apoyo.

A la **familia Pedraza-Cuéllar**, por todo su apoyo y su confianza hacia mi persona.

Especialmente a la **familia Chávez-Cuellar** por brindarme su amistad y apoyo incondicional desde la licenciatura y por haber conspirado a favor del destino...

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	<i>i</i>
LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURA	<i>vi</i>
RESUMEN	<i>vii</i>
ABSTRACT	<i>viii</i>
CAPITULO I	1
1 GENERALIDADES	1
1.1 DEFINICIÓN DE ESTILOS ESTRUCTURALES	1
1.1.1 La deformación de cobertura (thin skin)	1
1.1.2 La deformación de basamento (thick skin)	2
1.1.3 Clasificación de cinturones plegados y cabalgados	4
1.2 ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE FRENTES TECTÓNICOS	6
1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	10
1.4 TRABAJOS PREVIOS	12
1.5 HIPÓTESIS	14
1.6 OBJETIVOS	15
1.7 METAS	16
1.8 METODOLOGÍA	16
CAPITULO II	22
2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL	22
2.1 INTRODUCCIÓN	22
2.2 NORESTE DE MÉXICO	24
2.2.1 Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental	25
2.2.2 Bloque de Coahuila	26
2.2.3 Arco de Tamaulipas	27
2.2.4 Cinturón Plegado de Coahuila	28
2.2.5 Arco Burro Salado	28
2.2.6 Cuencas de antepaís periféricas a la SMO	29
2.3 RECONSTRUCCIÓN DE PANGAEA	30
2.4 RIFTING Y DERIVA (FORMACIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO)	31
2.5 OROGENIA LARAMIDE	37

CAPITULO III	44
3 ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA SMO	44
3.1 INTRODUCCIÓN	44
3.1.1 Sierra de Parras	44
3.1.2 Saliente de Monterrey	46
3.1.3 Área Sur de la Sierra Madre Oriental	48
CAPITULO IV	54
4 GEOLOGÍA LOCAL	54
4.1 SECCIÓN SANTA ROSA	54
4.1.1 Estratigrafía	55
4.1.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas	57
4.2 SECCIÓN HUALAHUISES	62
4.2.1 Estratigrafía	63
4.2.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas	64
4.3 SECCIÓN ALAMAR	66
4.3.1 Estratigrafía	67
4.3.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas	69
4.4 SECCIÓN LA BOCA	71
4.4.1 Estratigrafía	72
4.4.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas	75
CAPITULO V	77
5 DISCUSIÓN	77
5.1 INTRODUCCIÓN	77
5.2 RESPECTO A LA CONTINUIDAD DE LA CABALGADURA FRONTAL Y LA SECUNDARIA	77
5.3 FACTORES QUE CONTROLARON LOS ESTILOS DE DEFORMACION EN EL FRENTE DE DEFORMACION	81
5.4 RESTAURACIÓN SECUENCIAL	86
5.5 MODELO ESTRUCTURAL	89
CAPITULO IV	100
6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
REFERENCIAS	103

ANEXO 1: MAPA ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Pag.
FIGURA 1-1	SECCIÓN DE UN SEGMENTO DEL CINTURÓN FOOTHILLS DE LAS MONTAÑAS ROCALLOSAS EN CANADÁ QUE ENFATIZA EL CONCEPTO DE TECTÓNICA DE PIEL DELGADA. LAS LÍNEAS GRUESAS INDICAN FALLAS (LAS FLECHAS INDICAN EL MOVIMIENTO RELATIVO, EL TRANSPORTE ES HACIA EL ANTEPAÍS). LAS FALLAS NO PENETRAN BAJO UNA FALLA DE DESPEGUE QUE SE UBICA EN EL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN CERCA DE LA BASE DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA. (MODIFICADO DE PRICE, 1981; EN MARSHAK & WOODWARD, 1988).	2
FIGURA 1-2	SECCIÓN DE UN SEGMENTO DEL CINTURÓN LARAMIDE DE LAS MONTAÑAS ROCALLOSAS DE USA QUE ENFATIZA EL CONCEPTO DE TECTÓNICA DE PIEL GRUESA. LAS LÍNEAS GRUESAS INDICAN FALLAS (LAS FLECHAS INDICAN EL MOVIMIENTO RELATIVO, EL TRANSPORTE ES INDISTINTO). LAS FALLAS PENETRAN DESDE EL BASAMENTO Y CORTAN LA COBERTURA SUPERFICIAL CON ALTO ÁNGULO (MODIFICADO DE BROWN, 1988 EN NEMČOK <i>ET AL.</i> , 2005).	3
FIGURA 1-3	SECCIÓN ESQUEMÁTICA DE FRENTE DE DESLIZAMIENTO POR GRAVEDAD (TWISS & MOORES, 1992).	5
FIGURA 1-4	ILUSTRACIONES ESQUEMÁTICAS DE EXPLICACIONES POSIBLES PARA EL PROBLEMA DE LA PROPAGACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN FRENTE DE MONTAÑA (VANN <i>ET AL.</i> , 1986).	8
FIGURA 1-5	MAPA REGIONAL DE LA SALIENTE DE MONTERREY; MODIFICADO DE PADILLA Y SÁNCHEZ (1985), SEGÚN MARRETT & ARANDA-GARCÍA (2001). EL RECUADRO EN COLOR ROJO DE LA PARTE DERECHA ENMARCA EL ÁREA DE ESTUDIO.	11
FIGURA 1-6	PLANO QUE MUESTRA LAS VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO (SCT, 2006). LAS LOCALIDADES MENCIONADAS EN EL TEXTO ESTÁN SUBRAYADAS EN ROJO.	12
FIGURA 1-7	EQUIPO DE MODELADO ANALÓGICO DEL TIPO “ <i>SQUEEZE-BOX</i> ”.	18
FIGURA 1-8	VECTORES DE PLEGAMIENTO Y DE RESTAURACIÓN UTILIZADOS EN PROCESOS DE RESTAURACIÓN DE PLIEGUES: A- LOS VECTORES DE PLEGAMIENTO DEFINEN EL MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DURANTE LA DEFORMACIÓN; B- LOS VECTORES DE RESTAURACIÓN DEBEN TENER UNA DIRECCIÓN IDÉNTICA A LOS VECTORES DE PLEGAMIENTO, PERO CON SENTIDO INVERSO (NOVOA <i>ET AL.</i> , 2000). NOTACIÓN DE LOS TÉRMINOS QUE SE UTILIZAN DURANTE EL PROCESO DE RESTAURACIÓN PARA OBTENER VALORES DE DEFORMACIÓN COMO: H= ALTURA DE LA CRESTA; S= ACORTAMIENTO; L= LARGO DEL LIMBO Y Θ = ÁNGULO DE ROTACIÓN.	21
FIGURA 2-1	MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA PARA EL NE DE MÉXICO (GOLDHAMMER, 1999).	23
FIGURA 2-2	MARCO TECTÓNICO DEL NE DE MÉXICO. LAS LÍNEAS INDICAN LINEAMIENTOS. ABBREVIACIONES: MO: MONCLOVA, BU: BUSTAMANTE, MTY: MONTERREY, T: TORREÓN, P: PARRAS, S: SALTILLO, M: MONTEMORELOS, H: HUALAHUISES, L: LINARES Y CO: CONCEPCIÓN DEL ORO (FIGURA INTEGRADA DE MCKEE <i>ET AL.</i> , 1990; VÉLEZ-SCHOLVIN, 1990 Y GOLDHAMMER, 1999). EL RECUADRO AMARILLO AL OESTE DE M, H Y L CORRESPONDE AL ÁREA DE ESTUDIO DE LA PRESENTE TESIS.	24
FIGURA 2-3	DISTRIBUCIÓN DE SECTORES DEL FRENTE TECTÓNICO SMO. 1 SAN PEDRO DEL GALLO, 2 TRANSVERSAL DE PARRAS, 3 SALIENTE DE MONTERREY, 4 VALLES, 5 HUAYACOCOTLA, 6 CINTURÓN PLEGADO DE COAHUILA, 7 REGIÓN ZONGOLICA, P: PARRAL, TO: TORREÓN, M:	

MONTERREY, V: VICTORIA, T: TAMPICO, SLP: SAN LUIS POTOSÍ, S: SALTILLO (EGUILUZ ET AL., 2000).....	25
FIGURA 2-4 RECONSTRUCCIÓN DE MÉXICO EN EL PÉRMICO. LOS ASTERISCOS MARCAN EL REGISTRO DE MAGMATISMO DE ARCO DEL CARBONÍFERO (VIELE & THOMAS, 1989; MARTON & BUFLER, 1994; LÓPEZ, 1997 Y STEWART <i>ET AL.</i> , 1999), A LO LARGO DEL MARGEN DE GONDWANA ANTES DE LA SUTURA INTERCONTINENTAL OUACHITA-MARATHON. LA LÍNEA CON TRIÁNGULOS REPRESENTA LA UBICACIÓN DE LA ZONA DE SUTURA OUACHITA-MARATHON DEL PRE-WOLFCAMPIANO MEDIO. LA LÍNEA GRUESA MARCA LA MARGEN REESTABLECIDA DEL BASAMENTO DEL NW DE AMÉRICA DEL SUR DENTRO DE LA PANGEA. ABREVIACIONES: CHI: MACIZO CHIAPAS, CAB: BLOQUE CABORCA (REESTABLECIDO), COA: BLOQUE DE COAHUILA, DS: BLOQUE DEL SUR, G: PENÍNSULA GUAJIRA (COLOMBIA; REESTABLECIDO), HB: CUENCA HAVALLAH (AHORA DEFORMADA COMO EL ALÓCTONO GOLCONDA), P: PENÍNSULA DE PARIA (VENEZUELA; REESTABLECIDO), TAM: BLOQUE DE TAMPICO. CUENCAS DE ANTEPAÍS: FWB: FORT WORTH, VVB: VAL VERDE, DB: DELAWARE, PB: PEDREGOSA Y MB: MARFA (FIGURA INTEGRADA DE SEDLOCK <i>ET AL.</i> , 1993 Y DICKINSON & LAWTON, 2001).	30
FIGURA 2-5 PALEOGEOGRAFÍA DEL NE DE MÉXICO EN EL TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO MEDIO. EL INTRUSIVO TAMPICO ES UN RASGO POST-CRETÁCICO INFERIOR. ABREVIACIONES: M: MONTERREY; S: SALTILLO; Y LA: LAREDO, TEXAS. COMO ESCALA, LA DISTANCIA ENTRE MONTERREY Y SALTILLO ES DE 75 KM (GOLDHAMMER, 1999).....	33
FIGURA 2-6 COLUMNA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL NE DE MÉXICO. PARCHES DE ARRECIFES Y CONSTRUCCIONES AISLADAS DE CARBONATOS SE MUESTRAN COMO PEQUEÑOS DOMOS CON LÍNEAS CONCÉNTRICAS INTERNAS (GOLDHAMMER, 1999).....	35
FIGURA 2-7 PALEOGEOGRAFÍA DEL CALLOVIANO-OXFORDIANO TEMPRANO PARA EL NE DE MÉXICO (GOLDHAMMER, 1999).....	36
FIGURA 2-8 PALEOGEOGRAFÍA DEL BARREMIANO AL APTIANO INFERIOR (GOLDHAMMER, 1999).....	38
FIGURA 2-9 SECCIONES GEOLÓGICAS IDEALIZADAS QUE SINTETIZAN LOS EVENTOS MAGMÁTICOS Y TECTÓNICOS MÁS IMPORTANTES EN LOS ÚLTIMOS 115 MA PARA EL NORTE DE MÉXICO. NÓTESE QUE LA LÍNEA DE SECCIÓN FUE DESPLAZADA POR LA CREACIÓN DEL GOLFO DE CALIFORNIA. A) 115-80 MA, B) 80-46 MA (CHÁVEZ-CABELLO, 2005).	42
FIGURA 2-10 CONTINUACIÓN. C) 46-32 MA Y D) 32-0 MA. LEYENDA COMO EN A Y B DE ESTA MISMA FIGURA (CHÁVEZ-CABELLO, 2005).	43
FIGURA 3-1 LOCALIZACIÓN E ILUSTRACIÓN DE LOS CAMBIOS DE RUMBO DEL CINTURÓN PLEGADO Y CABALGADO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL DE MÉXICO. 1 SAN PEDRO DEL GALLO, 2 TRANSVERSAL DE PARRAS, 3 SALIENTE DE MONTERREY, 4 VALLES, 5 HUAYACOCOTLA, 6 CINTURÓN PLEGADO DE COAHUILA, 7 REGIÓN ZONGOLICA, P: PARRAL, TO: TORREÓN, M: MONTERREY, V: VICTORIA, T: TAMPICO, SLP: SAN LUIS POTOSÍ, S: SALTILLO (EGUILUZ <i>ET AL.</i> , 2000).....	45
FIGURA 3-2 SECCIÓN ESTRUCTURAL DEL SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL. CB = BASAMENTO CONSTITUIDO POR ESQUISTOS. JOL (Z) = NIVEL DE DESPEGUE REGIONAL EN EVAPORITAS DE LA FORMACIÓN OLVIDO (O ZULOAGA), CAMBIAN DE FACIES Y SE ACUÑAN CON LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LA GLORIA (JIG). LÍNEA GRUESA AZUL = LUTITAS DE LA FORMACIÓN LA CAJA (100 RN), CAMBIA DE FACIES EN EL ANTICLINAL LA GLORIA A ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA. KI = CARBONATOS DE CUENCA DEL CRETÁCICO INFERIOR (TARAISES, TAMAULIPAS INFERIOR, LA PEÑA (ARCILLA) Y TAMAULIPAS SUPERIOR/CUESTA DEL CURA; EN EL ANTICLINAL LA GLORIA CAMBIA DA FACIES EL NEOCOMIANO A CALIZAS CUPIDO Y ACUÑAMIENTOS DE ARENISCAS (FORMACIÓN CARBONERA), EN LA CUENCA DE PARRAS EL ALBIANO ESTA FORMADO POR CARBONATOS Y EVAPORITAS (FORMACIONES ACATITA Y TREVIÑO) QUE SOBREYACEN A LECHOS ROJOS (180	

	MA), Ks CRETÁCICO SUPERIOR ARCILLO-ARENOSO Y FACIES DELTAICAS (GRUPO DIFUNTA EN LA CUENCA DE PARRAS, FORMACIONES: INDIDURA/CARACOL, PARRAS, CERRO DEL PUEBLO Gd1 Y CERRO HUERTA Gd2). LÍNEA DISCONTINUA = BASAMENTO MAGNÉTICO (TOMADO Y EDITADO DE EGUILUZ ET AL., 2000).	46
FIGURA 3-3	MAPA REGIONAL DE LA SALIENTE DE MONTERREY QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE ROCAS Y ESTRUCTURAS PRINCIPALES (MODIFICADO DE PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985 SEGÚN CAMERLO, 1998). LA LÍNEA ROJA INDICA LA TRAZA DE LA SECCIÓN DE LA FIGURA 3-4.....	47
FIGURA 3-4	SECCIÓN ESTRUCTURAL A TRAVÉS DE LA SALIENTE DE MONTERREY. Cb = COMPLEJO BASAL PASIBLEMENTE FORMADO POR ESQUISTOS Y LECHOS ROJAS, Jo=CARBONATOS Y EVAPORITAS CALLOVIANO-OXFORDIANO (FORMACIONES: OLVIDO Y SAL MINAS VIEJAS, ES NIVEL DE DESPEGUE REGIONAL), JLC = LUTITAS Y ARENISCAS KIMERIDGIANO-TITHONIANO (FORMACIONES: LA CASITA/LA CAJA, INCREMENTA ESPESOR DE SW A NE). Ki = CARBONATOS NEOCOMIANO-CENOMANIANO (FORMACIONES TARAISES, CUPIDO, LA PEÑA, TAMAULIPAS SUPERIOR Y CUESTA DEL CURA). Ks = LUTITAS Y ARENISCAS CENOMANIANO-CAMPANIANO (FORMACIONES: SAN FELIPE Y PARRAS). LÍNEA DISCONTINUA: PERFIL DE BASAMENTO MAGNÉTICO. LA UBICACIÓN DE LA SECCIÓN SE MUESTRA EN LA FIGURA 3-3. ESCALAS HORIZONTAL Y VERTICAL IGUAL (EGUILUZ ET AL., 2000).....	48
FIGURA 3-5	SECCIÓN ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN NORTE DEL SECTOR VALLES, ENTRE LOS ANTICLINORIOS DE HUIZACHAL Y MIQUIHUANA. UNIDADES LITOLÓGICAS: Cb = COMPLEJO BASAL FORMADO POR BASAMENTO CRISTALINO PRECÁMBRICO Y SEDIMENTOS DEL PALEOZOICO, AL ORIENTE Y ESQUISTOS AL PONIENTE; Tr-Js = LECHOS ROJOS DEL GRUPO HUIZACHAL Y CARBONATOS DEL OXFORDIANO Y KIMERIDGIANO; LÍNEA GRUESA (FORMACIÓN PIMIENTA) SE ACUÑA HACIA EL PONIENTE; Ki = CARBONATOS DEL CRETÁCICO INFERIOR (FORMACIONES TAMAULIPAS INFERIOR, SUPERIOR Y ARCILLAS OTATES) CAMBIAN DE FACIES AL PONIENTE (MARGAS MIQUIHUANA Y FORMACIÓN EI ABRA). UN POTENTE ESPESOR DE ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR AL PONIENTE, Ks1 TAMASOPO INFERIOR Y Ks2 TAMASOPO SUPERIOR SON CARBONATOS Y CÁRDENAS Ks3 SON TERRÍGENOS DELTÁICOS, CAMBIAN AL ORIENTE A UN ESPESOR DELGADO DE CARBONATOS Y TERRÍGENOS Ks (AGUA NUEVA, SAN FELIPE Y MÉNDEZ). LÍNEA DISCONTINUA GRUESA ES UN PERFIL DE BASAMENTO MAGNÉTICO. ESCALAS HORIZONTAL Y VERTICAL SON IGUALES (EGUILUZ ET AL., 2000).	50
FIGURA 3-6	MODELO ESTRUCTURAL DEL ANTICLINORIO HUIZACHAL – PEREGRINA. (A) DESARROLLO DE CUENCA RIFT Y DEPOSICIÓN DE CAPAS ROJAS EN EL TRIÁSICO – JURÁSICO, (B) DEPOSICIÓN DE CALIZA DEL JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR Y LUTITA DEL CRETÁCICO SUPERIOR, (C) LA CUBIERTA DE ROCAS DESPEGADA EN EL CONTACTO BASAMENTO – CUBIERTA DE ROCAS Y PLEGADA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO (?), (D) EL ACORTAMIENTO CONTINENTAL RESULTÓ EN LA REACTIVACIÓN DE FALLAS NORMALES ANTIGUAS Y EL LEVANTAMIENTO DEL BASAMENTO DURANTE EL PALEÓGENO (?) (ZHOU ET AL., 2006).	51
FIGURA 3-7	PARTE DE LA SECCIÓN FUE ELABORADA CON DATOS DE CAMPO. LA PARTE A PROFUNDIDAD ES ESPECULATIVA PERO CON BALANCE DE ÁREA (SUTER, 1987).	52
FIGURA 4-1	IMAGEN QUE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LAS SECCIONES DESCRITAS (IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH, 2010).	55
FIGURA 4-2	CORRELACIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LAS SECCIONES DEL ÁREA DE ESTUDIO.	57
FIGURA 4-3	SECCIÓN GEOLÓGICA DEL CAÑÓN SANTA ROSA ENTRE LAS LOCALIDADES DE LOS EJIDOS LOS PINOS, ITURBIDE, N.L. Y LAS CRUCITAS, LINARES, N.L. ABREVIATURAS: JMV: FORMACIÓN MINAS VIEJAS, JZL: FORMACIÓN ZULOAGA, JLC: FORMACIÓN LA CASITA, KTA:	

	FORMACIÓN TARAISES, KTi: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, KLP: FORMACIÓN LA PEÑA, KS: FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR; INCLUYENDO, TAMAULIPAS SUPERIOR, CUESTA DEL CURA, AGUA NUEVA, SAN FELIPE Y MÉNDEZ.	58
FIGURA 4-4	PLIEGUES Y FALLAS DE SEGUNDO ORDEN PRODUCTO DE DESPEGUES INTERFORMACIONALES. LA FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR SE ENCUENTRA DESPEGADA DE LA FORMACIÓN LA PEÑA, LA CUAL ACTÚA COMO UN HORIZONTE MECÁNICAMENTE MÁS PLÁSTICO. ABREVIATURAS: TA: FORMACIÓN TARAISES, Ti: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, LP: FORMACIÓN LA PEÑA, TS: FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR, AN: FORMACIÓN AGUA NUEVA.	59
FIGURA 4-5	CABALGADURA SECUNDARIA Y FALLA DE ALTO ÁNGULO Y SU EFECTO GENERANDO PLEGAMIENTO SUAVE EN EL ANTICLINAL SANTA ROSA. ABREVIATURAS: ZL: FORMACIÓN ZULOAGA, LC: FORMACIÓN LA CASITA, TA: FORMACIÓN TARAISES, Ti: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, LP: FORMACIÓN LA PEÑA, TS: FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR, CC: FORMACIÓN CUESTA DEL CURA.	60
FIGURA 4-6	DEFORMACIÓN OBSERVADA SOBRE LA BRECHA DE LA CABALGADURA FRONTAL EN LA PARED NW DEL CAÑÓN SANTA ROSA ENTRE LAS LOCALIDADES DE EL CHORRO Y EL ACCESO A RANCHO VIEJO Y LA PALMA. A) CIZALLA EN LA FORMACIÓN AGUA NUEVA, GENERANDO ESTRUCTURAS S-C, B) DETALLE DE ESTRUCTURAS S-C PRODUCIDAS POR LA CIZALLA INVERSA DE LA CABALGADURA FRONTAL, C) ZONA DE SALBANDA DENTRO DE LA BRECHA CATACLÁSTICA DE LA CABALGADURA FRONTAL QUE MUESTRA ALTERNANCIAS DE ZONAS DE MAYOR PULVERIZACIÓN DE ROCA, BANDAS DE BRECHA Y BANDAS DE CATACLASTITA Y, D) ROCA CATACLÁSTICA DENTRO DE LA BRECHA DE FALLA.	62
FIGURA 4-7	SECCIÓN GEOLÓGICA DEL CAÑÓN HUALAHUISES ENTRE LAS LOCALIDADES DE LOS EJIDOS EL SALITRE, ITURBIDE, N.L. Y PROGRESO, HUALAHUISES, N.L. ABREVIATURAS: JMV: FORMACIÓN MINAS VIEJAS, JZL: FORMACIÓN ZULOAGA, JLC: FORMACIÓN LA CASITA, KTA: FORMACIÓN TARAISES, KTi: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, KLP: FORMACIÓN LA PEÑA, KTS: FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR, KS: FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR; INCLUYENDO, CUESTA DEL CURA, AGUA NUEVA, SAN FELIPE Y MÉNDEZ.	65
FIGURA 4-8	SECCIÓN GEOLÓGICA DEL CAÑÓN ALAMAR A LO LARGO DEL RÍO POTOSÍ ENTRE LAS LOCALIDADES, EJIDO AMPLIACIÓN EL ALAMAR Y LOS ENCINOS, HUALAHUISES, N.L. ABREVIATURAS: JMV: FORMACIÓN MINAS VIEJAS, JZL: FORMACIÓN ZULOAGA, JLC: FORMACIÓN LA CASITA, KTA: FORMACIÓN TARAISES, KTi: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, KLP: FORMACIÓN LA PEÑA, KTS: FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR, KS: FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR; INCLUYENDO, CUESTA DEL CURA, AGUA NUEVA, SAN FELIPE Y MÉNDEZ.	68
FIGURA 4-9	DEFORMACIÓN INTENSA DE LA CALIZA ZULOAGA EN EL NÚCLEO DEL ANTICLINAL DE JÁURES. A) LA CALIZA ZULOAGA SE MUESTRA CON UN PLIEGUE MUY APRETADO CON VERGENCIA AL ANTEPAÍS, B) BANDAS DE FOLIACIÓN ESTILOLÍTICA Y, C) BRECHA DE FALLA EN EL PLIEGUE APRETADO DE LA CALIZA ZULOAGA, MOSTRANDO FRAGMENTOS ANGULOSOS DE CALIZA CON FRACTURAS RELLENAS DE CALCITA, Y FRAGMENTOS RECRISTALIZADOS DENTRO DE UNA MATRIZ CALCÁREA.	72
FIGURA 4-10	ANTICLINALES EN LA FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR CON ESTRUCTURA CONVOLUTA QUE REFLEJAN ALTO ACORTAMIENTO Y DISARMONÍA DENTRO DE LA SECUENCIA DEFORMADA.	73
FIGURA 4-11	SECCIÓN GEOLÓGICA DEL CAÑÓN LA BOCA DOCUMENTADA A LO LARGO DEL RÍO POTOSÍ. ABREVIATURAS: JMV: FORMACIÓN MINAS VIEJAS, JZL: FORMACIÓN ZULOAGA, JLC: FORMACIÓN LA CASITA, KTA: FORMACIÓN TARAISES, KTi: FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR, KLP: FORMACIÓN LA PEÑA, KTS: FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR, KS:	

FORMACIONES DEL CRETÁCICO SUPERIOR; INCLUYENDO, CUESTA DEL CURA, AGUA NUEVA, SAN FELIPE Y MÉNDEZ.....	74
FIGURA 5-1 SECCIÓN CLÁSICA DE LAS ESTRUCTURAS COMPRENDIDAS ENTRE LINARES A GALEANA A TRAVÉS DEL CAÑÓN SANTA ROSA. ABREVIATURAS: JLC: FORMACIÓN LA CASITA, KTA: FORMACIÓN TARAISES, KC: FORMACIÓN CUPIDO, KLP: FORMACIÓN LA PEÑA, KA-CC: FORMACIONES AURORA Y CUESTA DEL CURA, KAN: AGUA NUEVA, KSM: FORMACIONES SAN FELIPE Y MÉNDEZ, F: FALLA, ?F: FALLA INFERIDA (DÍAZ <i>ET AL.</i> , 1959).	79
FIGURA 5-2 SECCIONES A TRAVÉS DE LA PARTE SUR DE LA SALIENTE DE MONTERREY. A) SECCIÓN UBICADA AL NORTE DE LA CARRETERA A RAYONES Y B) SECCIÓN UBICADA AL SUR DE LA ENTRADA AL CAÑÓN SANTA ROSA (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).	79
FIGURA 5-3 MODELO FT SR-03 EN EL QUE SE APLICÓ UN 25% DE ACORTAMIENTO DURANTE EL EXPERIMENTO. SE UTILIZÓ ARENA SÍLICA MALLA 40 PARA SIMULAR ROCAS DE COMPORTAMIENTO FRÁGIL (CALIZAS, MARGAS Y ARENISCAS), SILICÓN PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE EVAPORITAS (YESOS), MICROESFERAS PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE LUTITAS (FORMACIÓN LA PEÑA) Y MEZCLAS DE SILICÓN Y ARENA 100/15 PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE LUTITAS (FORMACIÓN LA CASITA). A) ESTADO INICIAL Y B) ESTADO DEFORMADO.	83
FIGURA 5-4 MODELO FT SR-05 EN EL QUE SE APLICÓ UN 35% DE ACORTAMIENTO DURANTE EL EXPERIMENTO. SE UTILIZÓ ARENA SÍLICA MALLA 40 PARA SIMULAR ROCAS DE COMPORTAMIENTO FRÁGIL (CALIZAS, MARGAS Y ARENISCAS), SILICÓN PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE EVAPORITAS (YESOS), MICROESFERAS PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE LUTITAS (FORMACIÓN LA PEÑA) Y MEZCLA SILICÓN Y ARENA 100/15 PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE LUTITAS (FORMACIÓN LA CASITA). A) ESTADO INICIAL Y B) ESTADO DEFORMADO.....	84
FIGURA 5-5 MODELO FT SR 02 SE UTILIZÓ ARENA SÍLICA MALLA 40 PARA SIMULAR ROCAS DE COMPORTAMIENTO FRÁGIL (CALIZAS, MARGAS Y ARENISCAS), SILICÓN PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE EVAPORITAS (YESOS), Y MEZCLA DE SILICÓN Y ARENA 100/15 PARA SIMULAR COMPORTAMIENTO DÚCTIL DE LUTITAS. A) ESTADO INICIAL Y B) ESTADO DEFORMADO.....	86
FIGURA 5-6 SECCIONES RESTAURADAS DEL ÁREA DE ESTUDIO: A) SECCIÓN GEOLÓGICA INTERPRETADA DEL CAÑÓN SANTA ROSA, B) RESTAURACIÓN DE LA FALLA DE BASAMENTO QUE CORTA EL NÚCLEO DEL ANTICLINAL SANTA ROSA, C) RESTAURACIÓN DE LA FALLA LATERAL QUE CORTA EL FLANCO TRASERO DEL ANTICLINAL DE JÁURES Y A LA CABALGADURA PRINCIPAL.	90
FIGURA 5-6 (<i>CONTINUACIÓN</i>) D) RESTAURACIÓN DE LA CABALGADURA PRINCIPAL QUE CORTA EL FLANCO FRONTAL DEL ANTICLINAL DE JÁURES, E) RESTAURACIÓN DE LA CABALGADURA SECUNDARIA QUE CORTA EL FLANCO FRONTAL DEL ANTICLINAL SANTA ROSA, F) RESTAURACIÓN DE LA CABALGADURA TRASERA QUE CORTA EL FLANCO FRONTAL DEL ANTICLINAL GUADALUPE Y G) RESTAURACIÓN A LA HORIZONTAL DE LAS CAPAS PLEGADAS QUE CONFIGURARON LOS PLIEGUES DE DESPEGUE INICIALES QUE CONTROLARON EL RELIEVE PRINCIPAL EN LA ZONA.	91
FIGURA 5-7 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS SECCIONES REALIZADAS Y LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.	97
FIGURA 5-8 A) Y B) DIFERENTES PERSPECTIVAS DEL MODELO 3D DE LAS ESTRUCTURAS DEL ÁREA DE ESTUDIO. EL PLANO EN COLOR ROJO CORRESPONDE A LAS CABALGADURAS FRONTAL Y SECUNDARIA DE LA SMO.	98
FIGURA 5-9 A) Y B) DIFERENTES PERSPECTIVAS DE LA POSIBLE MORFOLOGÍA DE BASAMENTO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.	99

LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURA

cm:	Centímetros
<i>et al.:</i>	Y otros
<i>i. e.</i>	Por ejemplo
Km	Kilómetro
Ma:	Millones de años
m:	Metros
Msnm	Metros sobre el nivel del mar
<i>op. cit.</i>	Cita anterior
PEMEX	Petróleos Mexicanos
SMO:	Sierra Madre Oriental
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
3D	En tres dimensiones
2D	En dos dimensiones
σ_1	Esfuerzo compresivo máximo
σ_2	Esfuerzo compresivo intermedio
σ_3	Esfuerzo compresivo mínimo

RESUMEN

La presente tesis consiste en un análisis geométrico y cinemático de la zona frontal del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental entre los cañones Santa Rosa y La Boca al oeste de Linares y Montemorelos, N.L. Tradicionalmente, se considero que existe una cabalgadura frontal emergente que se extiende sin interrupciones desde Monterrey N. L. hasta Ciudad Victoria, Tamps.; sin embargo, no se han documentado a detalle las estructuras, las relaciones de contacto, así como tampoco los saltos de falla presentes. La finalidad de la tesis es establecer las relaciones de continuidad entre las estructuras principales del frente de montaña y los factores que controlaron su desarrollo.

Los resultados del estudio geológico-estructural están fundamentados en el análisis de cuatro secciones semiregionales, de las cuales la sección Santa Rosa fue restaurada secuencialmente utilizando el software 2D Move. Además, se efectuaron tres experimentos de modelado analógico para reproducir la deformación observada en campo. La integración de las secciones geológicas, la restauración secuencial y los experimentos de modelado analógico, indican que la deformación regional principal es de tipo cobertura y se desarrolló de manera progresiva, iniciando con el desacople de la secuencia marina del Cretácico sobre un nivel de despegue regional de evaporitas del Jurásico Superior. Se concluye además que el deslizamiento por gravedad generó amplificación de pliegues hacia los altos de basamento ubicados en el *foreland* (Bloque de Coahuila y Archipiélago de Tamaulipas), pliegues de despegue inclinados (sección Alamar), cizallados (sección Hualahuises) y rotos (secciones Santa Rosa y La Boca), con transporte tectónico hacia el *foreland*. En la etapa tardía de la deformación de cobertura ocurrió inversión de esfuerzos (σ_2 por σ_3 en la vertical) generándose fallamiento lateral en la parte frontal de la sección Santa Rosa. Finalmente, ocurrió reactivación de fallas normales antiguas del basamento, que modificaron los relieves estructurales previamente configurados (secciones Santa Rosa, Hualahuises y Alamar).

Adicionalmente, en este trabajo se reconoce una asimetría de la deformación en las secciones llevadas a cabo, concentrándose mayor acortamiento y transporte en el frente; además de estimarse 37% de acortamiento en las secciones Santa Rosa y Hualahuises, 30% para la sección Alamar y 35% para la sección La Boca. Lo anterior, apunta a que la deformación estuvo controlada por gravedad, al menos localmente en la zona. Las diferencias estructurales encontradas a lo largo del frente de deformación se deben a factores como: a) La morfología del basamento en el *foreland*, b) variaciones en la magnitud del acortamiento, c) la presencia de despegues múltiples en niveles más someros y, d) al espesor del nivel de despegue, esto en conjunto afectó la migración de la deformación, permitió la acumulación de acortamiento y liberación a través de fallamiento.

Las evidencias estructurales documentadas demuestran que en el área de estudio están presentes los dos estilos de deformación de las orogenias Sevier (deformación de cobertura) y Laramide (participación del basamento), en orden de edad como han sido también documentadas en el SW de Estados Unidos de Norteamérica.

ABSTRACT

This thesis deals with geometric and kinematic analysis of the frontal zone of Sierra Madre Oriental fold-thrust belt located between Santa Rosa and La Boca canyons, west of Linares and Montemorelos, N.L. Traditionally, the frontal zone was established as an emerging thrust-fault without interruption from Monterrey N. L. to Ciudad Victoria, Tamps. However, the structures, contact relationships, fault throw, and heave had not been determined. This thesis objective was to intended to establish the relationship of continuity between the main structures of the mountain front and the factors that controlled their development.

The results of this geological and structural study, based on the analysis of four semiregional geological sections, of which the Santa Rosa section was restored sequentially using the 2D Move software. In addition, three experiments were carried out using analog modeling to reproduce the observed field deformation. The integration of geological sections, sequential restoration, and analog modeling experiments indicate that the main regional deformation is thin skinned type and it was developed progressively, starting with the decoupling of the Cretaceous marine sequence on a regional detachment level of the Upper Jurassic evaporites. It was also concluded that the gravity sliding controlled fold amplification toward the basement highs located in the foreland (Coahuila block and Archipelago de Tamaulipas), the inclined detachment folds (Alamar section), the sheared (Hualahuises section) and thrust folds (Santa Rosa and La Boca sections), all with tectonic transport towards the foreland. In the late stage of the coverage deformation stress inversion occurred (σ_2 by σ_3 in the vertical) triggering strike-slip faulting on the front side of the Santa Rosa section. Finally, there was reactivation of ancient basement normal faults, which modified the structural reliefs previously set up (section Santa Rosa, Hualahuises and Alamar sections).

Additionally, through this study an asymmetry of deformation in the studied sections was recognized, identifying more shortening and transport in the tectonic front, 37% of shortening in Santa Rosa and Hualahuises sections were determined, 30% in Alamar and 35% in La Boca section. This indicates that the deformation was controlled by gravity, at least locally, in the area. The structural differences recognized along the tectonic front are due to factors such as: a) basement morphology variation in the foreland, b) changes in the magnitude of shortening, c) presence of shallower detachment levels, and d) regional thickness variation on the detachment level. These factors affected the migration of deformation, allowed the shortening accumulation, and faulting development.

The structural evidences in the study area support two styles of deformation: Thin (Sevier style) and Thick-skin (Laramide style) in order of age as it was also documented in the SW of United States of America.

CAPITULO I

1 GENERALIDADES

1.1 DEFINICIÓN DE ESTILOS ESTRUCTURALES

Un cinturón plegado y cabalgado es aquel ubicado en la zona externa de un orógeno, se caracteriza por carecer de metamorfismo o haberlo experimentado en grado muy bajo, y por no presentar rocas graníticas durante y al final de la orogenia. Cuando están bien desarrolladas, estas zonas consisten en un abanico imbricado de cabalgamientos y estructuras asociadas (MARSHAK & WOODWARD, 1988; WILKERSON & MARSHAK, 1997).

Dentro de la terminología de cinturones plegados y cabalgados existen dos términos relacionados con el estilo de deformación resultante; estos son: deformación de piel delgada o de cobertura (*thin skin*) y deformación de piel gruesa o basamento (*thick skin*).

1.1.1 La deformación de cobertura (*thin skin*)

Este tipo de deformación resulta si la deformación afecta solo a la cubierta sedimentaria ubicada sobre un despegue basal localizado en una capa mecánicamente débil en o cerca del contacto basamento – cobertura; esto es, deformación que no involucra al basamento en la deformación como en el caso de las montañas rocallosas de Canadá (Figura 1-1) y los Apalaches (RODGERS, 1995; MITRA, 1987), Brooks Range (KELLEY & FOLAND, 1987; GRANTZ *et al.*, 1987, 1990, 1994; DOVER, 1994; MOORE *et al.*, 1994; PLAFKER & BERG, 1994; DE VERA *et al.*, 2001; WALLACE, 2003), cinturón Sevier (ROYSE *et al.*, 1975; DIXON, 1982; MCMECHAN & THOMPSON, 1989; ROYSE, 1993), cinturón Jura (BUTLER, 1992; LAUBSCHER, 1986, 1992).

Se ha observado que en la mayoría de los casos existe una relación en el desarrollo de pliegues y fallas en cinturones cabalgados de cobertura, por lo que se han creado modelos geométricos cuantitativos de pliegues relacionados con fallas para explicar esta relación; tal como, pliegues por doblez de falla, por propagación de falla y por despegue (SUPPE, 1983; SUPPE & MEDWEDEFF, 1984; JAMISON, 1987; CHESTER & CHESTER, 1990; ERSLEV, 1991; EPARD & GROSHONG, 1995). Previo al desarrollo de hojas cabalgantes en

deformación de cobertura, estas deben experimentar una deformación inicial y posterior despegue, el cual puede lograrse únicamente a lo largo de un despegue basal en una capa de roca de baja resistencia a la cizalla (*i. e.* lutitas, evaporitas) que en el caso de pliegues de despegue puede ser móvil. La energía acumulada durante la aplicación de esfuerzos orogénicos controla la deformación y el cambio de esfuerzos dentro de la hoja de cabalgadura en movimiento y su antepaís (YIELDING *et al.*, 1981; ROCKWELL *et al.*, 1988; PHILIP *et al.*, 1992; TREIMAN, 1995); esta energía puede ser consumida, ya sea: 1) con la propagación de nuevas fallas; 2) la reactivación de fallas preexistentes; 3) gravedad opuesta; o 4) por deformación interna de la hoja de cabalgadura (MITRA & BOYER, 1986).

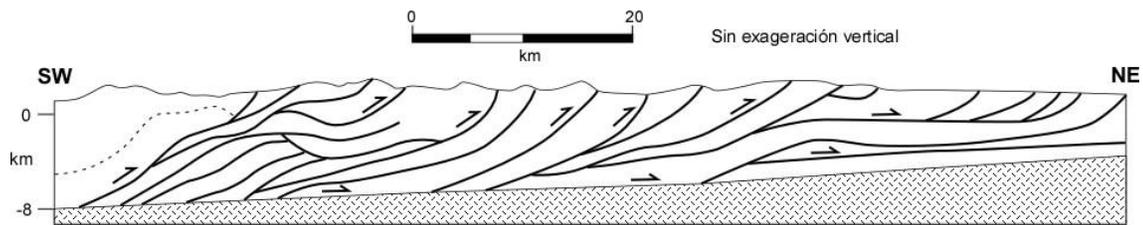


Figura 1-1 Sección de un segmento del cinturón Foothills de las Montañas Rocallosas en Canadá que enfatiza el concepto de tectónica de piel delgada. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es hacia el antepaís). Las fallas no penetran bajo una falla de despegue que se ubica en el plano de estratificación cerca de la base de la secuencia sedimentaria. (Modificado de PRICE, 1981; en MARSHAK & WOODWARD, 1988).

1.1.2 La deformación de basamento (*thick skin*)

Este tipo de deformación ocurre también en zonas externas pero en las que no se han desarrollado cinturones de cabalgamiento o éstos no son de cobertura, sino que en estas zonas externas la deformación involucra a toda la corteza, es decir incluyendo al basamento, en estos casos las fallas atraviesan la corteza continental completa, a este estilo de deformación se le conoce como deformación de piel gruesa o que involucra al basamento (*thick skin*) y se genera por el acortamiento horizontal y crecimiento vertical debido a fallamiento de rocas de basamento como ocurre en diferentes partes del mundo; por ejemplo: en el orógeno Laramide (Figura 1-2; DANA, 1896; BROWN, 1988; DICKINSON *et al.*, 1988; KULIK & SCHMIDT, 1988), Los Alpes (DEBELMAS, 1989; Butler, 1992; LAUBSCHER, 1992; FROITZHEIM *et al.*, 1996; KLEY & EISBACHER, 1999), Atlas (BEAUCHAMP *et al.*, 1996; RICOU, 1996; FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 1998). Algunas de la estructuras que puede generar son:

graben invertidos, los cuales se originan por la transferencia de esfuerzos a través de fallas normales pre-existentes en el bloque de piso que puede ser, ya sea por inversión de fallas normales en combinación con fallas de acomodo asociadas que experimentan reactivación y propagación, o por inversión de fallas normales sin fallas asociadas (NEMČOK *et al.*, 2005).

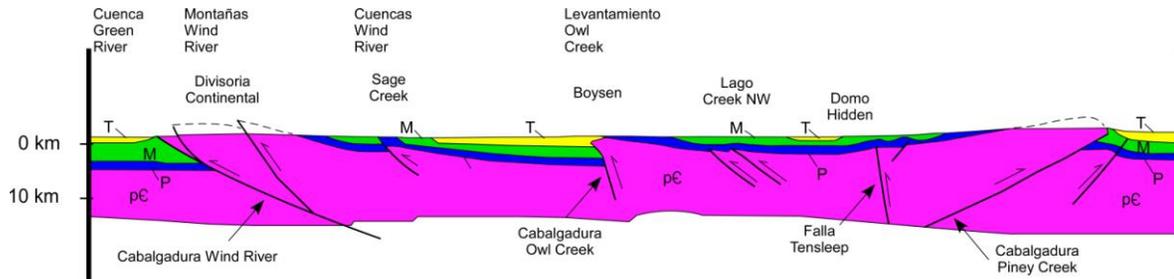


Figura 1-2 Sección de un segmento del cinturón Laramide de las Montañas Rocallosas de USA que enfatiza el concepto de tectónica de piel gruesa. Las líneas gruesas indican fallas (las flechas indican el movimiento relativo, el transporte es indistinto). Las fallas penetran desde el basamento y cortan la cobertura superficial con alto ángulo (modificado de BROWN, 1988 en NEMČOK *et al.*, 2005).

Las estructuras invertidas están definidas por el desarrollo de secciones sedimentarias *sin-rift*, *post-rift* y *sin-inversión*, siendo frecuente en la reactivación de fallas normales la propagación de la falla principal dentro de sedimentos post-extensión y sin-inversión. La inversión es controlada por la geometría de las fallas normales pre-existentes, ya que estas pueden ser lístricas, planares o presentarse en arreglos de rampa/despegue o en dominó (MCCLAY, 1995); por otro lado, la inversión de la falla puede estar afectada por la dirección de acortamiento en relación a la geometría del graben. Además, es importante señalar que no todas las fallas normales pre-existentes son necesariamente invertidas al mismo tiempo, tampoco todas tienen que experimentar inversión, ya que esto depende del tipo de esfuerzos que afectaron a la litósfera; debido a que en cuencas *rift* creadas por cizalla pura el adelgazamiento de la litósfera crea áreas de debilidad que posteriormente son selectivamente acortadas e invertidas, mientras que en cizalla pura el adelgazamiento está desfasado del *rift* y es probable que un despegue mecánico controle la inversión (GIBBS, 1987).

Otras estructuras que involucran deformación de basamento se deben a la pérdida de cohesión y fricción a lo largo de fallas pre-existentes en el basamento, resultando en plegamiento forzado de la secuencia estratificada sobre bloques rotados y levantados de

basamento (RECHES & JOHNSON, 1978; STEARNS, 1978), generando los clásicos pliegues tipo *drape* (de sábana; PRUCHA *et al.*, 1965) o en algunos casos, aun bloques de basamento pueden estar plegados (*i. e.* BERG, 1962; BLACKSTONE, 1983; BROWN, 1984a, b; NARR, 1993; NARR & SUPPE, 1994). Los factores que controlan la respuesta cinemática de la cubierta sedimentaria durante levantamiento del basamento son: el grado de anisotropía de la secuencia sedimentaria y la fricción entre la cubierta sedimentaria y el basamento (JOHNSON & JOHNSON, 2002a).

Cuando existe una cubierta isotrópica, el plegamiento se genera por la ampliación del flanco frontal hacia arriba desde la punta de la falla y la inclinación de las capas hacia arriba es progresivamente más suave (WITHJACK *et al.*, 1990), mientras que una cubierta anisotrópica mantiene tanto la amplitud como la inclinación del flanco frontal constante (FRIEDMAN *et al.*, 1980). El grado de acople entre el basamento y la cubierta controla la dirección de desplazamiento en la cubierta sobre el bloque de techo del basamento.

1.1.3 Clasificación de cinturones plegados y cabalgados

NEMČOK *et al.* (2005) definieron como cinturón plegado y cabalgado aquel en el cual dominan estilos estructurales de contracción o transpresión frágil y frágil/dúctil, sobre otros tipos de estructuras, comprendiendo cinturones de cabalgadura convencionales, cordilleras transpresionales, cabalgaduras de frentes de deslizamientos por gravedad (*toe thrusts*) y prismas de acreción, caracterizados principalmente por el desarrollo de pliegues relacionados con fallas que emergen desde un despegue basal.

Los **cinturones de pliegues y cabalgaduras convencionales** pueden evolucionar desde un margen pasivo, en el cual se desarrollan prismas sedimentarios amplios, que al deformarse favorecen el desarrollo de estructuras de piel delgada o cobertura (*thin skin*); o desde un sistema de *rift* intracratónico en el cual tiende a producir cinturones cabalgados de piel gruesa o que involucra basamento (*thick skin*).

Por otro lado, las **cordilleras transpresionales** evolucionan en límites de placas con convergencia oblicua, o en cambios de rumbos de fallas laterales (*restraining bends*), saltos de

falla (*over-steps*) y en zonas de ramificación de falla (*splays*) en límites transformantes o a lo largo de grandes fallas transcurrentes.

Los **frentes de deslizamientos por gravedad** (*toe thrusts*), se originan por deslizamientos a gran escala controlados por gravedad a lo largo de porciones externas de prismas sedimentarios de margen pasivo o en complejos de deltas jóvenes (MCCLAY *et al.*, 2000), generando extensión en el extremo del deslizamiento y acortamiento hacia el frente de deformación (*i. e.* Norte del Golfo de México: áreas del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Perdido; NEMČOK *et al.*, 2005, y en Venezuela; DI CROCE, 1995; Figura 1-3).

Finalmente, los **prismas de acreción** se desarrollan durante las etapas tempranas de convergencia de placas en zona de antearco continental (*fore-arc*) y márgenes de arcos de isla. La diferencia entre estos últimos y los cinturones cabalgados convencionales es la falta de litificación de los sedimentos.

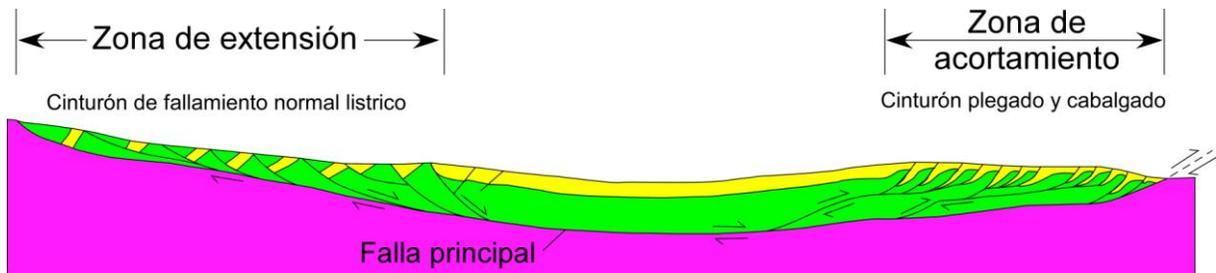


Figura 1-3 Sección esquemática de frentes de deslizamiento por gravedad (TWISS & MOORES, 1992).

En años recientes se han obtenido avances significativos en el entendimiento del desarrollo geométrico, cinemático y mecánico de cinturones plegados y cabalgados, gracias al desarrollo de algunas técnicas como: balance de secciones (DAHLSTROM, 1969; HOSSACK, 1979), modelado cinemático (GEISER, 1988), modelo de cuña crítica (DAVIS *et al.*, 1983; DAHLEN *et al.*, 1984) y modelado analógico de deformación (HUBBERT, 1937; RAMBERG, 1981; WEIJERMARS & SCHMELING, 1986; RANALLI & MURPHY, 1987). Mediante la aplicación de estas técnicas se ha obtenido que en muchos de los cinturones plegados y cabalgados del mundo (RODGERS, 1990), se desarrollaron como una cuña adelgazada hacia el antepaís que involucra usualmente una cuña sedimentaria pre-orogénica.

El estilo de deformación que caracteriza a la deformación de piel delgada, contiene pliegues propagantes con vergencia al antepaís y cabalgaduras que se unen a un despegue basal, localizado en una capa mecánicamente débil en, o cerca de, el contacto basamento-cobertura (Figura 1-1). Los modelos mecánicos predicen una geometría de material deformado sobre el despegue basal y mucha deformación interna con acortamiento que se reduce o disminuye del transpaís hacia el antepaís, resultando el desarrollo de una cuña crítica y, subsecuentemente, deslizamiento estable a lo largo del despegue basal. Los sistemas de cabalgaduras comúnmente se desarrollan en forma de abanicos imbricados de fallas con fallas más jóvenes hacia el frente tectónico o hacia el antepaís (secuencia *piggy back*). Menos común es que las cabalgaduras se forman sin orden, llamadas fuera de secuencia (MCCLAY, 1992).

1.2 ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE FRENTE TECTÓNICOS

El término *cinturón plegado y cabalgado* tiene un amplio significado ya que se utiliza para describir a cualquier cinturón deformado que ha sido producto de contracción o transpresión y en el que dominan estructuras de carácter frágil y frágil/dúctil. NEMČOK *et al.* (2005) incluyeron dentro de este término cinturones cabalgados convencionales, cordilleras transpresionales, cabalgaduras de frentes de deslizamientos por gravedad y prismas de acreción.

De acuerdo a las definiciones anteriores, la Sierra Madre Oriental (SMO) se consideraría como un cinturón plegado y cabalgado convencional que evolucionó a partir de un *rift* intracontinental, en el que se desarrollaron *grabens* y *horst* que controlaron posteriormente la distribución de la secuencia sedimentaria Jurásico – Cretácico, así como los estilos estructurales presentes en el NE de México (CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982, 1985; GOLDHAMMER *et al.*, 1991; JOHNSON *et al.*, 1991; MICHALZIK & SCHUMANN, 1994; SOEGARD *et al.*, 1997; YE, 1997 GOLDHAMMER, 1999).

Para la generación de un cinturón convencional (*i. e.* en parte como la SMO), se requiere que la contracción de las rocas del basamento sea tal, que permita que exista una inversión de la cuenca, esto para que el basamento pueda ser incorporado en la deformación.

Otro caso se presenta cuando la contracción dispara la traslación de la secuencia depositada en la cuenca por grandes distancias, para generar estructuras clásicamente representativas de deformación de cobertura, donde las cabalgaduras cortan hacia arriba a través de la secuencia y desplazan porciones de la cubierta. Estos dos casos se han reconocido a lo largo de la SMO con reactivaciones y cambios en el sentido de movimiento de fallas, principalmente en la Cuenca de Sabinas (MCKEE *et al.* 1990; CHÁVEZ-CABELLO, 2005) y traslación de la cubierta sedimentaria sobre un despegue basal para el caso de los pliegues de la Saliente de Monterrey (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; GRAY & JOHNSON, 1995; MARRETT & ARANDA-GARCÍA, 1999; EGUILUZ *et al.* 2000), y con cabalgaduras cortando hacia arriba a través de la secuencia entre Monterrey y Cd. Victoria, Tamps. (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; DIAZ, 1956; MARRETT & ARANDA-GARCÍA, 1999; EGUILUZ *et al.* 2000).

Los frentes tectónicos de los cinturones orogénicos frecuentemente son definidos por una cabalgadura asociada con un anticlinal frontal. El estudio de estas estructuras es de gran utilidad para la determinación de la velocidad en la que suceden los procesos tectónicos, además de utilizarse para fechar los eventos a través del análisis del relieve topográfico y utilizando sedimentos sintectónicos. Los anticlinales en los frentes de montaña también son de gran importancia desde el punto de vista petrolero porque entrapan volúmenes importantes de hidrocarburos (NEMČOK *et al.* 2005; TOZER *et al.* 2006).

Una pregunta a resolver cuando se trabaja en los frentes de cinturones plegados y cabalgados es: ¿como se propaga la deformación en el frente de montaña? (VANN *et al.*, 1986; Figura 1-4a). La geometría de las estructuras en el frente tectónico son variables y los casos extremos son: 1) la existencia de cabalgaduras expuestas (Figura 1-4b) y, 2) la ocurrencia de pliegues con flancos frontales sepultados por sedimentos más jóvenes (Figura 1-4c-f).

Cuando las cabalgaduras son emergentes todo parece ser más simple (Figura 1-4b), ya que el desplazamiento puede ser estimado con base en relaciones estratigráficas en el frente de montaña. Sin embargo, cuando se presenta el sepultamiento del flanco frontal del pliegue, no es fácil definir la posición de la cabalgadura frontal y/o interpretar fácilmente como se

propago la deformación (Figura 1-4c-f). VANN *et al.* (*op. cit.*) sugirieron cuatro posibles modelos con el fin de solucionar este problema: (1) Una cabalgadura mayor hacia atrás (*backthrust*) puede estar presente generando una zona triangular de deformación (JONES, 1982; Figura 1-4c), (2) existencia de una cabalgadura sepultada bajo el anticlinal, la cual originalmente fue emergente pero hoy en día es inactiva y sepultada por sedimentos más jóvenes del *foredeep* (Figura 1-4d), (3) una opción geométrica es que la cabalgadura que lleva al anticlinal pierde desplazamiento rápidamente hacia el *foreland*, con el gradiente de desplazamiento expresado como acortamiento paralelo a la capa en los sedimentos sobreyacentes (Figura 1-4e) y, (4) el anticlinal puede no ser el verdadero frente de montaña, en este caso la propagación de la deformación bajo el anticlinal frontal es transferida hacia el *foreland* (Figura 1-4f).

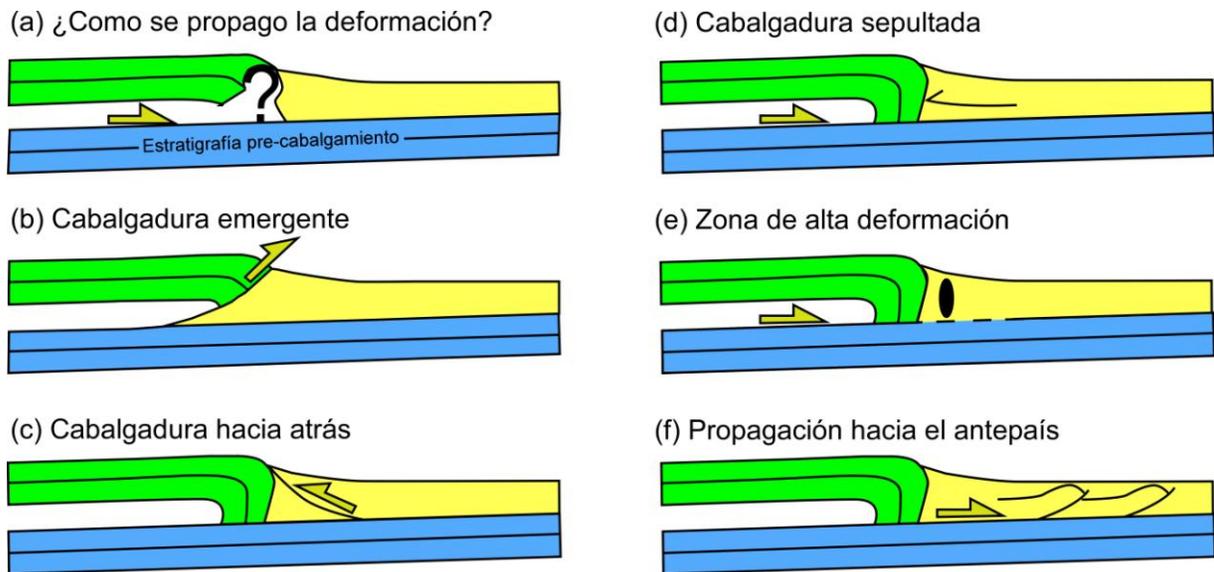


Figura 1-4 Ilustraciones esquemáticas de explicaciones posibles para el problema de la propagación de la deformación en frentes de montaña (VANN *et al.*, 1986).

Por otro lado, existe una amplia variedad de estructuras que pueden desarrollarse en frentes de montaña. Entre los factores que controlan la geometría de las estructuras se incluyen: a) cambios de facies sedimentarias, b) posición de rasgos en el *foreland* (*i. e.*, *horsts* de basamento, *grabens* e intrusiones ígneas), c) variaciones verticales en la competencia de la secuencia dentro de la hoja cabalgante y, d) velocidades de propagación de la cabalgadura. Además, uno de los factores que influye sobre la geometría de las estructuras, pero que

sobretodo controla la amplitud e inclinación de la cuña de deformación, es la magnitud, tiempo de aplicación y la velocidad en la que cesan los esfuerzos regionales actuantes (MORLEY, 1986).

La parte frontal de la SMO entre Monterrey, N.L. y Ciudad Victoria, Tamps., es un rasgo morfotectónico evidente por su alto relieve ya que contrasta de manera importante con la Planicie Costera del Golfo de México, es por esto que con frecuencia se publican mapas en los que se infiere la existencia de una cabalgadura frontal con rumbo NNW-SSE con transporte tectónico en dirección ENE. Sin embargo, actualmente se ha reconocido la existencia de diferentes estilos de deformación, como en el estudio de CHÁVEZ-CABELLO *et al.* (2006), JASSO-SALDAÑA *et al.* (2006) y JASSO-SALDAÑA (2007), realizados en el cañón El Alamar, proponen que por lo menos en esa porción del frente de montaña no existe cabalgadura emergente. Por otro lado, en estudios realizados por DÍAZ *et al.* (1959), PADILLA Y SÁNCHEZ (1982), y más recientemente por PORRAS-VÁZQUEZ *et al.* (2007) y PORRAS-VÁZQUEZ (2008), se ha confirmado que en el cañón Santa Rosa, al SE de Linares, N.L., el frente tectónico de la SMO está definido por la existencia de una cabalgadura emergente.

El presente trabajo consiste en una revisión estructural de la parte frontal del cinturón plegado y cabalgado de la SMO entre los cañones La Boca y Santa Rosa, llevándose a cabo una revisión de los trabajos reportados en la literatura, cartografía geológica del frente tectónico, levantamiento de columnas estratigráficas en los cañones: La Boca, Alamar, Hualahuises y Santa Rosa, elaboración de secciones geológicas regionales para, definir la geometría, cinemática y los tipos de pliegues relacionados con fallas presentes. Lo anterior, fue la base para definir porcentajes de acortamiento tectónico con la realización de una sección balanceada, experimentos de modelado analógico de la deformación, evaluar la potencial participación del basamento dentro de la deformación, así como resaltar la influencia de los efectos estratigráficos en el desarrollo de estructuras en el frente tectónico.

Finalmente, con este estudio se pudo determinar cuales fueron los factores principales que controlaron la variación en la geometría y estilos de deformación en el frente tectónico de

la SMO en esta región, cuyo entendimiento es de relevante importancia en la exploración de hidrocarburos y localización de acuíferos en montaña.

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio pertenece a la provincia morfotectónica de la SMO y se encuentra ubicada en su parte frontal, entre los municipios de Montemorelos y Linares, Nuevo León (Figura 1-5). Geográficamente comprende, de Norte a Sur, los cañones La Boca, Alamar, Hualahuises y Santa Rosa hasta su terminación Oeste en los municipios de Rayones, Galeana e Iturbide, N.L. Hacia la parte NNW, se ubica la Saliente de Monterrey cuya orientación de estructuras define una estructura regional convexa hacia la Cd. de Monterrey, ubicada al Norte de ésta. Hacia el Este del área de estudio se ubica la provincia denominada Planicie Costera del Golfo de México, que corresponde al *foreland* del cinturón plegado y cabalgado de la SMO y el alto de basamento conocido como Archipiélago de Tamaulipas, el cual habría sido sepultado desde el Jurásico Tardío (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

Al área de estudio se puede acceder a través de diferentes caminos que intersectan la Carretera Federal # 85 que comunica la Cd. de Monterrey con Linares, N.L (Figura 1-6). Al Norte, el primer acceso es a través del entronque que conduce al municipio de Rayones, N.L., este se encuentra a la altura del km 223 y conduce hacia el Oeste, después de avanzar ~25 km se ingresa al área de estudio. Un segundo entronque se encuentra en la comunidad de Palomas, en el libramiento carretero de la Cd. de Montemorelos, N.L., a la altura del km 202, el cual conduce hacia el cañón La Boca. El entronque que conduce al cañón El Alamar se encuentra a la altura del km 173, ingresándose por camino de terracería transitable todo el año, ubicado al NW del municipio de Hualahuises. Este camino, en dirección SW, conduce al frente de montaña de la SMO, cruzando los ejidos: *El Brasil*, *La Estrella* y *Loma Alta* antes de ingresar al cañón El Alamar (Figura 1-6), después de continuar 22 km. hacia el SW, se accesa al área de estudio en su porción central. El cañón de Hualahuises es posible accederlo a través de caminos de terracería que se ubican en la parte SW del municipio. Partiendo desde la comunidad de Santa Rosa, en dirección SW, después de avanzar 15 km se ingresa a la boca del cañón Hualahuises. Finalmente, el cañón Santa Rosa puede ser visitado a través de la carretera estatal # 60 que comunica al municipio de Linares con el de Iturbide, N.L., saliendo

desde Linares se conduce en dirección Oeste ~18 km sobre esta carretera y se ingresa al área de estudio.

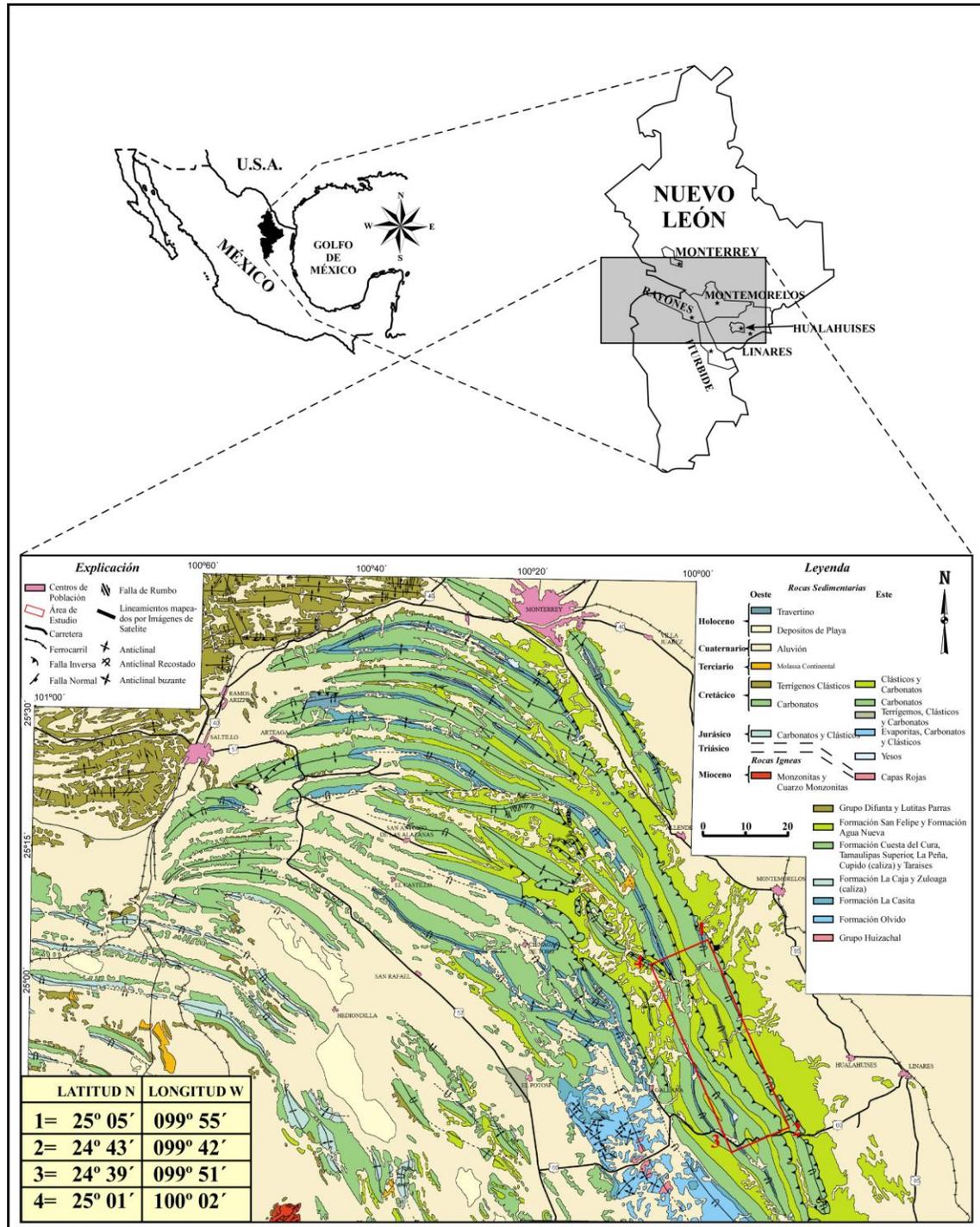


Figura 1-5 Mapa regional de la Saliente de Monterrey; modificado de PADILLA Y SÁNCHEZ (1985), según MARRETT & ARANDA-GARCÍA (2001). El recuadro en color rojo de la parte derecha enmarca el área de estudio.



Figura 1-6 Plano que muestra las vías de acceso al área de estudio (SCT, 2006). Las localidades mencionadas en el texto están subrayadas en rojo.

1.4 TRABAJOS PREVIOS

Los primeros trabajos realizados en el cinturón plegado y cabalgado de la SMO datan de los años treinta del siglo pasado y tuvieron como objetivos principales la exploración petrolera. IMLAY (1936, 1937, 1938) y KELLUM (1936) definieron gran parte de las unidades lito-estratigráficas de la secuencia marina del Jurásico Superior-Cretácico, así como también establecieron las rocas generadoras y almacenadoras principales de la cubierta sedimentaria.

Por otro lado, PEMEX ha realizado también algunos trabajos como: cartografías geológicas, secciones geológico-estructurales y sísmicas con el fin de entender la naturaleza del frente de montaña y su relación con posibles yacimientos sobre la Planicie Costera del Golfo de México (*reportes inéditos*).

A mediados del siglo pasado los trabajos más importantes sobre geología estructural son los de DE CSERNA (1956) y DÍAZ *et al.* (1959). Otras contribuciones importantes han sido conducidas a través de trabajos de tesis de maestría y doctorado por parte de estudiantes de Universidades Texasanas (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; CAMERLO, 1998; HOOKER, 2004; DAVIS, 2005; ZUÑIGA-FOX, 2006), de las cuales se han publicado varios trabajos en revistas de circulación internacional como PADILLA Y SÁNCHEZ (1985, 1986), MONROY *et al.* (2001); HOOKER *et al.* (2002) y/o en guías de excursión conducidas por asesores en la industria del petróleo en Norteamérica (GRAY & JOHNSON, 1995; GRAY *et al.*, 1997; MARRETT & ARANDA-GARCÍA, 1999; MARRETT & ARANDA-GARCÍA, 2001).

Por otro lado, se han realizado también tesis de licenciatura, maestría y doctorado por parte de la Facultad de Ciencias de la Tierra (CHÁVEZ-CABELLO, 1996; MEDINA-ALEMÁN, 2001; TORRES-RAMOS, 2004; DELGADO-GARCÍA, 2005; TREVIÑO-HERNÁNDEZ, 2007) y otras por profesores de esta facultad en diferentes Universidades alemanas (MICHALZIK, 1987; GÖTTE, 1990; CHAPA-GUERRERO, 1993; MEDINA-BARRERA, 1996).

En las últimas décadas, se han llevado a cabo diferentes trabajos sobre los estilos de deformación existentes entre los que destacan los realizados por PADILLA Y SÁNCHEZ (1985, 1986), EGUILUZ *et al.* (2000), algunos otros se han enfocado en el reconocimiento de los factores que controlan la deformación como los realizados por FISCHER & JACKSON (1999) e HIGUERA-DÍAZ & FISCHER (2005). Otros trabajos se han enfocado en la cinemática de la Saliente de Monterrey como los trabajos de CAMERLO (1998) y MARRETT & ARANDA GARCÍA (1999, 2001) o en paleoesfuerzos como los trabajos de CHÁVEZ-CABELLO *et al.* (2004).

Los trabajos de ORTEGA & MARRETT (2000, 2001), MONROY *et al.* (2001), MARRETT & LAUBACH (2001) y HOOKER *et al.* (2002), han hecho avances importantes sobre la génesis del fracturamiento especialmente en la Formación Cupido en la Saliente de Monterrey.

Pocos son los trabajos realizados sobre la cinemática de la cabalgadura frontal existente entre Monterrey, N. L. - Cd. Victoria, Tamps. y sobre los mecanismos que controlaron la generación del plegamiento en el frente de montaña; al respecto JASSO-SALDAÑA (2007) realizó un estudio cinemático para entender los mecanismo que originaron diversos tipos de pliegues y definir la existencia o ausencia de la cabalgadura frontal en la SMO, en el Cañón El Alamar en los límites de los municipios de Linares, Rayones, Iturbide y Montemorelos, N. L.

La presente investigación, contribuye de manera importante en el conocimiento detallado de las estructuras principales (ubicación de la cabalgadura frontal y secundaria) y la determinación de los mecanismos principales que controlan la generación de pliegues y fallas en el frente tectónico de la SMO, con énfasis especial en determinación de la influencia litoestratigráfica y del basamento sobre los estilos de la deformación.

1.5 HIPÓTESIS

La relación pliegue-falla en el frente de cinturones plegados y cabalgados está fuertemente influenciada por: (a) cambios de facies sedimentarias, (b) posición de rasgos en el *foreland* (i. e., *horsts* de basamento, *grabens*, e intrusiones ígneas), (c) variaciones verticales en la competencia de la secuencia dentro de la hoja cabalgante, (d) velocidades de propagación de la cabalgadura y, (e) el tiempo y velocidad de cese de las fuerzas que controlan las hojas cabalgantes. Hasta el 2006, todos los mapas regionales publicados sobre la SMO que ilustran el frente de montaña muestran la traza de una cabalgadura continua; sin embargo, en trabajos de detalle aun en proceso en el frente de la SMO se ha observado que la cabalgadura emergente no es continua.

Sobre la carretera a Rayones, N. L., la Formación Zuloaga cabalga sobre rocas de la Formación Méndez; por otro lado, en el estudio realizado por JASSO-SALDAÑA (2007) concluye que una cabalgadura emergente no está presente en el frente de montaña, ya que se observa más bien un pliegue anticlinal inclinado con vergencia al *foreland* en la zona del cañón Alamar en los límites de los municipios de Montemorelos y Linares. Finalmente, PORRAS-VÁZQUEZ (2008), corrobora la existencia de una cabalgadura frontal ya

documentada desde el siglo pasado (DÍAZ *et al.*, 1959; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982) en el acceso del cañón Santa Rosa, la cual pone en contacto rocas de la Formación La Casita sobre rocas de la Formación Méndez. Partiendo de lo expuesto anteriormente, surge la pregunta: ¿Qué factores controlaron las variaciones en el estilo de deformación (presencia o ausencia de cabalgadura) en el frente de la SMO? y ¿cómo ocurre este cambio lateral en estilos de deformación?

En este trabajo, principalmente, se pretende dar respuesta a estas preguntas por su importancia medular en el entendimiento de trampas de hidrocarburos en frentes de cinturones plegados y cabalgados a nivel mundial y especialmente resolver cómo ocurren este tipo de cambios estructurales en el frente de la SMO.

1.6 OBJETIVOS

Esta tesis tuvo como objetivo central entender los factores que controlan la variación geométrica y cinemática de estructuras en frentes de cinturones plegados y cabalgados, utilizando como ejemplo a la SMO entre Montemorelos y Linares. Para cumplir con este objetivo, se requirió alcanzar los siguientes objetivos particulares.

- A) Documentar información estructural (fallas, planos de estratificación, foliación, estilolitas, ejes de pliegues, espesores de flancos, entre otros) de pliegues y datos de fallas (rumbo, inclinación, sentido de movimiento y *pitch*) a lo largo de los cañones La Boca, Alamar, Hualahuises y Santa Rosa para definir secciones geológico-estructurales a través de estos.
- B) Medir columnas estratigráficas en cada uno de los cañones.
- C) Establecer la distribución espacial de las estructuras plegadas y afalladas principales dentro del frente tectónico.
- D) Determinar la geometría de los pliegues y fallas presentes para integrarlos en una sección geológica viable.
- E) Establecer la distribución en superficie de la cabalgadura frontal en las regiones donde está presente.

1.7 METAS

- A) Definir los tipos de pliegues relacionados con fallas presentes entre el frente tectónico y la cabalgadura secundaria de la SMO en el área de estudio.
- B) Definir niveles de despegue principal y secundario de la secuencia sedimentaria presente dentro del área de estudio.
- C) Calcular porcentajes de acortamiento en y entre las secciones con y sin cabalgamiento.
- D) Establecer las fases de deformación presentes y los mecanismos que las controlan.
- E) Establecer los factores que controlan la variación en los estilos de deformación a lo largo del rumbo del frente tectónico.
- F) Finalmente, proponer un modelo geométrico y cinemático, apoyándose en el uso de secciones geológicas regionales del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental, que explique la variación en estilos de deformación.

1.8 METODOLOGÍA

La presente tesis se llevó a cabo en cuatro etapas:

a) Gabinete 1: Revisión bibliográfica e integración de mapas preliminares:

Se llevó a cabo una revisión amplia acerca de los principales modelos tectónicos relacionados con estilos de deformación en cinturones plegados y cabalgados (deformación de cobertura y de basamento), frentes de montaña y sus estructuras más comunes, así como de los factores que controlan el desarrollo de las estructuras presentes en estos. En esta etapa del estudio, se digitalizaron planos topográficos escala (1:50,000) de acuerdo a las estructuras a cartografiar, y se elaboró un mapa fotogeológico del área de estudio, sobre los cuales se definieron las estructuras principales y la estratigrafía presente, con el fin de tener una base para el trabajo de campo.

b) Etapa de campo:

El presente estudio se fundamentó en trabajo de campo, el cual consistió en la realización de cuatro secciones geológicas a través de los cañones: La Boca, Alamar, Hualahuises y Santa Rosa, cuya orientación es perpendicular al rumbo de las estructuras

principales dentro de la parte frontal oriental de la SMO, desde el frente tectónico hasta la ubicación de la cabalgadura secundaria presente en la parte media del cinturón. Se levantaron para cada cañón la columna litológica presente con el objetivo de reconocer cambios en los espesores y la propia litología entre cada una de las unidades; lo anterior, debido a que la composición de la secuencia es uno de los factores claves en el entendimiento de las variaciones de estilos de deformación en cinturones plegados y cabalgados.

Adicionalmente, se colectaron datos estructurales (fallas, fracturas, ejes de pliegues, planos de estratificación, superficies y picos estilolíticos, planos de estratificación, entre otros) para definir la geometría y cinemática de la deformación presente en cada cañón.

c) *Etapa de laboratorio (modelado analógico):*

Posterior a la realización de las secciones geológicas, se llevaron a cabo experimentos de modelado analógico en el laboratorio de modelado analógico del Centro de Geociencias de la UNAM. Este laboratorio cuenta con el sistema automatizado tipo “*squeeze-box*” (Figura 1-7). Los modelos son construidos en una caja de acrílico con dimensiones de 40 cm de largo 20 cm de ancho y 10 cm de altura y son deformados por el movimiento de una pared móvil debido al empuje ejercido por un pistón que está conectado a un motor eléctrico de pasos, todo esto se encuentra soportado por una base de madera. El cerebro de este sistema está constituido por un oscilador de frecuencia que tiene la función de proveer la cantidad de velocidad requerida y el cual está conectado a un controlador que se encarga del encendido y apagado, así como de las velocidades y la dirección de la pared móvil (extensión o compresión).

El modelado analógico de la deformación es una técnica experimental indirecta que permite el estudio de la geometría, cinemática y dinámica de prototipos naturales de deformación de las rocas en una escala convenientemente más pequeña y bajo condiciones controladas (RANALLI & MURPHY, 1987). Uno de los fundamentos importantes en el modelado analógico es que los modelos deben simular las estructuras geológicas naturales, por lo que un modelo físico solo podrá representar una estructura geológica natural si el modelo es

geoméricamente, cinemáticamente, dinámicamente y reológicamente similar al prototipo natural (HUBBERT, 1937).

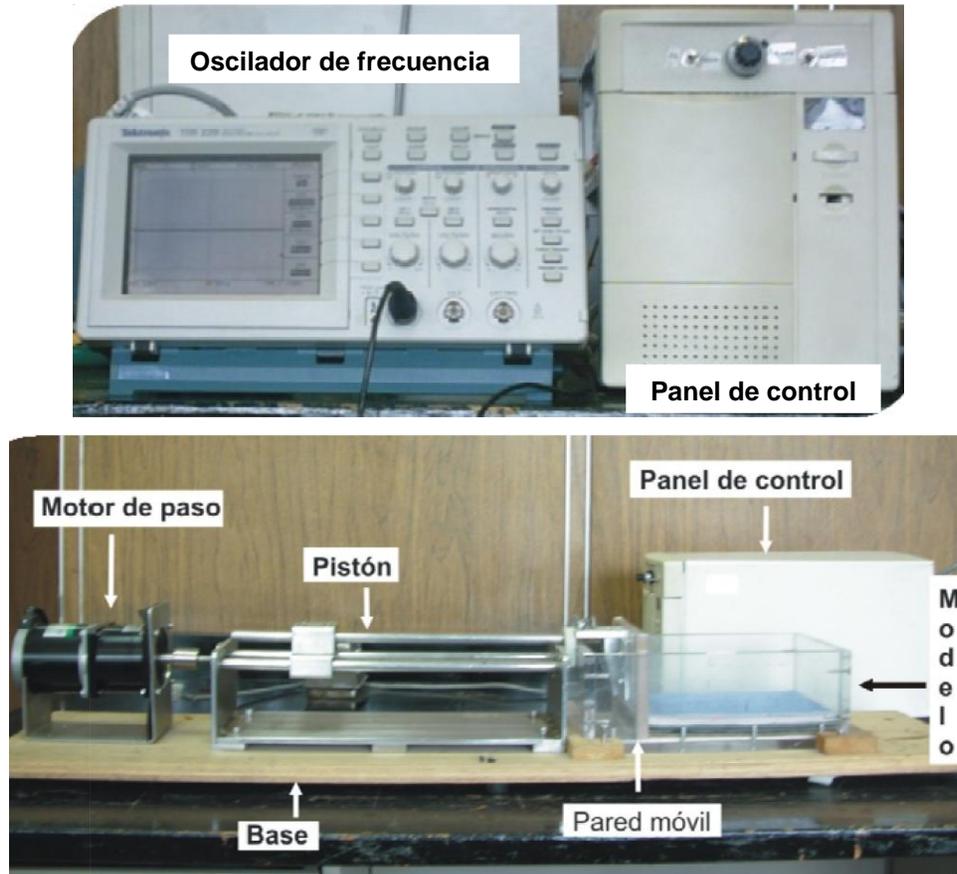


Figura 1-7 Equipo de modelado analógico del tipo “squeeze-box”.

Para lograr la similaridad geométrica se requiere que todas las proporciones del modelo, tal como las longitudes y los ángulos sean conservados entre el modelo y el prototipo natural. Para los modelos generados en este trabajo se determinó los espesores de las unidades estratigráficas, la longitud del modelo y la forma de la cuenca, utilizando una relación de longitud, donde 1 km en la naturaleza es representado por 1 cm en el experimento.

La similaridad cinemática requiere que tanto el modelo como el prototipo natural experimenten cambios similares en la forma y posición, tales como la secuencia de fallamiento o plegamiento llevados a cabo en cantidades proporcionales de tiempo. Para lograr esta similitud se determinó la secuencia de plegamiento y fallamiento, la duración de la

deformación y % de acortamiento reportadas en la literatura y lo obtenido en las secciones elaboradas en el área de estudio, para establecer la tasa de deformación.

Para que un modelo simule dinámicamente a su prototipo natural, un juego de relaciones adimensionales, las cuales se relacionan a las propiedades físicas de los materiales del modelo y las rocas naturales, deben ser similares. Algunas de estas propiedades físicas incluyen la gravedad, densidad, coeficiente de fricción interna, cohesión, viscosidad, etc.

El comportamiento de las rocas competentes que componen la cubierta sedimentaria fue simulado mediante el empleo de arena de cuarzo seca homogénea, la cual obedece el criterio de falla de Mohr-Coulomb. La densidad de la arena utilizada en los experimentos se ubica en el rango de entre 1520-1600 kg/m³ y el ángulo de fricción interna es de 30°, mientras que las rocas sedimentarias de la corteza superior presentan densidades entre 2650-2700 kg/m³ y ángulo de fricción interna de aproximadamente 30° (DAHLEN *et al.*, 1984; LIU *et al.*, 1992). Para representar el comportamiento dúctil de las rocas que componen el *décollement* basal de la Formación Minas Viejas, se utilizó el silicón SGM 36 PDMS manufacturado por Dow Cornig Ltd, el cual ha demostrado que exhibe un comportamiento Newtoniano (WEIJERMARS & SCHMELING, 1986; GROTENHUIS *et al.*, 2002).

Los modelos fueron construidos considerando un despegue basal de comportamiento dúctil, con una secuencia sobreyacente heterogénea con alternancia de capas de arena de cuarzo (comportamiento frágil) y mezclas de arena de cuarzo con silicón (comportamiento dúctil) o microesferas (arena de cuarzo con cubierta de porcelana) para representar comportamiento frágil-dúctil, todo sobre un basamento de comportamiento frágil. La secuencia estratificada fue deformada en una fase de acortamiento ortogonal utilizando % de acortamiento de 25 y 35%.

d) *Gabinete 2: Análisis de datos*

Se llevó a cabo una correlación espacial de las estructuras para determinar su extensión y variación geométrica lateral y vertical. Finalmente, el análisis estructural de las secciones regionales fue complementado con el balanceo de la sección estructural del cañón Santa Rosa

utilizando el software 2D-move para establecer el modelo geométrico y cinemático del frente de montaña de la SMO en el área de estudio.

La metodología de restauración consiste en remover la deformación paso a paso hacia atrás hasta alcanzar el estado no deformado en una sección geológica (VERGÉS *et al.*, 1996). Si se asume una deformación plana, la restauración estructural se efectúa como una transformación que invierte la deformación y mueve cada punto (x, y) en la sección actual a una posición restaurada (paleo-x, paleo-y; Figuras 1-8a y 1-8b; NUNNS, 1991). La trayectoria de la deformación y la deformación neta pueden ser descritas por vectores de plegamiento, los vectores de restauración que deben ser elegidos son los inversos de los vectores de plegamiento (Figura 1-8b; SUPPE *et al.*, 1997). Como no se puede observar en forma directa el vector de plegamiento, se necesita construirlo a partir de criterios geológicos razonables (NOVOA *et al.*, 2000).

Para restaurar la sección del área de estudio se utilizaron vectores paralelos a la superficie axial de las estructuras (Figura 1-8b), por estar comprobada su efectividad para pliegues de cobertura (NOVOA *et al.*, 2000). Esto generó como resultado una reconstrucción estructuralmente coherente. La relación geométrica entre las superficies axiales y los estratos varía según el modelo cinemático adoptado, aquí se consideró que las superficies axiales fueron, en todo momento, bisectrices de los estratos. En la sección utilizada para la restauración se ignoraron los efectos de la compactación, ya que la restauración sin tomar en cuenta la descompactación produce aún configuraciones estructurales correctas (NUNNS, 1991).

Para llevar a cabo la restauración de la deformación en el área de estudio se utilizó el programa 2D Move V. 5.1 de la Compañía Midland Valley. El programa utiliza el principio de restauración indicado en los párrafos anteriores e ilustrado en la Figura 1-8. Una premisa importante del software y que fue seguida aquí es la de reconstruir la deformación a su estado inicial considerando que las capas tienen espesores constantes antes y después de la deformación, son paralelas y que la deformación se acomodó por desplazamiento paralelo a las fallas y a las capas. Debido a lo anterior, la interpretación original que sigue los

lineamientos de la geología clásica para el graficado de una sección geológica, fue reinterpretada utilizando los pre-requisitos del software 2D Move V. 5.1. A partir de la sección reinterpretada, se procedió a remover la deformación de la sección geológica del área de estudio.

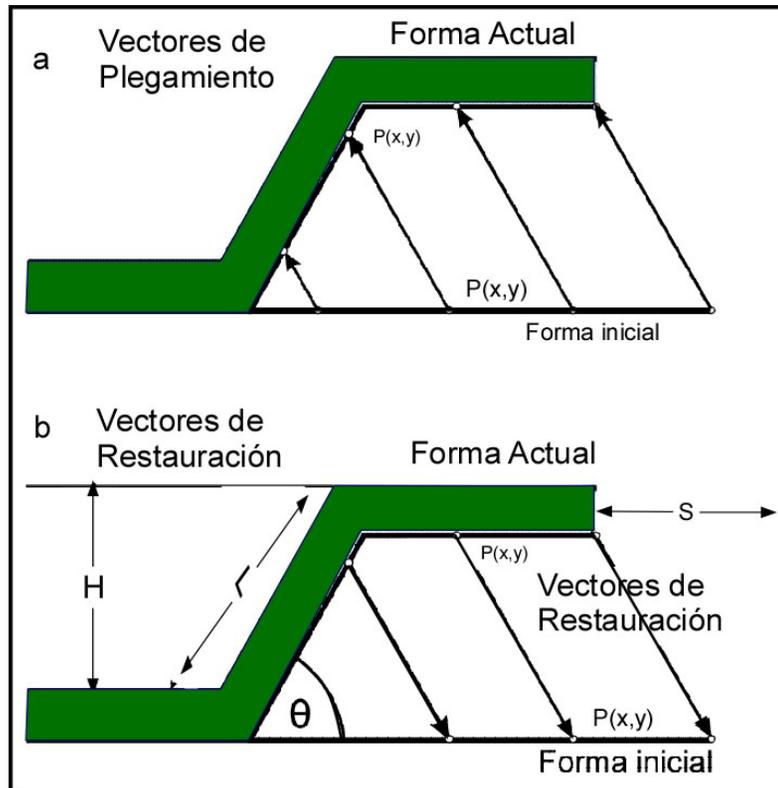


Figura 1-8 Vectores de plegamiento y de restauración utilizados en procesos de restauración de pliegues: a- los vectores de plegamiento definen el movimiento de las partículas durante la deformación; b- los vectores de restauración deben tener una dirección idéntica a los vectores de plegamiento, pero con sentido inverso (NOVOA *et al.*, 2000). Notación de los términos que se utilizan durante el proceso de restauración para obtener valores de deformación como: H = altura de la cresta; S = acortamiento; L = largo del limbo y θ = ángulo de rotación.

CAPITULO II

2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

La mayor parte de México es una amalgamación de terrenos adheridos al Sur de los Estados Unidos. Según lo anterior, la evolución del país geológicamente hablando, ha estado controlada por la acreción de terrenos tectonoestratigráficos a través de límites transformantes o convergentes en diferentes tiempos geológicos, siendo los terrenos consolidados al núcleo de México principalmente por emplazamiento de magmas (CAMPA & CONEY, 1983; SEDLOCK *et al.*, 1993 y ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1994).

El NE de México pertenece a la unión de dos provincias tectonoestratigráficas con características altamente contrastantes, la Provincia del Golfo de México al Este y la Provincia del Pacífico al Oeste. Estas provincias tectonoestratigráficas son grandes subregiones que tienen una evolución tectónica distinta, caracterizadas por diferentes paquetes estratigráficos, cinturones y estilos estructurales, los cuales responden a los ambientes tectónicos de cada provincia, así como a los cambios en el nivel del mar y al tipo de sedimentos y su fuente. La evolución tectónica de la Provincia del Golfo de México fue dominada por el desarrollo de una margen pasiva asociada a la apertura del Golfo de México durante el Triásico Tardío–Cretácico Temprano, tiempo a partir del cual se depositó la secuencia sedimentaria Mesozoica del NE de México. Por otro lado, la evolución tectónica de la Provincia del Pacífico estuvo influenciada por la subducción mesozoica a lo largo del margen Pacífico (DE CSERNA, 1989; SEDLOCK *et al.*, 1993; MORÁN-ZENTENO, 1994 y GOLDHAMMER, 1999).

GOLDHAMMER (1999) presentó un modelo en el que se muestra el proceso evolutivo del NE de México y por lo tanto de la SMO (Figura 2-1), el cual puede dividirse en tres eventos importantes: 1) La formación del supercontinente Pangea por la colisión de Laurasia y Gondwana, 2) la formación de una margen pasiva por el *rifting* y deriva que dio origen al Golfo de México, y 3) el levantamiento de la secuencia sedimentaria de margen pasiva durante la influencia de una margen activa en el Cretácico tardío. En este modelo, el diagrama del Cretácico Temprano diferiría del propuesto por CONEY (1983), quien menciona que para este

tiempo no debió haber subducción en el borde Pacífico de México, debido a que hubiera sido imposible que se desarrollaran las plataformas carbonatadas y cinturones arrecifales que rodearon al Golfo de México durante este tiempo.

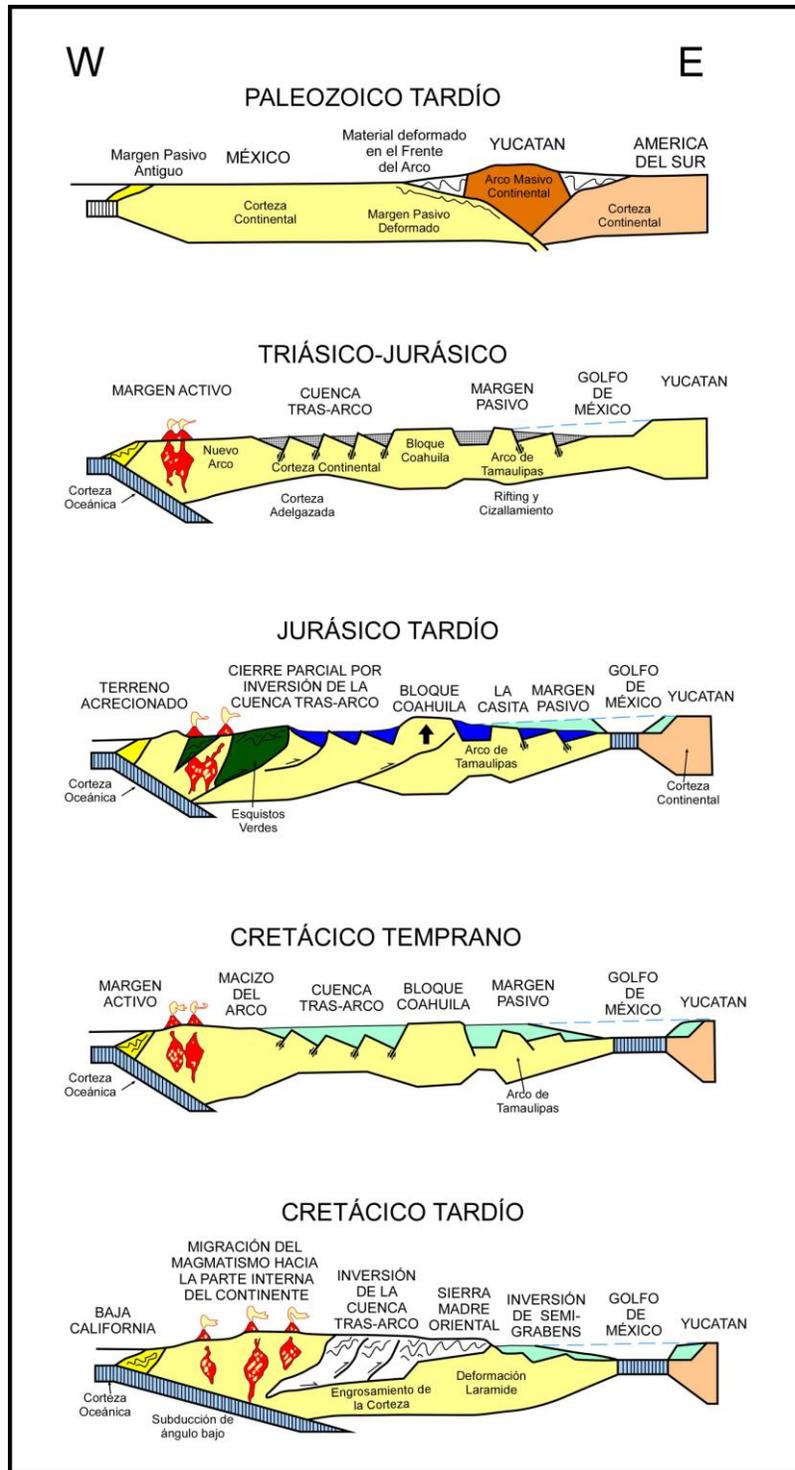


Figura 2-1 Modelo de evolución tectónica para el NE de México (GOLDHAMMER, 1999).

2.2 NORESTE DE MÉXICO

Como se menciona anteriormente, el NE de México se configuró a través de la influencia de una margen pasiva en el Este y de una margen activa en el Oeste. La complejidad del NE de México queda a la luz mediante el análisis de imágenes de satélite o a través de mapas regionales. Usando estas herramientas ha sido posible definir sub-provincias geológicas y elementos estructurales, los cuales exhiben relieves, alineamientos y distribuciones características. A continuación, se describen algunos elementos estructurales y sub-provincias geológicas del NE de México (Figura 2-2).

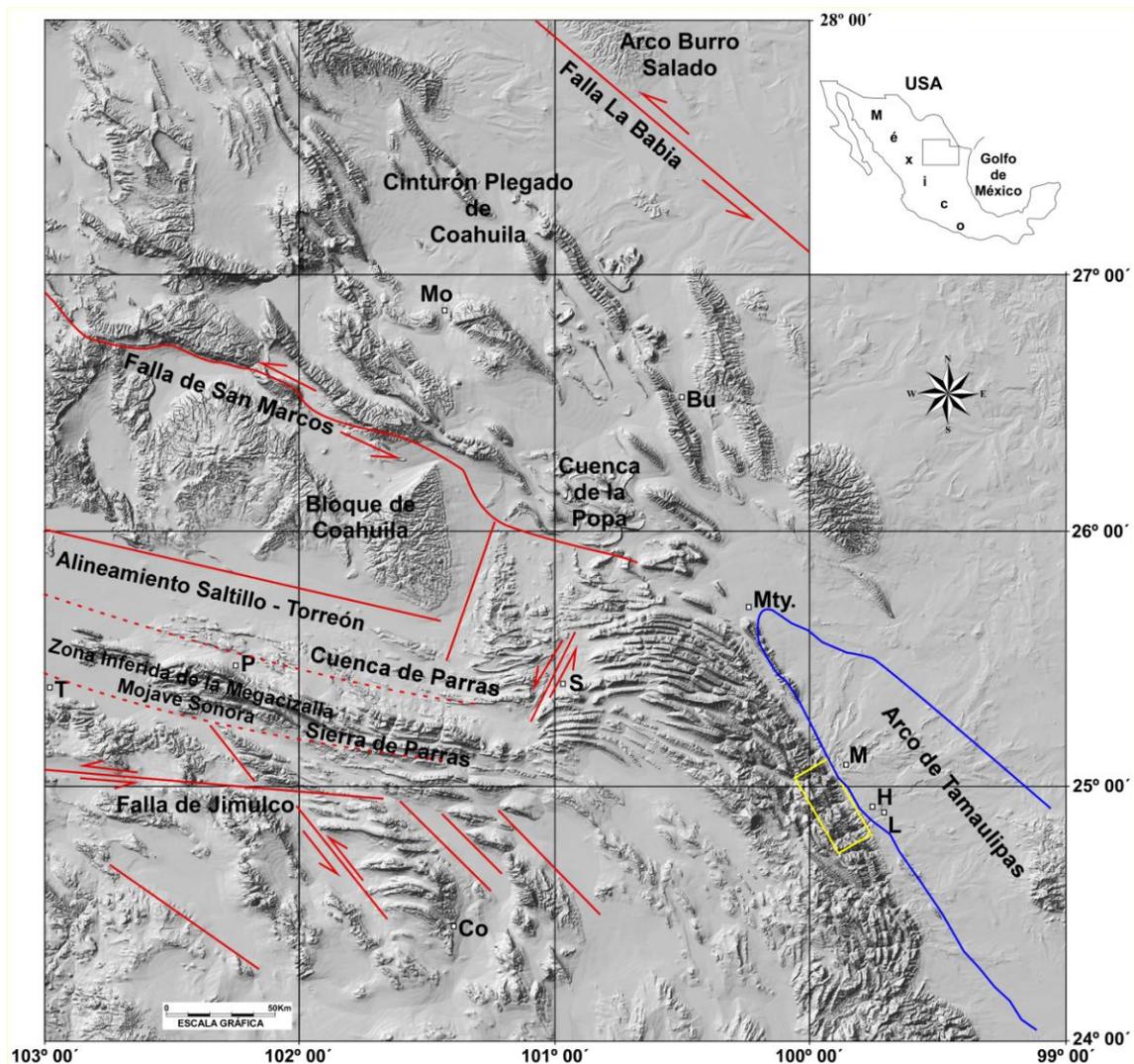


Figura 2-2 Marco tectónico del NE de México. Las líneas indican lineamientos. Abreviaciones: Mo: Monclova, Bu: Bustamante, Mty: Monterrey, T: Torreón, P: Parras, S: Saltillo, M: Montemorelos, H: Hualahuis, L: Linares y Co: Concepción del Oro (Figura integrada de MCKEE *et al.*, 1990; VÉLEZ-SCHOLVIN, 1990 y GOLDHAMMER, 1999). El recuadro amarillo al Oeste de M, H y L corresponde al área de estudio de la presente tesis.

2.2.1 Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental

El Cinturón Plegado y Cabalgado de SMO es el rasgo tectónico más sobresaliente del NE de México, abarcando desde la parte Sur de Parral Chihuahua (límite Norte) hasta Tezuitlán, Puebla (límite Sur; Figura 2-3).

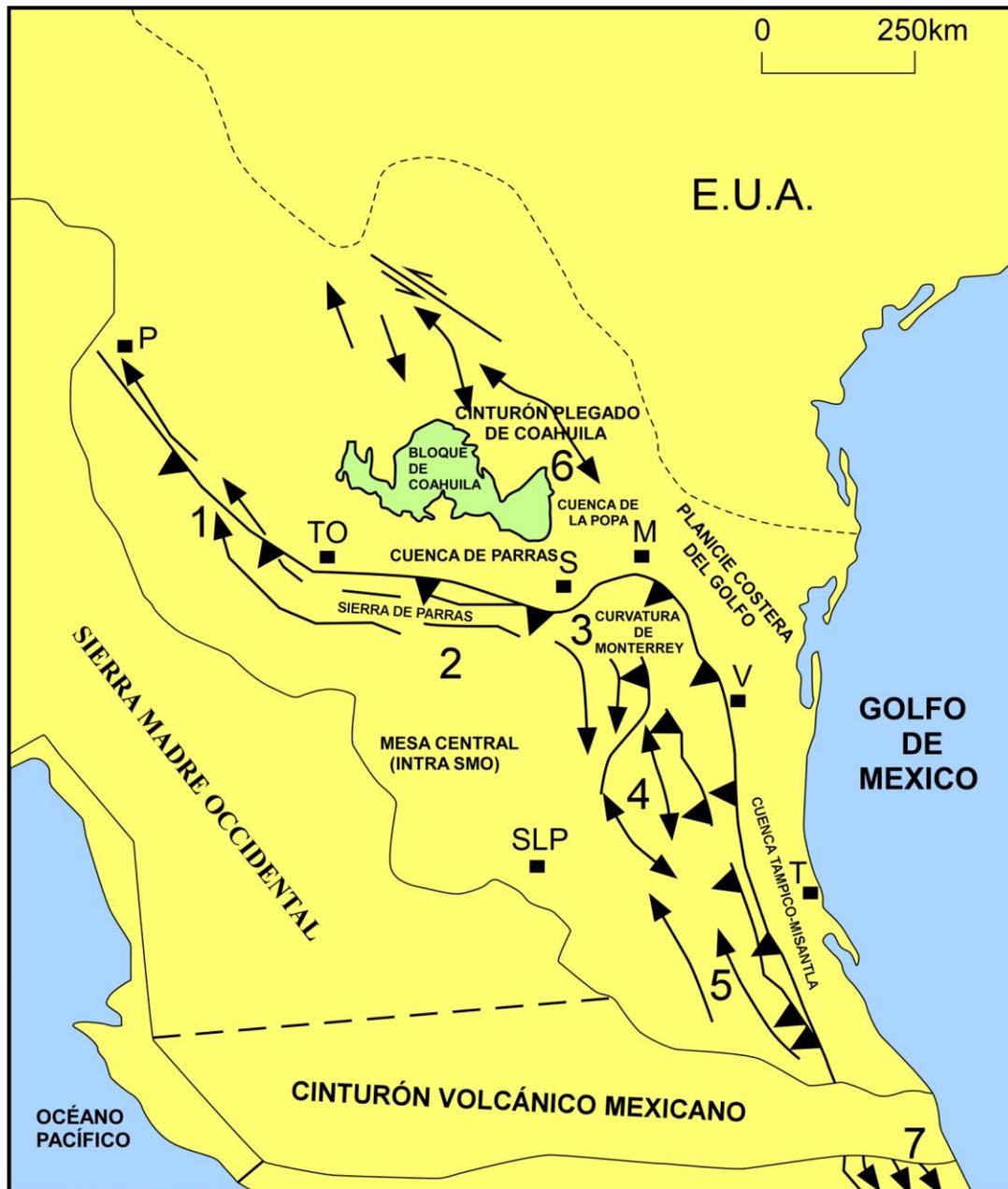


Figura 2-3 Distribución de sectores del frente Tectónico SMO. 1 San Pedro del Gallo, 2 Transversal de Parras, 3 Saliente de Monterrey, 4 Valles, 5 Huayacocotla, 6 Cinturón Plegado de Coahuila, 7 Región Zongolica, P: Parral, TO: Torreón, M: Monterrey, V: Victoria, T: Tampico, SLP: San Luis Potosí, S: Saltillo (EGUILUZ *et al.*, 2000).

Desde el punto de vista estructural, la SMO consiste de una cadena de pliegues elongados, con flancos que van desde inclinaciones suaves hasta verticales con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones presentan vergencia opuesta en dirección al transpaís. El rumbo de las estructuras principales presenta cambios en su dirección (con orientación NW-SE de Parral, Chih. a Torreón Coah., cambiando a una dirección cercanamente E-W entre Torreón y Saltillo, Coah., NE-SE en dirección hacia Monterrey, N.L y NNW-SSE hasta la región de Tuxtepec, Oax.), así como variaciones en la longitud y amplitud de onda de sus pliegues, así como cambios en la anchura de la cadena deformada. Las estructuras principales de la SMO fueron generadas por deformación de cobertura, aunque en algunas zonas a lo largo de la SMO se ha reportado que el basamento cristalino fue localmente involucrado durante la deformación (EGUILUZ *et al.*, 2000; ZHOU *et al.*, 2006).

Aspectos como la litología, distribución de litofacies, paleogeografía y morfoestructuras fueron utilizados por EGUILUZ *et al.* (2000) para dividir al Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO en 5 sectores (Figura. 2-3): 1) Sector San Pedro del Gallo, correspondiente al extremo NW del cinturón plegado; 2) Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila; 3) Sector Saliente de Monterrey, ubicado desde el poniente de Monterrey hasta Arramberri, N.L.; 4) Sector Valles, entre Cd. Victoria, Tamps. y Valles S.L.P., y 5) Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Pue. Las rocas que componen el Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO fueron depositadas siguiendo un patrón de control que impusieron los bloques paleotectónicos generados durante la apertura del Golfo de México; posteriormente la secuencia mesozoica sería afectada por los esfuerzos generados por la multicitada orogenia Laramide del Cretácico Tardío-Terciario Temprano.

2.2.2 Bloque de Coahuila

El Bloque de Coahuila es un alto estructural que influyó de manera notable en la evolución estratigráfica y tectónica del NE de México. Se encuentra delimitado al Sur por la zona de fractura Torreón-Monterrey (ANDERSON & SILVER, 1979), que lo separa de la cuenca de Parras; al Oeste por el Cinturón Plegado de Chihuahua, donde se encuentra sepultado por rocas ígneas del Campo Volcánico de Camargo (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2003); al Norte está limitado por la falla San Marcos o lineamiento Sierra Mojada-China

(MCKEE *et al.*, 1979; CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; MCKEE *et al.*, 1984, 1990; CHÁVEZ-CABELLO *et al.*, 2005), la cual lo separa del cinturón Plegado de Coahuila y al Este por las cuencas de Parras y la Popa (Figuras 2-2 y 2-3).

El Bloque de Coahuila se compone principalmente por intrusiones de granito y granodiorita de edad Pérmico-Triásico (WILSON *et al.*, 1984), además de una gruesa secuencia de tipo flysch y volcánicla de edad Pensilvánico Medio al Pérmico (MCKEE *et al.*, 1988; WILSON, 1990). Las rocas más jóvenes es la evaporita de la Formación Acatita y caliza de plataforma de la Formación Treviño, las cuales sobreyacen de manera discordante a las rocas de basamento antes mencionadas.

2.2.3 Arco de Tamaulipas

El arco de Tamaulipas corresponde a una zona de basamento somero con orientación NNW que se ubica dentro de los estados de Nuevo León y Tamaulipas (Figura 2-2). Se encuentra limitado al Este por la falla lateral Tamaulipas-Chiapas (movimiento dextral), la cual permitió la migración hacia el Sur del Bloque de Yucatán en el Jurásico Medio (PINDELL & DEWEY, 1982; PINDELL, 1985; WILSON, 1990).

Este alto estructural corresponde a un basamento compuesto de rocas intrusivas granodioríticas de edad Permo-Triásico, correspondiente al arco magmático continental desarrollado en el margen Oeste de la parte central de Pangea, cerca de lo que hoy es el Este de México (SEDLOCK, 1993; DICKINSON & LAWTON, 2001). Autores como AGUAYO-CAMARGO (1978) y WILSON *et al.* (1984) estiman que este alto de basamento estuvo expuesto desde el Triásico Tardío al Tithoniano, tiempo en el que fue transgredido por el mar (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986 y GOLDHAMMER, 1999).

Este arco se caracteriza por tener anticlinales amplios, que en superficie forman montañas elongadas de bajo relieve (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986), que posteriormente fueron intrusionadas por cuerpos graníticos durante el Oligoceno y Mioceno (LÓPEZ-RAMOS, 1981).

2.2.4 Cinturón Plegado de Coahuila

El Cinturón Plegado de Coahuila se encuentra delimitado al Este y SE por el Arco de Tamaulipas, al SW por el Bloque de Coahuila a través de la falla San Marcos, al NE se encuentra sepultado por rocas de la Sierra Madre Occidental y por el Campo Volcánico de Camargo del Plioceno-Cuaternario, al Norte por el Cratón Coahuila-Texas (SMITH, 1981). Dentro de ésta área se encuentra el Golfo o Cuenca de Sabinas (Figuras 2-2 y 2-3).

El Cinturón Plegado de Coahuila está compuesto de rocas sedimentarias del Mesozoico (espesor > 5000 m en la Cuenca de Sabinas) que se depositaron entre la Plataforma Burro-Peyotes y la Plataforma de Coahuila, plegadas y cabalgadas sobre las plataformas mencionadas durante la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío-Eoceno en el NE de México (MURRAY, 1959; MCBRIDE *et al.*, 1974; CHARLESTON, 1981; MITRE-SALAZAR, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; EGUILUZ, 2001).

La mitad Norte de este cinturón se caracteriza por anticlinales aislados con planos axiales verticales, con rumbos NW-SE, frecuentemente arreglados *en echelón* y separados por valles sinclinales amplios. En algunos anticlinales los núcleos fueron intrusionados por evaporitas del Calloviano-Oxfordiano Temprano (Formación Olvido-Minas Viejas). Estas unidades, al parecer, controlaron despegues sedimentarios que definieron los estilos de la deformación en la parte septentrional del cinturón (MURRAY *et al.*, 1962; SMITH, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982 y LAUDON, 1984). Por otro lado, la mitad SW del cinturón plegado, muestra pliegues más apretados, con vergencias hacia el SW, fallas inversas y cabalgaduras con transporte tectónico en la misma dirección que los pliegues; esta región muestra características de haber involucrado al basamento dentro de la deformación (CHÁVEZ-CABELLO, 2005).

2.2.5 Arco Burro Salado

El Arco Burro Salado o Cratón Coahuila-Texas se encuentra localizado al Norte del Estado de Coahuila y está limitado al SW por la Falla La Babia o lineamiento Boquillas del Carmen-Sabinas, la cual se ha inferido que tuvo un movimiento lateral izquierdo (Figura, 2-2; CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982). Esta falla estuvo activa durante el

Triásico Tardío-Jurásico Medio durante el *rifting* continental del NE de México y probablemente fue reactivada durante la Orogenia Laramide en el Paleógeno (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

El Arco Burro Salado tiene un basamento compuesto de rocas metasedimentarias del Paleozoico Tardío, ubicadas en la zona interior del Cinturón Ouachita-Marathon (FLAWN & MAXWELL, 1958; WILSON, 1990). Las rocas más antiguas se encuentran en la Sierra del Carmen y son del Paleozoico (FLAWN *et al.*, 1961; CARPENTER, 1997), aunque también hay posibilidades de que haya rocas del Precámbrico (GARRISON, 1978).

El Arco Burro Salado fue progresivamente transgredido por los mares del Cretácico y totalmente cubierto antes del Maastrichtiano. Las estructuras presentes son anticlinales amplios y suaves orientados NW-SE similares a los del Bloque de Coahuila. Los anticlinales más importantes son el Burro, Peyotes y el Carmen (MURRAY, 1959). El Arco Burro Salado es una prolongación hacia el NE del Arco de Tamaulipas que se encuentra localizado al SE (WILSON, 1990).

2.2.6 Cuencas de antepaís periféricas a la SMO

La SMO está limitada por cuencas de antepaís periféricas, incluyendo las de Parras–La Popa, al Norte, y Tampico–Misantla y Veracruz, al SE (Figuras 2-2 y 2-3).

Las cuencas de antepaís, como la Cuenca de Parras y la Popa, presentan depósitos deltáicos y de aguas someras del Cretácico Superior–Terciario (Grupo Difunta), los cuales fueron deformados durante la Orogenia Laramide. En la Cuenca de Parras, la deformación es muy intensa presentando pliegues apretados y alargados. La Cuenca La Popa se caracteriza por la presencia de domos y diapiros salinos que fueron producto tanto de deformación contraccional como por procesos halocinéticos. Las Cuencas Tampico–Misantla y Veracruz presentan depósitos de aguas profundas y turbiditas del Cretácico Superior y Terciario. El desarrollo de estas cuatro cuencas tiene relación directa con el origen de la SMO (YE, 1997).

2.3 RECONSTRUCCIÓN DE PANGEA

Existe deformación, metamorfismo y sedimentación sin-orogénica del Mississípico al Pérmico en el orógeno Ouachita-Apalachiano que ha sido atribuido a la colisión diacrónica entre Gondwana y América del Norte (HATCHER, 1972; KING, 1975; WALPER, 1980 en SEDLOCK *et al.*, 1993), dando como resultado una zona de sutura que se interna hacia México desde la región Marathon hasta el límite entre Chihuahua y Coahuila (Figura 2-4; SEDLOCK *et al.*, 1993).

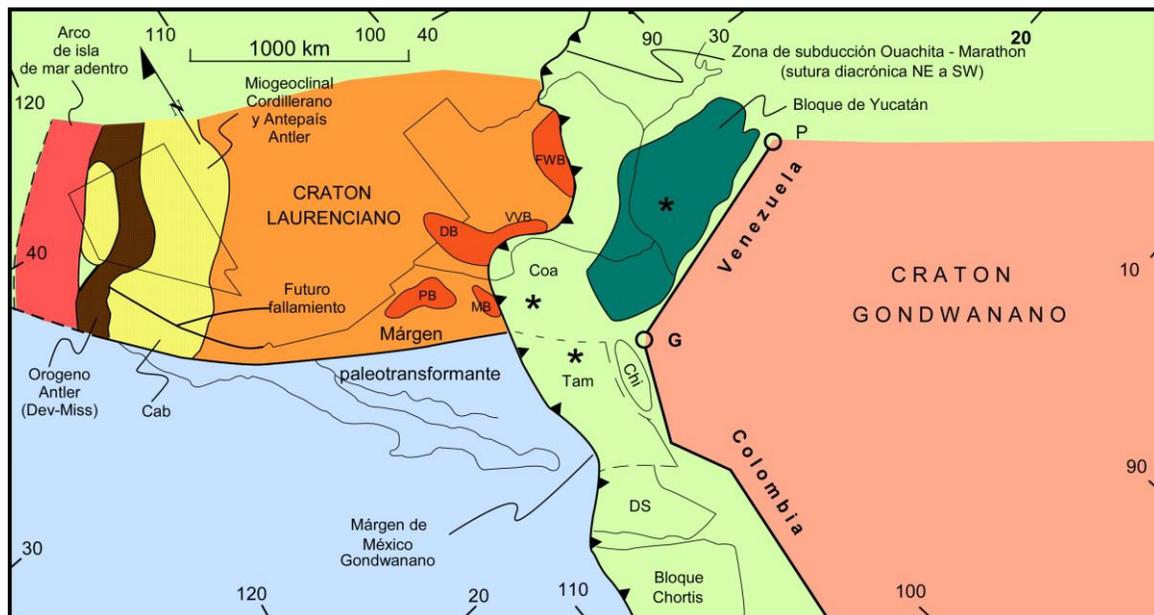


Figura 2-4 Reconstrucción de México en el Pérmico. Los asteriscos marcan el registro de magmatismo de arco del Carbonífero (VIELE & THOMAS, 1989; MARTON & BUFLER, 1994; LÓPEZ, 1997 y STEWART *et al.*, 1999), a lo largo del margen de Gondwana antes de la sutura intercontinental Ouachita-Marathon. La línea con triángulos representa la ubicación de la zona de sutura Ouachita-Marathon del pre-Wolfcampiano Medio. La línea gruesa marca la margen reestablecida del basamento del NW de América del Sur dentro de la Pangea. Abreviaciones: Chi: Macizo Chiapas, Cab: Bloque Caborca (reestablecido), Coa: Bloque de Coahuila, DS: Bloque del Sur, G: Península Guajira (Colombia; reestablecido), HB: Cuenca Havallah (ahora deformada como el alóctono Golconda), P: Península de Paria (Venezuela; reestablecido), Tam: Bloque de Tampico. Cuencas de antepaís: FWB: Fort Worth, VVB: Val Verde, DB: Delaware, PB: Pedregosa y MB: Marfa (Figura integrada de SEDLOCK *et al.*, 1993 y DICKINSON & LAWTON, 2001).

La zona de sutura pérmica del Sur de los Estados Unidos se debe a la subducción de corteza oceánica hacia el Sur, como lo sugieren los complejos acrecionarios y las cuencas de antepaís del Norte y NW del área Monterrey-Salttillo (cuencas Delaware, Val Verde, Fort Worth, Marfa y Pedregosa), para de esta manera formar un arco continental en la parte Norte de América del Sur (Gondwana; Figura 2-4). Es de destacar que tal evento fue de gran

importancia para México ya que terrenos como Coahuila y Maya fueron acrecionados (CAMPA & CONEY, 1983) a Laurencia para este tiempo y posteriormente secuestrados durante la disgregación del Triásico-Jurásico (Figura 2-1).

La formación de la Pangea fue un evento que permitió configurar el basamento de la SMO y su antepaís con rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad Precámbrica, en Peregrina, Tamps. (CARRILLO, 1961; DE CSERNA *et al.*, 1977, RAMÍREZ, 1978) o el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla (CARRILLO, 1965), hasta esquistos de edad preoxfordiana, que aparecen esparcidos en San Julián, Zac. (CÓRDOBA, 1965), Jimulco, Coah. (KELLUM, 1932), Aramberri, N.L. y Miquihuana, Tamps. (IMLAY, 1937), Peregrina (CARRILLO, 1961) y Teziutlán, Pue. (VINIEGRA, 1963). Sedimentos del Paleozoico que afloran en Las Delicias, Coah. (KING, 1934) y Peregrina, Tamps. (CARRILLO, 1961).

Por otro lado, se ha documentado la existencia de ensambles de roca de edad Permo-Triásico en el basamento de los altos estructurales como el Bloque de Coahuila y Arco de Tamaulipas. El origen de estos ensambles de roca ha sido interpretado por TORRES *et al.* (1999) como el producto de subducción al Este en la parte Oeste de Pangea justo después del desarrollo del Cinturón Ouachita-Marathon.

2.4 RIFTING Y DERIVA (FORMACIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO)

Con la colisión de América del Sur y América del Norte, la zona de debilidad resultante (zona de sutura) fue el punto de inicio para el proceso de *rifting*, cuyo detonante pudo haber sido la instauración de una pluma del manto que disparó la inestabilidad cortical (MAY, 1971). Lo anterior, condujo a una extensión intracontinental al Norte del Bloque de Yucatán (Figura 2-1 y 2-4), y dentro de los Bloques Coahuila, Tampico y Del Sur, para después generar altos (Isla de Coahuila, Arco Burro-Salado, Archipiélago de Tamaulipas e Isla la Mula) y bajos estructurales (Cuencas de Sabinas, Cuenca de Maverick, Cuenca Mexicana, Canal de Monterrey y Canal de Chihuahua; Figura 2-5). Estos altos del basamento están limitados por fallas corticales que en su inicio presentaron movimientos normales (Figura 2-2; *i. e.*, La Babia y San Marcos) para generar fosas y pilares que controlaron la distribución de las

facies que componen la columna estratigráfica del NE de México (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986 y GOLDHAMMER, 1999).

Se piensa que la ruptura continental estuvo acompañada por desplazamientos laterales importantes en el Norte y SW de México que desplazaron terrenos tectonoestratigráficos del NW hacia el SE (SILVER & ANDERSON, 1974; ANDERSON & SCHMIDT, 1983; GRAJALES-NISHIMURA *et al.*, 1992; SEDLOCK *et al.*, 1993; JONES *et al.*, 1995 y MCKEE *et al.*, 1999). Contemporáneo a este evento de *rifting*, se cree que se desarrolló el arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico del Norte y NW de México, por lo que las condiciones tectónicas fueron complejas (DICKINSON & LAWTON, 2001).

Esta etapa de ruptura duró aproximadamente 50 Ma (Triásico Tardío-Jurásico Temprano a Tardío) y es dentro de este periodo de tiempo en el que se produce la rotación antihoraria de aproximadamente 30° del Bloque de Yucatán a través de la falla transformante de Tehuantepec (DICKINSON & LAWTON, 2001) o Tamaulipas-Chiapas (GOLDHAMMER, 1999), esto como preparación para su futura migración junto con América del Sur hacia el Sur.

Con base en lo expuesto anteriormente, se dieron las condiciones propicias para configurar la columna estratigráfica del NE de México (Figura 2-6). Los sistemas de *horst* y *graben* actuaron como zonas de aporte y depósito de sedimentos, respectivamente, para la secuencia continental del Grupo Huizachal, el cual está compuesto por las Formaciones La Boca y La Joya. Esta secuencia se depositó en un ambiente continental, controlado por movimientos verticales ejercidos a través del fallamiento normal entre bloques, siendo distribuida de manera no uniforme y discordante sobre el basamento Paleozoico.

Posteriormente, las áreas continentales de bajo relieve, debido al *rifting*, experimentaron una transgresión marina proveniente del Este (Mar del Tethys) en el Jurásico Medio (Calloviano), depositándose secuencias evaporíticas de la Formación Minas Viejas bajo condiciones restringidas en una cuenca somera (Figura 2-7), alcanzando hasta 1000 m de espesor en el área de Monterrey-Saltillo (GOLDHAMMER, 1999).

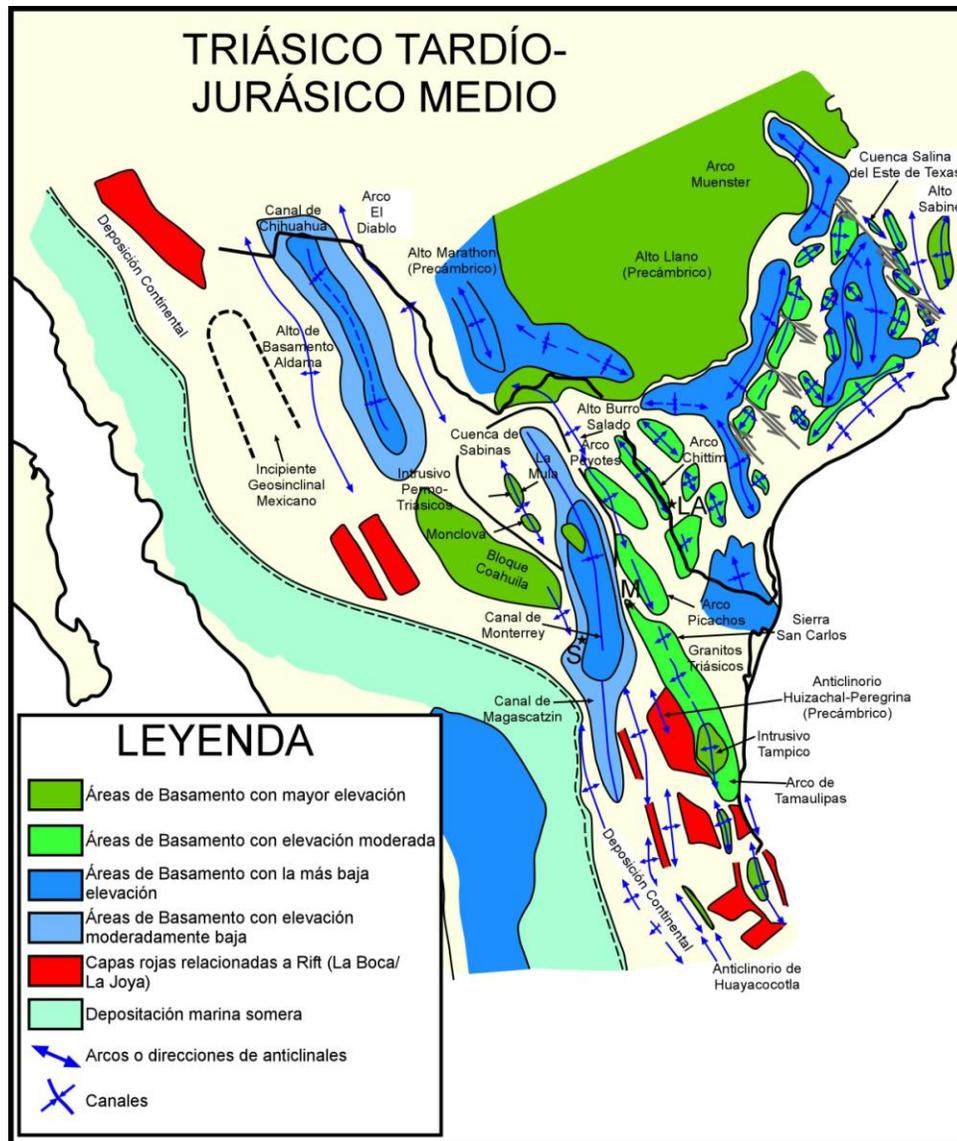


Figura 2-5 Paleogeografía del NE de México en el Triásico Tardío-Jurásico Medio. El intrusivo Tampico es un rasgo post-Cretácico Inferior. Abreviaciones: M: Monterrey; S: Saltillo; y LA: Laredo, Texas. Como escala, la distancia entre Monterrey y Saltillo es de 75 km (GOLDHAMMER, 1999).

La “**etapa de deriva**”, inició a partir de que la corteza continental alcanzó un adelgazamiento crítico para permitir la instauración de la dorsal oceánica en la parte central del Golfo de México. El tiempo en el que ocurrió la instauración de la dorsal oceánica, fue definido a partir de que las secuencias evaporíticas del Calloviano, depositadas sobre la corteza continental adelgazada, fueron cortadas y separadas (SALVADOR 1991b). Se estima que la dorsal operó entre el Jurásico Medio–Tardío o Jurásico Temprano–Tardío. El desarrollo de la dorsal permitió la migración del Bloque de Yucatán al Sur con un movimiento de

rotación antihorario de $\sim 42^\circ$ junto con un movimiento de traslación, a lo largo de la falla transformante de Tehuantepec. A partir del Jurásico Tardío, por mecanismos aún desconocidos, la dispersión en la parte central del Golfo cesó y migró hacia el Este para generar el Océano Atlántico (PINDELL, 1985, 1993; ROSS & SCOTESE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990; MARTON & BUFFLER, 1994). A partir de este tiempo, la cuenca del Golfo de México fue estable caracterizándose por subsidencia producto de enfriamiento termal y relleno parcial posterior.

Al comienzo del Jurásico Tardío (Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano) la depositación estuvo controlada por altos estructurales y afectada por la subsidencia diferencial en conjunto con subsidencia tectónica. La deposición se llevó a cabo mediante rampas que bordearon las masas expuestas, depositándose sedimentos terrígenos en las áreas marginales (Formación La Gloria), cambiando lateralmente a caliza de agua somera (Formación Zuloaga y Novillo; GOLDHAMMER, 1999), y evaporita con carbonatos de la Formación Olvido. Estas rampas o plataformas se ubicaron hacia el Sur de la Isla de Coahuila, y hacia el Sur y Este del Arco Burro-Salado (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

Posteriormente, para el Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano se depositó la Formación La Casita en un ambiente deltáico, en las áreas distales se acumulaban arcilla y carbonato de agua profunda de la Formación La Caja, al Sur del Bloque de Coahuila, y caliza y lutita de agua somera de la Formación Pimienta en la parte Este del Golfo de Sabinas y Este del Arco de Tamps. Para el Tithoniano, el Arco de Tamaulipas estaba cubierto por el mar (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986 y GOLDHAMMER, 1999).

En el período Berriasiano-Valanginiano ocurre la deposición de la Formación Taraises en un ambiente de plataforma marina abierta, salvo en el área de Galena, N.L., donde se encuentra el miembro Galeana, que consiste de arenisca de estratos medianos a gruesos y donde ALVARADO-MOLINA (2004) menciona un ambiente deltáico de sedimentos provenientes de la Isla de Terán. Por otro lado, también se depositó la Formación Carbonera en la parte Sur de la Isla de Coahuila en un ambiente deltáico (EGUILUZ, 1991), mientras que en la parte Norte de la Isla de Coahuila se depositaron las Formaciones San Marcos (MCKEE

et al., 1990) y Hosston en un ambiente continental con sus variaciones de facies distales como las Formaciones Barril Viejo y Menchaca en la Cuenca de Sabinas.

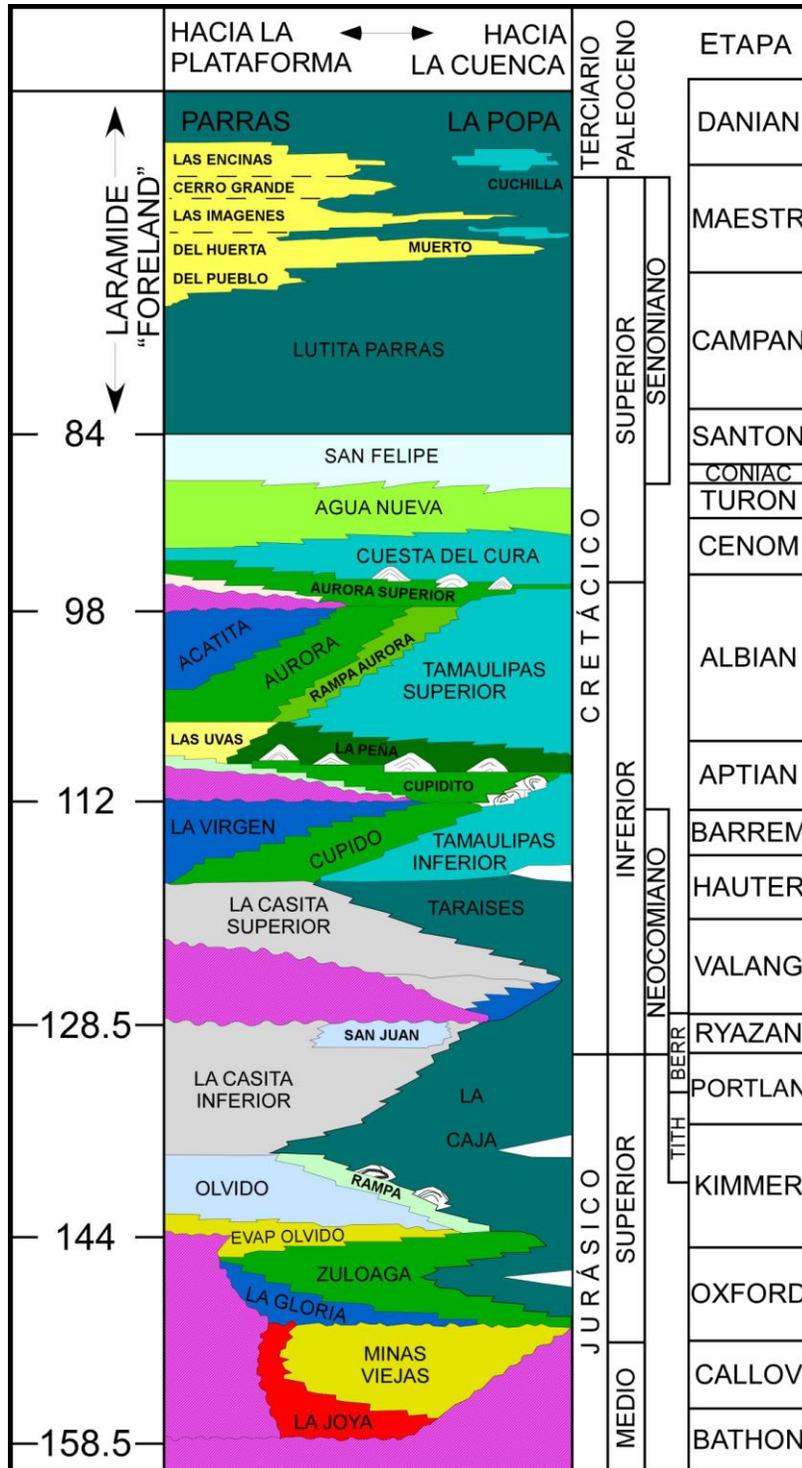


Figura 2-6 Columna cronoestratigráfica del NE de México. Parches de arrecifes y construcciones aisladas de carbonatos se muestran como pequeños domos con líneas concéntricas internas (GOLDHAMMER, 1999).

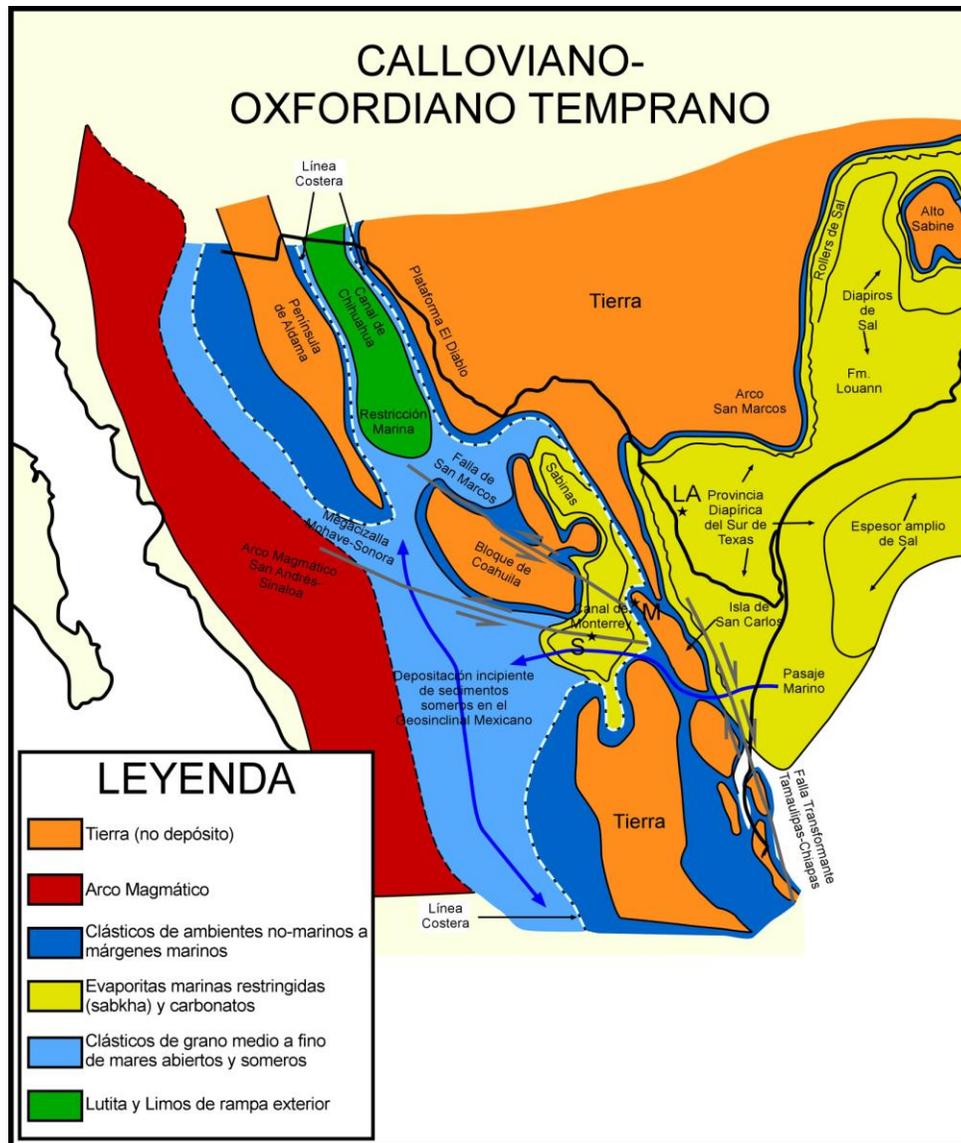


Figura 2-7 Paleogeografía del Calloviano-Oxfordiano Temprano para el NE de México (GOLDHAMMER, 1999).

Para el Barremiano-Aptiano Temprano inició la acumulación de gruesas secuencias de carbonato, limolita y evaporita (detrás de arrecife) bordeados por un cinturón de arrecifes pertenecientes a la Formación Cupido. Hacia la parte exterior de este borde se acumuló carbonato de agua profunda de la Formación Tamaulipas Inferior. Para el área Norte, NE y Este de la Isla de Coahuila se depositaron rocas clásticas de las Formaciones Pátula y La Mula. Estas rocas que bordearon la Isla de Coahuila, cambian de facies a evaporitas marinas

restringidas y carbonatos peritidales de la Formación La Virgen (Figura, 2-8; GOLDHAMMER, 1999).

La deposición de carbonatos fue interrumpida por pulsos menores de sedimentación de clásticos de la Formación La Peña en el Aptiano Tardío, relacionado quizá a efectos tectónicos que indujeron a un aumento en el nivel del mar, que condujo a que ocurriera la transgresión total de la Isla de Coahuila.

Para el Albiano-Cenomaniano, nuevamente se desarrolló una plataforma tipo rampa; ésta controló el depósito de la Formación Aurora bordeando al parcialmente sumergido Bloque de Coahuila y el depósito de su equivalente de cuenca la Formación Tamaulipas Superior. Detrás de la barrera arrecifal de la Formación Aurora que bordeaba el área de la Isla de Coahuila y el Arco Burro Salado, la circulación restringida de agua permitió el depósito de sedimentos calcáreos, evaporita y limo de las Formaciones Acatita y McKnight. Por otro lado, en el Golfo de Sabinas, la Formaciones Tamaulipas Superior y Grupo Washita se depositaron en un ambiente de aguas profundas, mientras que para el Sur de la Isla de Coahuila se depositó la Formación Cuesta del Cura sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Superior (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

2.5 OROGENIA LARAMIDE

Es importante señalar que mientras en el Este de México continuaba la deposición de sedimentos en extensas plataformas, en el Oeste, durante el intervalo de tiempo entre 132 a 80 Ma previo al inicio de la deformación Laramide, corresponde a un período prolongado de acortamiento y levantamiento continuo en el borde occidental de Baja California (SCHMIDT & PATERSON, 2002), que incluyó la acreción del arco Alisitos-Guerrero (Figura 2-9a).

Durante el rango de tiempo entre 80 y 40 Ma, en el Oeste de México comenzó la migración del magmatismo de arco hacia la parte interna del continente, desencadenándose la orogenia Laramide por efecto de la subducción más horizontal (CONEY, 1976; CONEY & REYNOLDS, 1977 y DICKINSON & SNYDER, 1978). El inicio de la deformación Laramide acentuó el acortamiento y emplazamiento de magmas que componen las raíces de la Sierra

Madre Occidental (DAMON *et al.*, 1981; CLARK *et al.*, 1982 y MCDOWELL *et al.*, 2001) y levantamiento en el NW de México (Figura 2-9b).

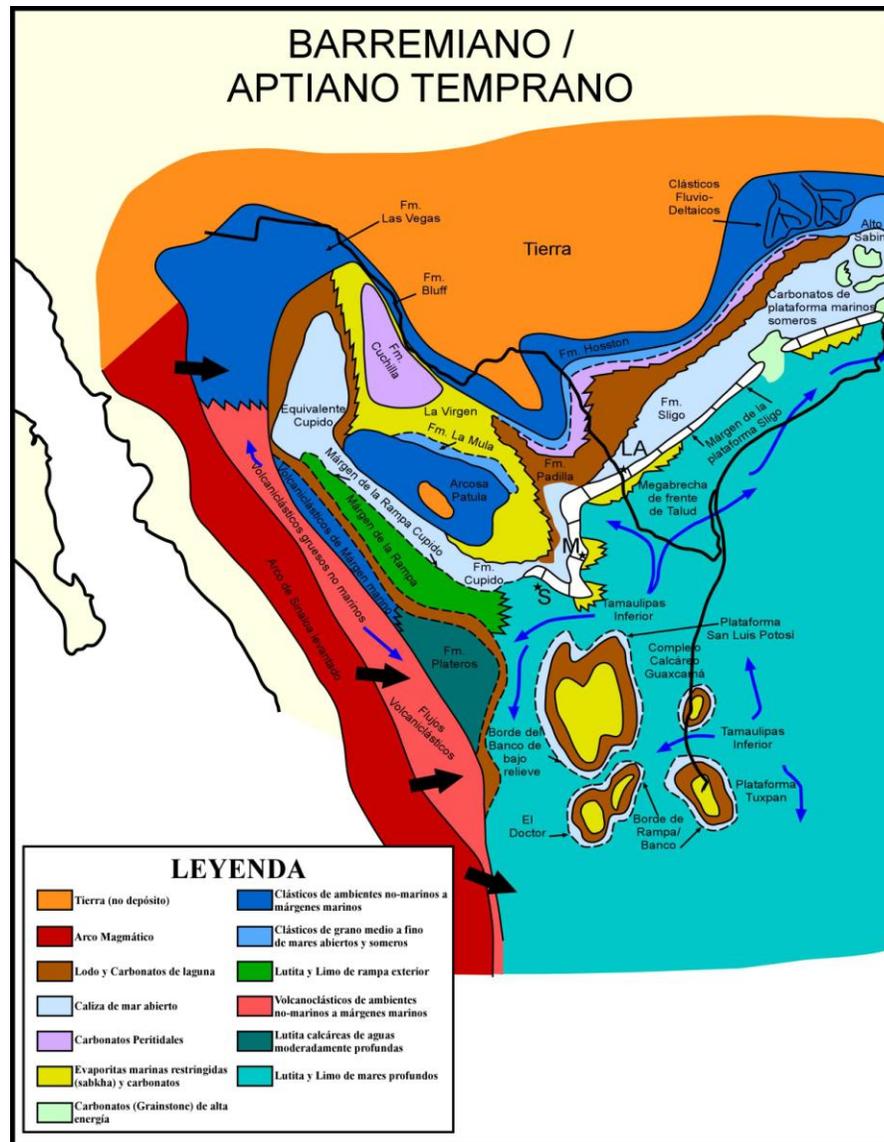


Figura 2-8 Paleogeografía del Barremiano al Aptiano Inferior (GOLDHAMMER, 1999).

Desde finales de Cenomaniano hasta el Turoniano, EGUILUZ & CAMPA (1982) reconocieron cambios en las facies sedimentarias en el NE de México, al parecer relacionadas con un levantamiento regional; dando lugar a la deposición de la secuencia de carbonato de agua profunda con material arcilloso de la Formación Agua Nueva en la SMO, mientras que en el área de la Cuenca de Sabinas se depositó la Formación Eagle Ford, e Indidura en la parte

Sur y SW de la Isla de Coahuila, estas dos equivalentes de la Formación Agua Nueva. Posteriormente, en el Coniaciano-Santoniano, un ligero cambio en las condiciones toma lugar y se deposita carbonato y lutita de agua somera; en la Cuenca de Sabinas se depositó la caliza Austin, al Sur de la Isla de Coahuila se depositó arenisca y lutita de la Formación Caracol, en el área entre Torreón y Monterrey se depositó la Formación Parras Inferior, mientras que en la parte Este se depositaba la Formación San Felipe. Finalmente, para el Campaniano-Maastrichtiano, en una etapa sin-orogénica (orogenia laramídica) se depositaron en la Cuenca de Parras y La Popa las Formaciones Parras y Grupo Difunta, mientras que en la mayor parte del NE de México se depositó la lutita de la Formación Méndez, todos estos sedimentos provenientes de las áreas continentales elevadas del Oeste de México (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986).

El levantamiento en el Oeste disparó el inicio de un *décollement* regional y despegue de la secuencia marina del Mesozoico Tardío, que aceleró la regresión marina regional en el NE de México (Figura 2-9b). Esta primera fase de deformación representada por el *décollement*, culminó con el cabalgamiento de la secuencia sobre altos de basamento y generó transporte tectónico hacia el NE en Chihuahua, Norte en el Sur de Coahuila y hacia el Este-NE entre Monterrey y Teziutlán, Puebla, entre el Paleoceno y Eoceno (YE, 1997). Las estructuras asociadas al *décollement* representan típicamente a una deformación de cobertura, la cual es responsable de la morfología de la SMO en el Norte y Este de México.

El intervalo de tiempo entre 46 a 32 Ma, en el NE de México, corresponde a la segunda fase de deformación (Figura 2-9c). Durante esta fase las fallas de basamento antiguas como la falla San Marcos y fallas secundarias asociadas a esta, fueron reactivadas con componente inversa y representan la última manifestación de acortamiento en la corteza continental producto de la orogenia Laramide. CHÁVEZ-CABELLO (2005) propone que la reactivación inversa de las fallas de basamento debió terminar aproximadamente a los 41 Ma, con base en que esta edad corresponde a la edad que separa intrusivos sintectónicos antiguos de intrusivos post-tectónicos más jóvenes del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova en Coahuila; además, propone que la reactivación de las fallas de basamento facilitó el ascenso y canalización de magmas de arco en la región a niveles altos de la corteza. Interpreta también

que este magmatismo es sin- y post-tectónico a la reactivación de las fallas de basamento, estableciendo que la deformación Laramide en la parte central de Coahuila terminó a los 41 Ma.

Algunos autores piensan que la orogenia Laramide fue diacrónica de NW a SE, ocurriendo en el Cretácico Tardío en el Norte (Sonora y Chihuahua; HENNINGS, 1994), Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el NE (cuencas de Parras y La Popa; YE, 1997) y terminando quizá hasta en el Mioceno Medio en el Este (cuencas de Tampico-Mizantla y Veracruz; LONGORIA, 1984 y SALVADOR, 1991C). Mientras que otros creen que fue de Oeste a Este (DE CSERNA, 1989 y SEDLOCK *et al.*, 1993) y que no alcanzó edades más jóvenes que el Eoceno Tardío.

La primera fase de la deformación Laramide debe haberse desarrollado antes de 46 Ma, y haber tenido su clímax en la región en el Paleoceno-Eoceno como lo propone YE (1997), debido a que ~46 Ma corresponde a la edad de un dique-estrato emplazado en gravas basculadas tipo Formación Ahuichila en la localidad de Camargo, Chihuahua (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2001); mientras que la segunda fase debió ocurrir en Coahuila entre ~46 y 41 Ma, ya que es el intervalo de edad del magmatismo sin-tectónico en Coahuila, además de que también es la edad enmarcada por el dique que se emplazó dentro de las gravas que al parecer, posteriormente, fueron basculadas cerca de Camargo, Chihuahua, y la acumulación de secuencias de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental no basculadas (~46-40 Ma).

Las edades absolutas citadas arriba son consistentes con lo que propuso YE (1997), quién mencionó que la deformación en la Cuenca de La Popa (área SE del Cinturón Plegado de Coahuila), debe ser más joven que el límite Paleoceno-Eoceno; al igual que lo señalado por VEGA-VERA & PERRILLIAT (1989B), quienes establecieron que la deformación en la Cuenca de La Popa debe ser post-Ypresiano (<49 Ma); es decir, más joven que Eoceno Temprano. Otro dato importante es el reconocido en la Cuenca de Burgos, donde existen discordancias erosionales desarrolladas en el Eoceno Tardío, donde se señala que a los 39.5 Ma, existe una discordancia principal que define un límite de secuencia en la cima de la

Formación Crockett-Cook Mountain, que es considerada por EGUILUZ (2001) como el indicador sedimentario-estratigráfico que marca el fin de la orogenia Laramide en esta zona.

Finalmente, el rango de tiempo que comprende los 32 Ma a la actualidad dio inicio con la colisión de la dorsal oceánica Pacífico-Farallón con el borde continental del SW de EUA a la altura de San Francisco hace 30 Ma, propiciando un cambio drástico en el estado de esfuerzos de la corteza, cambiando de un estado de esfuerzos compresivo durante la Orogenia Laramide a un estado de esfuerzos distensivo (HENRY *et al.*, 1991 y BIRD, 2002; Figura 2-9d). Lo anterior, permitió que el arco magmático relacionado con la subducción de la placa Farallón en el Norte de México, situado en Coahuila en el Eoceno-Oligoceno, migrara hasta Baja California, en el Mioceno (CLARK *et al.*, 1982 y SAWLAN & SMITH, 1984), y dentro del mismo Mioceno (~12 Ma), comienza el evento Cuencas y Sierras en el Golfo de California para dar lugar a la fase de proto-Golfo (12-6 Ma; LONSDALE, 1991) con extensión ENE y por último la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico a partir de 5.5 Ma, con lo cual inició la fase transtensiva que actualmente continua con el movimiento de la península de Baja California hacia el NNW junto con la placa del Pacífico, acompañado de la instauración de pequeñas dorsales oceánicas dentro del Golfo de California a partir de 3.5 Ma (LONSDALE, 1991; SEVERINGHAUS & ATWATER, 1990 y ATWATER & STOCK, 1998).

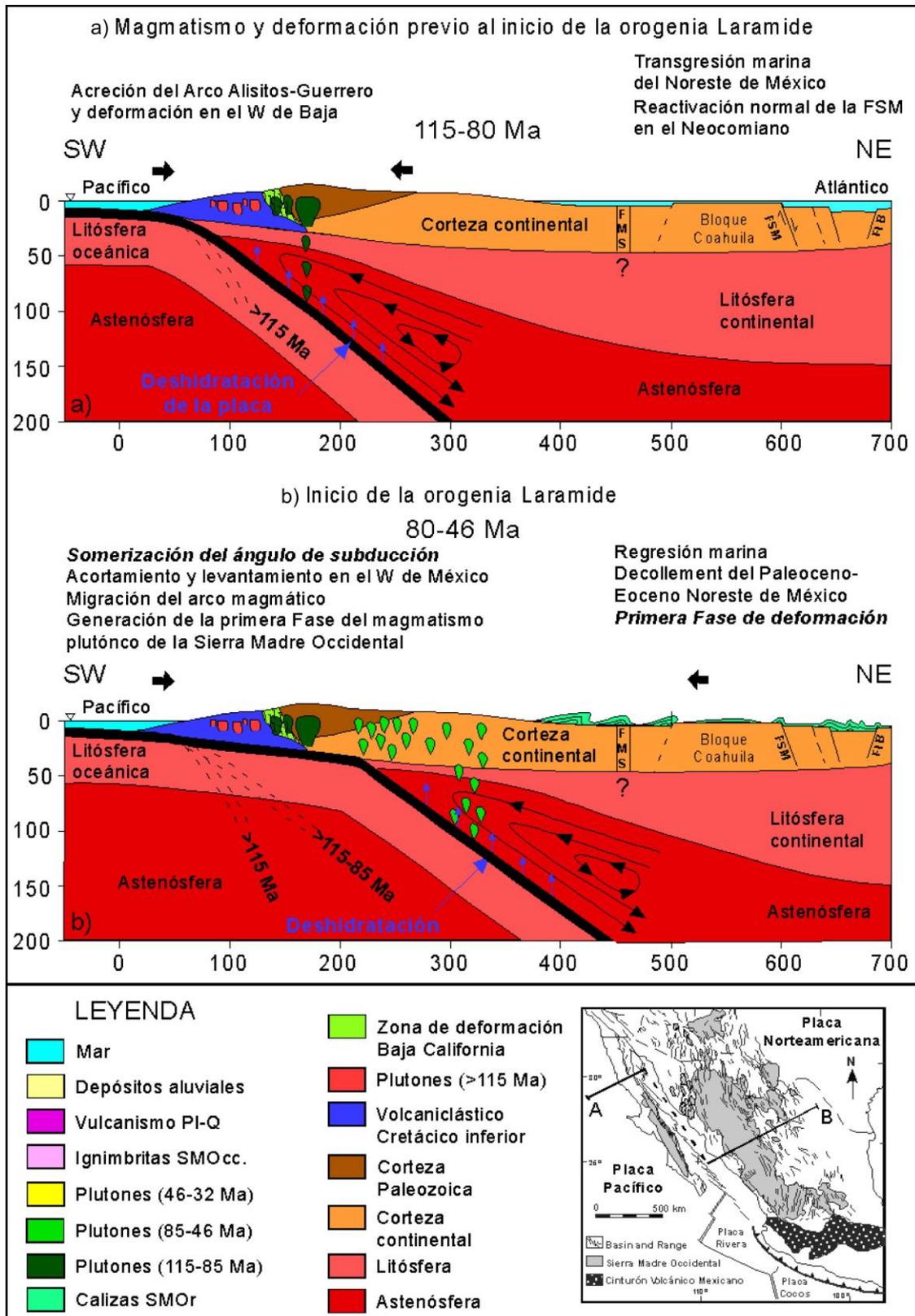


Figura 2-9 Secciones geológicas idealizadas que sintetizan los eventos magmáticos y tectónicos más importantes en los últimos 115 Ma para el Norte de México. Nótese que la línea de sección fue desplazada por la creación del Golfo de California. a) 115-80 Ma, b) 80-46 Ma (CHÁVEZ-CABELLO, 2005).

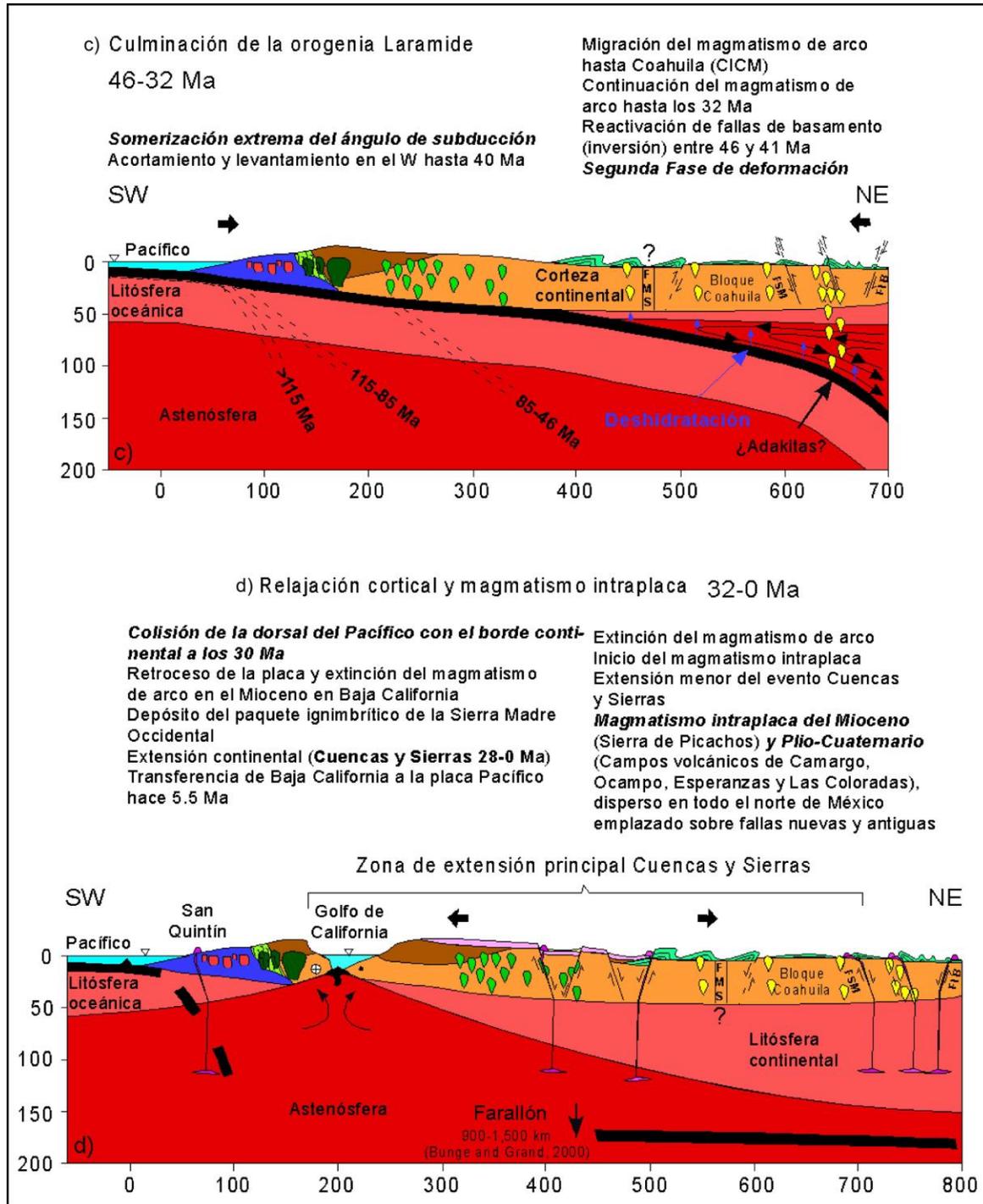


Figura 2-10 Continuación. c) 46-32 Ma y d) 32-0 Ma. Leyenda como en a y b de esta misma figura (CHÁVEZ-CABELLO, 2005).

CAPITULO III

3 ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA SMO

3.1 INTRODUCCIÓN

El cinturón plegado y cabalgado de la SMO consiste de una cadena de pliegues elongados con flancos de verticales a subverticales, con fallas y cabalgaduras en su mayoría con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones se presentan vergencias opuestas (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982). El rumbo de las estructuras a nivel regional presenta cambios en su dirección; entre Parral, Chihuahua y Torreón, Coahuila, la orientación es NW-SE y cambia a WNW-ESE entre Torreón y Saltillo, Coahuila, NE-SW entre Saltillo y Monterrey, N.L y NNW-SSE en general entre Monterrey y la región de Zongolica, Veracruz (Figura 3-1); así mismo, se distinguen variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada. Se describen a continuación únicamente los estilos estructurales de zonas cercanas al área de estudio como lo son la sierra de Parras, la Saliente de Monterrey y el área Sur de la SMO.

3.1.1 Sierra de Parras

El Sector Transversal de Parras de la SMO, consiste de pliegues orientados N70°W con inmersión hacia el SE, caracterizados por ser angostos y alargados. La parte Sur de la sierra de Parras presenta pliegues de despegue con planos axiales verticales, en su parte central se presenta una zona triangular definida por pliegues por doblez de falla con transporte opuesto; además, en su parte frontal se observan pliegues de despegue vergentes hacia el NNE atrás de una zona de cabalgadura intercutánea (PRICE, 1986 en MCCLAY, 1992), con vergencia de la cabalgadura profunda hacia el NNE y de la más superficial hacia el SSW; finalmente, existe una cabalgadura emergente que corta a los sedimentos del antepaís de la cuenca de Parras, indicando que la deformación es más joven hacia el NNE (descripción de acuerdo a la sección publicada por EGUILUZ *et al.*, 2000; Figura 3-2).

De manera subordinada, se presentan pliegues por propagación de falla en el Sur (anticlinal Sombrerillo) y en el frente tectónico dentro de la cuenca de Parras. En general, se interpreta que las estructuras están controladas por despegues y propagación de fallas desde el

despegue regional compuesto por las evaporitas del Jurásico, acentuándose la deformación en la zona donde las evaporitas se acuñan hacia el bloque de Coahuila y son reemplazadas por terrígenos, es aquí donde se desarrolla la zona de cabalgadura intercruzada y la cabalgadura emerge, cortando niveles estratigráficos más jóvenes y se desliza dentro de lutita de la Formación Parras del Cretácico Superior. Se ha interpretado que en esta zona el transporte tectónico general es $N18^{\circ}E$ y, con base en secciones balanceadas restauradas, el acortamiento alcanza un 37% (Figura 3-2; EGUILUZ *et al.*, 2000).

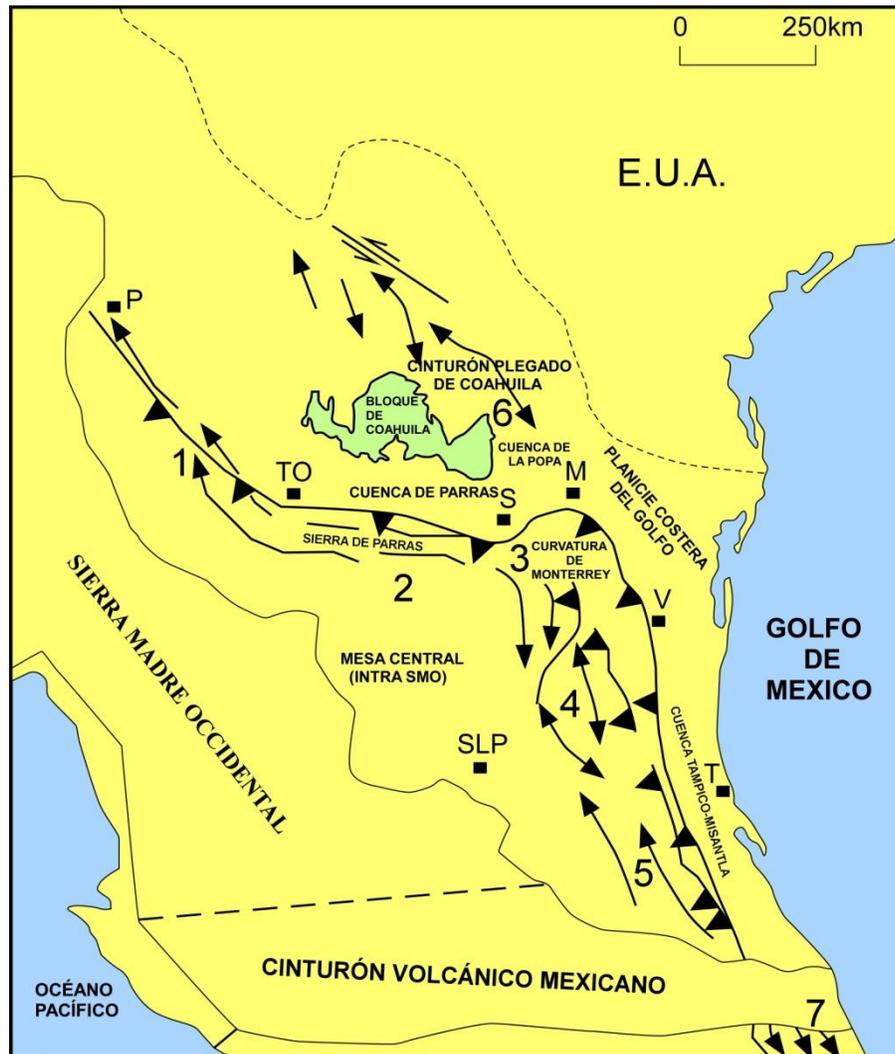


Figura 3-1 Localización e ilustración de los cambios de rumbo del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental de México. 1 San Pedro del Gallo, 2 Transversal de Parras, 3 Saliente de Monterrey, 4 Valles, 5 Huayacocotla, 6 Cinturón Plegado de Coahuila, 7 Región Zongolica, P: Parral, TO: Torreón, M: Monterrey, V: Victoria, T: Tampico, SLP: San Luis Potosí, S: Saltillo (EGUILUZ *et al.*, 2000).

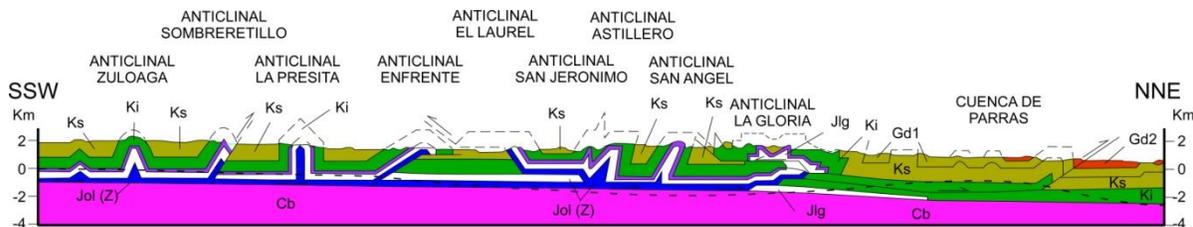


Figura 3-2 Sección estructural del Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental. Cb = basamento constituido por esquistos. Jol (z) = nivel de despegue regional en evaporitas de la Formación Olvido (o Zuloaga), cambian de facies y se acuñan con las areniscas de la Formación La Gloria (Jlg). Línea gruesa azul = lutitas de la Formación La Caja (100 m), cambia de facies en el anticlinal la Gloria a areniscas de la Formación La Casita. Ki = carbonatos de cuenca del Cretácico Inferior (Taraies, Tamaulipas Inferior, La Peña (arcilla) y Tamaulipas Superior/Cuesta del Cura; en el anticlinal La Gloria cambia de facies el Neocomiano a calizas Cupido y acuñamientos de areniscas (Formación Carbonera), en la Cuenca de Parras el Albiano esta formado por carbonatos y evaporitas (formaciones Acatita y Treviño) que sobreyacen a lechos rojos (180 Ma), Ks Cretácico Superior arcillo-arenoso y facies deltaicas (Grupo Difunta en la Cuenca de Parras, formaciones: Indidura/Caracol, Parras, Cerro del Pueblo Gd1 y cerro Huerta Gd2). Línea discontinua = basamento magnético (Tomado y editado de EGUILUZ *et al.*, 2000).

3.1.2 Saliente de Monterrey

La Saliente de Monterrey está definida por un cambio en la dirección de las estructuras plegadas de NNW-SSE cerca de Linares a SW-NE al oriente de Saltillo, Coahuila, incluye los pliegues y cabalgaduras ubicados entre las ciudades de Saltillo, Monterrey, Linares y Concepción del Oro (Figura 3-3; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985). Se sugiere que factores como: a) los altos de basamento (bloque de Coahuila y Tamaulipas), b) el depocentro (canal de Monterrey) y, c) el espesor de la secuencia y distribución de evaporitas en la base de las rocas sedimentarias marinas, controlaron la geometría y los estilos de la deformación (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; MARRETT & ARANDA, 1999; CHÁVEZ-CABELLO *et al.*, 2004).

Los pliegues de la Saliente de Monterrey son principalmente alargados con longitudes de hasta 65 km (*i. e.* anticlinal Los Muertos; Figura 3-3), frecuentemente isoclinales, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o con vergencia ligera hacia el NNE y NE (Figuras 3-3 y 3-4). Se ha interpretado que en la parte occidental de la Saliente los pliegues se escalonan y pueden estar controlados por fallas no emergentes que se propagan o cortan los flancos frontales de los pliegues (MELNYK, 1997; MARRETT & BENTHAM, 1997; CAMERLO, 1998; FISCHER & JACKSON, 1999; MARRETT & ARANDA, 1999), aunque estas pueden ser visibles entre Monterrey y Aramberri (DÍAZ *et al.*,

1959; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; EGUILUZ *et al.*, 2000). En general, dentro de la saliente de Monterrey predominan los pliegues de despegue nucleados en el paquete de evaporitas del Calloviano-Oxfordiano (Figura 3-4).

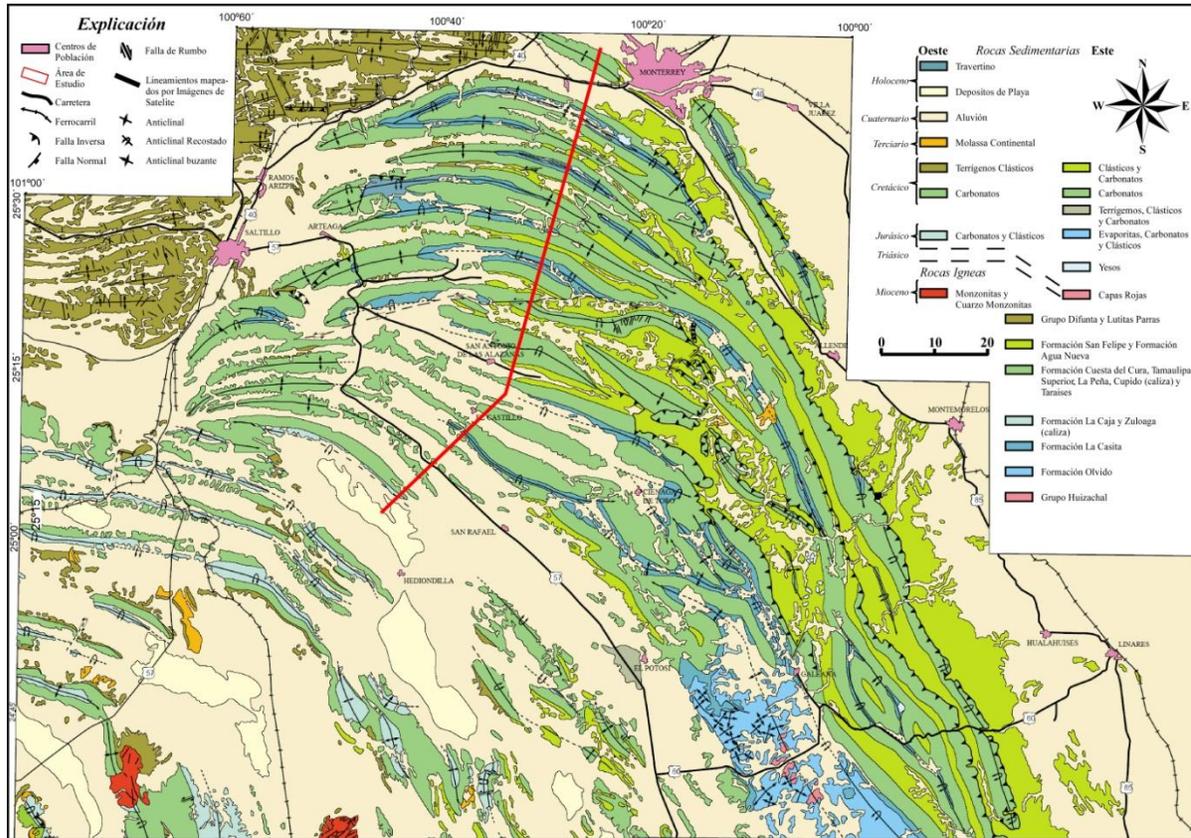


Figura 3-3 Mapa regional de la saliente de Monterrey que muestra la distribución de rocas y estructuras principales (Modificado de PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985 según CAMERLO, 1998). La línea roja indica la traza de la sección de la Figura 3-4.

Por otro lado, existen dos cabalgaduras bien definidas dentro de la Saliente entre Monterrey y Aramberri (Figura 3-3), aquí definidas como la cabalgadura frontal, discontinuamente expuesta en el frente de la SMO, y la cabalgadura secundaria, localizada generalmente en el flanco frontal del penúltimo pliegue regional localizado hacia el frente tectónico entre estas mismas localidades (Figura 3-3). La cabalgadura secundaria está bien expuesta en los cañones Santa Rosa, Hualahuises, Alamar y La Boca, entre Rayones y Linares, N.L., mientras que la cabalgadura frontal es emergente en el camino a Rayones, en el cañón Santa Rosa y entre Aramberri y Villa Hidalgo, Tamaulipas, como lo señalan EGUILUZ *et al.* (2000), donde rocas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se sobreponen a rocas del

Cretácico Superior. MARRETT & ARANDA-GARCÍA (1999) consideran que la cabalgadura frontal pudiera ser un pliegue de despegue roto (*break thrust fold*), debido a que las geometrías observadas en el frente de la sierra no son congruentes con pliegues por doblez o por propagación de falla, esto ha sido corroborado en una restauración paso por paso realizada por PORRAS-VÁZQUEZ (2008) y sometida a su publicación por CHÁVEZ-CABELLO *et al.* (2010).

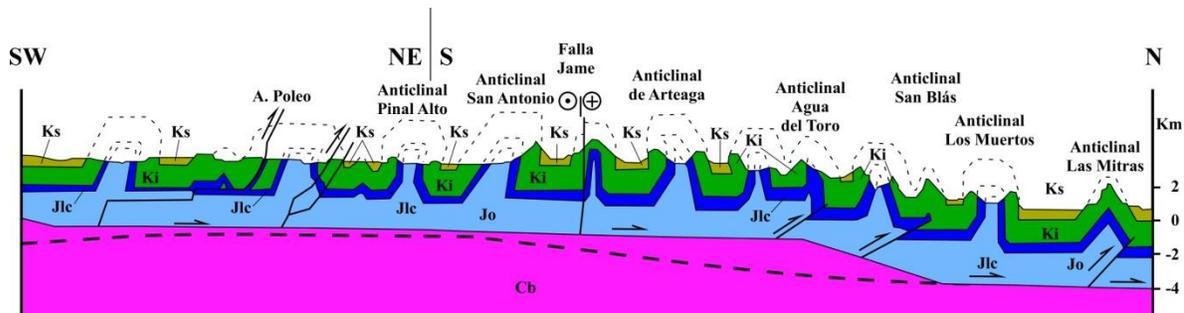


Figura 3-4 Sección estructural a través de la saliente de Monterrey. Cb = Complejo basal pasiblemente formado por esquistos y lechos rojas, Jo=carbonatos y evaporitas Calloviano-Oxfordiano (formaciones: Olvido y Sal Minas Viejas, es nivel de despegue regional), Jlc = lutitas y areniscas Kimeridgiano-Tithoniano (formaciones: La Casita/La Caja, incrementa espesor de SW a NE). Ki = carbonatos Neocomiano-Cenomaniano (formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura). Ks = lutitas y areniscas Cenomaniano-Campaniano (formaciones: San Felipe y Parras). Línea discontinua: perfil de basamento magnético. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 3-3. Escalas horizontal y vertical igual (EGUILUZ *et al.*, 2000).

3.1.3 Área Sur de la Sierra Madre Oriental

El área Sur se define por un tren estructural en dirección NNW-SSE comprendiendo pliegues y cabalgaduras ubicados desde el área de Huizachal Peregrina cerca de Ciudad Victoria, Tamps., hasta el área de Huayacocotla cerca de Tezuitlán, Puebla (Figura 3-1). Factores como la distribución de altos de basamento y la distribución de las plataformas carbonatadas a lo largo del área controlaron la geometría y estilos de deformación dentro del cinturón, lo cual es muy notorio entre las plataformas Valle San Luis Potosí, El Doctor y las cuencas de Zimapán y Tampico-Misantla (SUTER, 1984, 1987; ORTEGA, *en revisión*; FITZ *et al.*, 2010).

Las estructuras presentes en el área Sur en general definen dirección NNW-SSE, con variaciones importantes en la geometría de pliegues y en los estilos de deformación, morfológicamente se presenta un relieve topográfico que se escalona hacia el poniente

respecto a la zona frontal del área. Lo anterior, es evidente en la porción Norte de esta área en el transecto del anticlinorio de Miquihuana al anticlinorio de Huizachal-Peregrina. La estructura principal en la parte occidental del transecto, el anticlinorio de Miquihuana, está definido por un pliegue por doblez de falla poniendo en contacto a rocas del basamento sobre margas del Cretácico Inferior (EGUILUZ *et al.*, 2000). Hacia el oeste se presenta una serie de anticlinales definidos por pliegues de propagación de falla con despegue en margas del Cretácico Inferior y que ascienden sobre una rampa a través de rocas de la Formación Tamasopo (Figura 3-5).

La porción oriental del transecto definida por el anticlinorio Huizachal-Peregrina ha sido interpretada como un anticlinal con geometría de pliegue por doblez de falla, poniendo en contacto a rocas del basamento Precámbrico sobre rocas más jóvenes del Paleozoico (DE CSERNA *et al.*, 1977; RAMÍREZ, 1978) y culminando con una serie de dúplex en el frente de montaña con despegues en rocas del Cretácico Inferior (descripción de acuerdo a la sección publicada por EGUILUZ *et al.*, 2000); sin embargo, ZHOU *et al.* (2006) concluyeron que el anticlinorio está caracterizado por dos fases de deformación, una fase temprana de piel delgada caracterizada por la deformación de rocas de la cubierta sobre un despegue regional en la base de la Formación Zuloaga, generando pliegues asimétricos, apretados y con vergencia al antepaís, seguidos por una fase tardía de deformación que involucró al basamento, durante la cual se reactivaron fallas normales pre-existentes (fallas activadas en el Triásico y Jurásico temprano) como fallas reversas de alto ángulo elevando el basamento y contribuyendo a la formación del anticlinorio (Figura 3-6). ZHOU *et al.* (2006) calcularon un porcentaje de acortamiento de 19 % para el anticlinal Huizachal-Peregrina mientras que EGUILUZ *et al.* (2000), calcularon 20 % para la sección de Miquihuana a Peregrina.

Cerca del extremo Sur del área, el transecto comprendido entre la plataforma El Doctor y el anticlinorio de Huayacocotla, expone depósitos tipo *flysch* que rellenaron el *fore-deep* Tampico-Misantla en el extremo oriental; dos franjas en dirección NNW-SSE de bancos carbonatados Cretácicos con espesores de 1,500 a 2,000 m, plataformas Valles-San Luis Potosí y el Doctor, separados por la cuenca de Zimapán y afloramientos de rocas

sedimentarias cubiertas por rocas volcánicas Cenozoicas en el occidente cerca de la Mesa Central.

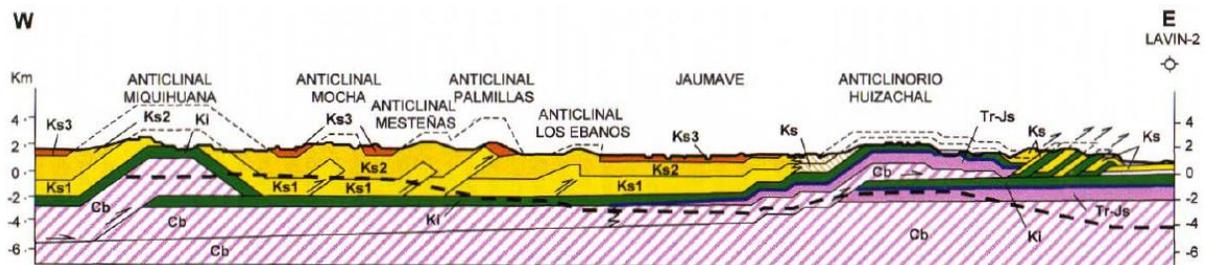


Figura 3-5 Sección estructural de la región Norte del Sector Valles, entre los anticlinorios de Huizachal y Miquihuana. Unidades litológicas: Cb = complejo basal formado por basamento cristalino Precámbrico y sedimentos del Paleozoico, al oriente y esquistos al poniente; Tr-Js = lechos rojos del Grupo Huizachal y carbonatos del Oxfordiano y Kimeridgiano; línea gruesa (Formación Pimienta) se acuña hacia el poniente; Ki = carbonatos del Cretácico Inferior (Formaciones Tamaulipas Inferior, Superior y arcillas Otates) cambian de facies al poniente (margas Miquihuana y Formación El Abra). Un potente espesor de rocas sedimentarias del Cretácico Superior al poniente, Ks1 Tamasopo Inferior y Ks2 Tamasopo Superior son carbonatos y Cárdenas Ks3 son terrígenos deltáicos, cambian al oriente a un espesor delgado de carbonatos y terrígenos Ks (Agua Nueva, San Felipe y Méndez). Línea discontinua gruesa es un perfil de basamento magnético. Escalas horizontal y vertical son iguales (EGUILUZ *et al.*, 2000).

Los estilos de deformación presentes en el transecto estuvieron controlados principalmente por la geometría y litología de los bancos carbonatados de El Doctor y Valles-San Luis Potosí (Figura 3-7). El banco carbonatado El Doctor esta limitado por la cabalgadura Higuierillas al poniente, el bloque de techo esta definido por un anticlinal con geometría de pliegue por doblez de falla sobre una falla subhorizontal, que sobrepone la parte superior de la Formación Las Trancas y Tamaulipas sobre Soyatal en un sinclinal que define el bloque de piso; y la cabalgadura El Doctor, al oriente, buza 24° al SW y sobrepone rocas de la Formación Las Trancas sobre la Formación Soyatal, la cual a su vez define un sinclinal en el bloque de piso (SUTER, 1987).

Hacia el oriente dentro de la cuenca de Zimapán, el Anticlinorio El Piñón de 11 km de ancho, se encuentra limitado por dos sinclinales. Sus flancos y cresta presentan pliegues de segundo orden con amplitudes de 200 a 800 m, siendo recumbentes en el flanco SW y con planos subverticales en la cresta y en su flanco NE. El borde oriental de la cuenca Zimapán lo constituyen las cabalgaduras el Volantín y Jiliapan que limitan a la cuenca con la plataforma Valles-San Luis Potosí. SUTER (1987) ha interpretado que estas cabalgaduras iniciaron como

una discontinuidad preexistente en el contacto Soyatal/Tamabra que en conjunto con la orientación favorable respecto a los esfuerzos prevaecientes se propagaron hacia la superficie y hacia un despegue regional. El pliegue Bonanza corresponde a una estructura con vergencia fuerte, cercanamente recumbente, constituye el bloque de techo que cabalga a través de la falla el Volantín, poniendo en contacto a la Fm. Tamaulipas, la cual presenta plegamiento intenso tipo chevrón, sobre la Formación Soyatal.

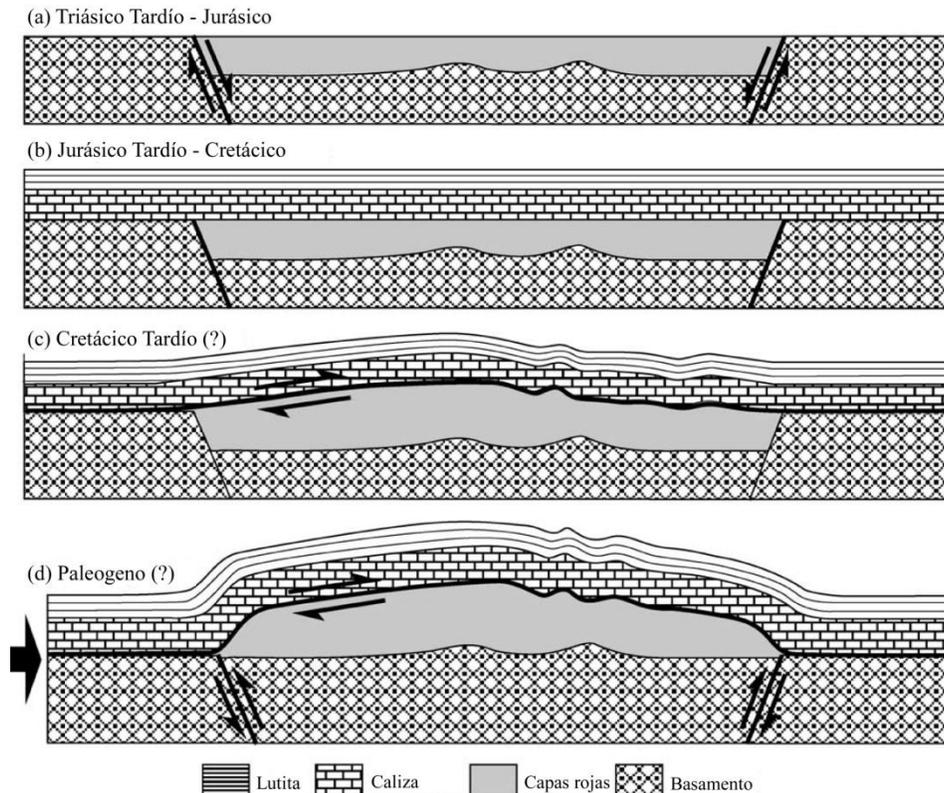


Figura 3-6 Modelo estructural del anticlinorio Huizachal – Peregrina. (a) Desarrollo de cuenca *rift* y deposición de capas rojas en el Triásico – Jurásico, (b) deposición de caliza del Jurásico Superior – Cretácico Inferior y lutita del Cretácico Superior, (c) la cubierta de rocas despegada en el contacto basamento – cubierta de rocas y plegada durante el Cretácico Tardío (?), (d) el acortamiento continental resultó en la reactivación de fallas normales antiguas y el levantamiento del basamento durante el Paleógeno (?) (ZHOU *et al.*, 2006).

La plataforma Valles-San Luis Potosí, de 35 km de ancho, es una plataforma cuyo interior expone principalmente caliza de la Formación El Abra, se encuentra relativamente sin deformación y esta representada por pliegues amplios y en su área central presenta una falla de cabalgadura (cabalgadura Agua Fría) que sobrepone a la caliza El Abra sobre la Formación Méndez. Por otro lado, las fallas Misión (al SW de la sección), Lobo-Ciénega y Agua Zarca

limitan el borde oriental de la plataforma en una especie de estructura tipo dúplex, ubicando la cabalgadura de techo en la Formación Soyatal y la de piso en el despegue basal.

Entre el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí y el antepaís, el plegamiento parece haber sido controlado por la secuencia de lechos rojos de la Formación Cahuascal, que actuó como despegue de la secuencia, la cual fue transportada sobre una rampa de 24° en el borde occidental del anticlinorio de Pisaflores y a través de un despegue dentro de la Formación San Felipe, la cual se extiende hasta el frente de montaña, donde se ramificaría generando cabalgaduras emergentes y un despegue dentro de la cuenca Tampico-Misantla, asociada a plegamiento de despegue disarmónico en la secuencia tipo *flysch*. El acortamiento mínimo calculado para este transecto corresponde a 40.3 % (descripción de acuerdo a la sección publicada por SUTER, 1987; Figura 3-7).

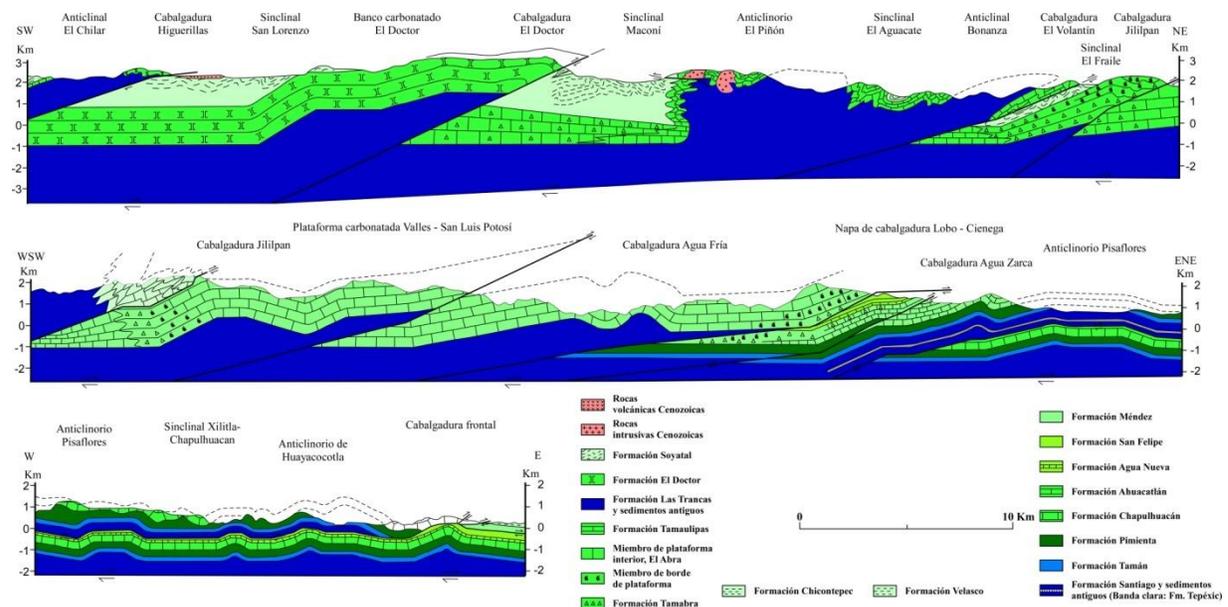


Figura 3-7 Parte de la sección fue elaborada con datos de campo. La parte a profundidad es especulativa pero con balance de área (SUTER, 1987).

Cerca del traslape entre la SMO y el Cinturón Volcánico Mexicano, en la Sierra de Zacapoaxtla, EGUILUZ *et al.* (2000) definieron un sistema imbricado en escamas tectónicas con fallas despegadas en lutita y arenisca del Grupo Huayacocotla, donde el basamento

formado por los esquistos Mazatepec fueron cortados por una falla subhorizontal que emerge en forma de rampa donde el basamento se sobrepone a arenisca del Jurásico Medio.

El cinturón plegado y cabalgado de la SMO ha sido considerado como el resultado de deformación contraccional de la cubierta sedimentaria despegada y transportada sobre rocas evaporíticas, formando un tren continuo con cambios de rumbo controlados por la presencia de altos estructurales y variaciones estratigráficas de su base, definiendo un cinturón de piel delgada (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1985; SUTER, 1987; MARRETT & ARANDA, 1999; EGUILUZ *et al.*, 2000). Sin embargo, exposiciones locales de rocas precámbricas a triásicas principalmente, en regiones como Huizachal-Peregrina (MIXON *et al.*, 1959; GARRISON *et al.*, 1980) y en la Sierra de Zacapoaxtla (EGUILUZ *et al.*, 2000), así como el escalonamiento de los pliegues hacia el SW en la Saliente de Monterrey, han permitido inferir que el basamento, por lo menos localmente, participó en la deformación cambiando el relieve estructural de las estructuras pre-existentes y modificando localmente estructuras por la reactivación de fallas maestras antiguas que delimitaron cambios de facies, entre otros rasgos paleogeográficos.

CAPITULO IV

4 GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio corresponde al frente tectónico del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental entre Montemorelos y Linares, Nuevo León. Morfológicamente, está representado por una cadena de montañas orientadas NNW-SSE delimitadas por el pie de monte de la Planicie Costera del Golfo de México, con la que el frente tectónico muestra desniveles cercanos a los 2000 m. Lo escarpado y agreste de la superficie permitió que únicamente a lo largo de cuatro cañones delineados por la erosión pudieran ser documentadas las estructuras presentes en el frente tectónico. Los cañones en los que se centró el análisis estructural desarrollado en la presente tesis fueron: Santa Rosa, Hualahuises, Alamar y La Boca (Figura 4-1). A continuación, se hace una descripción detallada de la estratigrafía y rasgos estructurales más importantes reconocidos en cada uno de los cañones, y que fueron utilizados para hacer una correlación entre ellos para finalmente elaborar un modelo 3D de la geometría del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental dentro del área de estudio.

4.1 SECCIÓN SANTA ROSA

La sección Santa Rosa ubicada en el cañón del mismo nombre presenta una longitud aproximada de 15 km, con rumbo ENE-WSW; esta sección es paralela a la carretera estatal # 58 que comunica a los municipios de Linares e Iturbide, N.L.; ésta es cercanamente perpendicular al rumbo de las estructuras a nivel regional (NNW-SSE). Morfológicamente, esta área presenta lomeríos suaves cerca del pie de montaña que alcanzan en promedio los 600 msnm y hacia el poniente del frente de montaña el relieve cambia a sierras altas con escarpes y crestas que en ocasiones superan los 2,400 msnm. En general, se ha observado que el relieve topográfico se incrementa desde el antepaís en el oriente hacia el interior del cinturón plegado y cabalgado al poniente, dando una idea de los diferentes niveles estructurales.



Figura 4-1 Imagen que muestra la ubicación de las secciones descritas (Imagen tomada de Google Earth, 2010).

4.1.1 Estratigrafía

Dentro del área de estudio afloran rocas de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior (Figura 4-2). La unidad más antigua aflorando corresponde a la caliza de la Formación Zuloaga, definida como una caliza oolítica tipo wackestone variando a mudstone con espesores entre 30 y 60 cm, está expuesta en el núcleo del anticlinal Santa Rosa a lo largo del Arroyo Seco; sobre la carretera # 58 se observa ampliamente brechada, lo cual es común observarlo en los núcleos de los anticlinales apretados dentro de la Sierra Madre Oriental, no observándose así en las zonas donde el acortamiento es bajo; lo anterior sugiere que el brechamiento es producto de la deformación durante el despegue y acortamiento en los núcleos de los pliegues. Esta formación aparece definiendo un pliegue muy apretado indicando que está despegada estructuralmente de la unidad que le subyace. A escala regional se conoce que la unidad que le subyace es de origen sedimentario marino y corresponde a la Formación Minas Viejas, expuesta ampliamente en la región de Galeana, N.L. (GÖTTE, 1990) y en algunos núcleos de anticlinales brechados como los expuestos en Potrero Prieto, Iturbide, N.L., a aproximadamente 12 km al NW del área, a 15 km al SW en la región de Puerto El Encinal de La Poza, Galeana, N.L., e inclusive ésta unidad ha sido cortada por pozos de PEMEX en la región del antepaís muy cerca de Linares, N.L., por el pozo Trincheras 1

(EGUILUZ *et al.*, 2000). En general, se ha reportado que la Formación Minas Viejas está compuesta por anhidrita, yeso y en el propio anticlinal de Minas Viejas se reportó halita en el Pozo Minas Viejas (WEIDIE & MARTINEZ, 1970; LAUDON, 1984; MCDONNELL, 1987). En el área de Galeana se ha reportado caliza, anhidrita, yeso y hasta estratos clásticos intercalados que componen hasta 700 m de espesor (GÖTTE, 1990; CROSS & MARRETT, 2008), en su conjunto ésta unidad corresponde al despegue regional que controló gran parte de los estilos de deformación observados dentro y en el frente de la Sierra Madre Oriental.

La otra unidad sedimentaria jurásica expuesta en el área de estudio corresponde a la Formación La Casita. Esta unidad está integrada por dos miembros, el miembro arcilloso más antiguo compuesto de lutita carbonosa y un miembro superior clástico-arenoso fosfatizado que en conjunto presentan 278 m de espesor y que subyace concordantemente a margas (mudstone) intercaladas con lutita de la Formación Taraises con un espesor medido de 310 m. Concordantemente a la Formación Taraises, le sobreyace la Formación Tamaulipas Inferior, correspondiente de cuenca de la Formación Cupido de carácter arrecifal en la plataforma al NW. La Formación Tamaulipas Inferior está compuesta de mudstone de espesores entre 0.3 y 1.5 m intercalados en la base y cima con horizontes delgados de lutita de espesores menores a 5 cm. Esta Formación presenta hasta 510 m de espesor y configura los relieves más prominentes en el área de estudio y en general dentro de la Sierra Madre Oriental (Figura 4-2). Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior aparece la Formación La Peña u Otates, ésta presenta un espesor de 53 m de margas con nódulos de hierro aislados y fósiles de amonites, estas capas se intercalan con lutita calcárea de espesor delgado y caliza, tanto en su base como en su cima, hacia los contactos concordantes de las unidades calcáreas más potentes en la región, Tamaulipas Inferior en la base y Tamaulipas Superior en la cima. La Formación Tamaulipas Superior está compuesta de intercalaciones de caliza con lutita de espesor delgado alcanzando 75 m de espesor la Formación completa. La caliza presenta nódulos de pedernal negro abundantes cerca de su cima hacia la Formación Cuesta del Cura que le sobreyace de manera concordante. Esta última unidad presenta caliza de estratificación ondulada intercalada con lutita calcárea, bandas y lentes de pedernal, su espesor alcanza los 156 m. Otra de las unidades del Cretácico Superior aflorantes es la Formación Agua Nueva, compuesta de lutita gruesa de color negro rica en componentes orgánicos, intemperiza a color

beige y se intercala con marga de espesor delgado, característicamente desarrolla un fracturamiento laminar paralelo a la estratificación.

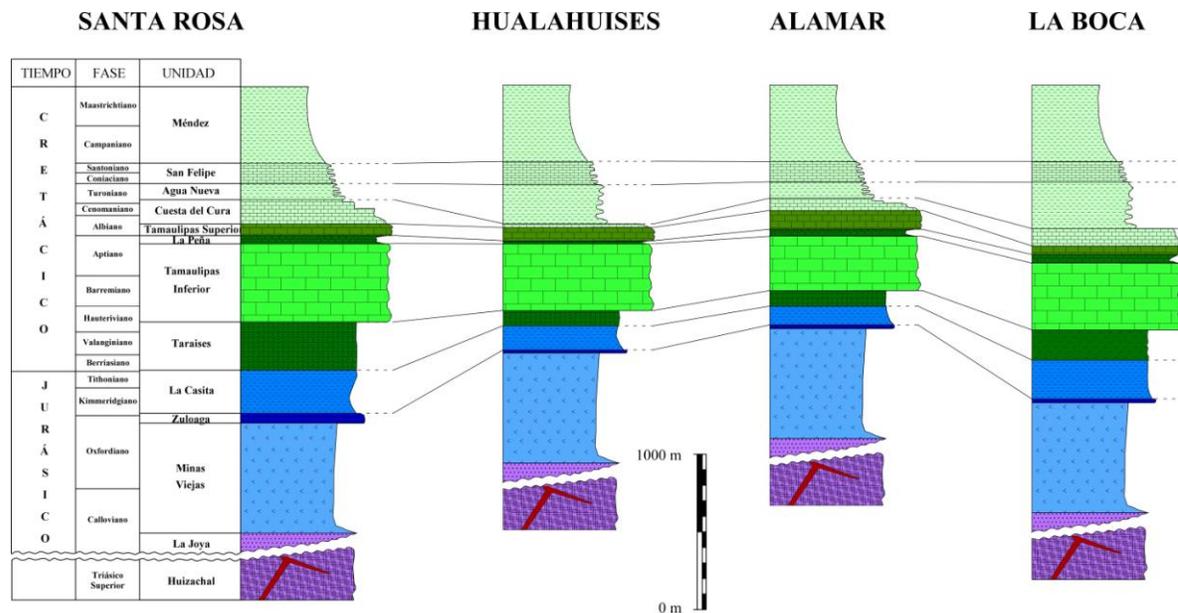


Figura 4-2 Correlación de las columnas estratigráficas de las secciones del área de estudio.

La Formación Agua Nueva subyace transicional y concordantemente a la Formación San Felipe, compuesta de intercalaciones de lutita calcárea intercalada con horizontes verdes de bentonita, caliza blanca silicificada de espesor delgado y limolitas. Finalmente, la secuencia marina termina con la aparición de la Formación Méndez, compuesta de lutita masiva con una foliación bien desarrollada. Las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez se agruparon como una sola unidad en la sección geológica y los espesores utilizados fueron los publicados por MICHALZIK (1988) quien reporta 103, 131 y por lo menos 500 m para la Formación Méndez (Figura 4-2).

4.1.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas

La estratigrafía presente en la zona es heterogénea y condicionó, el desarrollo de las estructuras principales en el área de estudio. Del WSW hacia el ESE se documentaron los anticlinales de Guadalupe, Santa Rosa y Jáures, con sus respectivos sinclinales intermedios (Figura 4-3). La longitud de onda de estos pliegues varía entre 3.3 y 4.4 km, mientras que la amplitud de 3.6 a 4.2 km. En general, la longitud de onda se reduce hacia el frente de montaña

y puede haber longitudes y amplitudes menores cuando ocurren despegues más someros (Figura 4-4), como el caso del anticlinal de Guadalupe. Existen tres cabalgaduras, estas son: a) cabalgadura trasera, b) cabalgadura secundaria y c) cabalgadura frontal, las cuales reducen su ángulo de inclinación en dirección del frente tectónico. Además, se muestran dos fallas laterales izquierdas, una de ellas corta el núcleo del anticlinal de Jáures y a la cabalgadura frontal en el frente tectónico y es visualizada como una falla de arrastre típica, y la otra en la parte sur del área de estudio; ésta funciona como una barrera donde termina una cabalgadura y dos pliegues, por lo que se interpreta como una falla de acomodo o transferencia dentro del cinturón (Figura 4-3). Finalmente, existe un número grande de estructuras plegadas menores desarrolladas en los flancos frontales de los pliegues rotos por cabalgamiento, como lo son las estructuras asociadas a la cabalgadura secundaria y frontal (Anexo I: Mapa geológico).

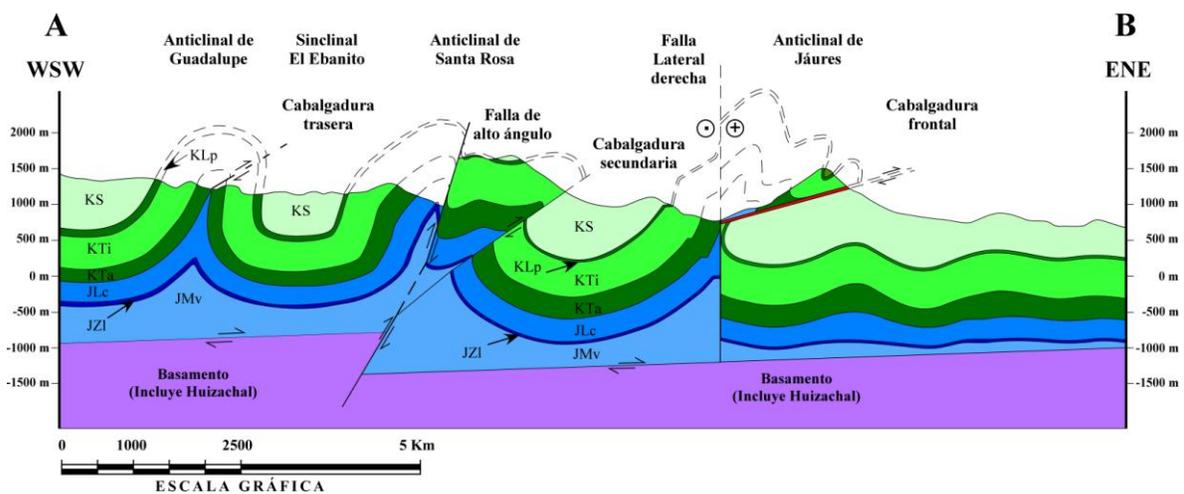


Figura 4-3 Sección geológica del cañón Santa Rosa entre las localidades de los Ejidos Los Pinos, Iturbide, N.L. y Las Crucitas, Linares, N.L. Abreviaturas: JMv: Formación Minas Viejas, JZl: Formación Zuloaga, JLe: Formación La Casita, KTa: Formación Taraies, KTi: Formación Tamaulipas Inferior, KLP: Formación La Peña, KS: Formaciones del Cretácico Superior; incluyendo, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

En la Figura 4-3 se muestra la geometría de las estructuras principales en una sección cercanamente paralela a la dirección del transporte tectónico. Se puede apreciar también que los pliegues incrementan su acortamiento hacia el frente y las fallas reducen su inclinación en esta misma dirección. La longitud de onda de los pliegues oscila entre 3 y 3.5 km. y su amplitud alcanza hasta los tres kilómetros en promedio. A continuación, se hace una descripción más detallada de cada una de las estructuras documentadas en el presente trabajo,

iniciando con las estructuras más sur-occidentales para terminar con las localizadas en el borde del cinturón plegado y cabalgado.

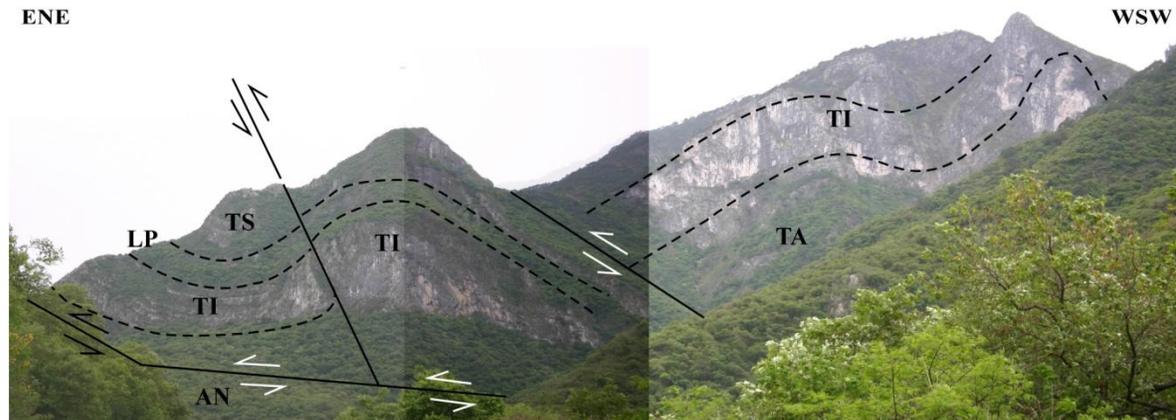


Figura 4-4 Pliegues y fallas de segundo orden producto de despegues interformacionales. La Formación Tamaulipas Superior se encuentra despegada de la Formación La Peña, la cual actúa como un horizonte mecánicamente más plástico. Abreviaturas: TA: Formación Taraies, TI: Formación Tamaulipas Inferior, LP: Formación La Peña, TS: Formación Tamaulipas Superior, AN: Formación Agua Nueva.

Anticlinal de Guadalupe, esta estructura contiene en su núcleo lutita del miembro inferior de la Formación La Casita como unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado, vergente hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 67° hacia el WSW y su flanco frontal ligeramente invertido con inclinación de 80° hacia el WSW. La amplitud de este pliegue alcanza los 3.5 km (Figura 4-3). El flanco frontal está cortado por una falla inversa que yuxtapone a la Formación Taraies sobre la Formación Tamaulipas Inferior, definida aquí como la cabalgadura trasera del área de estudio, la cual presenta un desplazamiento mínimo de 50 m. Se interpreta, por su geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue clásico afallado tardíamente y despegado en un nivel estratigráfico más alto que corresponde al miembro inferior arcilloso de la Formación La Casita, esto debido a que no contiene en su núcleo a la caliza Zuloaga así como tampoco evaporitas del Calloviano-Oxfordiano de la Formación Minas Viejas, a diferencia de los clásicos pliegues regionales dentro de la Sierra Madre Oriental.

Anticlinal de Santa Rosa, esta estructura contiene en su núcleo caliza oolítica y mudstone característico de la Formación Zuloaga como unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado vergente hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 72° hacia el WSW y su flanco frontal afallado y complejamente plegado. Por el cierre estructural observado en la Formación Zuloaga, se puede inferir que el pliegue antes de romperse en las unidades más jóvenes fue invertido con inclinación de su flanco frontal de aproximadamente 75° hacia el WSW. La amplitud de este pliegue alcanza los 3.6 km. El flanco frontal está cortado por dos fallas inversas (Figura 4-3 y 4-5). La más joven de ángulo alto (aproximadamente 60°) y localizada casi en el núcleo de la estructura; se infiere que en profundidad corta a la cabalgadura secundaria la cual presenta una inclinación promedio de 45° . Esta última falla yuxtapone en el frente de este pliegue a caliza masiva de la Formación Tamaulipas Inferior sobre caliza-lutita-pedernal de la Formación Cuesta del Cura.

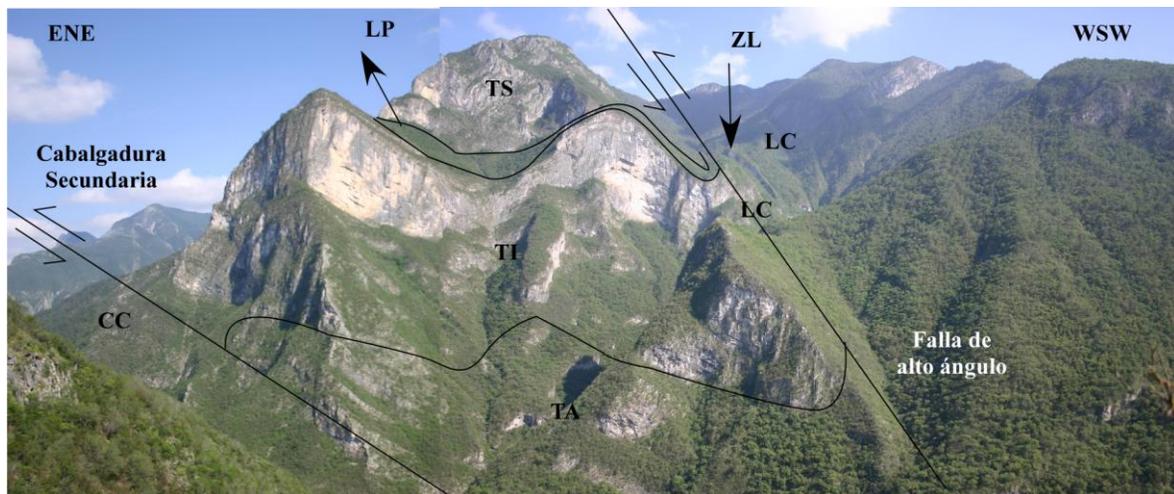


Figura 4-5 Cabalgadura secundaria y falla de alto ángulo y su efecto generando plegamiento suave en el Anticlinal Santa Rosa. Abreviaturas: ZL: Formación Zuloaga, LC: Formación La Casita, TA: Formación Tamaulipas Inferior, TI: Formación Tamaulipas Superior, LP: Formación La Peña, TS: Formación Cuesta del Cura, CC: Formación Cuesta del Cura.

Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flanco de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue afallado tardíamente pero despegado en el nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas. La falla inversa más antigua presente en esta estructura, se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona que derivó que el pliegue de

despegue se rompiera en su flanco frontal. La falla tardía de ángulo alto en la estructura y localizada muy cerca del núcleo, cercanamente paralela al plano axial, se interpreta que representa una falla propagada desde el basamento, producto de su reactivación en la etapa tardía de la deformación en la zona; esto se fundamenta en que el relieve estructural del sinclinal de Los Pinos ubicado hacia el WSW es más somero que el relieve estructural del sinclinal El Ebanito, localizado hacia el ENE de esta falla.

Anticlinal de Jáures, esta estructura corresponde al anticlinal regional más externo del cinturón, contiene en su núcleo lutita negra característica del miembro inferior de la Formación La Casita como unidad más antigua, es un pliegue complejo con geometría escalonada en su flanco trasero y un flanco frontal intensamente deformado (Figura 4-3). Las inclinaciones de las capas en el flanco trasero pasan de sub-horizontales hasta 80° hacia el WSW. El flanco frontal de esta estructura está cortado por una falla inversa mayor conocida como la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental, muestra una inclinación promedio de 22° hacia el WSW y, a partir de ésta, se propagan por lo menos dos fallas más que generan plegamiento complejo en el flanco frontal (Figura 4-4). El fallamiento en el flanco frontal yuxtapone lutita negra de la Formación La Casita sobre marga, caliza, lutita negra y pedernal de las Formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva, presentes en la transición de estas unidades litológicas. La zona de falla tiene un espesor de aproximadamente 100 m, observándose brecha de falla, rocas cataclásticas y salbanda alternadas en la zona de deformación (Figura 4-6), acomodando por lo menos 1,900 m de desplazamiento. Finalmente, el pliegue anticlinal y la cabalgadura frontal están cortados por una falla lateral izquierda que desplaza a estas estructuras cerca de 500 m, interpretándose esta falla como una falla de arrastre tardía en la deformación.

Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flancos de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue afallado tardíamente pero despegado en el miembro arcilloso inferior de la Formación La Casita, al igual que el anticlinal de Guadalupe. La falla inversa más antigua presente en esta estructura, se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona que derivó que el pliegue de despegue se rompiera en su flanco frontal. Las fallas tardías que generan deformación

compleja del flanco frontal pudieron ser sincrónicas al inicio del fallamiento y la alteración de la geometría del flanco trasero haber sido producto del transporte de la secuencia sobre una rampa escalonada sepultada.

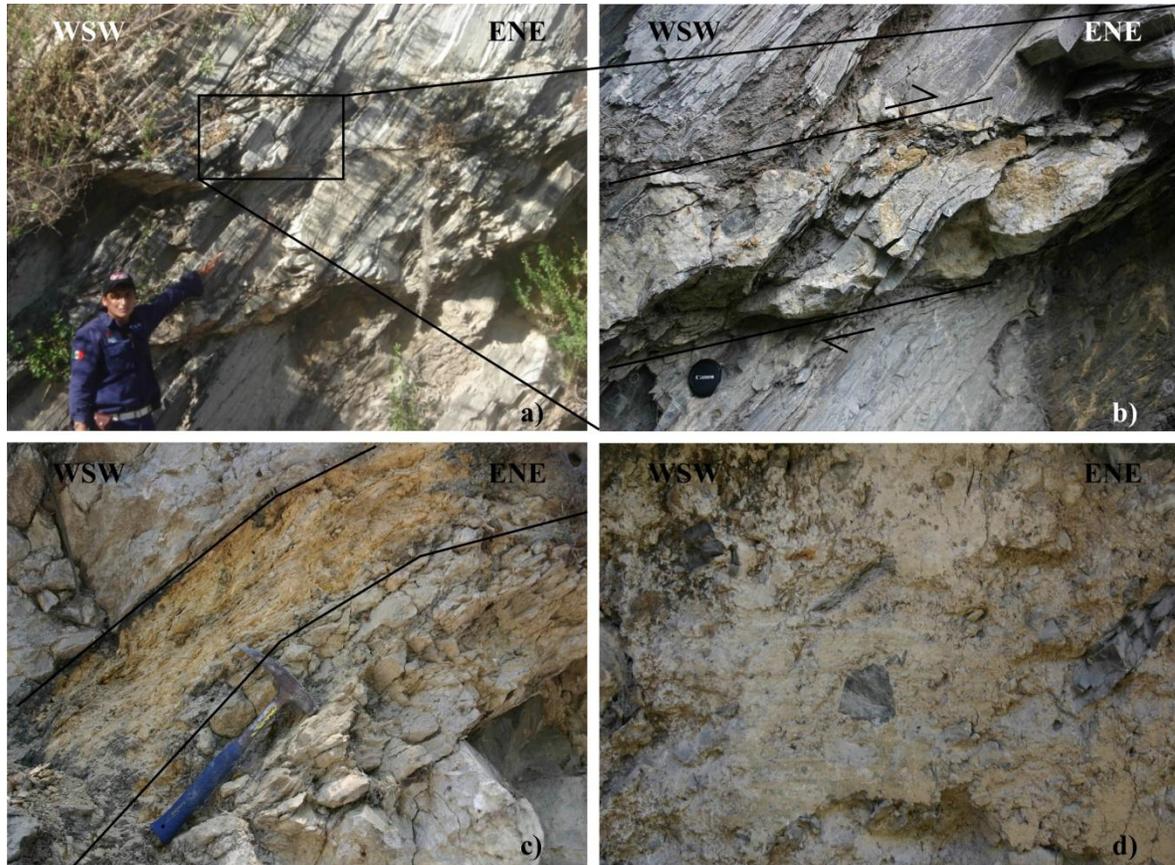


Figura 4-6 Deformación observada sobre la brecha de la cabalgadura frontal en la pared NW del cañón Santa Rosa entre las localidades de El Chorro y el acceso a Rancho Viejo y La Palma. a) Cizalla en la Formación Agua Nueva, generando estructuras S-C, b) Detalle de estructuras S-C producidas por la cizalla inversa de la cabalgadura frontal, c) Zona de salbanda dentro de la brecha cataclástica de la cabalgadura frontal que muestra alternancias de zonas de mayor pulverización de roca, bandas de brecha y bandas de cataclastita y, d) roca cataclástica dentro de la brecha de falla.

4.2 SECCIÓN HUALAHUISES

La sección Hualahuises presenta una longitud aproximada de 14 km y rumbo ENE-WSW, se realizó a través del cañón Hualahuises, el cual corta de manera perpendicular al rumbo de las estructuras a nivel regional (NNW-SSE). Morfológicamente esta área presenta lomeríos suaves cerca del pie de montaña que alcanzan en promedio los 700 msnm y hacia el poniente del frente de montaña el relieve cambia a sierras altas con escarpes y crestas que en

ocasiones superan los 2,500 msnm. En general, se observó que el relieve topográfico se incrementa desde el antepaís en el oriente hacia el interior del cinturón plegado y cabalgado al poniente, dando una idea de los diferentes niveles estructurales.

4.2.1 Estratigrafía

Dentro del área afloran rocas de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior (Figura 4-2). La unidad más antigua aflorando corresponde a la caliza de la Formación Zuloaga, definida como una caliza oolítica tipo wackestone variando a mudstone con espesores entre 30 y 60 cm, se encontró expuesta en el núcleo del anticlinal de Guadalupe y Jáures del cañón de Hualahuises; se presenta ampliamente brechada al igual que lo observado en otros anticlinales dentro de las áreas estudiadas. En ambos pliegues aparece definiendo un pliegue recostado, aunque más apretado el anticlinal de Jáures en relación con el anticlinal Guadalupe, indica que la caliza Zuloaga está despegada de la Formación Minas Viejas (despegue regional). La no existencia de este afloramiento en el cañón de Santa Rosa en los respectivos anticlinales, implica que la profundidad del despegue hacia el SE dentro de la cadena plegada se someriza hacia el SE a lo largo del frente tectónico, hasta desaparecer estas estructuras unos pocos kilómetros hacia el SE de Rancho Viejo y La Palma.

La otra unidad sedimentaria jurásica expuesta en el área de estudio corresponde a la Formación La Casita. Esta unidad se encuentra expuesta en los anticlinales Guadalupe, Santa Rosa y Jáures, presenta únicamente el miembro arcilloso, compuesto de lutita carbonosa de 150 (anticlinales Guadalupe y Santa Rosa) a 50 m (anticlinal Jáures) de espesor y que subyace concordantemente a margas (mudstone) intercaladas con lutita de la Formación Taraises, expuesta en los tres anticlinales con un espesor medido de 100 (anticlinales Guadalupe y Santa Rosa) a 200 m (anticlinal Jáures), y que en su base en el anticlinal Guadalupe presenta un horizonte de arenisca de 2 m de espesor. Concordantemente sobre la Formación Taraises sobreyace la Formación Tamaulipas Inferior, compuesta de mudstone de espesores entre 0.3 y 1.5 m, intercalados en la base y cima con horizontes delgados de lutita de espesores < 5 cm. Esta Formación presenta hasta 430 m de espesor y configura los relieves más prominentes en el área de estudio. Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior, aparece la Formación La Peña que presenta un espesor de 20 a 30 m de margas con nódulos de hierro aislados y

fósiles de amonites, estas capas se intercalan con lutita calcárea de espesor delgado y caliza especialmente en su base y cima, hacia los contactos concordantes de las formaciones Tamaulipas Inferior en la base y Tamaulipas Superior en la cima, respectivamente.

La Formación Tamaulipas Superior está compuesta de intercalaciones de caliza con lutita de espesor delgado alcanzando 90 m de espesor. La caliza presenta nódulos de pedernal negro abundantes cerca de su cima hacia la Formación Cuesta del Cura que le sobreyace de manera concordante. Esta última presenta caliza de estratificación ondulada de hasta 20 cm, intercalada con lutita calcárea, bandas y lentes de pedernal, su espesor alcanza los 30 m. Otra de las unidades del Cretácico Superior aflorantes es la Formación Agua Nueva, compuesta de lutita gruesa laminar de color negro, rica en componentes orgánicos, intemperiza a color beige y se intercala con marga de espesor delgado. Esta Formación subyace a la Formación San Felipe, compuesta de intercalaciones de lutita calcárea intercalada con horizontes verdes de bentonita, caliza blanca silicificada de espesor delgado y limolitas. Sobreyaciendo de manera transicional y concordante a la Formación San Felipe, se presenta la Formación Méndez, está compuesta de lutita masiva con una foliación bien desarrollada. Las formaciones Agua Nueva y San Felipe se agruparon como una sola unidad en la sección geológica alcanzando un espesor de hasta 410 m, mientras que el espesor mínimo para la Formación Méndez es de 400 m.

4.2.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas

La sección Hualahuises, de WSW hacia el ESE, presenta tres pliegues anticlinales, estos son: Guadalupe, Santa Rosa y Jáures, con sus respectivos sinclinales intermedios. La longitud de onda de estos pliegues varía entre 3.5 y 4.3 km mientras que la amplitud es de 3.9 km (Figura 4-7). La sección presenta una cabalgadura y una zona de cizalla, la cabalgadura corresponde a la extensión hacia el norte de la cabalgadura secundaria del anticlinal Santa Rosa; por otro lado, la zona de cizalla está definida en el flanco frontal de la extensión al norte del anticlinal de Jáures, y correspondería a la zona de deformación reconocida como cabalgadura frontal en el cañón Santa Rosa.

En la sección geológica (Figura 4-7) es muy notorio que las estructuras principales muestran el incremento del acortamiento hacia el frente, y que son más apretados en relación al sinclinal que los separa. A continuación, se hace una descripción más detallada de cada una de las estructuras documentadas en esta sección.

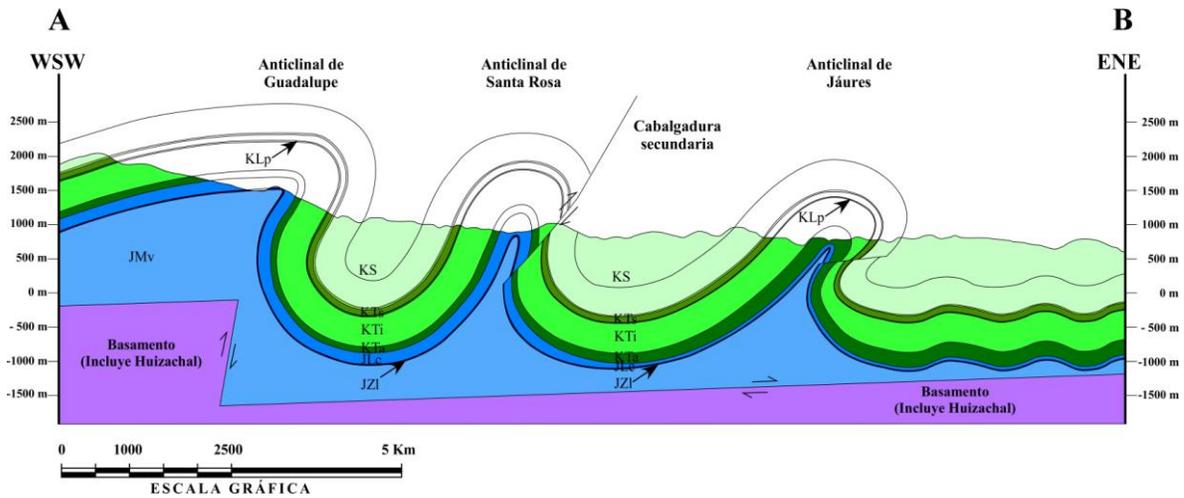


Figura 4-7 Sección geológica del cañón Hualahuises entre las localidades de los Ejidos El Salitre, Iturbide, N.L. y Progreso, Hualahuises, N.L. Abreviaturas: JMv: Formación Minas Viejas, JZI: Formación Zuloaga, JLC: Formación La Casita, KTa: Formación Taraíses, KTi: Formación Tamaulipas Inferior, KLP: Formación La Peña, KTs: Formación Tamaulipas Superior, KS: Formaciones del Cretácico Superior; incluyendo, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Anticlinal de Guadalupe, esta estructura contiene en su núcleo caliza de la Formación Zuloaga como unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado vergente hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 12° hacia el WSW y su flanco frontal ligeramente invertido con inclinación de 60° hacia el WSW. La amplitud de este pliegue alcanza los 4 km. Este pliegue representa a un anticlinal con vergencia al ENE de una estructura que presenta dos anticlinales con vergencias opuestas (estructura en forma de moño, disarmónica a la cadena plegada). Se interpreta, por su geometría y estratigrafía, que corresponde a un pliegue de despegue clásico despegado de un potente espesor de evaporitas del Calloviano-Oxfordiano de la Formación Minas Viejas, expuestas unos 30 km hacia el NNW en la localidad de Potrero Prieto.

Anticlinal de Santa Rosa, esta estructura contiene en su núcleo lutita de la Formación La Casita como unidad más antigua aflorante, es un pliegue con plano axial inclinado vergente

hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 72° hacia el WSW y su flanco frontal afallado se encuentra ligeramente invertido con inclinación de 80° hacia el WSW. La amplitud del pliegue alcanza los 3.9 km. El flanco frontal está cortado por una falla inversa que yuxtapone a la Formación Tamaulipas Inferior sobre Cuesta del Cura, lo que indica un desplazamiento de pocas decenas de metros. Esta falla presenta una inclinación de 48° al WSW y corresponde a la cabalgadura secundaria. Se interpreta, por la geometría y estructuras presentes en el núcleo y flanco de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue afallado tardíamente; el despegue se generó en el nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas y la falla inversa se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona, lo que derivó que el pliegue de despegue se rompiera en su flanco frontal. El plano de falla por su alto ángulo principalmente acomodó desplazamiento en la componente vertical y se estima que pudo alcanzar los 450 m de desplazamiento.

Anticlinal de Jáures, esta estructura contiene en su núcleo caliza de la Formación Zuloaga como unidad más antigua, es un pliegue con plano axial inclinado vergente al ENE, su flanco trasero inclina en promedio 45° hacia el WSW y el flanco frontal de esta estructura se encuentra cizallado e invertido con aproximadamente 40° al WSW. La amplitud de este pliegue es de 3.8 km. El flanco frontal se encuentra fuertemente cizallado ocasionando que el flanco frontal se encuentre recostado (las unidades más externas del pliegue se observan más recostadas) y reduciendo considerablemente el espesor de las unidades del Cretácico Superior. Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flancos de ésta estructura, que corresponde a un pliegue despegado del nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas, el cual con el incremento del acortamiento y el transporte, controló cizallamiento que condujo a alargamiento de su flanco frontal sin haber sido lo suficientemente prolongado y de magnitud tal para permitir que el pliegue alcanzara la rotura.

4.3 SECCIÓN ALAMAR

La sección Alamar presenta una longitud aproximada de 12 km y rumbo ENE-WSW, esta sección se elaboró siguiendo el cauce del río Potosí, cuyo curso es cercanamente

perpendicular al rumbo de las estructuras a nivel regional (NNW-SSE). Morfológicamente, esta área presenta lomeríos suaves cerca del pie de montaña que alcanzan en promedio los 800 msnm; sin embargo, hacia el poniente del frente de montaña el relieve cambia a sierras altas con escarpes y crestas que en ocasiones superan los 2,500 msnm. En general, se ha observado que el relieve topográfico, al igual que en las otras secciones elaboradas, se incrementa desde el antepaís en el oriente hacia el interior del cinturón plegado y cabalgado al poniente, reflejando los diferentes niveles estructurales.

4.3.1 Estratigrafía

A lo largo de esta sección afloran rocas de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior (Figura 4-2). La unidad más antigua aflorando corresponde a la caliza de la Formación Zuloaga, definida como una caliza oolítica tipo wackestone variando a mudstone con espesores entre 30 y 60 cm, únicamente se encontró expuesta en el núcleo del anticlinal de Jáures; se presenta intensamente brechada y plegada al igual que lo observado en otros anticlinales dentro de las áreas estudiadas. Aparece definiendo pliegues disarmónicos en forma de “M”, con planos axiales ligeramente inclinados con transporte hacia el antepaís (Figura 4-8).

La otra unidad sedimentaria jurásica expuesta en el área de estudio corresponde a la Formación La Casita. Esta unidad está integrada por dos miembros, el miembro arcilloso más antiguo compuesto de lutita carbonosa y un miembro superior arcilloso-calcáreo en el anticlinal frontal “Santa Rosa” con 150 m de espesor, mientras que en el anticlinorio Jáures el miembro superior se compone de arenisca de grano fino con bandas de fosforita que, en conjunto, presentan hasta 100 m de espesor. En el anticlinal Santa Rosa la Formación Taraises está constituida por dos miembros; el miembro inferior está compuesto de arenisca y sobreyace concordantemente al miembro superior arcilloso compuesto de lutita negra calcárea de la Formación La Casita. El miembro superior de la Formación Taraises presenta marga con intercalaciones de lutita y bandas de pedernal negro, alcanzando los 170 m de espesor. Hacia el oriente, en el anticlinal Jáures, la Formación Taraises presenta únicamente el miembro constituido de marga con intercalaciones de lutita y bandas de pedernal con un espesor medido de hasta 90 m. Concordantemente a la Formación Taraises, le sobreyace la Formación

Tamaulipas Inferior compuesta de mudstone de espesores entre 0.3 y 1.5 m intercalados en la base y cima con horizontes delgados de lutita de espesores < 5 cm. La Formación Tamaulipas Inferior presenta hasta 400 m de espesor.

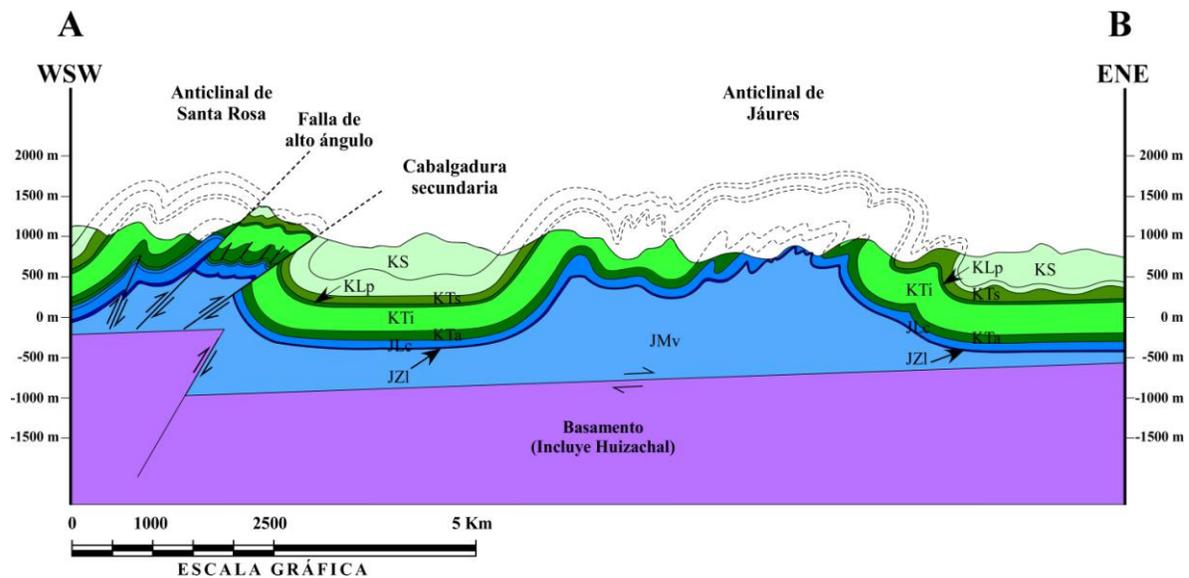


Figura 4-8 Sección geológica del cañon Alamar a lo largo del Río Potosí entre las localidades, Ejido Ampliación el Alamar y Los Encinos, Hualahuises, N.L. Abreviaturas: JMv: Formación Minas Viejas, JZI: Formación Zuloaga, JLc: Formación La Casita, KTa: Formación Taraises, KTI: Formación Tamaulipas Inferior, KLp: Formación La Peña, KTS: Formación Tamaulipas Superior, KS: Formaciones del Cretácico Superior; incluyendo, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior, está expuesta la Formación La Peña, la cual presenta un espesor de 40 m integrado por margas con nódulos de hierro aislados y fósiles de amonites, estas capas se intercalan con lutita calcárea de espesor delgado y caliza, especialmente en su base y cima, hacia los contactos concordantes de las unidades calcáreas más potentes en la región que le subyacen y sobreyacen, en este caso Tamaulipas Inferior en la base y Tamaulipas Superior en la cima, respectivamente. La Formación Tamaulipas Superior está compuesta de intercalaciones de caliza con lutita de espesor delgado alcanzando 120 m de espesor. La caliza presenta nódulos de pedernal negro abundantes cerca de su cima en la transición con la Formación Cuesta del Cura que le sobreyace de manera concordante. Esta última unidad presenta caliza de estratificación ondulada intercalada con lutita calcárea, bandas y lentes de pedernal, su espesor alcanza los 160 m. Otra de las unidades del Cretácico Superior aflorantes es la Formación Agua Nueva, compuesta de lutita laminar gruesa de color

negro rica en componentes orgánicos, intemperiza a color beige y se intercala con marga de espesor delgado, característicamente desarrolla un fracturamiento laminar paralelo a la estratificación. Esta Formación subyace a la Formación San Felipe, compuesta de intercalaciones de lutita calcárea intercalada con horizontes verdes de bentonita, caliza blanca silicificada de espesor delgado y limolitas. Finalmente, la secuencia marina termina con la aparición de la Formación Méndez, compuesta de lutita masiva con una foliación bien desarrollada. Las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez se agruparon como una sola unidad en la sección geológica y los espesores utilizados fueron los publicados por MICHALZIK (1988) quien reporta 103, 131 y más de 500 m, respectivamente.

4.3.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas

La sección Alamar con orientación WSW - ENE presenta dos anticlinales que más bien reflejan la estructura transicional hacia anticlinorios, Santa Rosa y Jáures, con su sinclinal amplio intermedio ó sinclinorio, esto último por la serie de mesopliegues presentes dentro de cada estructura regional. La longitud de onda de los pliegues regionales es de 4.3 km y 6.9 km, respectivamente, mientras que la amplitud es de 2 km. La sección presenta dos cabalgaduras en el anticlinal Santa Rosa, estas son: a) cabalgadura trasera o de alto ángulo y b) cabalgadura secundaria, esta última corresponde a la extensión hacia el norte de la cabalgadura secundaria en la sección Santa Rosa (Figura 4-8).

La Figura 4-8 presenta las estructuras principales donde los anticlinales muestran plegamiento intenso cerca del flanco en el Anticlinal Santa Rosa y en el núcleo del Anticlinal Jáures. A continuación, se hace una descripción más detallada de cada una de las estructuras documentadas en la sección.

Anticlinal de Santa Rosa, esta estructura contiene en su núcleo lutita carbonosa del miembro inferior de la Formación La Casita como unidad más antigua aflorante. Es un pliegue con plano axial inclinado vergente hacia el ENE, presenta su flanco trasero inclinado en promedio 55° hacia el WSW y su flanco frontal afallado se encuentra invertido con inclinación de 50° hacia el WSW. La amplitud del pliegue alcanza los 2 km. Esta estructura presenta plegamiento en el flanco trasero definiendo un par anticlinal-sinclinal de segundo orden

originado por un pliegue por propagación de falla con plano de falla inclinando 63° . Se interpreta que esta estructura se generó por el despegue de la secuencia sedimentaria sobre la lutita de la Formación La Casita. Cerca del núcleo el pliegue presenta una falla con inclinación 46° al WSW, la cual pone en contacto al miembro calcáreo-arcilloso (miembro superior) de la Formación La Casita sobre la caliza de la Formación Tamaulipas Inferior.

Se interpreta que la falla inversa corta a toda la secuencia sedimentaria y se generó como respuesta a la reactivación de una falla de basamento pre-existente. El flanco frontal está cortado por una falla inversa que yuxtapone a la Formación Tamaulipas Inferior sobre Cuesta del Cura. Esta falla presenta una inclinación de 35° al WSW y corresponde a la cabalgadura secundaria. Se interpreta, por la geometría y estructuras presentes en el núcleo y flanco de ésta estructura, que corresponde a un pliegue de despegue a fallado tardíamente; el despegue se generó en el nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas y la falla inversa se interpreta que fue generada durante el incremento del acortamiento en la zona que derivó que el pliegue de despegue se rompiera en su flanco frontal. El desplazamiento estimado sobre esta falla es cercano a 500 m.

Anticlinal de Jáures, esta estructura contiene en su núcleo caliza de la Formación Zuloaga como unidad más antigua, corresponde a una estructura compleja, tipo anticlinorio, con cerca de 7 km de longitud con anticlinales de segundo orden de hasta 400 m de longitud de onda. El anticlinorio en general, presenta plano axial inclinado vergente al ENE, su flanco trasero inclina en promedio 55° hacia el WSW y el flanco frontal de esta estructura se encuentra invertido con aproximadamente 60° al WSW. La amplitud de este pliegue es de 2 km.

Esta estructura presenta plegamiento disarmónico como resultado de despegues en diferentes niveles estratigráficos, dando la apariencia de un anticlinorio. Cerca del flanco trasero de la estructura principal, se presenta un pliegue anticlinal con su flanco frontal intensamente plegado, este plegamiento intenso se observó dentro de la Formación Tamaulipas Inferior y se interpreta que tuvo su origen por su despegue sobre las margas de la Formación Taraises. El núcleo del pliegue presenta la mayor complejidad, la caliza Zuloaga se

observó intensamente plegada y en ocasiones brechada (Figura 4-9), exhibiendo un comportamiento disarmónico respecto al de las unidades sobreyacentes, las cuales presentan pliegues más suaves. Al igual que las otras zonas del pliegue, la zona frontal de la estructura se encuentra fuertemente deformada y adelgazada, presentando plegamiento intenso con vergencia al ENE, incluyendo rocas de las formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior, Superior y Cuesta del Cura.

Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flancos de ésta estructura, que corresponde a un pliegue despegado del nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas, las cuales con el incremento del acortamiento y el transporte derivó que el pliegue experimentara despegues a nivel interformación ocasionando intenso plegamiento en diferentes niveles estructurales.

Una peculiaridad de la sección es la disarmonía (pliegues “M”) que muestra la Formación Zuloaga en el núcleo del anticlinal de Jáures, característico de una unidades competente, de menor espesor, deformadas dentro de dos Formaciones más gruesas y con comportamiento mecánico plástico, como lo son las evaporitas de la Formación Minas Viejas y las lutitas de las Formación La Casita que le subyacen y sobreyacen, repectivamente. Por otro lado, en el flanco trasero del anticlinal de Jáures, entre la localidad de Los Americanos y Ampliación Alamar, se aprecian pliegues disarmónicos en la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 4-10).

4.4 SECCIÓN LA BOCA

La sección La Boca presenta una longitud aproximada de 9 km y rumbo ENE-WSW, esta sección se elaboró siguiendo el cauce del río Pílon, cuyo curso también al igual que los ríos en los anteriores cañones descritos es cercanamente perpendicular al rumbo de las estructuras a nivel regional (NNW-SSE). Morfológicamente, esta área presenta lomeríos suaves cerca del pie de montaña que alcanzan en promedio los 600 msnm y hacia el poniente del frente de montaña el relieve cambia a sierras altas con escarpes y crestas que en ocasiones superan los 2000 msnm. En general, se observó que el relieve topográfico, al igual que en las otras secciones elaboradas, se incrementa desde el antepaís en el oriente hacia el interior del

cinturón plegado y cabalgado al poniente, dando una idea de los diferentes niveles estructurales.

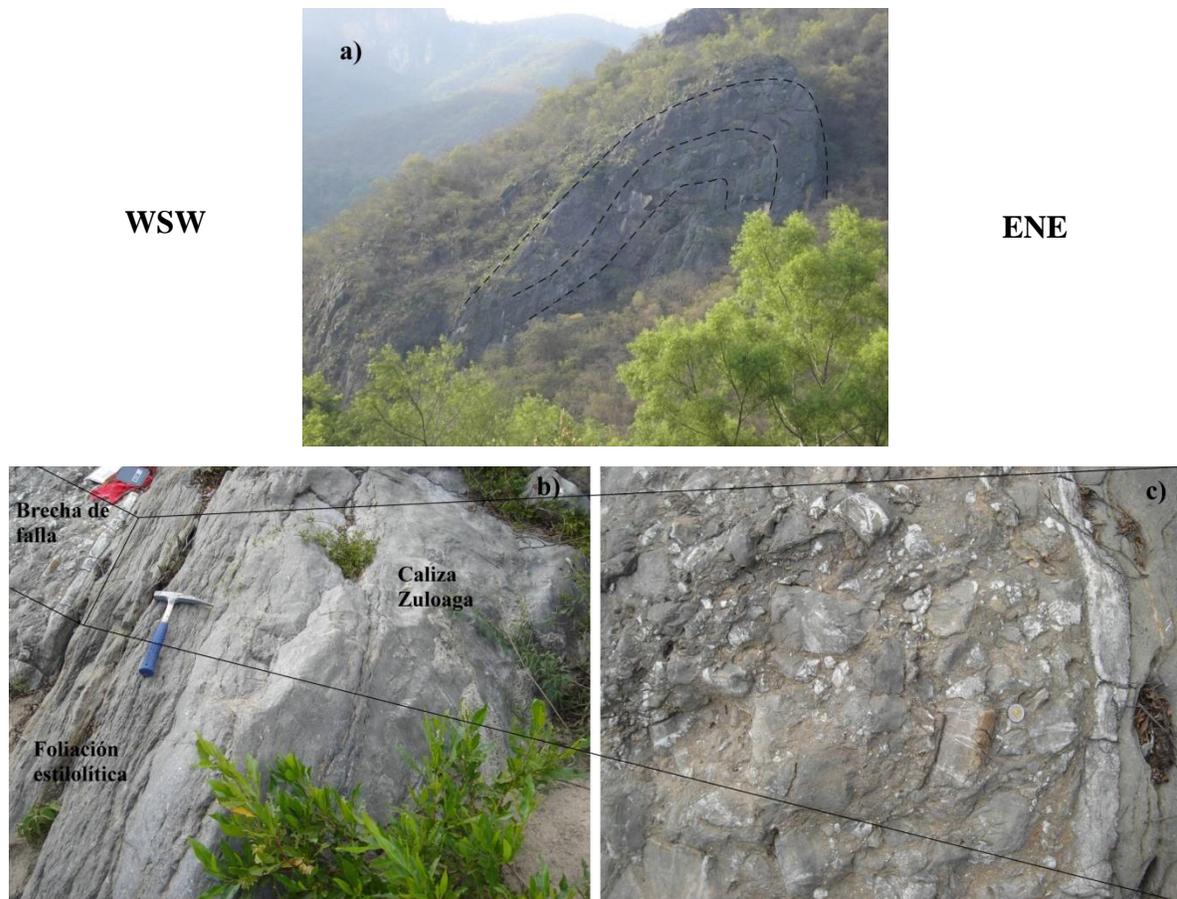


Figura 4-9 Deformación intensa de la caliza Zuloaga en el núcleo del anticlinal de Jáures. a) La caliza Zuloaga se muestra con un pliegue muy apretado con vergencia al antepaís, b) Bandas de foliación estilolítica y, c) brecha de falla en el pliegue apretado de la caliza Zuloaga, mostrando fragmentos angulosos de caliza con fracturas rellenas de calcita, y fragmentos recrystalizados dentro de una matriz calcárea.

4.4.1 Estratigrafía

A lo largo de esta sección geológica afloran rocas de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior (Figura 4-2). La unidad más antigua aflorando corresponde a la caliza de la Formación Zuloaga, definida como una caliza oolítica tipo wackestone variando a mudstone con espesores entre 30 y 60 cm, se encontró expuesta cerca del flanco frontal del anticlinal de Jáures; se presenta intensamente brechada y en contacto a través de falla sobre la lutita de la Formación La Casita. Aparece definiendo una estructura tipo anticlinorio afallado doblemente en su flanco frontal con trasporte tectónico hacia el antepaís (Figura 4-11).

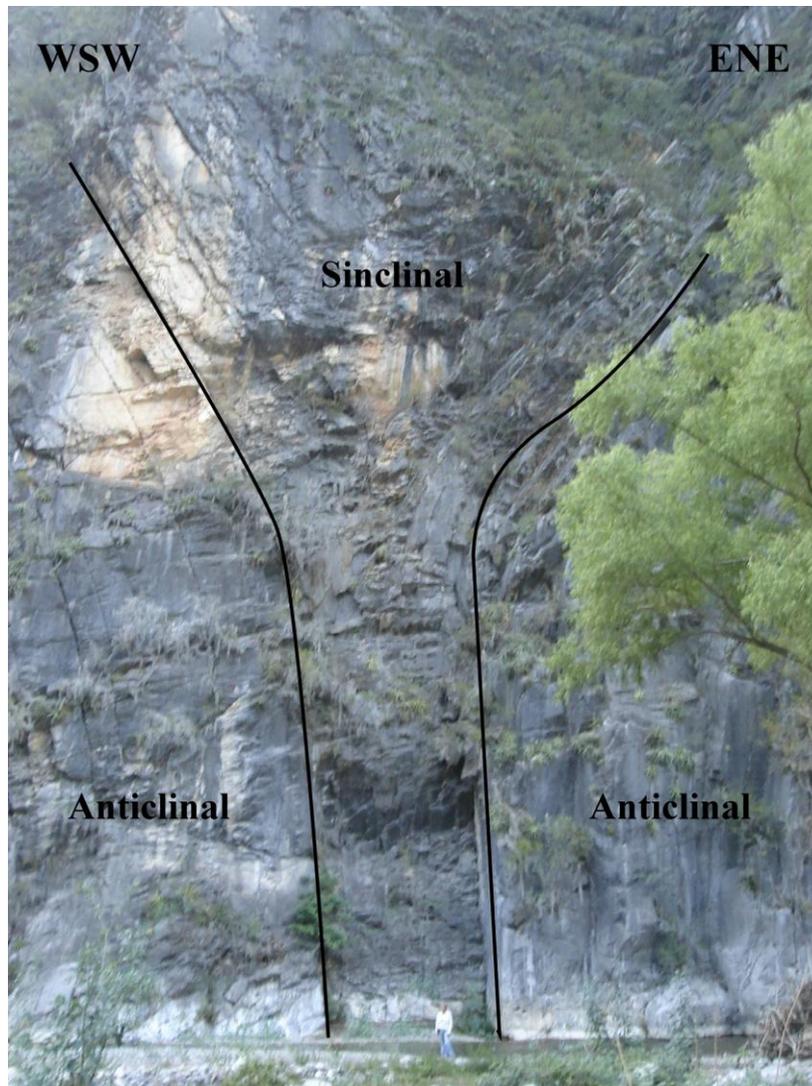


Figura 4-10 Anticlinales en la Formación Tamaulipas Inferior con estructura convoluta que reflejan alto acortamiento y disarmonía dentro de la secuencia deformada.

La otra unidad sedimentaria jurásica expuesta en el área de estudio corresponde a la Formación La Casita. Esta unidad está integrada por dos miembros, el miembro arcilloso más antiguo compuesto de lutita carbonosa y un miembro superior arenoso-fosforítico que en conjunto presenta hasta 250 m de espesor. Sobreyaciendo concordantemente a la Formación La Casita, la Formación Taraises está constituida por margas con intercalaciones de lutita y bandas de pedernal con un espesor medido de hasta 195 m. Sobreyaciendo concordantemente a la Formación Taraises se presenta la Formación Tamaulipas Inferior, compuesta de mudstone de espesores entre 0.3 y 1.5 m, intercalados en la base y cima con horizontes delgados de lutita de espesor < 5 cm. Esta Formación presenta hasta 430 m de espesor total.

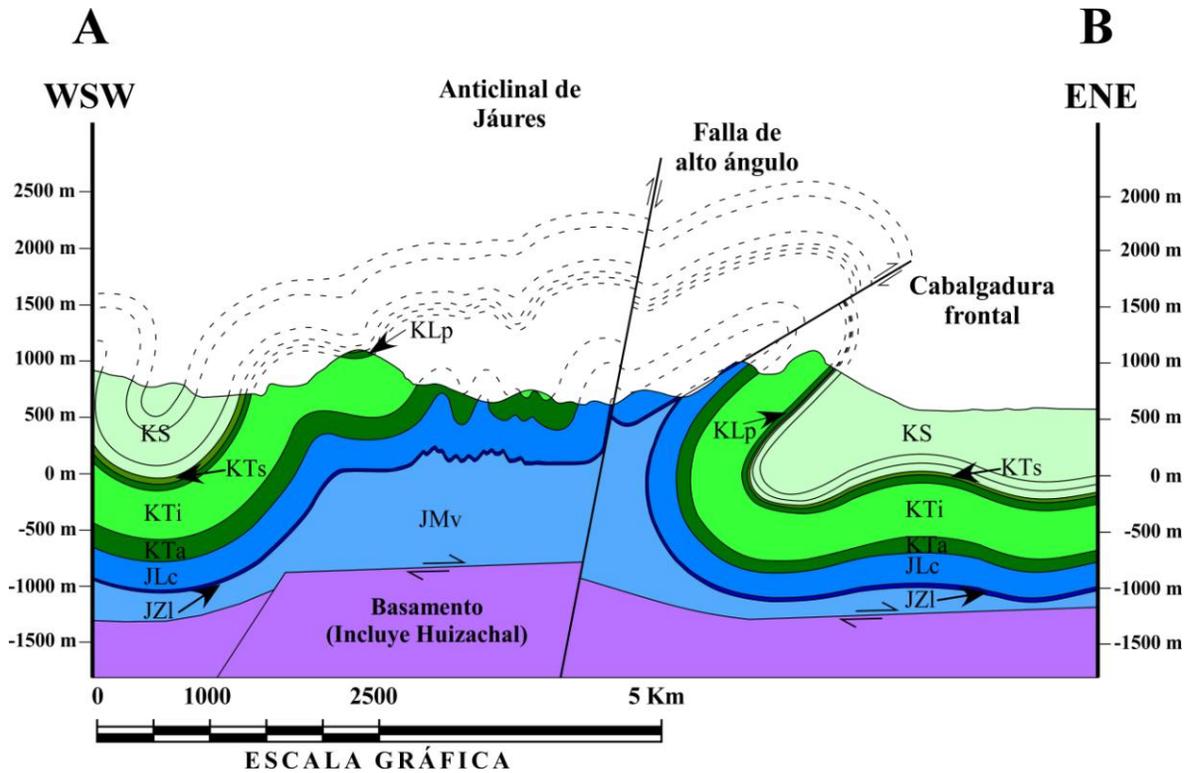


Figura 4-11 Sección geológica del cañón La Boca documentada a lo largo del río Potosí. Abreviaturas: JMv: Formación Minas Viejas, JZi: Formación Zuloaga, JLv: Formación La Casita, KTa: Formación Taraíses, KTi: Formación Tamaulipas Inferior, KLp: Formación La Peña, KTs: Formación Tamaulipas Superior, KS: Formaciones del Cretácico Superior; incluyendo, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Inferior aparece la Formación La Peña, ésta presenta un espesor de 55 m de margas con nódulos de hierro aislados y fósiles de amonites, estas capas se intercalan con lutita calcárea y caliza de espesor delgado especialmente en su base y cima, cerca de los contactos concordantes de las unidades calcáreas más potentes en la región, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, respectivamente. La Formación Tamaulipas Superior está compuesta de intercalaciones de caliza con lutita de espesor delgado alcanzando 60 m de espesor total en la sección. La caliza presenta nódulos de pedernal negro abundantes cerca de su contacto superior con la Formación Cuesta del Cura, la cual le sobreyace de manera concordante y transicional.

La Formación Cuesta del Cura presenta caliza de estratificación ondulada intercalada con lutita calcárea, bandas y lentes de pedernal, su espesor alcanza los 110 m. Otra de las unidades del Cretácico Superior aflorantes es la Formación Agua Nueva, compuesta de lutita

gruesa de color negro rica en componentes orgánicos, intemperiza a color beige y se intercala con marga de espesor delgado, característicamente desarrolla un fracturamiento laminar paralelo a la estratificación, el espesor total medido es de 300 m. Esta Formación subyace transicional y concordantemente a la Formación San Felipe, compuesta de intercalaciones de lutita calcárea intercalada con horizontes verdes de bentonita, caliza blanca silicificada de espesor delgado y limolitas. Finalmente, la secuencia marina termina con la aparición de la Formación Méndez, compuesta de lutita masiva con una foliación bien desarrollada. Las formaciones San Felipe y Méndez se agruparon como una sola unidad en la sección geológica y los espesores utilizados fueron los publicados por MICHALZIK (1988) quien reporta 131 y más de 500 m, respectivamente.

4.4.2 Estructuras principales: Pliegues y Fallas

La sección La Boca con orientación WSW - ESE presenta únicamente al anticlinal de Jáures, con un sinclinal apretado al poniente. La amplitud del pliegue es de 2.5 km. La sección presenta dos cabalgaduras en la parte frontal del pliegue, una cabalgadura de alto ángulo y una cabalgadura frontal, esta última corresponde a la extensión hacia el norte de la cabalgadura frontal.

La Figura 4-11 presenta las estructuras principales con plegamiento intenso cerca del núcleo y fallamiento en el flanco frontal. A continuación, se hace una descripción más detallada de las estructuras documentadas en la sección.

Anticlinal de Jáures, esta estructura contiene en su núcleo caliza de la Formación Zuloaga como unidad más antigua, es una estructura compleja, contiene una estructura tipo anticlinorio afallado doblemente en su flanco frontal, el cual tiene cerca de 7 km de longitud con anticlinales de segundo orden de hasta 1,100 m de longitud de onda. El anticlinorio presenta plano axial vertical a sub-vertical en su parte central e inclinado con vergencia hacia el ENE en la parte frontal, su flanco trasero inclina en promedio 72° hacia el WSW y el flanco frontal de esta estructura se encuentra invertido con aproximadamente 46° al WSW. La amplitud de este pliegue es de 2.5 km.

Esta estructura presenta plegamiento disarmónico en las Formaciones Taraises y Tamaulipas Inferior como resultado del despegue sobre la lutita La Casita, lo que produce su morfología de un anticlinorio, siendo más evidente cerca del núcleo de la estructura. Al igual que las otras zonas del pliegue, la zona frontal de la estructura se encuentra fuertemente deformada, ya que presenta dos fallas principales y otras fallas menores que sobreponen a la caliza Zuloaga con la lutita de la Formación La Casita. La cabalgadura frontal presenta 31° de inclinación y cerca de 750 m de desplazamiento; el bloque de piso se encuentra recostado y fuertemente cizallado, exhibiendo a las Formaciones la Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura y Agua Nueva muy adelgazadas. La falla de alto ángulo acomoda principalmente movimiento vertical, tiene 79° de inclinación y cerca de 200 m de desplazamiento.

Se interpreta, por la geometría, estratigrafía y estructuras presentes en el núcleo y flancos de ésta estructura, que corresponde a un pliegue despegado del nivel estratigráfico regional que corresponde a las evaporitas de la Formación Minas Viejas, el cual con el incremento del acortamiento y el transporte derivó que el pliegue sufriera despegues a nivel interformación ocasionando intenso plegamiento en diferentes niveles estructurales y posterior fallamiento.

A continuación, con base en lo descrito en este capítulo, se discutirán los factores más importantes que controlaron los estilos de deformación reconocidos, la asimetría de la deformación a lo largo del rumbo del frente tectónico y perpendicularmente a este. Además, se propone un modelo 3D que ilustra las relaciones geométricas y cinemáticas de las estructuras entre los cañones Santa Rosa, Hualahuises, Alamar y La Boca.

CAPITULO V

5 DISCUSIÓN

5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen y discuten los estilos estructurales de deformación presentes dentro del área de estudio. La discusión se fundamenta en el análisis de cuatro secciones estructurales perpendiculares al frente tectónico: Santa Rosa, Hualahuises, Alamar y La Boca, y en resultados de modelado analógico de deformación. Se discute además la geometría y cinemática del frente cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO) mediante un modelo 3D, los factores que controlaron la geometría de las estructuras y se presenta un análisis de la restauración estructural de la deformación paso por paso empleando el software 2D Move v. 5.1, en el cañón Santa Rosa al SW de Linares, N.L., donde existe una de las secciones mejor expuestas y más estudiadas del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental. Además, se discuten algunas características propias de la orogenia que contribuyó con la generación de los estilos estructurales presentes a lo largo del cinturón plegado y cabalgado de la SMO.

5.2 RESPECTO A LA CONTINUIDAD DE LA CABALGADURA FRONTAL Y LA SECUNDARIA

Uno de los puntos a resolver en este trabajo fue el de proponer un modelo para definir la manera en la que se disipó el desplazamiento en el frente de montaña en el área de estudio de acuerdo a los modelos propuestos por VANN *et al.* (1986) y definir la extensión de las fallas multicitadas y multitrazadas “cabalgaduras frontal y secundaria” sobre el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre Cd. Victoria, Tamps. y Monterrey, N.L.

Desde los años ‘50s del siglo pasado se han llevado a cabo trabajos con el objetivo de definir los estilos y mecanismos de deformación que dieron origen a las estructuras presentes en esta porción de la SMO, como lo presentó DÍAZ *et al.* (1959; Figura 5-1), posteriormente a principios de los 80’s del siglo pasado PADILLA Y SÁNCHEZ (1982) realizó su tesis doctoral dentro de la curvatura de Monterrey, llevando a cabo secciones estructurales regionales dentro de toda la saliente, publicando dos que prácticamente delimitan el área de

estudio de este trabajo (Figura 5-2). Los trabajos realizados por DÍAZ *et al.* (1959) y PADILLA Y SÁNCHEZ (1982), coinciden en interpretar que la deformación de la zona se produjo mediante deformación de cobertura de la secuencia del Jurásico Superior-Cretácico que se despegó sobre las evaporitas de la Formación Minas Viejas del Jurásico Superior y que el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental culmina con una cabalgadura emergente que yuxtapone rocas del Jurásico Superior sobre rocas del Cretácico Superior, típicas de una deformación de piel delgada, en la que dominan pliegues con deformación armónica con vergencia al ENE o NNE, respectivamente, producto del despegue de la secuencia sedimentaria sobre un despegue basal en la cima de la evaporita de la Formación Minas Viejas. Ambos autores ilustran que en la zona frontal, los dos pliegues más frontales (en esta tesis llamados Jáures y Santa Rosa) están limitados por fallas de cabalgadura (fallas frontal y secundaria, respectivamente). De acuerdo a su interpretación, la terminación del frente de montaña sigue el modelo de cabalgadura emergente de los diferentes tipos propuestos por VANN *et al.* (1986; Figura 1-4b).

Ambas secciones corresponden a los dos transectos donde existe una vialidad pavimentada y donde, efectivamente, es bastante elocuente la existencia de las cabalgaduras. Al Norte del área de estudio, sobre la carretera a Rayones, la caliza de la Formación Zuloaga del Jurásico Superior cabalga sobre la Formación Méndez del Cretácico Superior y en la parte Sur, sobre la carretera Linares-Galeana, las lutitas de la Formación La Casita del Jurásico Superior se yuxtaponen sobre las rocas de las Formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva del Cretácico Superior (DÍAZ *et al.*, 1959; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; PORRAS-VÁZQUEZ, 2008); sin embargo, entre estas dos secciones existen dos cañones más: Hualahuises y Alamar, en este último LAMY (1994) en su tesis de maestría y JASSO-SALDAÑA (2007) en su tesis de licenciatura, elaboraron respectivas secciones geológicas sobre el cañón Alamar, donde interpretan la estructura frontal como un pliegue de despegue transportado al ENE, generado por rotación de flancos producto del desacople de la secuencia sedimentaria sobre el despegue regional (Formación Minas Viejas), descartando la presencia de una cabalgadura frontal emergente, siguiendo más al modelo de pliegue de despegue generado por una cabalgadura sepultada de acuerdo con VANN *et al.* (1986; Figura 1-4d).

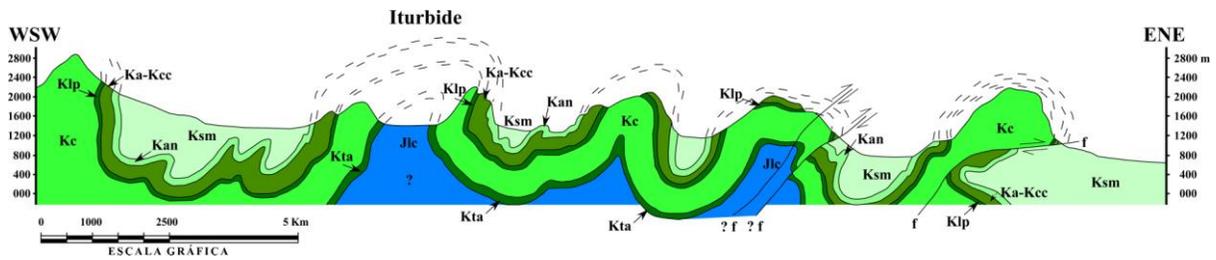


Figura 5-1 Sección clásica de las estructuras comprendidas entre Linares a Galeana a través del cañón Santa Rosa. Abreviaturas: Jlc: Formación La Casita, Kta: Formación Taraises, Kc: Formación Cupido, Klp: Formación La Peña, Ka-cc: Formaciones Aurora y Cuesta del Cura, Kan: Agua Nueva, Ksm: Formaciones San Felipe y Méndez, f: Falla, ?f: Falla inferida (DIAZ *et al.*, 1959).

Las secciones reportadas en la literatura y las presentadas en el capítulo IV (Figuras 4-3, 4-7, 4-8 y 4-11), coinciden en que las estructuras principales presentan características típicas de deformación de cobertura, y que son el resultado del despeque de la secuencia sedimentaria marina del Cretácico sobre la cima de un importante espesor de evaporitas de la Formación Minas Viejas del Jurásico, generando pliegues de despeque producto de los esfuerzos compresivos regionales.

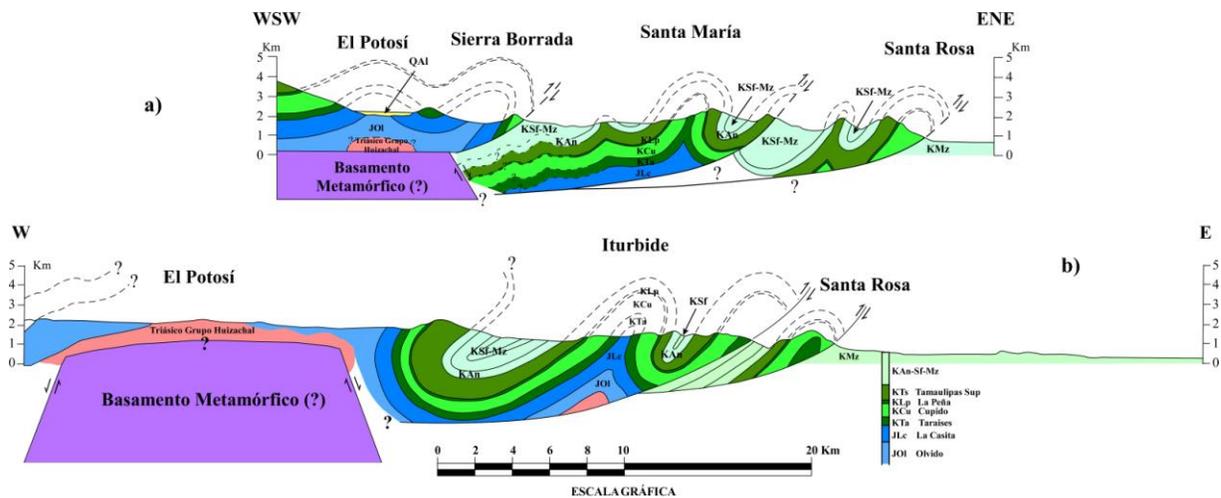


Figura 5-2 Secciones a través de la parte Sur de la Saliente de Monterrey. a) Sección ubicada al Norte de la carretera a Rayones y b) Sección ubicada al Sur de la entrada al cañón Santa Rosa (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

Sin embargo, la continuidad de las cabalgaduras entre la parte Norte del área de estudio y la parte Sur, como había sido publicado en mapas anteriores (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; INEGI, 1983; YE, 1997; EGUILUZ *et al.*, 2000; INEGI, 2005; SGM (2006) no existe.

Como se mencionó anteriormente, el alto relieve presente en la SMO, que contrasta de manera importante con la Planicie Costera del Golfo de México y debido a que es clara la existencia de una cabalgadura frontal emergente en zonas como en el caso de la carretera a Rayones, N. L. y el cañón Santa Rosa, fue usado para inferir que esta cabalgadura frontal se extendía sin interrupción entre estas dos localidades y que debería aflorar en las salidas de los cañones Hualahuises y Alamar, lo cual apoyado en los trabajos de LAMY (1994), JASSO-SALDAÑA (2007) y este trabajo, se refuta por la existencia de continuidad y solo alargamiento y adelgazamiento de los flancos frontales de las estructuras anticlinales en el frente de la SMO para ambos cañones.

La interpretación presentada en este trabajo sugiere la existencia de una cabalgadura frontal emergente que se extiende desde la carretera a Rayones donde la caliza Zuloaga se sobrepone a la lutita Méndez, al Sur en el cañón la Boca la caliza Zuloaga se sobrepone a la lutita de la Formación La Casita, al cruzar este cañón la falla se ramifica en 3 fallas inversas que sobrepone a Zuloaga sobre La Casita. Esta zona puede representar una zona de relevo donde el desplazamiento de la cabalgadura se disipa para acomodar el acortamiento por plegamiento; ya que, a la altura del cañón El Alamar la deformación se acomodo generando un pliegue similar a un anticlinorio con transporte al ENE, situación que se mantiene hasta el cañón Hualahuises donde se interpreta un pliegue con vergencia al ENE con su flanco frontal cizallado, donde se infiere la existencia de un plano de falla sepultado que no logro generar desplazamiento importante de la secuencia. Hacia el Sur del cañón Hualahuises el pliegue frontal en la entrada al cañón Santa Rosa expone una cabalgadura emergente donde la lutita de la Formación La Casita se sobrepone a caliza, lutita y pedernal de las Formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva, la traza de la cabalgadura frontal se muestra en el mapa estructural propuesto en este trabajo.

Respecto a la continuidad de la cabalgadura secundaria, la cual al igual que la cabalgadura frontal es constante su aparición en mapas y secciones publicadas; se encontró como una cabalgadura emergente desde el cañón El Alamar pasando por el cañón Hualahuises y continuando hasta el cañón Santa Rosa, donde la falla pone en contacto a la caliza de la Formación Tamaulipas Inferior sobre Cuesta del Cura.

5.3 FACTORES QUE CONTROLARON LOS ESTILOS DE DEFORMACION EN EL FRENTE DE DEFORMACION

Como se ha revisado en este trabajo la cabalgadura frontal no emerge a lo largo de todo el frente de montaña. Son muchos factores que influyen en la forma en la que avanza el frente de deformación y que finalmente definen el tipo de estructura frontal. Los principales factores que pudieron influir en la configuración del frente de montaña en el área de estudio incluyen:

1) *Morfología del basamento en el antepaís*, se ha documentado la existencia de elementos estructurales que influyeron en la distribución de facies y en la configuración del frente de montaña de la SMO. En particular, el Archipiélago de Tamaulipas, como fue propuesto por PADILLA Y SÁNCHEZ (1982) funcionó como una barrera que detuvo el avance del frente de deformación durante el *décollement* de la secuencia sedimentaria, actuó como contrafuerte produciendo esfuerzos en sentido contrario en la base de la secuencia sedimentaria, para generar cabalgamiento de las unidades más antiguas y definió la orientación NNW-SSE de las estructuras presentes en esta porción de la SMO.

2) *Variaciones en la magnitud del acortamiento*; este factor pudo condicionar la aparición o ausencia de cabalgamiento, ya que durante el acortamiento los esfuerzos acumulados fueron consumidos generando plegamiento que, al acumular mayor acortamiento, la energía se liberó mediante fallamiento del frente de montaña en los cañones Santa Rosa y La Boca; sin embargo, el acortamiento no fue de magnitud suficiente para generar una cabalgadura emergente en los cañones Hualahuises y Alamar. Es importante destacar que en este trabajo se llevó a cabo un ejercicio de modelado analógico, simulando las condiciones que pudieron prevalecer en la zona a escala aproximada, para determinar el efecto de la estratigrafía, el basamento y el grado de acortamiento sobre los estilos de deformación. Este modelado fue realizado en cajas de arena en el laboratorio de modelado analógico del Centro de Geociencias de la UNAM.

Durante el modelado de la deformación, se reconoció que las variaciones en el grado de acortamiento controló en gran medida el desarrollo de pliegues con transporte hacia el antepaís con adelgazamiento del flanco frontal y posterior cabalgamiento. Este efecto fue

evidente en el modelo FT sr-03 donde se aplicó 25 % de acortamiento (Figura 5-3). Por otro lado, el desarrollo de fallamiento en el flanco frontal de un pliegue de despegue se logró con el aumento del acortamiento en el modelo FT sr-05, para el cual se utilizó 35 % de acortamiento (Figura 5-4).

3) *La estratigrafía mecánica*, este factor ha demostrado ser clave en la evolución estructural de un cinturón plegado y cabalgado (RICH, 1934; DAHLSTROM, 1970; GREENER, 1972; MITRA, 1986; EISENSTADT, & DE PAOR, 1987); ya que, la resistencia y espesor de las capas competentes puede influir en la longitud de onda, amplitud y la posible asimetría de las estructuras (RAMSAY & HUBERT, 1987; ERICKSON, 1996), así mismo puede controlar la localización de fallas asociadas, distribución y orientación de fracturas (GROSS *et al.*, 1997). Por otro lado, las capas incompetentes pueden definir la posición de niveles de despegue potenciales y el desarrollo de disarmonía en la deformación. Además, los contrastes entre las propiedades mecánicas de las capas yuxtapuestas y los espesores de cada capa controlan la deformación mecánica y cinemática dentro de la cadena plegada (CURRIE *et al.*, 1962; WILTSCHKO & CHAPPLE, 1977; RAMSAY & HUBER, 1987; TWISS & MOORES, 1992).

Uno de los aspectos importantes de esta interpretación y que se relaciona con lo descrito arriba, es la presencia de despegues en niveles estratigráficos más someros respecto a las evaporitas; estos niveles de despegue se observaron en la cima de las formaciones Minas Viejas, La Casita, La Peña y Tamaulipas Superior y originaron plegamiento disarmónico de algunas unidades estratigráficas suprayacentes. Este aspecto está fuertemente influenciado por el papel que las diferencias de ductilidad o competencia y el grado de anisotropía mecánica en la estratigrafía entre las capas plegadas, y las diferentes estructuras generadas en diferentes niveles estructurales se relacionan a un despegue característico, esto es, su dimensión es proporcional a la profundidad del despegue; despegues más profundos generan estructuras de mayor dimensión con longitudes de onda y amplitudes de los pliegues diferentes (BARCHI *et al.*, 1998; GRANDINETTI *et al.*, 2000).

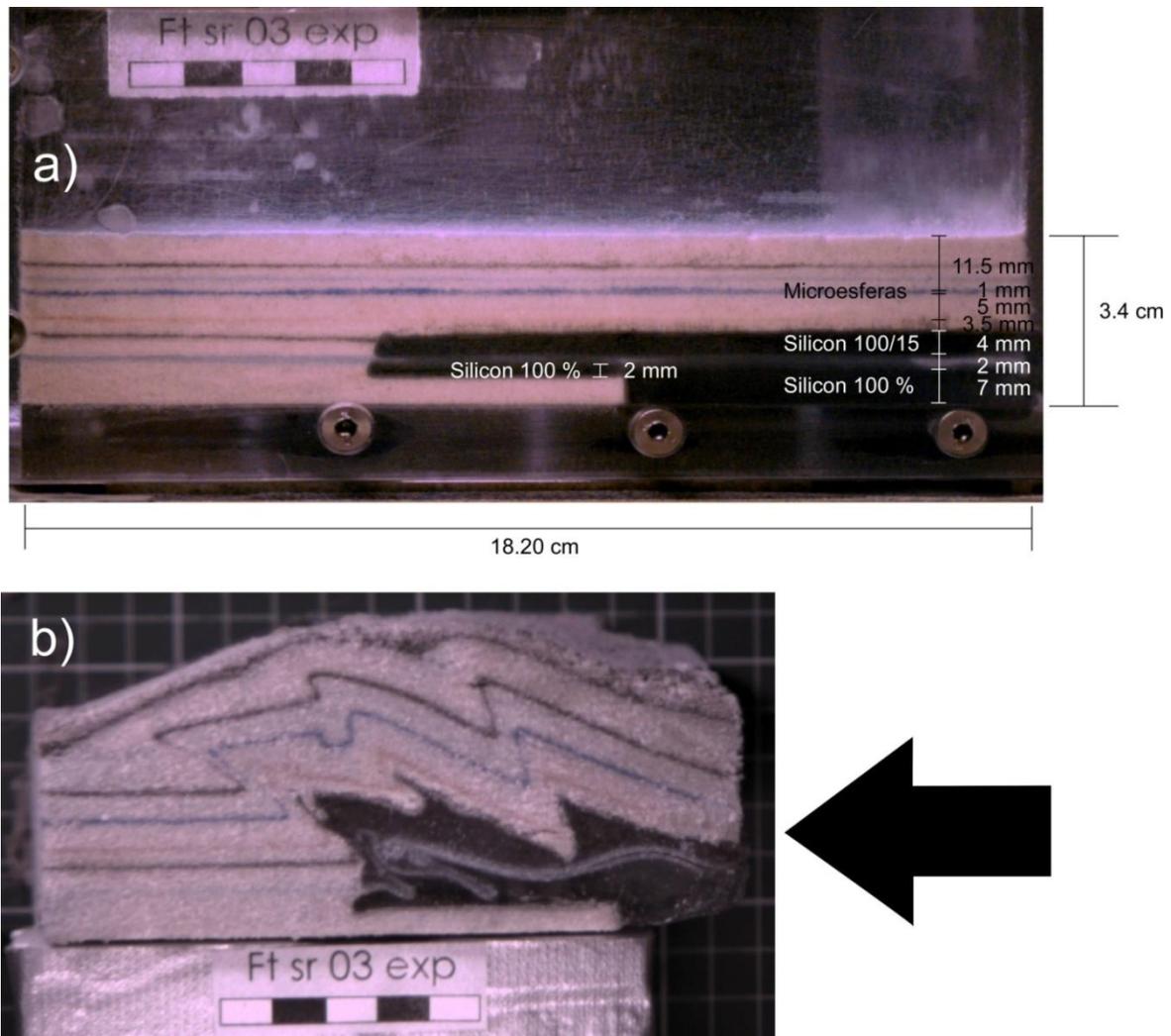


Figura 5-3 Modelo FT sr-03 en el que se aplicó un 25% de acortamiento durante el experimento. Se utilizó arena sílica malla 40 para simular rocas de comportamiento frágil (calizas, margas y areniscas), silicón para simular comportamiento dúctil de evaporitas (yesos), microesferas para simular comportamiento dúctil de lutitas (Formación La Peña) y mezclas de silicón y arena 100/15 para simular comportamiento dúctil de lutitas (Formación La Casita). a) Estado inicial y b) estado deformado.

Mediante los experimentos de modelado analógico llevados a cabo en este trabajo, también fue posible determinar con la reproducción de la deformación en el frente de montaña, que la anisotropía mecánica presente por las amplias variaciones de la estratigrafía, controló el desarrollo de estructuras secundarias (Figura 5-5). La presencia de estos despegues en niveles estratigráficos someros se ha visto al Sur del cañón Santa Rosa, sobre el cañón que delinea el río Pablillo al salir de la SMO cerca de la localidad de San Francisco Tenamaxtle (CASANOVA y GONZÁLEZ, *en proceso*) donde observaron la existencia de pliegue por propagación de falla hacía el antepaís, con longitudes de onda y amplitudes por lo menos un

orden de magnitud menor comparado con los pliegues frontales como Jáures y Santa Rosa; lo anterior, sugiere que el desplazamiento, al menos en esta zona, fue transferido hacia el antepaís y la falla que controló el desarrollo de estos pliegues en el frente de cabalgadura debió nuclear en un nivel estratigráfico más somero, quizás sobre el horizonte arcilloso de la Formación La Peña.

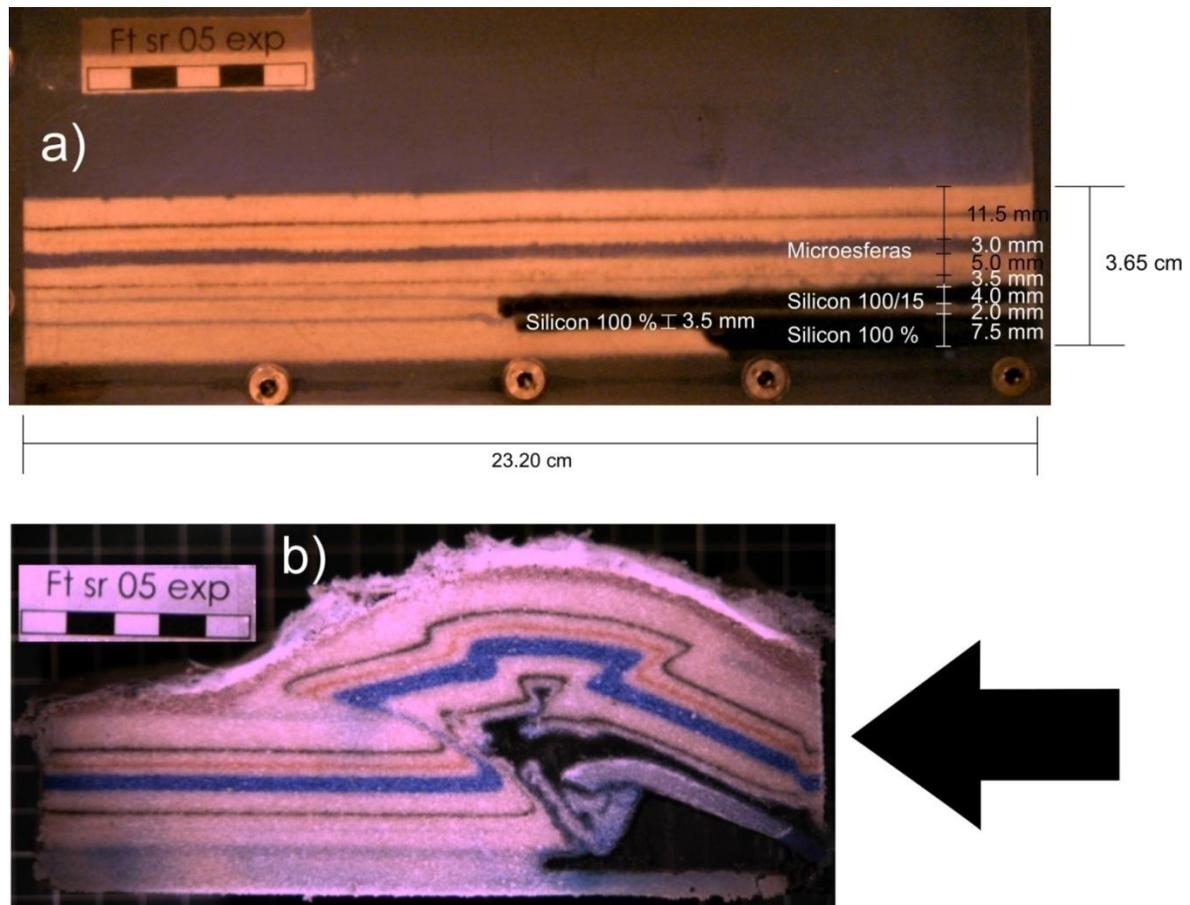


Figura 5-4 Modelo FT sr-05 en el que se aplicó un 35% de acortamiento durante el experimento. Se utilizó arena sílica malla 40 para simular rocas de comportamiento frágil (calizas, margas y areniscas), silicón para simular comportamiento dúctil de evaporitas (yesos), microesferas para simular comportamiento dúctil de lutitas (Formación La Peña) y mezcla silicón y arena 100/15 para simular comportamiento dúctil de lutitas (Formación La Casita). a) Estado inicial y b) estado deformado.

4) *Composición del despegue basal*, aunque podría estar implícito en el punto anterior, se ha descrito como un punto aparte debido a que las variaciones en la composición del despegue basal ha sido tema de numerosos trabajos y experimentos, ya que juega un papel importante en el estilo de cualquier frente de montaña, debido a que en muchos casos la

desaparición de horizontes evaporíticos coincide con cambios dramáticos en estilos estructurales y en general, en el control de como se deforma un cinturón plegado y cabalgado (DAVIS & ENGELDER 1985, 1987; VANN *et al.*, 1986; BUTLER *et al.*, 1987; VELAJ *et al.*, 1999; COTTON & KOYI, 2000; BONINI 2001).

Los resultados en pruebas mecánicas o modelos analógicos que colocan espesores variables de evaporitas en la base de secuencias de multicapas, indican que estas son muy débiles y que su alta ductilidad en niveles someros de la corteza (DAVIS & ENGELDER 1987; CARTER & HANSEN 1983; URAI *et al.*, 1986) y su presencia como nivel de despegue, originan: a) propagación más rápida del frente de deformación, b) mayor espaciamiento entre estructuras, c) zonas de deformación más amplias y, d) por lo general una cuña de material más delgada comparada con la presencia de un despegue más friccional (*i. e.* lutitas o en su defecto algo más contrastante como limolita, arenisca o caliza; DAVIS & ENGELDER, 1987; LETOUZEY *et al.*, 1995; TALBOT & ALAVI, 1996; COTTON & KOYI, 2000).

Teóricamente, el acortamiento podría generar numerosos pliegues con poco espaciamiento que subsecuentemente no crecen, o pocas estructuras ampliamente espaciadas que experimentan crecimiento significativo. En el caso que durante el avance de la deformación se alcance el acuñaamiento o desaparición de las evaporitas, el acortamiento se acomoda con engrosamiento vertical (MORLEY, 1986; COSTA & VENDEVILLE, 2002). Por otro lado, variaciones laterales en la composición del despegue basal puede generar propagación diferencial del frente de deformación resultando en el desarrollo de fallas laterales (COTTON & KOYI, 2000; BAHROUDI & KOYI, 2003). Aunque el espesor pre-deformacional, distribución lateral y ambiente deposicional de la evaporita Minas Viejas son desconocidos, es posible que su espesor se acuña hacia los altos de basamento o que durante los primeros pulsos de la deformación durante el *décollement*, se presentara movilización rápida de las mismas provocando que disminuyera el avance del frente de deformación, lo que provocaría el transporte y rompimiento de pliegues formados previamente. Sin duda, este efecto no puede ser ignorado durante la evaluación de los factores que controlaron los estilos de deformación en el área de estudio.

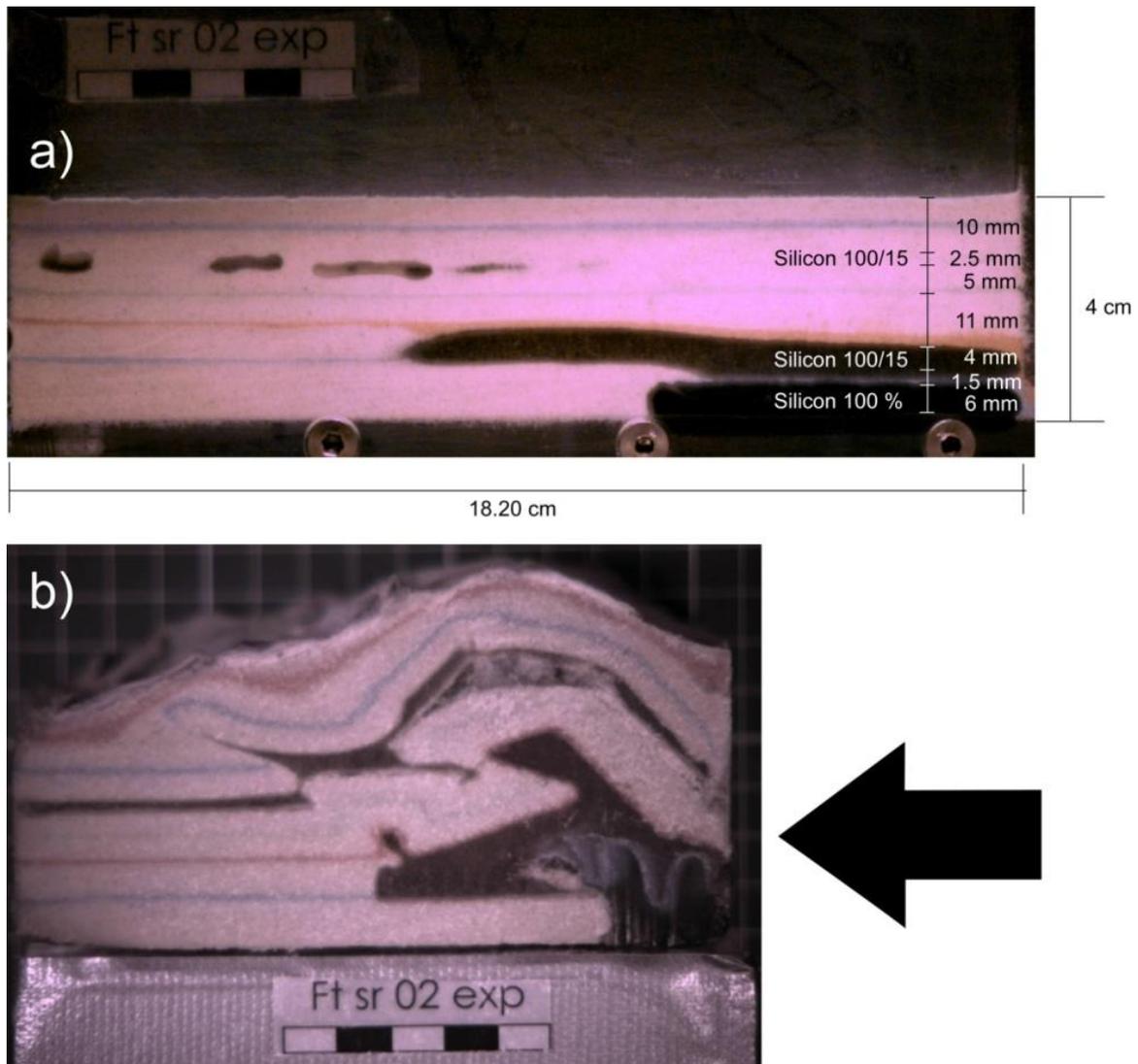


Figura 5-5 Modelo FT sr 02 se utilizó arena sílica malla 40 para simular rocas de comportamiento frágil (calizas, margas y areniscas), silicón para simular comportamiento dúctil de evaporitas (yesos), y mezcla de silicón y arena 100/15 para simular comportamiento dúctil de lutitas. a) Estado inicial y b) estado deformado.

5.4 RESTAURACIÓN SECUENCIAL

Este trabajo representa el primer análisis de detalle de la deformación en el frente de montaña y muestra que la deformación en este sector de la SMO, a lo largo del cañón Santa Rosa, es compleja. La secuencia de restauración que se propone aquí, sobre el mismo cañón, incluye una estructura anticlinal más afallada que la sección publicada por CHÁVEZ-CABELLO *et al.* (*en prensa*); es importante destacar que la restauración podría ser alterada en algunos de los casos, aunque sin modificar el resultado; sin embargo, la propuesta hace honor

a las relaciones de corte en campo y a lo que se esperaría si la deformación de cobertura es más antigua y con progresión hacia el antepaís. Aunque se ha considerado la posibilidad de que la deformación se haya llevado a cabo mediante el desarrollo de estructuras por gravedad, esto debido a que se ha observado que en el frente de montaña las estructuras presentan mayor acortamiento, implicando que las estructuras son más jóvenes hacia el hinterland, el orden de la restauración no modifica el resultado debido a que las fallas de cabalgadura no se cortan entre sí.

La única estructura que podría generar dudas en su interpretación por su relación geométrica y cinemática con respecto al resto de las estructuras, corresponde a la falla más joven de alto ángulo que corta el núcleo del anticlinal Santa Rosa (Figura 5-6a). Esta falla podría ser interpretada como una falla inversa clásica de cobertura más antigua, que fue progresivamente rotada hacia la vertical durante la generación de las fallas más frontales, considerando una deformación por cuña crítica clásica con desarrollo de nuevas fallas hacia el antepaís, como típicamente ocurre en cinturones plegados y cabalgados en los que la deformación es progresivamente más joven hacia el antepaís (BOYER & ELLIOTT, 1982; MITRA, 1986; BUTLER, 1987; EVANS, 1989), este tipo de relaciones también han sido obtenidas durante experimentos de modelado analógico (TURRINI *et al.*, 2001; COSTA & VENDEVILLE, 2002; AGARWAL & AGRAWAL, 2002). Sin embargo, lo que nos permite no interpretarla como una falla asociada a la deformación de cobertura, es que se observó que esta estructura coloca al flanco trasero del anticlinal Santa Rosa, y al resto de las estructuras hacia el WSW, en una posición estructuralmente más elevada. Esto permite interpretar que esta falla es el resultado de la propagación de un desplazamiento, dentro de la secuencia marina, relacionado con la reactivación de una falla de basamento de alto ángulo con componente inversa (Figura 5-6a y b). Al remover la deformación de la falla de basamento propagada dentro del núcleo del anticlinal de Guadalupe, resulta una estructura plegada con una charnela más plana, semejante a un pliegue tipo caja (Figura 5-6b).

Posteriormente, se removió el desacople generado por el desplazamiento lateral derecho de la falla lateral cercana al frente tectónico que corta a la cabalgadura frontal. La restauración de éste movimiento lateral permitió descubrir la geometría del anticlinal de

Jáures, el cual fue truncado por esta falla y la longitud cercanamente a lo real que pudo haber tenido la cabalgadura principal antes del desplazamiento lateral. Es importante aclarar que el software no realiza este tipo de restauración; es decir, no restaura ni genera de manera directa deformación fuera del plano. Sin embargo, por la necesidad de tener una restauración aproximada de la sección incluyendo este acortamiento oblicuo, producto de la falla lateral, se llevó a cabo un ajuste geométrico de los contactos sobre la falla de cabalgadura principal, removiendo el desplazamiento generado por esta falla lateral (Figura 5-6c).

Después, se restauró la deformación generada por la falla de cabalgadura frontal, la cual cortó el flanco frontal del anticlinal de Jáures en el acceso al cañón Santa Rosa (Figura 5-6d). En ésta etapa de restauración se observa la geometría más cercana que debió adquirir el anticlinal de Jáures antes de ser roto por la cabalgadura. La restauración de esta falla muestra a un pliegue de despegue clásico, con rocas dúctiles en su núcleo (evaporitas y lutitas de las formaciones Minas Viejas y La Casita, respectivamente), el cual fue posteriormente roto en su flanco frontal con el incremento del acortamiento.

La siguiente estructura restaurada fue la falla denominada cabalgadura secundaria, localizada en el puente Santa Rosa, la cual corta el flanco frontal del anticlinal del puente Santa Rosa y separa a éste último del sinclinal El Ebanito (Figura 5-6e). Posteriormente, se restauró el desplazamiento generado por la falla trasera, localizada en el anticlinal de Guadalupe, la cual se propagó desde el núcleo de la estructura y registró poco desplazamiento en el flanco frontal (Figura 5-6f).

Finalmente, se restauraron a la horizontal las capas que configuraron los pliegues de despegue de esta sección (Figura 5-6g). La longitud inicial estimada para la sección después de remover deformación presente en el área de estudio fue de 23.30 km, con la anterior longitud estimada y con la longitud inicial de la sección deformada, que corresponde a 14.83 km, se determinó que el frente de montaña experimentó un acortamiento mínimo de ~37%, ya que en este análisis no se cuantificó el acortamiento pre-plegamiento que de acuerdo a algunos autores puede alcanzar cerca de un 10% en cinturones plegados y cabalgados (HOSSACK, 1979; AUVERBUCH *et al.*, 1992; MITRA, 1994; SANS, 2003).

La importancia de la aplicación de ésta metodología de análisis de la deformación, que consistió en la restauración de la deformación paso a paso, radica en que permitió determinar el tipo de pliegues relacionados con falla que fueron generados al inicio de la deformación, concluyéndose que éstos son del tipo pliegues de despegue (*detachment folds*; Figura 5-6f). Otra conclusión importante fue que con el incremento del acortamiento en la zona, los flancos frontales de los pliegues de despegue experimentaron rotura producto de la propagación de una falla a partir del núcleo de los anticlinales, hasta ser transportados y adquirir geometrías similares a las de pliegues tipo rampa, e inclusive estas estructuras fueron cortadas por fallas de rumbo tardías asociadas a la deformación de cobertura (Figura 5-6a). Es importante destacar que este tipo de estructuras se logró reproducir durante el trabajo de modelado analógico de la deformación.

La reconstrucción cinemática a partir de la restauración paso a paso de esta sección robustece el modelo de MCCLAY (2004), quien propone que durante la evolución progresiva de un cinturón plegado y cabalgado, con el incremento del acortamiento y desplazamiento de las secuencias, los pliegues de despegue pueden evolucionar a pliegues por propagación de falla, que con mayor acortamiento pueden ser transportados a lo largo de rampas y despegues, hasta alcanzar a imitar geometrías cercanas a pliegues por doblez de falla con flancos frontales de inclinación fuerte, en los que pueden reconocerse cabalgaduras emergentes, como se observa en el frente de la Sierra Madre Oriental en el acceso al cañón Santa Rosa.

5.5 MODELO ESTRUCTURAL

Sin duda, la geometría y cinemática de las estructuras que componen el cinturón plegado y cabalgado de la SMO en el Noreste de México se relacionan con la naturaleza de un despegue regional, el cual controló en gran medida el desarrollo del cinturón plegado y cabalgado en la zona. En este trabajo se propone un modelo 3D en el que se muestra la disposición espacial de las secciones realizadas (Figura 5-7), la distribución lateral de las estructuras principales y se describe su evolución con base en la influencia de las diferencias en el espesor de las evaporitas, variaciones en la magnitud del acortamiento, la ocurrencia de despegues múltiples y la ocurrencia de elementos estructurales en el antepaís, los cuales

condicionaron las diferencias, respecto a la geometría del pliegue frontal y a la ocurrencia de la traza de la cabalgadura frontal.

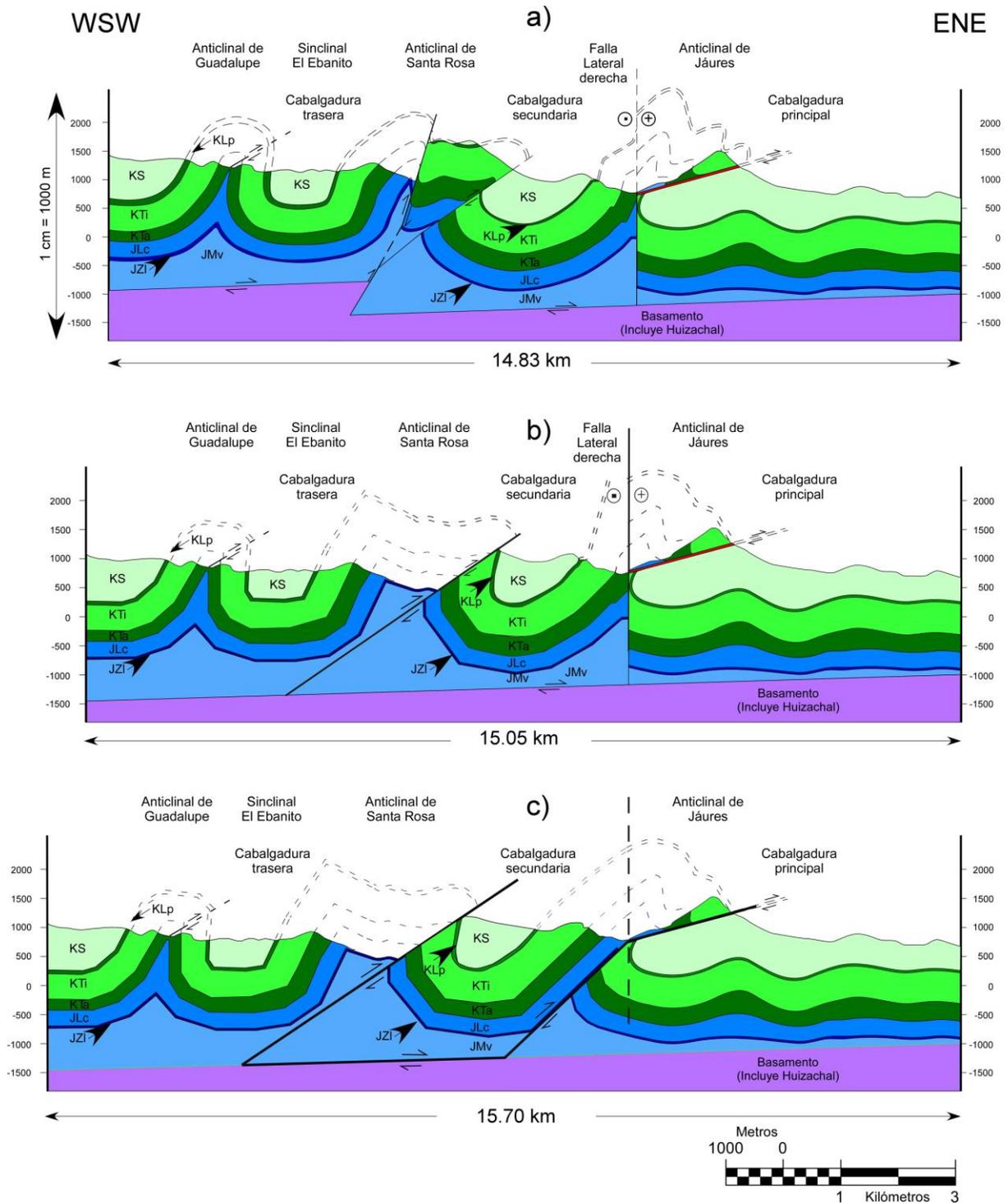


Figura 5-6 Secciones restauradas del área de estudio: a) sección geológica interpretada del cañón Santa Rosa, b) restauración de la falla de basamento que corta el núcleo del anticlinal Santa Rosa, c) restauración de la falla lateral que corta el flanco trasero del anticlinal de Jáures y a la cabalgadura principal.

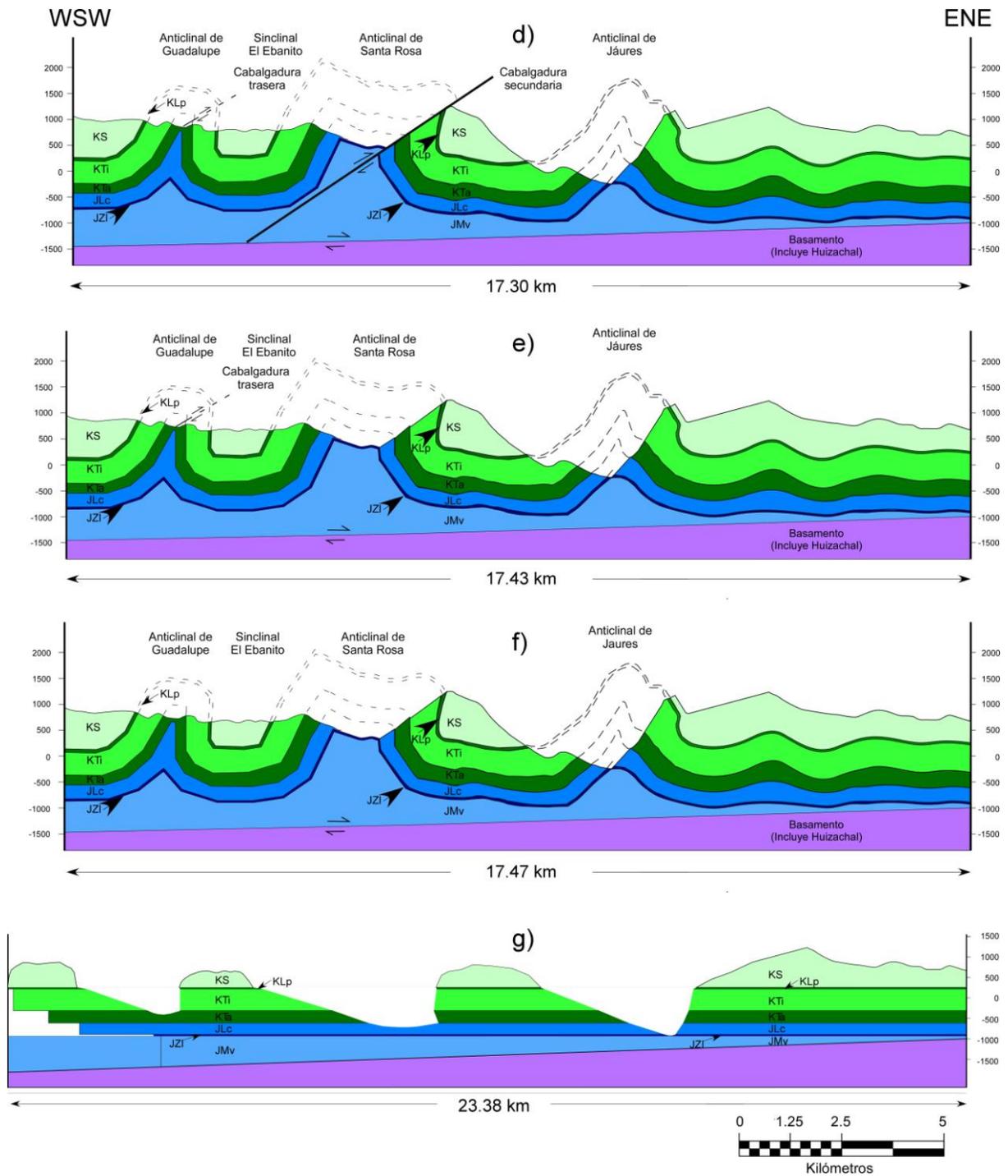


Figura 5-6 (continuación) d) restauración de la cabalgadura principal que corta el flanco frontal del anticlinal de Jáures, e) restauración de la cabalgadura secundaria que corta el flanco frontal del anticlinal Santa Rosa, f) restauración de la cabalgadura trasera que corta el flanco frontal del anticlinal Guadalupe y g) restauración a la horizontal de las capas plegadas que configuraron los pliegues de despegue iniciales que controlaron el relieve principal en la zona.

Durante la primera fase de deformación progresiva que configuro el cinturón plegado y cabalgado de la SMO en la zona, se propone que las estructuras fueron generadas por el desacople de la secuencia sedimentaria sobre la evaporita de la Formación Minas Viejas. Lo anterior, generó pliegues suaves y simétricos mediante el mecanismo de deslizamiento flexural (cizalla entre capas) en algunas zonas y por cizalla flexural (cizalla dentro de las capas) debido a los contrastes de competencia de la secuencia. La presencia de evaporitas aunado a la acumulación de mayor acortamiento permitió el transporte de la secuencia sedimentaria sobre los altos de basamento ubicados en la parte oriental (Archipiélago de Tamaulipas) y norte (bloque de Coahuila) que sirvieron de contrafuerte, evitando la migración del frente de deformación y definiendo la dirección del frente tectónico en la zona.

Se considera que el avance del frente de deformación fue truncado en zonas donde el espesor de evaporitas presentó acuñaamiento sedimentario o por flujo durante la deformación. Es probable que zonas como los cañones Hualahuises y Alamar fueran zonas donde el espesor de las evaporitas no fue suficiente para permitir la migración del frente de deformación. El pliegue frontal del cañón Alamar se interpreta como un pliegue de despegue por rotación de flancos (JASSO-SALDAÑA, 2007) y el pliegue frontal del cañón Hualahuises se interpreta aquí como un pliegue de despegue con flanco frontal cizallado, sin transporte evidente por falla.

Por otro lado, de gran influencia fue la magnitud del acortamiento a lo largo del frente de deformación, siendo suficiente para el transporte de la secuencia y el desarrollo de la cabalgadura frontal en los cañones La Boca y Santa Rosa. Se establece la existencia de una relación directa entre el cambio de espesor de las evaporitas con la magnitud del transporte, ya que sin el acortamiento necesario de la secuencia y la participación de una superficie de despegue no hubiera sido posible generar el transporte suficiente para generar el cabalgamiento de la secuencia en la parte frontal como ocurrió en los cañones Santa Rosa y La Boca; a diferencia de los cañones Alamar y Hualahuises donde el pliegue frontal solo fue transportado y recostado mostrando su flanco frontal invertido, cizallado y adelgazados en diferente grado.

En relación a lo anterior el menor transporte puede estar relacionado también a que en la base de la secuencia de la Sección Alamar, se registró la presencia de sedimentos clásticos, ya que se observó un miembro arenoso superior en la Formación La Casita que en el anticlinal de Santa Rosa presenta cerca de 50 m de espesor y que hacia el poniente su espesor aumenta hacia el Cerro de Labradores en el Municipio de Galeana, N. L.; además se registró la presencia del miembro arenoso Galeana en la base de la Formación Taraises cuyo espesor medido fue de 50 m en el Anticlinal Santa Rosa y 130 m al poniente en la localidad de Potrero Prieto. Esta característica solo fue observada en la sección Alamar y se ha reportado la presencia del Miembro Galeana de la Formación Taraises hacia la localidad de Rayones, N. L. (DÍAZ, 1951; MICHALZIK, 1988; OCAMPO-DÍAZ, 2007).

El efecto de las variaciones de transporte dentro del área puede ser evidente en el modelo de la Figura 5-8 en la que se muestra el desarrollo de un receso local a la altura de la Sección Alamar. Un receso es curva en vista en planta que en un cinturón orogénico es cóncavo hacia el cratón y resulta de diferentes procesos tectónicos como: la intersección oblicua de orógenos, la interacción de un orógeno con obstáculos en el antepaís, la rotación horizontal de bloques corticales, márgenes continentales irregulares, variaciones laterales en la estratigrafía de la cuenca pre-deformación, variaciones laterales en la cuña orogénica (*orogenic taper*), y la interacción de un orógeno con fallas laterales pre-existentes. (CAREY, 1955; RIES & SHACKLETON, 1976; THOMAS, 1977; MARSHAK & TABOR, 1989; FERRIL & GROSHONG, 1993a; MARSHAK & FLÖTTMANN, 1996; GRAY & STAMATAKOS, 1997; HINDLE & BURKHARD, 1999; MACEDO & MARSHAK, 1999).

Los contrastes de competencia dentro de la secuencia sedimentaria permitieron que el acortamiento fuera liberado mediante despegues en niveles más someros, originando pliegues disarmónicos, así como pliegues y fallas de dimensiones menores. Es importante señalar que la secuencia estratigráfica presente en el cañón Alamar es de menor espesor comparada con las otras secciones, esto se considera que fue uno de los factores que jugaron un papel crucial en el desarrollo de la deformación en esta zona y sobre todo que influyeron en generar amplitudes y longitudes de onda de los pliegues distintos a los de los otros cañones.

Del mismo modo, dentro de esta primera fase de deformación, aunque de una edad relativa más antigua a la cabalgadura frontal, también se generó la falla secundaria, la cual se encontró expuesta a lo largo de las secciones Santa Rosa, Hualahuises y Alamar en el flanco frontal del segundo pliegue (Anticlinal Santa Rosa) en respuesta al acortamiento concentrado en el frente de deformación, registrando menor desplazamiento que lo expuesto por la cabalgadura frontal. Esta relación de edad seguiría el modelo de que la deformación es por cuña crítica (*critical wedge taper*), haciéndose más joven hacia el frente tectónico. El modelo de cuña crítica (DAVIS *et al.*, 1983; DAHLEN *et al.*, 1984), explica que durante el desarrollo de un cinturón plegado y cabalgado la contracción de capas de material que son despegadas de su base, tiende a producir una cuña cuya superficie topográfica inclina de 3-5° hacia el antepaís. La apertura del ángulo de la cuña depende de la resistencia del material que forma el despegue basal. Un material resistente en el despegue basal, tenderá a concentrar acortamiento y permitir el crecimiento de una cuña de ángulo relativamente más alto. Un despegue basal suave propiciado por un material dúctil, tiende a distribuir el acortamiento sobre un área amplia y permite un ángulo relativamente menor de la cuña. La tendencia general indica que los cinturones cabalgados avanzan hacia el antepaís por la nucleación de estructuras más jóvenes delante de la punta de la cuña, mientras que estructuras más antiguas dentro de la cuña continúan creciendo o rotando pasivamente, aunque lentamente, con el fin de acomodar más espesor para mantener un *wedge taper* constante. Por otro lado, en cinturones plegados despegados sobre sal la vergencia de los pliegues o cabalgaduras es más simétrica, si la cubierta despegada se deforma por plegamiento, donde la litología de la cubierta es paralela al posible plano de deslizamiento, por plegamiento donde la cubierta se compone de rocas más competentes o por una combinación de ambas (COSTA & VENDEVILLE, 2002).

De acuerdo a lo anterior, existen algunas evidencias que indicarían que el mecanismo de deformación en la zona estuvo controlado por el deslizamiento de la secuencia sobre un nivel de despegue asociado a gravedad como fue indicado por DE CSERNA (1956). Una de las evidencias es que se observó la existencia de asimetría en la deformación a lo largo de las secciones elaboradas, siendo las estructuras frontales las que muestran mayor acortamiento en relación a las estructuras presentes al poniente de la cadena plegada, esta es una de las evidencias clásicas observadas en cinturones plegados y cabalgados controlados por gravedad

[ya sea por deslizamiento gravitativo (gravity gliding) y por dispersión o colapso gravitativo (gravity spreading); DEJONG & SCHOLTEN, 1973; RAMBERG, 1981] desarrollados en márgenes pasivos con despegues inclinados hacia la cuenca (cinturón Perdido en el Norte del Golfo de México; WORRALL & SNELSON, 1989; ROWAN *et al.*, 2004) y en aquellos que tienen deltas progradantes con despegues inclinados hacia el continente son considerados márgenes con dispersión por gravedad. Por otro lado, otra de las evidencias que apuntarían a considerar deslizamiento por gravedad de la secuencia como el mecanismo de deformación presente en el área, es el desplazamiento de las fallas ya que se observó que en los lugares donde la cabalgadura frontal esta expuesta presenta mayor desplazamiento que el presentado por la cabalgadura secundaria; siendo contrario a lo presentado por experimentos de modelado analógico donde el mayor desplazamiento y la mayor deformación se genera en las estructuras cercanas al transpaís (COSTA & VENDEVILLE, 2002; LUJÁN *et al.*, 2003; MASSOLI, 2006;). Las evidencias encontradas no descartan el modelo de cuña crítica presentado por EGUILUZ *et al.* (2000) como el mecanismo que controla el desarrollo del cinturón plegado y cabalgado de la SMO; más bien, se propone que al menos localmente la secuencia sedimentaria se habría despegado de la evaporita Minas Viejas y se deslizó pendiente abajo hacia los altos de basamento, generando la cabalgadura frontal y posteriormente la cabalgadura secundaria. Las variaciones en la composición y espesor del despegue jugaron un papel primordial en el desarrollo de recesos y salientes de diferentes dimensiones (*i. e.* Saliente de Monterrey y receso de Matehuala) a lo largo de la cadena plegada.

Por otro lado, cerca de la culminación de esta fase de deformación, al igual que en otras zonas dentro de la SMO, se desarrolló una falla lateral derecha que se encuentra cortando tanto al anticlinal de Jáures en el cañón Santa Rosa como a la cabalgadura frontal, a la cual se le interpreta como una falla de acomodo de la deformación. PORRAS-VÁZQUEZ (2008) sugiere que esta falla se pudo generar por inversión de esfuerzos durante la duplicación de la secuencia sedimentaria por cabalgamiento en el frente tectónico, al encontrar el desarrollo importante de fracturas de cizalla que sugieren que sigma dos migró localmente a la vertical.

La segunda fase de deformación en la etapa tardía de la deformación Laramide dentro del área de estudio, al igual que en otros sitios dentro de la SMO, se registró por lo que aquí se

interpreta como la inversión de bloques de basamento al reactivarse antiguas fallas que inicialmente presentaron desplazamiento normal, provocando cambios en el relieve de las estructuras generadas previamente por deformación asociada al despegue regional (*decóllement*), esto se ha observado tanto en el cañón Santa Rosa como en el cañón Alamar generando fallas de alto ángulo que desarrollan desplazamiento vertical. La Figura 5-7 muestra la reconstrucción de la distribución y continuidad lateral de las estructuras descritas en un modelo 3D.

La reconstrucción superficial de las estructuras del área de estudio permitió definir la posible profundidad y morfología de basamento. De acuerdo a la información de pozos perforados por PEMEX donde se reportan profundidades de basamento de hasta 1,162 m para el pozo Trincheras-1, se ha considerado un ligero desnivel, profundizándose hacia el Oeste y mostrando toda la secuencia completa hacia oriente de la SMO (Figuras 5-6, 5-7 y 5-9).

Por otro lado, como una interpretación alternativa a la geometría que muestra el anticlinal frontal del cañón Alamar y La Boca, respecto al espacio ocupado por la evaporita Minas Viejas, podría ser el relacionado con una zona de falla de ángulo bajo que controlaría la repetición de gran parte de la secuencia, teniendo un origen con el desarrollo de un pliegue frontal amplio despegado sobre la evaporita Minas Viejas pero con transporte considerable y deformación intensa en su núcleo. El incremento del acortamiento habría provocado el fallamiento del flanco frontal y posterior transporte hacia el antepaís a través de un plano de falla cercanamente horizontal que se propago a través de gran parte de la secuencia hasta generar una rampa en la base la Formación Agua Nueva y siguiendo horizontal hacia el antepaís. El transporte a través de la falla habría sido de aproximadamente 3.5 km en el cañón Alamar y de mayor magnitud (no superior a 5 km) para el cañón La Boca.

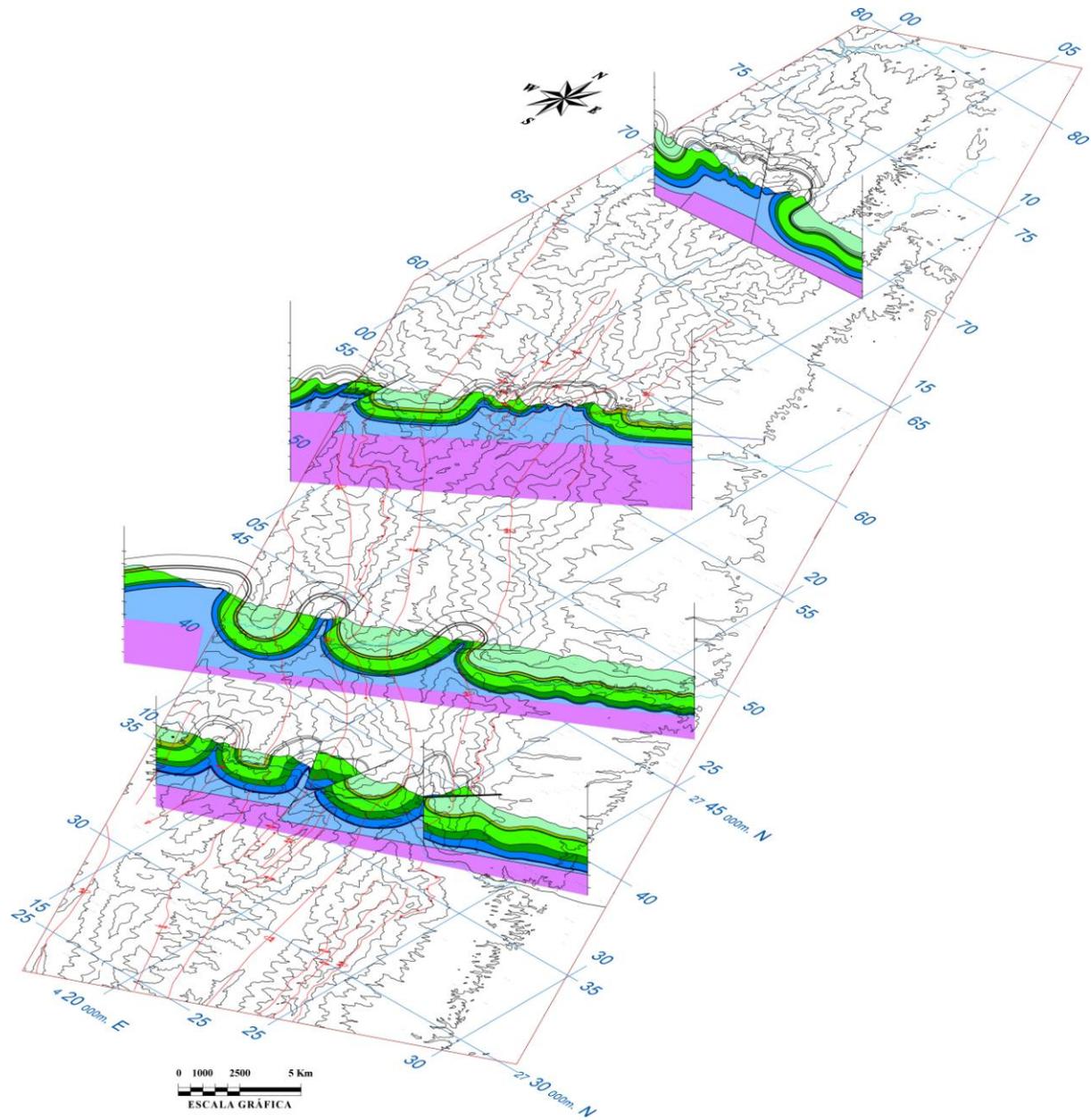


Figura 5-7 Distribución espacial de las secciones realizadas y las estructuras principales del área de estudio.

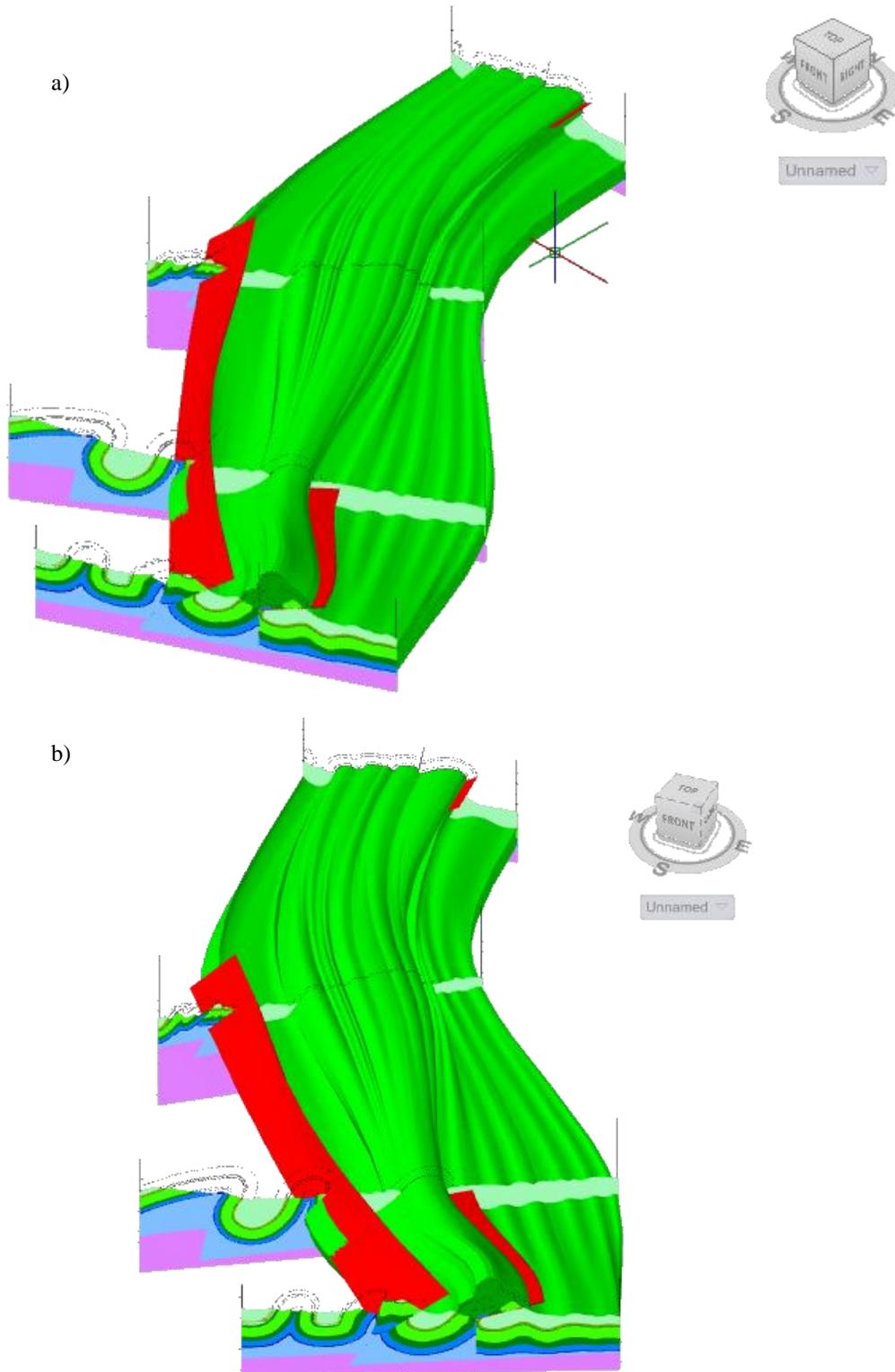


Figura 5-8 a) y b) Diferentes perspectivas del modelo 3D de las estructuras del área de estudio. El plano en color rojo corresponde a las cabalgaduras frontal y secundaria de la SMO.

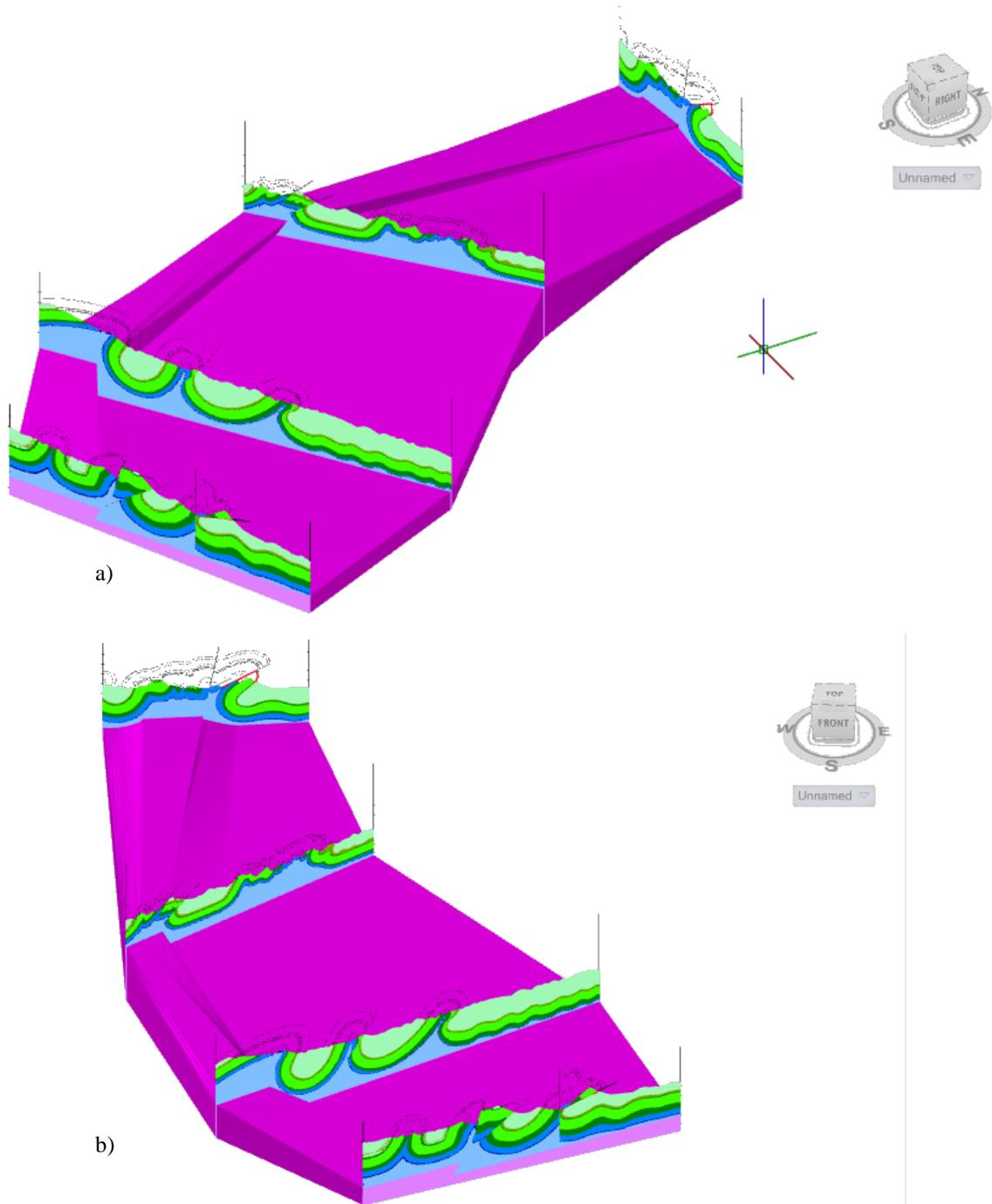


Figura 5-9 a) y b) Diferentes perspectivas de la posible morfología de basamento en el área de estudio.

CAPITULO VI

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en el análisis geológico–estructural de cuatro secciones geológicas semiregionales documentadas en esta tesis, modelado analógico y restauración secuencial de la deformación en la parte frontal de la Sierra Madre Oriental, se reconoció que la deformación en la zona se desarrollo de manera progresiva y representa un buen modelo de un cinturón plegado y cabalgado despegado de una base dúctil. La cartografía geológica permitió determinar edades relativas entre las estructuras, reconociéndose que los pliegues regionales representan a las estructuras más antiguas, seguidos por fallas inversas que se desarrollaron en sus flancos frontales, así como fallas laterales que cortaron a las cabalgaduras en la etapa tardía de una deformación caracterizada por un estilo típico de cobertura; finalmente, algunas fallas de alto ángulo cortaron a las estructuras más antiguas y modificaron el relieve estructural de la cadena plegada. El frente de montaña varió en estilo de deformación, presentándose: a) pliegues inclinados hacia el *foreland* (sección Alamar), b) pliegues con flancos frontales cizallados (sección Hualahuises) y, c) pliegues cortados por falla (secciones Santa Rosa y La Boca).

Mediante la restauración secuencial de la sección Santa Rosa utilizando el software 2D Move V. 5.1, se determinó que las estructuras generadas durante las etapas tempranas de la deformación progresiva fueron pliegues de despegue que, con el incremento del acortamiento, fueron cortados por fallas inversas en sus flancos frontales. La falla lateral reconocida que corta a la cabalgadura frontal en el cañón Santa Rosa sugiere que en la etapa tardía de la deformación de cobertura, ocurrió inversión local de esfuerzos en el frente de la cadena plegada (σ_2 por σ_3). Durante el análisis estructural se reconoció que existe asimetría de la deformación en dirección WSW-ENE, documentado por: a) mayor acortamiento en los pliegues frontales (Jáures, Santa Rosa y Guadalupe) y, b) mayor transporte tectónico de las cabalgaduras frontales (cabalgadura frontal, secundaria y trasera), disminuyendo hacia el transpaís, implicando que el mecanismo gravitacional predominó sobre el de un back-stop actuante.

Se reconocieron diferencias en los estilos estructurales encontrados a lo largo del frente de deformación entre las secciones estudiadas (longitudes de onda y amplitud en pliegues, inclinación de planos axiales, presencia o ausencia de fallas en el frente y atrás, transporte tectónico de las cabalgaduras, entre otros rasgos), entre lo más destacado está la discontinuidad de la cabalgadura frontal de la cadena plegada, presente en las secciones La Boca y Santa Rosa pero, ausente en las secciones Hualahuises y Alamar, interpretándose que se debe a factores como: a) La morfología del basamento en el *foreland*, permitiendo la acumulación de acortamiento en el frente tectónico y evitando la liberación del esfuerzo hacia el oriente, b) las variaciones en la magnitud del acortamiento, como lo obtenido en el modelado analógico, mayor acortamiento puede producir fallamiento, c) la presencia de despegues múltiples en niveles más someros, el desarrollo de despegues en niveles superficiales permite que el acortamiento se libere generando estructuras superficiales y, d) el espesor del nivel de despegue, disminución del espesor de las evaporitas dado por la migración o acuñamiento deposicional, afectan la migración de la deformación, permiten la acumulación de acortamiento y liberación a través de fallamiento.

Lo anterior, confirma que la deformación temprana se llevo a cabo mediante deformación de cobertura. Por otro lado, la deformación tardía que involucra al basamento está presente desarrollando fallas de alto ángulo que cortan pliegues previamente formados y; además, colocando algunos sinclinales en niveles topográficamente superiores respecto a sinclinales vecinos, esto se reconoció principalmente hacia el poniente en las secciones Santa Rosa, Hualahuises y Alamar. Mediante la restauración secuencial de la sección Santa Rosa, fue posible calcular 37% de acortamiento, mismo valor que fue calculado para la sección Hualahuises, 30% para la sección Alamar y 35% para la sección La Boca.

Las evidencias estructurales aquí documentadas demuestran que en el área de estudio están presentes los dos estilos de deformación de las orogenias Sevier (deformación de cobertura) y Laramide (participación del basamento), en orden de edad como han sido también documentadas en el SW de Estados Unidos de Norteamérica.

Se recomienda realizar más experimentos de modelado analógico de la deformación a escala regional, introduciendo variaciones laterales en la profundidad del basamento y ubicando múltiples niveles de despegue. Así mismo, realizar análisis de deformación finita para sumar el acortamiento interno al calculado aquí utilizando longitud de capas, lo cual permitirá determinar con mayor certeza la magnitud total de acortamiento en la zona. Además, realizar un estudio mediante métodos potenciales para establecer la posible profundidad y geometría del basamento en la zona para confirmar las dimensiones de las estructuras inferidas con la información geológica regional y superficial generada en este trabajo.

REFERENCIAS

- AGARWAL, K. K., & AGRAWAL, G. K. (2002). Analogue sandbox models of thrust wedges with variable basal frictions. *Gandwana Research*, 5 (3), 641-647.
- ALVARADO-MOLINA, J. B. (2004). Estudio mineralógico y geoquímico del NE de México en las Formaciones La Casita, Taraises y Carbonera. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra.
- ANDERSON, T. H., & SCHMIDT, V. A. (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 941-966.
- ANDERSON, T. H., & SILVER, L. T. (1979). The role of the Mojave-Sonora Megasequence in the tectonic evolution of northern Mexico. In: Anderson, T.H., and Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Geology of northern Sonora: Hermosillo*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 59-68.
- ARANDA-GÓMEZ, J. J., HOUSH, T. B., LUHR, J. F., BECKER, T., SOLORIO-MUNGUÍA, J. G., & MARTÍNEZ, E. (2001). Timing of multiphasic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México. *GEOS*, 21 (3), 204.
- ARANDA-GÓMEZ, J. J., LUHR, J. F., HOUSH, T. B., CONNOR, C. B., BECKER, T., & HENRY, C. D. (2003). Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. *Geological Society of American Bulletin*, 115 (3), 298-313.
- ATWATER, T. M., & STOCK, J. M. (1998). Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update. *International Geology Review*, 40, 375-402.
- AUVERBUCH, O., FRIZON DE LAMOTTE, D., & KISSEL, C. (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbieres (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 14, 461-474.
- BAHROUDI, A., & KOYI, H. A. (2003). The effect of distribution of Hormuz salt on the evolution of the simply folded zone in the Zagros fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society of London*, 719-733.
- BARCHI, M. R., DE FEYETER, A., MAGNANI, M. B., MINELLI, G., PIALLI, G., & SOTERA, B. M. (1998). The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52, 557-578.
- BEAUCHAMP, W., BARAZANGI, M., DEMNATI, A., & EL ALJi, M. (1996). Intracontinental rifting and inversion; Misour Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1459-1482.
- BERG, R. R. (1962). Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46, 2019-2032.
- BIRD, P. (2002). Stress direction history of the western United States and México since 85 Ma. *Tectonics*, 21 (3), 5-1, 5-12.
- BLACKSTONE JR., D. L. (1983). Laramide compressional tectonics, southern Wyoming. *University of Wyoming Contributions to Geology*, 19, 105-122.
- BONINI, M. (2001). Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research*, 106, 2291-2311.
- BOYER, S. E., & ELLIOTT, D. (1982). Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- BROWN, W. G. (1984a). A reverse fault interpretation of Rattlesnake Mountain anticline, Big Horn Basin, Wyoming. *Mountain Geologist*, 21, 3135.
- BROWN, W. G. (1984b). Basement involved tectonics: foreland areas. *American Association of Petroleum Geologists Course Notes*, vol. 26. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists.

- BROWN, W. G. (1988). Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland. In: Interaction of the Rocky Mountains Foreland and the Cordilleran Thrust Belt, (Ed.) C. J. Schmidt and W. J. Perry, Jr. Geological Society of America Memoir, 171, 1-25.
- BUTLER, R. W. (1987). Thrust sequences. *Journal of the Geological Society, London*, 144, 619-634.
- BUTLER, R. W. (1992). Thrusting patterns in the NW French subalpine chains. *Annales Tectonicae*, 6, 150-72.
- BUTLER, R. W., COWARD, M. P., HARWOOD, G. M., & KNIPE, R. J. (1987). Salt control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan mountain front in the Salt Range of northern Pakistan. In: Lerche, I. & O'Brien, J.J. (Eds.), *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*. Academic Press, New York, 339-418.
- CAMERLO, R. H. (1998). Geometric and Kinematic Evolution of Detachment Folds, Monterrey Salient, Sierra Madre Oriental, Mexico. M.A. Thesis, The University of Texas at Austin, 399.
- CAMPA, M., & CONEY, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- CAMPA, U. M. (1985). The Mexican Thrust Belt. In: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Howell, D. G., (Ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. Earth Sciences Series, 1, 299-313.
- CAREY, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics. Paper and Proceedings of the Royal Society of Tasmania, 89, 255-289.
- CARPENTER, D. L. (1997). Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, México. *Geological Society of American Bulletin*, 1321-1332.
- CARRILLO, B. J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.
- CARRILLO, B. J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 1-98.
- CARTER, N. J., & HANSEN, F. D. (1983). Creep of rocksalt. *Tectonophysics*, 92, 275-333.
- CASANOVA-DELGADO, J. A., & GONZÁLEZ LUJÁN, A. P. (s.f.). Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental, área Rancho Viejo y La Palma. Tesis de Licenciatura grupal, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, en proceso.
- CHAPA-GUERRERO, J. R. (1993). Massenbewegungen an Steilhangen der Sierra Madre Oriental im Grossraum Monterrey, México. *RWTH Mitt. Fur Ing. Geol. U. Hydrogeol.* 54, Aachen, Alemania, 165.
- CHARLESTON, S. (1981). A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico. In: Schmidt, C. I., and Katz, S. B. (Eds.), *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, 28-36.
- CHÁVEZ-CABELLO, G. (1996). Cartografía Geológica y Caracterización Geoquímica en Rocas Sedimentarias del Margen Sur del Cañón "La Huasteca", Santa Catarina, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 103.
- CHÁVEZ-CABELLO, G. (2005). Deformación y Magmatismo Cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis Doctoral. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, México, 266.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., ARANDA-GÓMEZ, J. J., MOLINA-GARZA, R. S., COSSIO-TORRES, T., ARVIZU-GUTIÉRREZ, I. R., & GONZÁLEZ-NARANJO, G. A. (2005). La Falla San Marcos: Una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México. En: Alaniz-Álvarez, S.A. (Ed.), *Las Grandes Fronteras Tectónicas de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (1), 27-52.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., COSSIO-TORRES, T., & PETERSON-RODRÍGUEZ, R. H. (2004). Change of the Maximum Principal Stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey Salient, Northeast Mexico. In: Sussman, A.J., and Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*. Geological Society of America Special Paper, 383, 145-159.

- CHÁVEZ-CABELLO, G., JASSO-SALDAÑA, J. J., PETERSON-RODRÍGUEZ, R. H., COSSIO-TORRES, T., HERNÁNDEZ-SÁNCHEZ, O., ÁLVAREZ-SAN ROMÁN, F., y otros. (2006). Análisis geométrico y cinemático del pliegue frontal de la Sierra Madre Oriental, cañón el Alamar, Linares, Nuevo León. GEOS, Libro de resúmenes, Reunión Anual 2007, Unión Geofísica Mexicana, A. C., 26 (1), 64.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., TORRES-RAMOS, J. A., PORRAS-VÁZQUEZ, N. D., COSSIO-TORRES, T., & ARANDA-GÓMEZ, J. J. (s.f.). Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el cañón Santa Rosa, Linares, N. L. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen especial NE de México, en prensa.
- CHESTER, J. S., & CHESTER, F. M. (1990). Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, 12, 903-10.
- CLARK, K. F., FOSTER, C. T., & DAMON, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 93, 533-544.
- COBBOLD, P. R., & SZATMARI, P. (1991). Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, , 188, 249-289.
- CONEY, P. J. (1976). Plate tectonics and the Laramide Orogeny. *New Mexico Geological Society Special Publication*, 6, 5-10.
- CONEY, P. J. (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 6-15.
- CONEY, P. J., & REYNOLDS, S. J. (1977). Cordilleran Benioff zones. *Nature*, 270, 403-406.
- CÓRDOBA, D. A. (1965). Hoja Apizolaya (13R-1(9) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100 000. Un mapa con texto al reverso.
- COSTA, E., & VENDEVILLE, B. B. (2002). Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belt above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
- COTTON, J. T., & KOYI, H. A. (2000). Modelling of thrust fronts above ductile and frictional de´collements: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 351-363.
- CROSS, G. E., & MARRETT, R. (2008). Structure and stratigraphy within the evaporite décollement of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. *Geological Society of America, Annual Meeting, Houston, TX.*, 266.
- CURRIE, J. B., PATNODE, H. W., & TRUMP, R. P. (1962). Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*, 73, 655-674.
- DAHLEN, F. A., SUPPE, J., & DAVIS, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10087-10101.
- DAHLSTROM, C. D. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.
- DAHLSTROM, C. D. (1970). Structural geology of eastern margin in the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18, 332-406.
- DAMON, P. E., SHAFIQUZZAH, M., & CLARK, K. F. (1981). Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digests*, 14, 137-154.
- DANA, J. D. (1896). *Manual of geology*. 4th ed. New York, American Book Company, 1987.
- DAVIS, D. M., & ENGELDER, T. (1985). The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- DAVIS, D. M., & ENGELDER, T. (1987). Thin-skinned deformation over salt. In: Lerche, I. & O'Brien, J.J. (Eds.), *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*. Academic Press, New York, 301-337.
- DAVIS, D., SUPPE, J., & DAHLEN, F. A. (1983). Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88, 1153-1172.
- DAVIS, M. H. (2005). *The Tectonics of Tranquitas: A Field Study of Rift through Passive Margin Development and Laramide Deformation in Triassic and Jurassic Strata of the Sierra Madre Oriental, NE Mexico*. M. A. Thesis, The University of Texas at Austin, 106.

- DE CSERNA, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico. In: Bally, A.W., and Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America-An overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America, A*, 233-264.
- DE CSERNA, Z. (1970). Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico. In: Seewald K., and Sundeen, D., (Eds.), *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford*: Midland, West Texas Geological Society, 99-117.
- DE CSERNA, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, México. En *XX Congreso Geológico Internacional*. México, Distrito Federal, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 2 mapas, 87.
- DE CSERNA, Z., GRAT, J. L., & ORTEGA, G. F. (1977). Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, *Revista*, 1, 33-43.
- DE VERA, J., MCCLAY, K. R., YOUNG, L. E., KING, A. R., & CLARK, J. L. (2001). Structural setting of the Red Dog District, western Brooks Range, Alaska. In: Geological Society of America, 2001 Annual Meeting, Boston, MA, Abstracts with Programs, vol. 33. Boulder, CO: Geological Society of America, 272.
- DEBELMAS, J. (1989). On some key features of the evolution of the Western Alps. *NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences*, 259, 23-42.
- DEJONG, K. A., & SCHOLTEN, R. (1973). *Gravity and Tectonics*. John Wiley, New York, 502.
- DELGADO-GARCÍA, G. (2005). *Cartografía y Análisis Estructural en la Porción Este del Anticlinal de San Juan Bautista, Santiago, Nuevo León, México*. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 110.
- DI CROCE, J. (1995). Eastern Venezuela Basin: sequence stratigraphy and structural evolution. PhD Dissertation, Houston, TX: Rice University, Texas.
- DÍAZ, G. T. (1951). Posibilidades petrolíferas de la región de San José de las Rusias-Sabino Gordo, Tamps. *Boetín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, III, 11-12.
- DÍAZ, T., MIXON, R., MURRAY, G. E., WEIDIE, A., & WOLLEBEN, J. (1959). Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo Leon. *South Texas Geological Society Guidebook*, 1-106.
- DICKINSON, W. R., & SNYDER, W. R. (1978). Plate tectonics of the Laramide orogeny. In: Matthews, v. III (Ed), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*. Geological Society of America *Memoir*, 151, 355-366.
- DICKINSON, W. R., KLUTE, M. A., HAYES, M. J., JANECKE, S. U., LUNDIN, E. R., MCKITTRICK, M. A., y otros. (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1023-1039.
- DICKINSON, W., & LAWTON, T. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1142-1160.
- DIXON, J. S. (1982). Regional structural synthesis, Wyoming Salient of the Western Overthrust Belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1560-80.
- DOVER, J. H. (1994). Geology of part of east-central Alaska. In: *The Geology of North America*, G. Plafker and H. C. Berg. Boulder, CO: Geological Society of America.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. (2001). Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México. In: Bartolini, C.; Buffler, R. T.; and Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir*, 75, 241-270.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. (1991). Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México. *Revista de Ingeniería Petrolera*, 31, 25-39.

- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., & CAMPA, M. F. (1982). El Geosinclinal Mexicano en el sector de San Pedro el Gallo, Durango. VI Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Libro de Resúmenes, 3.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA, M., & MARRETT, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26.
- EISENSTDAT, G., & DE PAOR, D. G. (1987). Alternative model of thrust fault propagation. *Geology*, 15, 630-633.
- EPARD, J. L., & GROSHONG, R. H. (1995). Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. In: 30 years of Tectonophysics: a special volume in honour of Gerhard Oertel (Ed.), T. Engelder. *Tectonophysics*, 247, 85-103.
- ERICKSON, S. G. (1996). Influence of mechanical stratigraphy on folding vs faulting. *Journal of Structural Geology*, 18, 443-450.
- ERSLEV, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.
- EVANS, M. A. (1989). The structural geometry and evolution of foreland thrust systems, northern Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 339-354.
- FERRIL, D. A., & GROSHONG Jr, R. H. (1993a). Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *Journal of Structural Geology*, 15, 523-541.
- FISCHER, M. P., & JACKSON, P. B. (1999). Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21, 613-633.
- FITZ-DÍAZ, E., TOLSON-JONES, G., HUDLESTONE, P., BOLAÑOS-RODRÍGUEZ, D., ORTEGA-FLORES, B., & SERRANO-VÁZQUEZ, A. (s.f.). The role of folding in the development of the Mexican fold thrust belt. In: Valencia-Moreno, M.; Cerca Martínez, M. y Chávez-Cabello, G., (Eds.): *The Laramide orogeny in México*, Geological Society of America Special Paper, submitted.
- FLAWN, P. T., & MAXWELL, R. A. (1958). Metamorphic rocks in Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42, 2245-2249.
- FLAWN, P. T., GOLDSTEIN, J., KING, P. B., & WEAVER, C. E. (1961). The Ouachita System. University of Texas, Bureau of Economic Geology Publication, 6120, 401.
- FRIEDMAN, M., HUGMAN, R. H., & HANDIN, J. (1980). Experimental folding of rocks under confining pressure, Part VIII: Forced folding of unconsolidated sand and lubricated layers of limestone and sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 307-312.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., MERCIER, E., OUTTANI, F., ADDOUM, B., GHANDRICHE, H., OUALI, J., y otros. (1998). Structural inheritance and kinematics of folding and thrusting along the front of the eastern Atlas Mountains, Algeria and Tunisia. In: Peri-Tethys Memoir 3; Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms, (Ed.) S. Crasquin-Soleau and E. Barrier. *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, 177, 237-252.
- FROITZHEIM, N., MIINTENER, O., PUSCHNIG, A., SCHMID, S. M., & TROMMSDORFF, V. (1996). Der penninisch-ostalpine Grenzbereich in Graubiinden und in der Val Malenco. Bericht iiber die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen Fachgruppe der Geophysiker, vol. 8, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 617-34.
- GARRISON, J. R. (1978). Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno schist, Ciudad Victoria Tamaulipas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 2, 87-89.
- GARRISON, J. R., RAMIREZ-RAMIREZ, J. C., & LONG, L. E. (1980). Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of pre-Cambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. In: Pilger, R.H. (Ed.), *The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean*, 37-50.
- GEISER, P. A. (1988). Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 10, 829-845.

- GIBBS, A. D. (1987). Linked tectonics of the northern North Sea basins. In: *Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms*, (Ed.) C. Beaumont and A. J. Tankard. Atlantic Geoscience Society Special Publication, 5, 163-171.
- GOLDHAMMER, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico. In: Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper, 340, 1-58.
- GOLDHAMMER, R. K., LEHMANN, P. J., TODD, R. G., WILSON, J. L., WARD, W. C., & JOHNSON, C. R. (1991). Sequence stratigraphy and cyclo-stratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 85.
- GÖTTE, M. (1990). Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas-Formation (Oben-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost-Mexiko. TH Darmstadt, 270.
- GRAJALES-NISHIMURA, J. M., TERRELL, D. J., & DAMON, P. E. (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 42, 1-18.
- GRANDINETTI, F., MARCELLI, C., FERRARA, E., & BARCHI, M. R. (2000). Modelli di evoluzione cinematica per un'anticlinale umbro-marchigiana. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 541-552.
- GRANTZ, A., DINTER, D. A., & CULOTTA, R. C. (1987). Geology of the continental shelf north of the Arctic National Wildlife Refuge, northeastern Alaska. In: I. L. Tailleux and P. Weimer (Eds.), *Field Trip Guidebook - Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Los Angeles, CA: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 50, 759-763.
- GRANTZ, A., MAY, S. D., & HART, P. E. (1994). Geology of Arctic continental margin of Alaska. In: G. Plafker and H. C. Berg (Eds.), *The Geology of Alaska*. Boulder: Geological Society of America, 17-48.
- GRANTZ, A., MAY, S. D., & HART, P. E. (1990). Geology of the Arctic continental margin of Alaska. In: A. Grantz, L. Johnson and J. F. Sweeney (Eds.), *The Arctic Ocean Region, The Geology of North America*. Boulder: Geological Society of America, 257-288.
- GRAY, G. G., & JOHNSON, C. A. (1995). Structural and Tectonic Evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey Corridor. *American Association of Petroleum Geologists, Field Trip Guidebook*, Houston, Tx, 10, 1-17.
- GRAY, G. G., EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., CHUCLA, J. R., & YUREWICZ, A. D. (1997). Structural evolution of the Saltillo-Monterrey corridor, Sierra Madre Oriental, applications to exploration challenges. In: *Fold-thrust belts, field trip guidebook*. Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, International Research Symposium, 1-20.
- GRAY, M. B., & STAMATAKOS, J. (1997). New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient. *Geology*, 25, 1067-1070.
- GREENER, P. E. (1972). Thoughts on overthrust faulting in layered sequence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 20, 583-607.
- GROSS, M. R., GUTIERREZ, A. G., BAI, T., WACKER, M. A., & COLLINSWORTH, K. B. (1997). Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology*, 19, 171-183.
- GROTHUIS, S. M., PIAZOLO, S., PAKULA, T., PASSCHIER, C. W., & BONS, P. D. (2002). Are polymers suitable rock analogs? *Tectonophysics*, 350, 35-47.
- HATCHER, R. (1972). Developmental model for the southern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2735-2760.
- HENNINGS, P. H. (1994). Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico. *Tectonics*, 13 (6), 1445-1460.

- HENRY, C. D., PRICE, J. G., & JAMES, E. W. (1991). Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13,545-13,560.
- HIGUERA-DÍAZ, I. C., & FISCHER, M. P. (2005). Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico. *Tectonics*, 24, 1-19.
- HINDLE, D., & BURKHARD, M. (1999). Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura Arc. In: Evans, J. P., Treagus, S. H. (Eds.), *Questions in Structural Geology; 20th Anniversary Special Issue*. *Journal of Structural Geology*, 21, 1089-1101.
- HOOVER, J. N. (2004). Fault timing in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. M.A. Thesis, The University of Texas at Austin, 168.
- HOOVER, J. N., MARRETT, R., & LAUBACH, S. E. (2002). Timing of faults and extension fractures in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. In: *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies*, 52, 421-428.
- HOSSACK, J. R. (1979). The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 705-711.
- HUBBERT, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459-1520.
- IMLAY, R. W. (1936). Geology of the Western part of the Sierra de Parras, Coahuila. *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- IMLAY, R. W. (1937). Stratigraphy and Paleontology of the Upper Cretaceous Beds along the Eastern side of the Laguna de Mayran, Coahuila, México. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1785-1872.
- IMLAY, R. W. (1938). Studies of the Mexican Geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*, 49, 1651-1694.
- INEGI. (1983). Carta geológica de Linares, G 14-11. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, escala 1:250,000.
- INEGI. (2005). Carta geológica de Monterrey, G 14-7. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, escala 1:250,000.
- JAMISON, J. W. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9, 207-19.
- JASSO-SALDAÑA, J. J. (2007). Análisis Cinemático de la Zona de la Cabalgadura Frontal de la Sierra Madre Oriental, Cañón El Alamar, Linares, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 192.
- JASSO-SALDAÑA, J. J., CHÁVEZ-CABELLO, G., PETERSON-RODRÍGUEZ, R. H., COSSIO-TORRES, T., HERNÁNDEZ-SÁNCHEZ, O., ÁLVAREZ-SAN ROMÁN, F., y otros. (2006). Análisis geométrico y cinemático del pliegue frontal de la Sierra Madre Oriental, cañón Alamar, Linares, Nuevo León. *GEOS, Libro de resúmenes, Reunión Anual 2007 Unión Geofísica Mexicana, A. C.*, 26 (1), 71.
- JOHNSON, C. A., GRAY, G. G., & GOLDHAMMER, R. K. (1991). Structure and tectonics of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt near Monterrey, northeastern Mexico (abs.). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 603.
- JOHNSON, K. M., & JOHNSON, A. M. (2002a). Mechanical models of trishear-like folds. *Journal of Structural Geology*, 24, 277-287.
- JONES, N. W., LOPEZ, R., & CAMERON, K. L. (1995). Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. *Geological Society of America Abstract With Programs*, 27 (6), 388.
- JONES, P. B. (1982). Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills, Canada. In: Powers, R.B. (Ed.) *Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt*. Publications of Rocky Mountain Association of Geologists, 61-74.
- KELLEY, J. S., & FOLAND, R. L. (1987). Structural style and framework geology of the coastal plain and adjacent Brooks Range. In: K. J. Bird and L. B. Magoon (Eds.), *Petroleum Geology of the Northern Part*

- of the Arctic National Wildlife Refuge, Northeastern Alaska. US Geological Survey Bulletin, Reston, VA: US Geological Survey, B 1778, 255-270.
- KELLUM, L. B. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, México (Parte III), Geology of the Mountains West of Laguna District. Geological Society of America Bulletin, 47, 1009-1038.
- KELLUM, W. (1932). Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. Geological Society American Bulletin, 43, 541-564.
- KING, P. (1975). The Ouachita and Appalachian orogenic belts. In: Nairn, A.E.M., and Stehli, F.G. (Eds.), The ocean basins and margins, 3; The Gulf of Mexico and the Caribbean, New York, Plenum Press, 201-241.
- KING, R. E. (1934). The Permian of southwestern Coahuila. American Journal of Sciences, 5th serie, 27, 98-112.
- KLEY, J., & EISBACHER, G. H. (1999). How Alpine or Himalayan are the Central Andes? International Journal of Earth Sciences, 88, 175-89.
- KULIK, D. M., & SCHMIDT, C. J. (1988). Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. Geological Society of America Memoir, 170, 75-98.
- LAMY, F. (1994). Geologie (Stratigraphie, Mikrofazies, Tektonik) der Frontalketten der Sierra Madre Oriental Nordwestlich von Linares, Nuevo León, México. Diplomkartierung und Diplomarbeit. Fachbereich Geowissenschaften der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster/Westfalen, 175.
- LAUBSCHER, H. P. (1992). The Alps: a transpressive pile of peels. In: Thrust Tectonics, (Ed.) K. R. McClay. London: Chapman and Hall, 277-85.
- LAUBSCHER, H. P. (1986). The eastern Jura: relations between thin skinned and basement tectonics, local and regional. Geologische Rundschau, 73, 535-53.
- LAUDON, R. C. (1984). Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo Leon Mexico. Geological Society of America Bulletin, 95, 1219-1225.
- LETOUZEY, J., COLLETA, B., VIALLY, R., & CHERMETTE, J. C. (1995). Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G. & Snelson, S. (Eds.) Salt Tectonics. A Global Perspective. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 65, 41-60.
- LIU, H., MCCLAY, K.R. & POWELL, D. (1992). Physical models of thrust wedges. In: McClay, K.R., (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, pp. 71-81.
- LONGORIA, J. F. (1984). Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin. In: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., and Moore, C. H. (Eds.), The Jurassic of the Gulf Rim. Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, Proceedings of the Third Annual Research Conference, 171-193.
- LONSDALE, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. In: Dauphin, J. P., and Simoneit, B. R. T. (Eds.), Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 85-125.
- LÓPEZ, R. (1997). High-Mg andesites from the Gila Bend Mountains: Evidence for hydrous melting of the lithosphere during Miocene extension, and the pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, northeastern Mexico. Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture. Ph.D. Thesis, Santa Cruz, University of California, 147.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 5 (2), 158-177.
- LUJÁN, M., STORTI, F., BALANYÁ, J. C., CRESPO-BLANC, A., & ROSSETTI, F. (2003). Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. Journal of Structural Geology, 25, 867-881.
- MACEDO, J., & MARSHAK, S. (1999). Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. Geological Society of America Bulletin, 111, 1808-1822.
- MARRETT, R., & ARANDA-GARCÍA, M. (2001). Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico. In: Marrett, R., (Ed.) Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México. Austin, Texas, Bureau of Economic geology, Guidebook, 28, 31-55.

- MARRETT, R., & ARANDA-GARCÍA, M. (1999). Structure and Kinematic Development of the Sierra Madre Oriental Fold-Thrust Belt México. In: Wilson, J.L., Ward, W.C., & Marrett, R. (Eds.). Stratigraphic and Structure of the Jurassic and Cretaceous platform and Basin System of the Sierra Madre Oriental. A field book and related papers. San Antonio Texas. Geological Society, American Association of Petroleum Geologists, 69-98.
- MARRETT, R., & BENTHAM, P. (1997). Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19, 243-248.
- MARRETT, R., & LAUBACH, S. E. (2001). Fracturing during burial diagenesis. In: Marrett, R. (Ed.), Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, Mexico. Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, Guidebook, 28, 109-123.
- MARSHAK, S., & FLÖTTMANN, T. (1996). Structure and origin of the Fleurieu and Nackara arcs in the Adelaide fold thrust belt, South Australia; salient and recess development in the Delamerian Orogen. *Journal of Structural Geology*, 18, 891-908.
- MARSHAK, S., & TABOR, J. R. (1989). Structure of the Kingston Orocline in the Appalachian fold thrust belt, New York. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 683-701.
- MARSHAK, S., & WOODWARD, N. B. (1988). Introduction to cross section balancing. In: S. Marshak and G. Mitra, (Eds.), Basic methods of structural geology, Part II. Prentice Hall: Upper Saddle River, 303-332.
- MARTON, G., & BUFFLER, R. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico basin. *International Geology Review*, 36, 545-586.
- MASSOLI, D., KOYI, H. A., & BARCHI, M. R. (2006). Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 28, 185-199.
- MAY, P. R. (1971). Pattern of Triassic-Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1285-1292.
- MCBRIDE, E. F., WEIDIE, A. F., WOLLEBEN, J. A., & LAUDON, R. C. (1974). Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1603-1622.
- MCCLAY, K. R. (1992). Glossary of thrust tectonics terms. Chapman and Hall, 419-433.
- MCCLAY, K. R. (1995). The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In: Basin Inversion, (Ed.) J. G. Buchanan and P. G. Buchanan. Geological Society of London Special Publication, 88, 97-118.
- MCCLAY, K. R., DOOLEY, T., FERGUSON, A., & POBLET, J. (2000). Tectonic evolution of the Sanga Sanga Block, Mahakam Delta, Kalimantan, Indonesia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84, 765-786.
- MCCLAY, R. (2004). Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 82-667.
- MCDONNELL, S. L. (1987). A gravity and magnetic survey of the Parras Basin, Mexico. M.S. Thesis, University of New Orleans, New Orleans, La.
- MCDOWELL, F. W., ROLDÁN-QUINTANA, J., & CONNELLY, J. N. (2001). Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (4), 521-531.
- MCKEE, J. W., & JONES, N. W. (1979). A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts With Programs*, 11, 476.
- MCKEE, J. W., JONES, N. W., & ANDERSON, T. H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16, 37-40.
- MCKEE, J. W., JONES, N. W., & ANDERSON, T. H. (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. In: Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F. (Eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper, 340, 161-189.

- MCKEE, J. W., JONES, N. W., & LONG, L. E. (1984). History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, 12, 103-107.
- MCKEE, J. W., JONES, N. W., & LONG, L. E. (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614.
- MCMECHAN, M. E., & THOMPSON, R. I. (1989). Structural style and history of the Rocky Mountain fold and thrust belt. In: *Western Canadian Sedimentary Basin: a Case Study*, (Ed.) B. D. Ricketts. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 47-72.
- MEDINA-ALEMÁN, J. J. (2001). Aplicación de un Sistema de Información Geográfica en el Acuífero Buenos Aires, Cañón “La Huasteca”, Santa Catarina, Nuevo León. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 114.
- MEDINA-BARRERA, F. (1996). Kleintektonische untersuchungen und standisicherheitsberechnungen mit hilfe der backanalysis an strabenböschungen der Sierra Madre Oriental, Mexiko (Curvatura von Monterrey im staat Nuevo León, strae La Palma-Rayones). *Mitt. ing.- u. hydrogeol*, 62, 194.
- MELNYK, M. J. (1997). Structural geology of the Sierra Rancho Nuevo area, Sierra Madre Oriental, Northeastern México. Master’s Thesis, Mississippi, University of Southern Mississippi, 95.
- MICHALZIK, D. (1987). Sedimentación y Sucesión de Facies en un Margen Continental Pasivo del Triásico al Cretácico Temprano del Noreste de la Sierra Madre Oriental, México. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, 2, 27-31.
- MICHALZIK, D. (1988). Trias bis tiefste Unter-Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko— Fazielle Entwicklung eines passive Kontinental randes. Ph.D. dissertation, Technischen Hochschule Darmstadt, DBR, 247.
- MITRA, G. (1994). Strain variation in thrust sheets across the Sevier fold and thrust belt (Idaho– Utah– Wyoming): implications for section restoration and wedge taper evolution. *Journal of Structural Geology*, 16, 585– 602.
- MITRA, G., & BOYER, S. E. (1986). Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 291-304.
- MITRA, S. (1986). Duplex structures and imbricate thrust systems: Geometry, structural position and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 1087-1112.
- MITRA, S. (1987). Regional variations in deformation mechanisms and structural styles in the central Appalachian orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 569-590.
- MITRA-SALAZAR, L. M. (1981). Las imagenes Landsat—una herramienta útil en la interpretación geológico-estructural; en ejemplo en el noreste de México. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 37–46.
- MIXON, R., MURRAY, G., & DÍAZ, G. (1959). Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757-771.
- MONROY, F., LAUBACH, S. E., & MARRETT, R. (2001). Preliminary diagenetic and stable isotope analyses of fractures in the Cupido Formation, Sierra Madre Oriental. In: Marrett, R. (Ed.). *Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey Salient, Mexico, Guidebook - Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin*, 28, 83-107.
- MOORE, T. E., FUIS, G. S., O’SULLIVAN, P. B., & MURPHY, J. M. (1994). Evidence of Laramide age deformation in the Brooks Range, Alaska. In: *Geological Society of America, 1994 Annual Meeting, Seattle, WA, Abstracts with Programs*, vol. 26. Boulder, CO: Geological Society of America, 383.
- MORÁN ZENTENO, D. J. (1994). The geology of the Mexican republic. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 39, 160.
- MORLEY, C. K. (1986). A classification of thrust fronts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 12–25.
- MURRAY, G. E. (1959). Introduction and regional geologic summary of field trip area, southeastern Coahuila and western Nuevo Leon. *South Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, A1–A4.

- MURRAY, G., WEIDIE, A. E., BOYD, D. R., FORDE, R. H., & LEWIS, P. D. (1962). Formational subdivision of the Difunta Group, Parras basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46, 374-383.
- NARR, W. (1993). Deformation of basement-involved, compressive structures. In: *Laramide Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*, (Ed.) C. J. Schmidt, R. B. Chase and E. A. Erslev. Geological Society of America Special Paper, 280, 107-24.
- NARR, W., & SUPPE, J. (1994). Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294, 802-60.
- NEMČOK, M., SCHAMEL, S., & GAYER, R. (2005). *Thrustbelts*. New York: Cambridge University Press, 541.
- NOVOA, E.; SUPPE, J. & SHAW, J.H. (2000). Inclined-shear restoration of growth folds. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 84 (6), 787-804.
- NUNNS, A.G. (1991): Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 75 (2), 278-297.
- OCAMPO-DÍAZ, Y. E. (2007). Evolución sedimentológica y geoquímica del miembro arenoso Galeana (Formación Taraises). Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 299.
- ORTEGA, O., & MARRETT, R. (2000). Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 22, 571-588.
- ORTEGA, O., & MARRETT, R. (2001). Stratigraphic controls on fracture intensity in Barremian-Aptian carbonates, northeastern Mexico. In: Marrett, R. (Ed.), *Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México*. Austin, Texas, Bureau of Economic geology, Guidebook, 28, 57-82.
- ORTEGA-FLORES, B. (s.f.). Deformación por acortamiento en la plataforma Valles San Luis Potosí y en la cuenca Tampico Misantla; porción externa del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. Tesis de Maestría, Instituto de geología/Universidad Nacional Autónoma de México, en revisión.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R. L., & SPEED, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In: SPEED, R.C. (Ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, 265-306.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1982). Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Ph. D. Thesis, The University of Texas at Austin, 217.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1985). Las Estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista*, 6, 1-20.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1986). Post-Paleozoic Tectonic of Northeast Mexico and its Role Evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25, 157-207.
- PHILIP, H., ROGOZHIN, E., CISTERNAS, A., BOSQUET, J. C., BORISOV, B., & KARAKHANIAN, A. (1992). The Armenian Earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and palaeoseismicity. *Geophysical Journal International*, 110, 141-158.
- PINDELL, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4, 1-39.
- PINDELL, J. L., & BARRETT, S. F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. *The Geology of North America*, v. H, The Caribbean Region. The Geological Society of America, 405-432.
- PINDELL, J. L., & DEWEY, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1, 179-211.

- PINEDLL, J. L. (1993). Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution. In: Pindell, J.L., and Perkins, B.F. (Eds.), *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region*. Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Foundation, 13th Annual Research Conference, 251-274.
- PLAFKER, G., & BERG, H. C. (1994). Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska. In: *The Geology of Alaska*. Boulder, CO: Geological Society of America.
- PORRAS-VÁZQUEZ, N. D. (2008). Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el área cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 142.
- PORRAS-VÁZQUEZ, N. D., CHÁVEZ-CABELLO, G., ARANDA-GÓMEZ, J. J., NAVARRO-GUTIERREZ, N. R., NAVARRO DE LEÓN, I., MONTALVO-ARRIETA, J. C., y otros. (2007). Análisis Estructural del Frente Tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Área Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *GEOS*, Libro de resúmenes, Reunión Anual 2007 Unión Geofísica Mexicana, A. C., 27 (1), 62.
- PRICE, R. A. (1981). The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: Coward, M. P. and McClay, D. R. (Eds.), *Thrusts and Nappe Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication, 9, 427-448.
- PRICE, R. A. (1986). The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere. *Journal of structural Geology*, 8, 239-254.
- PRUCHA, J. J., GRAHAM, J. A., & NICKELSEN, R. P. (1965). Basement-controlled deformation in Wyoming Province of Rocky Mountains Foreland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 966-992.
- RAMBERG, H. (1981). *Gravity, Deformation and Earth's Crust*. Academic Press, San Diego, Cal., 452.
- RAMÍREZ, R. C. (1978). Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 2, 5-42.
- RAMSAY, J. G., & HUBER, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology*, Volume 2, Folds and faults. London, Academic Press, 391.
- RANALLI, G., & MURPHY, D. C. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- RECHES, Z., & JOHNSON, A. M. (1978). Theoretical analysis of monoclines. In: *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, (Ed.) V. Mathews III. Geological Society of America Memoir, 151, 273-331.
- RICH, J. L. (1934). Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 34, 672-681.
- RICOU, L. E. (1996). *The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean*. New York: Plenum Press.
- RIES, A. C. (1976). Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 283, 281-288.
- ROCKWELL, T. K., KELLER, E. A., & DEMBROFF, G. R. (1988). Quaternary rate of folding of the Ventura anticline, western Transverse Ranges, southern California. *American Geological Society Bulletin*, 100, 850-858.
- RODGERS, J. (1990). Fold- and thrust-belts in sedimentary rocks. Part 1: Typical examples. *American Journal of Science*, 290, 321-359.
- RODGERS, J. (1995). Lines of basement uplifts within the external parts of orogenic belts. *American Journal of Science*, 295, 455-487.
- ROSS, M. I., & SCOTESE, C. R. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- ROWAN, M. G., PEEL, F. J., & VENDEVILLE, B. C. (2004). Gravity-driven Fold Belts on Passive Margins. In: *K. R. McClay, (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82, 157-182.

- ROYSE, F. (1993). An overview of the geologic structure of the thrust belt in Wyoming, northern Utah, and eastern Idaho. In: *Geology of Wyoming*, (Ed.) A. Snoke, J. Steidtmann and S. Roberts. Geological Survey of Wyoming Memoir, 5, 273-311.
- ROYSE, F., WARNER, M. A., & REESE, E. L. (1975). Thrust belt of Wyoming, Idaho and northern Utah: structural geometry and related stratigraphic problems. In: *Deep Drilling Frontiers of the Central Rocky Mountains*, (Ed.) D. W. Boylard. Rocky Mountain: Association of Geologists Guidebook, 41-50.
- SALVADOR, A. (1991c). Origin and development of the Gulf of Mexico basin. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, J, 389-444.
- SALVADOR, A. (1991b). Triassic-Jurassic. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, J, 131-180.
- SANS, M. (2003). From thrust tectonics to diapirism. The role of evaporites in the kinematic evolution of the eastern South Pyrenean front. *Geologica Acta*, 1 (3), 239-259.
- SAWLAN, M. G., & SMITH, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic settings of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, México. In: Frizzel, V. A. (Ed.), *Geology of the Baja California peninsula*. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 237-251.
- SCHMIDT, K. L., & PATERSON, S. R. (2002). A doubly vergent fan structure in the Peninsular Range batholith: transpression or local complex flow around a continental margin buttress? *Tectonics*, 21, 141-149.
- SCT. (2006). Atlas carretero por entidad federativa, Nuevo León, escala 1: 500 000. Secretaría de Comunicaciones y Transporte.
- SEDLICK, R. L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., & SPEED, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America, Special Paper, 278, 153.
- SEVERINGHAUS, J., & ATWATER, T. M. (1990). Cenozoic geometry and thermal condition of the subducting slabs beneath western Northamerica. In: Wernicke, B. (Ed.), *Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada*. Geological Society of America Memoir, 176, 1-22.
- SGM. (2006). Carta geológico-minera del estado de Nuevo León. Servicio Geológico Mexicano, Escala 1: 500,000.
- SILVER, L. T., & ANDERSON, T. H. (1974). Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin. Geological Society of America, Abstract With Programs, 6, 955.
- SMITH, C. I. (1981). Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico. In: SMITH, I. C. (Ed.), *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*; West Texas Geological Society Publication, 81-74, 1-27.
- STEARNS, D. (s.f.). Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, ed. V. Matthews. Geological Society of America Memoir, vol. 151, pp. 1-37.
- STEARNS, D. W. (1978). Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States*, (Ed.) V. Matthews. Geological Society of America Memoir, 151, 1-37.
- STEWART, J. H., BLODGETT, R. B., BOUCOT, A. J., CARTER, J. L., & LÓPEZ, R. (1999). Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. In: Ramos, V.A., and Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, 336, 227-252.
- SUPPE, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- SUPPE, J., & MEDWEDEFF, D. A. (1984). Fault-propagation folding. *Geological Society of America Bulletin*, 16, 670.
- SUPPE, J.; SÁBAT, F.; MUÑOZ, J.A.; POBLET, J.; ROCA, E. & VERGÉS, J. (1997). Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*,

- 19 (3-4), 443-461.
- SUTER, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold thrust belt, east central México. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1387-1397.
- SUTER, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in east central México. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249-264.
- TALBOT, C. J., & ALAVI, M. (1996). Salt Tectonics. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. & Davison, I. (Eds.) *Geological Society, London, Special Publications*, 100, 89-109.
- TARDY, M. (1980). Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique. Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445.
- THOMAS, W. A. (1977). Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, 277, 1233-1278.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P. J., & GRAJALES, J. M. (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. In: Bartolini, C. et al. (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 340, 191-196.
- TORRES-RAMOS, J. A. (2004). Análisis Estructural en el Cañón "La Escalera", Porción Oeste del Anticlinal de "San Blas", Santa Catarina, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 144.
- TOZER, R., BUTLER, R., CHIAPPINI, M., CORRADO, S., MAZZOLI, S., & SPERANZA, F. (2006). Testing thrust tectonic models at mountain fronts: where has the displacement gone? *Journal of the Geological Society, London*, 1-14.
- TREIMAN, J. E. (1995). Surface faulting near Santa Clarita. *Californian Division of Mines and Geology Special Publication*, 116, 103-10.
- TREVIÑO-HERNÁNDEZ, N. G. (2007). Análisis cinemático en mesoestructuras del cañón Boquillas, porción centro-sur del anticlinal San Juan Bautista, en la saliente de Monterrey, Santa Catarina, N. L., México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León/Facultad de Ciencias de la Tierra, 86.
- TURRINI, C., RAVAGLIA, A., & PEROTTI, C. R. (2001). Compressional structures in a multilayered mechanical stratigraphy: insights from sandbox modeling with three-dimensional variations in basal geometry and friction. In: Koyi, H.A., Mancktelow, N.S. (Eds.), *Tectonic Modeling: A Volume in Honor of Hans Ramberg*, 193. *Geological Society of America Memoir*, 153-178.
- TWISS, R. J., & MOORES, E. M. (1992). *Structural geology*. W. H. Freeman and Co. New York, 532.
- URAI, J. L., SPIERS, C. J., SWART, H. J., & LISTER, G. S. (1986). Weakening of rock salt by water during long-term creep. *Nature*, 324, 554-557.
- VANN, I. R., GRAHAM, R. H., & HAYWARD, A. B. (1986). The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology*, 8, 215-227.
- VEGA-VERA, F. J., & PERRILLIAT, M. C. (1989b). La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 8, 67-70.
- VELAJ, T., DAVIDSON, I., SERJANI, A., & ALSOP, A. (1999). Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian Zone of the Albanides. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 1408-1425.
- VELEZ, S. D. (1990). Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XL (2), 1-35.
- VERGÉS, J.; MEIGS, A.J.; BURBANK, D.W. (1996): Unfolding: An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24 (2), 175-178.
- VIELE, G., & THOMAS, W. (1989). Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt. In: HATCHER R.D., Jr, et al. (Eds.), *The Appalachian-Ouachita orogenic belt in the United States; Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, F-2, 695-728.

- VINIEGRA, F. (1963). Geología del Maziso de Tezuitlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XVIII, 145-171.
- WALLACE, W. K. (2003). Geometry and evolution of detachment folds in deformed foreland basin deposits of the Brooks Range Foothills, Northern Alaska. In: AAPG Annual Meeting, Salt Lake City, UT, Official Program, vol. 12. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, A177.
- WALPER, J. (1980). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico. In: Pilger, R.H., Jr. (Ed.), *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean*, Baton Rouge. Louisiana State University, 87-98.
- WEIDIE, A. E., & MARTINEZ, J. D. (1970). Evidence for evaporate diapirism in northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 655–661.
- WEIJERMARS, R., & SCHMELING, H. (1986). Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, 316-330.
- WILKERSON, M. S., & MARSHAK, S. (1997). Fold-thrust belts—an essay. In: B. A. van der Pluijm and S. Marshak, (Eds.), *Earth structure: US Division*, WCB/McGraw-Hill, 444-474.
- WILSON, J. L. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México.- a review. In: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León*, Linares, Nuevo León, México, 4, 5-45.
- WILSON, J. R., WARD, W. C., & FINNERAN, J. (1984). A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico. *Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 76.
- WILTSCHKO, D. V., & CHAPPLE, W. M. (1977). Flow of weak rocks in Appalachian Plateau folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 653-670.
- WITHJACK, M. O., OLSON, J., & PETERSON, E. (1990). Experimental models of extensional forced folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1038-1054.
- WORRALL, D. M., & SNELSON, S. (1989). Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In: A. W. Bally and A. R. Palmer, (Eds.), *The Geology of North America: an overview, Geological Society of America, The Geology of North America*, A, 97-138.
- YE, H. (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North. In: K. Soegaard, K. Giles, F. Vega, and T. Lawton (Eds.), *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous–early Tertiary Parras–La Popa Foreland Basin near Monterrey, Mexico: AAPG Field Trip Guidebook, Field Trip no. 10, AAPG Annual Meeting, Dallas, Texas*, 82-115.
- YIELDING, G., JACKSON, J. A., KING, G. C., SINVAL, H., VITAFINZI, C., & WOOD, R. M. (1981). Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October, 1980. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 287-304.
- ZHOU, Y., MURPHY, M. A., & HAMADE, A. (2006). Structural development of the Peregrina-Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 28, 494-507.
- ZUÑIGA-FOX, C. R. (2006). Physical modelling of evaporites-detached salients. M. A. Thesis, The University of Texas at Austin, 226.

