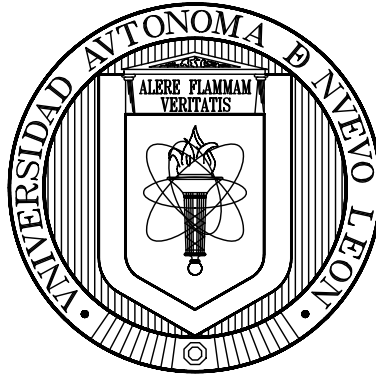


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**IMPLICACIONES TECTONO-SEDIMENTARIAS DE LAS
INTERCALACIONES CLÁSTICAS EN EL LÍMITE JURÁSICO – CRETÁCICO
DEL NORESTE DE MÉXICO
(FOSA DE MONTERREY Y CUENCA DE SABINAS)**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE

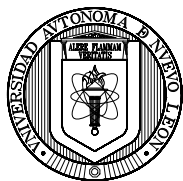
**DOCTOR EN CIENCIAS
CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

PRESENTA

YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO DE 2011



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**IMPLICACIONES TECTONO-SEDIMENTARIAS DE LAS INTERCALACIONES CLÁSTICAS
EN EL LÍMITE JURÁSICO – CRETÁCICO DEL NORESTE DE MÉXICO
(FOSA DE MONTERREY Y CUENCA DE SABINAS)**

ELABORADA POR

YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO
DE

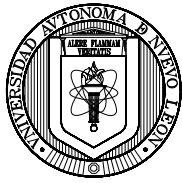
**DOCTOR EN CIENCIAS
CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

Vo. Bo.
DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. UWE JENCHEN

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO DE 2011



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS
**IMPLICACIONES TECTONO-SEDIMENTARIAS DE LAS INTERCALACIONES CLÁSTICAS
EN EL LÍMITE JURÁSICO – CRETÁCICO DEL NORESTE DE MÉXICO
(FOSA DE MONTERREY Y CUENCA DE SABINAS)**

ELABORADA POR

YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ

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

**DOCTOR EN CIENCIAS
CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

Vo. Bo.
COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN

DR. UWE JENCHEN

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. MARTÍN GUERRERO SUASTEGUI

CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. DIRK MASUCH-OESTERREICH

CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. VSEVOLOD YUTSIS

CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO 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.

Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz
30 de Enero del 2011

En Memoria de

Elpidea Ocampo Castañeda (Nuestra Tía Chofi)

Dedicado con todo el amor que puedo sentir

A Hunahpú que nacerá del beso que en el Xibalbá le he dado a tu madre cuando admiraba la belleza de una Margarita.

A Mis Padres Nicolás y Petra por guiarme, cuidarme y aconsejarme durante mi corta existencia.

A Mis Hermanos Vladimir y Aarón por su compañía y fraternidad dentro de nuestro hogar y en la dureza de la calle.

Agradecimientos

Al pueblo de México por pagar los impuestos que se ven reflejados en las Becas que Otorga el CONACYT.

A mis padres putativos Uwe Jenchen y Martín Guerrero por su amistad, consejos, y cuidado de estos pasos.

A Uwe Jenchen por el tema de tesis y apoyo durante este periodo.

A Martín Guerrero por su guía y unión en este mi camino.

A Gabriel Chávez, por su amistad y discusiones brindadas durante mi estancia en Linares.

A Carita Augustsson por sus enseñanzas, amistad y tiempo brindado en Alemania y durante la elaboración de la presente.

Fernando Velasco, Dirk Masuch-Oesterreich y Vsevolod Yutsis por revisión crítica de la versión temprana de la tesis.

A Fernando Velasco por su apoyo brindado durante mi estancia en la FOT,

A Héctor de León por las facilidades brindadas durante la elaboración del presente trabajo.

A el Abuelo, María, Oscar, Martín, Javo, Israel, Matraca, Rosalva, Rita, Gabro, Batis, Garibo y Doña Laura, Don Victor, profesores y amigos de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAG, por la formación geológica-comunista/socialista brindada durante mi formación temprana.

A los miembros del Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario (Igor, Mago y Hugo) con quien compartimos sueños y metas, atreviéndonos a volar, creando un grupo de trabajo que pasa el límite de lo académico.

A Igor por su amistad, apoyo y unidad en nuestra toma de decisiones.

A Hugo y Lili por su apoyo y amistad,

A Elisa Jenchen por su amistad y correcciones a la presente tesis.

A la Familia Martínez Paco por su amistad, cariño y apoyo moral-económico.

A Miguel Ángel Miranda Gasca por su amistad y apoyo.

A Guadalupe López y Manuel Maldonado por sus consejos y discusiones.

A mis amigos Toño, Luis, Josué, el Doc, el Peje, Checo, Marychuy, Ale Show, Lupita Show, Siria, Narciso, Sonia, Salomón.

A Gelder, Fernando, Hamlet, Gil, el Biólogo, Venó, por compartir este camino con amistad y apoyo mutuo.

A la Familia López Franco por todo su apoyo y amistad.

A la Familia Muñoz Flores (Benito, Moni y Barbby) por su apoyo y amistad durante nuestro estadio en el Noreste de México.

A todos mis Familiares por ser un gran pilar dentro de mi camino.

A Manuelita y Roberto por las charlas y discusiones.

A la Familia Tamez Ponce por las facilidades y comodidades otorgadas como su inquilino.

A Juany, Anny, Pedro, Andrés, Gustavo, Memo, Víctor, Alonso, Fráncico Medina, Olga, Nereida, Betty, Carlitos, Chente, Don Temo, Efraín, Juan Carlos, Ignacio, Cosme, Sostenes y la Goma por sus comentarios y apoyo.

A José Arribas, A. Basu, Gert Wetje, Eduardo Garzanti, K. Marsaglia, Ray Ingersoll, Will Dickinson, Tim Lawton por hacer la ciencia de frontera.

A la Rep. Log-Sim- Estrella del Sur No. 11 por toda su fraternidad y unión,

A todo los no mencionados que son muchos Mil gracias!!!!

El orden de estos faroles no altero su luz!!!!

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN	XIII
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 METAS	4
1.4 TRABAJOS PREVIOS	4
1.4.1 ESTRATIGRÁFICOS–SEDIMENTOLÓGICOS–PALEONTOLÓGICOS	4
1.4.2 ESTRUCTURALES-TECTÓNICOS	5
1.5 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	7
1.6 ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO TARDÍO – CRETÁCICO TEMPRANO	9
1.6.1 CUENCA DE SABINAS	10
1.6.1.1 Arcosa Patula (Hauteriviano Temprano–Medio)	10
1.6.2 FOSA DE MONTERREY	10
1.6.2.1 Formación La Casita (Kimmerigdiano–Hauteriviano Inferior)	10
1.6.2.1.1 Unidad 1 (Tithoniano–Kimmerigdiano)	11
1.6.2.1.2 Unidad 2 (Kimmerigdiano–Berriasiano)	12
1.6.2.1.3 Unidad 3 (Valanginiano Temprano– Hauteriviano)	14
1.6.2.2 Formación Taraises (Berriasiano–Valanginiano)	14
1.6.2.2.1 Miembro Arenoso Galeana (Valanginiano– Hauteriviano)	15
1.7 FORMATO DE LA TESIS	16
1.7.1 CAPÍTULO 2	16
1.7.2 CAPÍTULO 3	16
1.7.3 CAPÍTULO 4	16
1.7.4 CAPÍTULO 5	16
1.7.5 CAPÍTULO 6	16
1.7.6 CAPÍTULO 7	17
1.7.7 CAPÍTULO 8	17
1.7.8 CAPÍTULO 9	17
2 ANÁLISIS DE FACIES, ASOCIACIONES DE FACIES Y SU INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	18
2.1 INTRODUCCIÓN	18
2.2 METODOLOGÍA	20
2.3 FACIES SEDIMENTARIAS	21
2.3.1 CLASE 1: CONGLOMERADOS	21
2.3.1.1 Facies Cgn: Conglomerados con gradación normal	21
2.3.1.2 Facies Cocr: Conglomerados con estratificación cruzada de tipo recta	21
2.3.1.3 Facies Cm: Conglomerados Masivos	23
2.3.2 CLASE 2: ARENISCAS	25
2.3.2.1 Facies Aechk–Sw: Areniscas con estratificación cruzada de tipo <i>Hummocky–Swaley</i>	25
2.3.2.2 Facies Agnlp: Areniscas con gradación normal y laminación paralela	25
2.3.2.3 Facies Alprz: Areniscas con laminación paralela y rizaduras	26
2.3.2.4 Facies Aec: Areniscas con estratificación cruzada	27
2.3.2.5 Facies Aec–la: Areniscas con estratificación cruzada con lodos acoplados	28
2.3.2.6 Facies Alp: Areniscas con laminación paralela	29
2.3.2.7 Facies Amb: Areniscas masivas con bioturbación penetrativa	29
2.3.2.8 Facies Aef: Areniscas con estratificación tipo flaser	31
2.3.3 CLASE 3: LIMOS BIOTURBADOS Y ARENISCAS LODOSAS	31
2.3.3.1 Facies LuArBio: Lutitas-areniscas altamente bioturbadas	31
2.3.4 CLASE 4: INTERCALACIÓN DE LIMOLITAS, LUTITAS Y ARENISCAS	32
2.3.4.1 Facies Liloes: Limolitas y Lutitas estratificadas	32
2.3.4.2 Facies LuArrz: Lutitas y Areniscas con rizaduras	33
2.3.4.3 Facies Lilorz: Lutitas con rizaduras	33
2.3.5 CLASE 5: LAG	34

2.3.5.1	Facies Lg: Lag= Concentración de conchas	34
2.4	ASOCIACIÓN DE FACIES	35
2.4.1	ASOCIACIÓN DE FACIES 1: ARENISCAS COSTERAS	35
2.4.1.1	Interpretación	35
2.4.2	ASOCIACIÓN DE FACIES 2: CANALES DISTRIBUTARIOS Y CUBIERTA DE CANAL	36
2.4.2.1	Interpretación	36
2.4.3	ASOCIACIÓN DE FACIES 3: <i>SHOREFACE</i> DOMINADA/ INFLUENCIADA POR OLEAJE Y MAREAS	37
2.4.3.1	Interpretación	39
2.4.4	ASOCIACIONES DE FACIES 4: MONTES DE BARRAS DISTRIBUTARIAS	41
2.4.4.1	Interpretación	41
2.4.5	ASOCIACIONES DE FACIES 5: BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS/ LAGUNAS	42
2.4.5.1	Interpretación	42
2.4.6	ASOCIACIONES DE FACIES 6: FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO POR MAREAS	43
2.4.6.1	Interpretación	45
2.4.7	ASOCIACIONES DE FACIES 7: FRENTE DELTAICO DOMINADO/ INFLUENCIADO POR RÍOS	46
2.4.7.1	Interpretación	48
2.4.8	ASOCIACIÓN DE FACIES 8: FRENTE DELTAICO RE- TRABAJADO POR OLEAJE	49
2.4.8.1	Interpretación	50
2.4.9	ASOCIACIONES DE FACIES 9: PRODELTA	51
2.4.9.1	Interpretación	51
2.4.10	ASOCIACIONES DE FACIES 10: PLATAFORMA MARINA	52
2.4.10.1	Interpretación	52
2.5	DISCUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA DELTÁICA Y SÍNTESIS DE LOS PROCESOS DE CONSTRUCCIÓN Y SUS PRODUCTOS	52

3 PETROGRAFÍA Y ÁREA FUENTE 60

3.1	INTRODUCCIÓN	60
3.2	MUESTREO Y MÉTODOS PETROGRÁFICOS	61
3.3	RESULTADOS PETROGRÁFICOS	62
3.3.1	TIPOS DE GRANOS	62
3.3.1.1	Granos extra-cuenca no-carbonatados (NCE)	62
3.3.1.2	Granos extra-cuenca carbonatados (CE)	64
3.3.1.3	Granos intra-cuenca no- carbonatados (NCI)	64
3.3.1.4	Granos intra-cuenca carbonatados (CI)	64
3.3.2	COMPOSICIÓN DE ARENISCAS Y PETROFACIES	64
3.3.2.1	Petrofacies A: Cuarzofeldespática	65
3.3.2.1.1	Subpetrofacies A1: Cuarzolíticas con alto contenido de fragmentos líticos volcánicos	70
3.3.2.1.2	Subpetrofacies A2: Cuarzofeldespáticas con mezcla de líticos volcánicos y sedimentarios	72
3.3.2.1.3	Subpetrofacies A3: Cuarzofeldespáticas con alto contenido de fragmentos líticos sedimentarios	73
3.3.2.2	Petrofacies B: Cuarzolíticas	74
3.3.2.3	Petrofacies C: Feldespatocuarzosa	76
3.3.3	COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE	77
3.3.3.1	Cuarzo	78
3.3.3.2	Fragmentos Líticos	79
3.3.4	GRADO DE MADUREZ TEXTURAL	81
3.3.5	CLIMA Y RELIEVE	83

4 GEOQUÍMICA: CLASIFICACIÓN, GRADO DE ALTERACIÓN, INFLUENCIA DE LA DIAGÉNESIS Y COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE 84

4.1	INTRODUCCIÓN	84
4.2	FACTORES QUE CONTROLAN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS CLÁSTICAS	84
4.3	METODOLOGÍA	85
4.4	RESULTADOS	86
4.4.1	ELEMENTOS MAYORES	86
4.4.2	ANÁLISIS DE CLUSTER JERÁRQUICO DE ELEMENTOS MAYORES	89
4.4.2.1	Justificación	89
4.4.2.2	Resultado del análisis de Cluster en modo R	90
4.4.3	RESULTADO DEL ANÁLISIS DE FACTORES	91
4.4.3.1	Elementos Traza y Elementos de Tierras Raras (REE)	93

4.4.3.2	Elementos Trazas	93
4.4.3.2.1	Elementos trazas de ion grande "litofilos" (LILE): Rb, Cs, Ba, Sr	93
4.4.3.3	Elementos trazas de campo electrostático alto (FSE): Y, Zr, Nb, Hf, Th, U	94
4.4.3.4	Elementos de Transición (TTE): Co, Ni, V, Sc	95
4.4.3.5	Elementos de Tierras Raras (REE)	96
4.4.3.6	Clasificación	99
4.4.3.7	Composición del área fuente	99
4.4.3.7.1	Empleo de elementos mayores	99
4.4.3.7.2	Empleo de elementos traza y lantánidos	100
4.4.3.8	Grado de Intemperismo	106
4.4.3.8.1	Índice de Alteración Química	106
4.4.3.8.2	Cálculo de CaO* derivado de CaO:	106
4.4.3.9	Tendencias del intemperismo	108
4.4.3.9.1	Diagrama Máfico - Félsico - Intemperismo "W"	109
4.4.3.9.2	Índice de Intemperismo Químico (CIW)	110
4.4.3.9.3	Índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA)	111
4.4.3.9.4	Relación Th/U	111
4.4.3.9.5	Influencia de la Diagénesis en la composición química	111
4.4.3.9.6	Tipos de Cementos	114
4.4.3.9.7	Albitización	115

5 GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS **121**

5.1	INTRODUCCIÓN	121
5.2	MATERIALES Y MÉTODOS	121
5.3	GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS	122
5.3.1	POBLACIÓN DE GRANOS "A": PALEOPROTEROZOICOS-NEOPROTEROZOICOS (>1000 MA)	122
5.3.2	POBLACIÓN DE GRANOS "B": NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO MEDIO (700-500 MA)	122
5.3.3	POBLACIÓN DE GRANOS "C": CÁMBRICO-ORDOVÍCICO MEDIO (500-450 MA)	122
5.3.4	POBLACIÓN DE GRANOS "D": CARBONÍFERO TEMPRANO-PÉRMICO TEMPRANO (350-275 MA)	124
5.3.5	POBLACIÓN DE GRANOS "E": PÉRMICO TEMPRANO-TRIÁSICO MEDIO "E" (275-240 MA)	124
5.3.6	POBLACIÓN DE GRANOS "F": TRIÁSICO MEDIO-JURÁSICO TEMPRANO (240-190 MA)	125
5.3.7	POBLACIÓN DE GRANOS "G": JURÁSICO TEMPRANO-JURÁSICO TARDÍO (190-150 MA)	126
5.4	COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE	126
5.5	DISCUSIÓN SOBRE LA LOCALIZACIÓN DE LAS ÁREAS FUENTES	128

6 CÁTODOLUMINISCENCIA EN CUARZO **130**

6.1	INTRODUCCIÓN	130
6.2	MATERIALES Y MÉTODOS	130
6.3	LUMINISCENCIA Y ESPECTROS DE COLOR EN CUARZOS DETRÍTICOS Y SU RELACIÓN CON LA PROCEDENCIA	132
6.3.1	ANÁLISIS ESTADÍSTICO	137
6.3.1.1	Análisis de Componentes Principales	137
6.3.2	ANÁLISIS DE CLUSTER JERÁRQUICO EN MODO-R	139
6.3.3	CUARZO DE ORIGEN VOLCÁNICO	140
6.3.4	CUARZO DE ORIGEN PLUTÓNICO	140
6.3.5	CUARZO DE ORIGEN METAMÓRFICO	140
6.4	INTERPRETACIÓN DE LOS ESPECTROS DE COLOR EN CUARZOS DETRÍTICOS	140
6.4.1	CUARZO PLUTÓNICO (AZUL MEDIO-AZUL CIELO)	142
6.4.2	CUARZO VOLCÁNICO (ROJO Y VIOLETA)	143
6.4.3	CUARZO METAMÓRFICO (CAFÉ Y AZUL MARINO)	143
6.5	PROCEDENCIA	143

7 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA **146**

7.1	PETROGRAFÍA	146
7.2	GEOQUÍMICA	151
7.3	GEOCRONOLOGÍA	154
7.4	CÁTODOLUMINISCENCIA	155

7.5	SEDIMENTOLOGÍA	156
7.6	EVIDENCIAS DE LA EXHUMACIÓN DE LOS BLOQUES DE BASAMENTO	156
7.7	DISCUSIÓN	162
7.7.1	¿EXISTIÓ CONEXIÓN EN LAS VÍAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DE LA CUENCA DE SABINAS Y LA FOSA DE MONTERREY?	162
8 EVOLUCIÓN E IMPLICACIÓN TECTÓNICA DE LA FOSA DE MONTERREY Y CUENCA DE SABINAS Y LAS RELACIONES CON EL CIRCUM GOLFO DE MÉXICO Y EL CARIBE		167
8.1	INTRODUCCIÓN	167
8.2	DESARROLLO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL PRE-TRIÁSICO	167
8.3	HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA FOSA DE MONTERREY Y DE LA CUENCA DE SABINAS	172
8.3.1	JURÁSICO TEMPRANO -MEDIO (PLIENSBACHIANO-AALENIANO [~189.5–171.6 MA])	174
8.3.2	JURÁSICO MEDIO (BAJOCIANO- OXFORDIANO [~171.6–161.2 MA])	180
8.3.3	JURÁSICO TARDÍO (KIMMERIGDIANO-TITHONIANO [~155.6–145.5 MA])	186
8.3.4	CRETÁCICO TEMPRANO (BERRIASIANO-HAUTERIVIANO TEMPRANO [~145.5–132 MA])	192
9 CONCLUSIONES		206
9.1	SEDIMENTOLOGÍA	206
9.2	PETROGRAFÍA	206
9.3	GEOQUÍMICA	206
9.4	GEOCRONOLOGÍA	207
9.5	CÁTODOLUMINISCENCIA	207
9.6	TECTÓNICA	207
REFERENCIAS		209
APÉNDICES DEL CAPÍTULO 2		238
APÉNDICES DEL CAPÍTULO 4		255
APÉNDICES DEL CAPÍTULO 5		270

Índice de Figuras

FIG. 1.1: LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. LOS SÍMBOLOS MARCAN LOS PERFILES REALIZADOS DENTRO DE LAS INTERCALACIONES CLÁSTICAS DEL NE DE MÉXICO. ABREVIACIONES: MTY: MONTERREY, SO: SALTILLO, TN: TERÁN, MM: MONTEMORELOS, LI: LINARES, IT: ITURBIDE, GA: GALEANA, PP: POTERO PRIETO Y RY: RAYONES; MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL TOMADA DE MASUCH-OESTERREICH 2007). CUADRO ROJO: ÁREA TRABAJADA POR OCAMPO-DÍAZ (2007).....	3
FIG. 1.2: CORRELACIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS TOMADAS DE MICHALZIK 1988 Y GOLDHAMMER Y JOHNSON 2001 PARA EL NORESTE DE MÉXICO (MODIFICADO POR JENCHEN 2007A, B).....	8
FIG. 1.3: PERFIL SEDIMENTOLÓGICO DE LA ARCOSA PATULA EN LA CUENCA DE SABINAS. LA BARRA EQUIVALE A 100 METROS. LEYENDA EN LA FIGURA 1.4.....	9
FIG. 1.4: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS QUE MUESTRAN LAS UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y LA UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS, PARA LOS PERFILES DE LOS CAÑONES EL CHORRO, PICACHOS Y SANTA CRUZ. LA BARRA= 100 M.	11
FIG. 1.5: RECONSTRUCCIÓN PALEO-GEOGRÁFICA DEL NE DE MÉXICO DURANTE EL TITHONIANO: MÁXIMA EXTENSIÓN DEL DELTA DE SALTILLO EN EL JURÁSICO; SEDIMENTACIÓN DEL MIEMBRO SAN PABLO, FORMACIÓN LA CASITA EN EL ÁREA SALTILLO MONTERREY (COMPILACIÓN DE LAS PALEO-RECONSTRUCCIONES DE EGUILUZ DE ANTUÑANO 1990, 2001; GOLDHAMMER Y JOHNSON 2001 POR JENCHEN 2007A, B, MODIFICADO). RECUADRO: ÁREA DOCUMENTADA POR OCAMPO-DÍAZ (2007).	12
FIG. 1.6: RECONSTRUCCIÓN PALEO-GEOGRÁFICA DEL NE DE MÉXICO PARA EL BERRIASIANO: DESARROLLO Y DISTRIBUCIÓN DEL CUERPO ARRECIFAL “LENTE SAN JUAN”, FM TARAISES SOBRE EL BORDE DEL BLOQUE DE COAHUILA (COMPILACIÓN DE LAS PALEO-RECONSTRUCCIONES DE EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001; GOLDHAMMER Y JOHNSON 2001 POR JENCHEN 2007A, B, MODIFICADO). RECUADRO: ÁREA DOCUMENTADA POR OCAMPO-DÍAZ (2007).	13
FIG. 1.7: RECONSTRUCCIÓN PALEO-GEOGRÁFICA DEL NE DE MÉXICO PARA EL VALANGINIANO – HAUTERIVIANO: SEDIMENTACIÓN DEL MIEMBRO ARENOSO GALENA, FORMACIÓN TARAISES (COMPILACIÓN DE LAS PALEO-RECONSTRUCCIONES DE EGUILUZ DE ANTUÑANO, 1990, 2001; GOLDHAMMER Y JOHNSON 2001 Y JENCHEN 2007A, B, MODIFICADO). RECUADRO: ÁREA DOCUMENTADA POR OCAMPO-DÍAZ (2007).	15
FIG.2.1: REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS VALORES DEL ÍNDICE DE BIOTURBACIÓN (BI), TOMADAS DE REINECK (1963), TAYLOR Y GOLDRING (1993) Y TAYLOR ET AL. (2003).	20
FIG.2. 2: FOTOGRAFÍA DE LA CLASE DE FACIES CONGLOMERÁTICAS: (A) CONGLOMERADOS CON GRADACIÓN NORMAL;(B) CONGLOMERADOS MASIVOS CON TRAZAS DE <i>SKOLITHOS</i> , (C) CONGLOMERADOS MASIVOS CON ALTA CONCENTRACIÓN DE BIOCLASTOS DE OSTRAS; (D) CONGLOMERADOS DE GRÁNULOS-ARENISCAS GRUESAS CON GRADACIÓN NORMAL, ALTA CONCENTRACIÓN DE ORGANISMOS Y SURCOS DE EROSIÓN EN LA BASE; Y (E) CONGLOMERADOS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE TIPO TANGENCIAL.	22
FIG.2.3: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS QUE ILUSTRAN LAS CLASES DE FACIES CONGLOMERÁTICAS, ARENOSAS Y LUTÍTICAS.	23
FIG.2. 4: FOTOGRAFÍAS DE LA CLASE DE FACIES ARENOSA: (A) ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE BAJO ÁNGULO; (B) VISTA PANORÁMICA DE ESTRATOS DE ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE TIPO RECTA; (C) ARENISCAS CON GRADACIÓN NORMAL, LAMINACIÓN PARALELA Y RIZADURAS DE CORRIENTE; (D) ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE TIPO RECTA; (E) ARENISCAS MASIVAS CON RESTOS DE PLANTAS; (F) ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE TIPO TANGENCIAL; (G) ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA BIPOLAR Y DOBLES LODOS ACOPLADOS; (H) ARENISCAS MASIVAS CON ALTA CONCENTRACIÓN DE BIVALVOS (OSTRAS).	24
FIG.2. 5: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS QUE ILUSTRAN LAS CLASES DE FACIES DE CONGLOMERADOS, ARENAS Y LIMOS BIOTURBADOS. LA LEYENDA SE MUESTRA EN LA FIGURA 2.3.	26
FIG.2. 6: DIAGRAMA QUE ILUSTRAR LOS PROCESOS DE GENERACIÓN DE LAS RIZADURAS MAREALES, SUPERFICIES DE REACTIVACIÓN Y LA PRESENCIA DE LODOS ACOPLADOS INTERNOS (SEGÚN WILLIS 2005).	27
FIG.2. 7: MECANISMOS DE GENERACIÓN Y PRESERVACIÓN DE RIZADURAS O DUNAS BIPOLARES Y LODOS ACOPLADOS DOBLES Y SIMPLES RELACIONADOS CON PROCESOS MAREALES.	28
FIG.2. 8: FOTOGRAFÍAS DE LA FACIES DE ARENISCAS MASIVAS CON BIOTURBACIÓN PENETRATIVA. (A) ARENISCAS MASIVAS CON TRAZAS DE <i>TH= THALLASINOIDESS</i> Y <i>PLANOLITES</i> “PL”; (B) ARENISCAS MASIVAS CON <i>PALEOPHYCUS</i> “PA”, <i>THALLASINOIDES</i> “TH”, Y <i>OPHIOMORPHA</i> “OP”; (C) ARENISCAS MASIVAS CON TRAZAS DE <i>MACARONICHNUS</i> “Ma”, <i>PLANOLITES</i> “PL”, <i>PHYLODICTON</i> “PH”; (D) ARENISCAS MASIVAS CON <i>CHONDRITES</i> “CH”, <i>MACARONICUS</i> “Ma”, Y <i>THALLASINOIDES</i> “TH”; (E) ARENISCAS MASIVAS CON <i>SKOLITOS</i> “Sk”; Y (F) ARENISCAS MASIVAS CON <i>PLANOLITES</i> “PL”.	30
FIG.2. 9: FOTOGRAFÍAS DE LA CLASE DE FACIES LODOSAS: (A), (B), (C) Y (D) FACIES LUARBIO, TH= <i>THALLASSINOIDES</i> , PL= <i>PLANOLITES</i> , OP= <i>OPHIOMORPHA</i> ; RZ= <i>RHIZOCORALLIUM</i> , TE= <i>TEICHICHNUS</i> (E) FACIES LILOS, SNY= <i>SYNERENSIS CRACKS</i>	32
FIG.2. 10: (A) Y (B) FOTOGRAFÍAS DE LAS FACIES LUARRZ, PL= <i>PLANOLITES</i> , TE= <i>TEICHICHNUS</i> , CH= <i>CHONDRITES</i> , OP= <i>OPHIOMORPHA</i> , SY= <i>SYNERENSIS CRACKS</i> . (C) Y (D) FOTOGRAFÍAS DE LAS FACIES LILORZ, PL= <i>PLANOLITES</i> , CH= <i>CHONDRITES</i> , SNY= <i>SYNERENSIS CRACKS</i>	34
FIG.2. 11: FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOFÓSILES PRESENTES EN LA ASOCIACIÓN DE FACIES 2: (A) <i>SKOLITHOS</i> “Sk” Y (B) <i>THALLASSINOIDES</i> “Th”.	35
FIG.2. 12: FIGURA SUPERIOR MUESTRA LA MATRIZ DE TRANSICIÓN DEL TAMAÑO DE GRANO DEL PERFIL MEDIDO EN EL CAÑÓN LA HUASTECA. FIGURA INFERIOR MUESTRA LA REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS RESULTADOS DE LA MATRIZ DE TRANSICIÓN. A= CONGLOMERADOS, B= ARENISCAS DE GRANO GRUESO; C= ARENISCAS DE GRANO MEDIO; D= ARENISCAS DE GRANO FINO; E= LUTITAS; Y G= CALIZAS.	36
FIG.2. 13: SECCIÓN TRANSVERSAL A CANALES DISTRIBUTARIOS, BAHÍAS DISTRIBUTARIAS Y MONTES DE BARRA. LA LEYENDA SE MUESTRA EN LA FIGURA 2.3.	37
FIG.2. 14: PERFIL SEDIMENTOLÓGICO MEDIDO EN EL CAÑÓN LA HUASTECA, REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 3 Y1.	38

FIG.2. 15: REPRESENTACIÓN GRAFICA DE LOS RESULTADOS ARROJADOS POR LA MATRIZ DE TRANSICIÓN DE FRECUENCIAS DE ANÁLISIS DE MARKOV DE LAS DIFERENTES FACIES QUE COMPRENDEN AL PERFIL DEL CAÑÓN LA HUASTECA. LOS CÓDIGOS DE LAS FACIES CORRESPONDEN A LAS ABBREVIACIONES EMPLEADAS EN EL TEXTO – SIMBOLOGÍA EN APÉNDICE 2.	39
FIG.2. 16: SECCIÓN TRANSVERSAL QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE SHOREFACE/ FORESHORE, LAGUNAS Y CANALES DISTRIBUTARIOS. SIMBOLOGÍA MOSTRADA EN LA FIGURA 2.3.	40
FIG.2. 17: FOTOGRAFÍAS DE LOS ICNOFÓSILES QUE CARACTERIZAN A LA AF 3: (A) <i>PLANOLITES</i> “PA” Y <i>CHONDRITES</i> “CH” EN LOS DEPÓSITOS DEL SHOREFACE SUPERIOR; (B) <i>SKOLITHOS</i> “SK” DENTRO DE LOS DEPÓSITOS DE FORESHORE.	41
FIG.2. 18: PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 5, 8 Y 2, MEDIDO EN EL CAÑÓN CORTINAS. LA LEYENDA SE MUESTRA EN LA FIGURA 2.3.	42
FIG.2. 19: REPRESENTACIÓN GRAFICA DE LOS RESULTADOS ARROJADOS POR LA MATRIZ DE TRANSICIÓN DE FRECUENCIAS DE ANÁLISIS DE MARKOV DE LAS DIFERENTES FACIES QUE COMPRENDEN AL PERFIL DEL CAÑÓN CORTINAS. LOS CÓDIGOS DE LAS FACIES CORRESPONDEN A LAS ABBREVIACIONES EMPLEADAS EN EL TEXTO. SIMBOLOGÍA EN APÉNDICE 2.	43
FIG. 2. 20: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS QUE MUESTRAN LAS ASOCIACIONES DE FACIES 6 Y 7. AMBOS FUERON MEDIDOS EN EL CAÑÓN DE SANTA CRUZ. LA SIMBOLOGÍA SE EXPLICA EN LA FIGURA 2.3.	44
FIG.2. 21: REPRESENTACIÓN GRAFICA DE LOS RESULTADOS ARROJADOS POR LA MATRIZ DE TRANSICIÓN DE FRECUENCIAS DE ANÁLISIS DE MARKOV DE LAS DIFERENTES FACIES QUE COMPRENDEN AL PERFIL DEL CAÑÓN DE SANTA CRUZ. LOS CÓDIGOS DE LAS FACIES CORRESPONDEN A LAS ABBREVIACIONES EMPLEADAS EN EL TEXTO. SIMBOLOGÍA EN APÉNDICE 2.	45
FIG.2. 22: PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS REPRESENTATIVOS DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES 2, 3, 4 Y 7, EN LOS CAÑONES DE SANTA CRUZ Y LA HUASTECA. LA LEYENDA SE MUESTRA EN LA FIGURA 2.3.	47
FIG.2. 23: FOTOGRAFÍAS DE LAS ESTRUCTURAS QUE CARACTERIZAN A LOS DEPÓSITOS DEL FRENTE DELTAICO INFLUENCIADOS/ DOMINADOS POR RÍOS. (A) ESTRATIFICACIÓN CONVOLUTA EN PEQUEÑA ESCALA; (B) GRADACIÓN NORMAL Y LAMINACIONES PARALELAS “TAB”.	48
FIG.2. 24: PERFIL SEDIMENTOLÓGICO REPRESENTATIVO DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 2 Y 8 EN EL CAÑÓN CORTINAS. LA SIMBOLOGÍA SE EXPLICA EN LA FIGURA 2.3.	49
FIG.2. 25: DISTRIBUCIÓN DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES 1, 9, 10 Y DE LOS LAG TRANSGRESIVOS EN LA FOSA DE MONTERREY DURANTE EL KIMMERIGIANO MEDIO/TARDÍO. LA LÍNEA PUNTEADA MARCA UN ALTO NIVEL DEL MAR.	53
FIG.2. 26: DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y RECONSTRUCCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DURANTE (A) TITHONIANO MEDIO Y (B) TITHONIANO TARDÍO. (1) CUENCA PROFUNDA, (2) SHELF, (3) PRODELTA, (4) PLANICIE DELTAICA; (5) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO POR RÍOS/OLEAJE; (6) CANALES DISTRIBUTARIOS Y BAHÍAS DISTRIBUTARIAS; (7) MONTES DE BARRAS. FLECHAS EN GRIS CLARO = APORTE FLUVIAL; FLECHAS NEGRAS = DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS BLANCAS = DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS EN GRIS MEDIO = DIRECCIÓN DE LA DERIVA CONTINENTAL.	54
FIG.2. 27: DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y RECONSTRUCCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DURANTE (A) BERRIASIANO MEDIO Y (B) BERRIASIANO TARDÍO. (1) CUENCA PROFUNDA, (2) SHELF, (3) PRODELTA, (4) PLANICIE DELTAICA; (5) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO POR RÍOS/OLEAJE; (6) CANALES DISTRIBUTARIOS Y BAHÍAS DISTRIBUTARIAS; (7) MONTES DE BARRAS. FLECHAS EN GRIS CLARO= APORTE FLUVIAL; FLECHAS NEGRAS= DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS BLANCAS= DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS EN GRIS MEDIO= DIRECCIÓN DE LA DERIVA CONTINENTAL.	55
FIG.2. 28: MODELO IDEALIZADO PARA EL DEPÓSITO DEL LENTE SAN JUAN, EN LA PARTE SURESTE DEL BLOQUE DE COAHUILA DURANTE EL BERRIASIANO TARDÍO-VALANGINIANO TEMPRANO.	56
FIG.2. 29: DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y RECONSTRUCCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DURANTE (A) VALANGINIANO TEMPRANO Y (B) VALANGINIANO TARDÍO. (1) CUENCA PROFUNDA, (2) SHELF, (3) PRODELTA, (4) PLANICIE DELTAICA; (5) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO POR RÍOS/OLEAJE; (6) CANALES DISTRIBUTARIOS Y BAHÍAS DISTRIBUTARIAS; (7) MONTES DE BARRA; (8) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO/ DOMINADO POR OLEAJE; (9) PLANICIE MAREAL; (10) CANAL MAREAL; (11) CANALES DISTRIBUTARIOS; (12) BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS; (13) BARRAS CONTROLADAS POR MAREAS. FLECHAS EN GRIS CLARO= APORTE FLUVIAL; FLECHAS NEGRAS= DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS BLANCAS= DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS EN GRIS MEDIO= DIRECCIÓN DE LA DERIVA CONTINENTAL.	57
FIG.2. 30: DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES Y RECONSTRUCCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DURANTE EL HAUTERIVIANO TEMPRANO. (1) CUENCA PROFUNDA, (2) SHELF, (3) PRODELTA, (4) PLANICIE DELTAICA; (5) PLANICIE MAREAL; (6) CANALES MAREALES; (7) DEPÓSITOS SUBLITORALES; (8) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO/ DOMINADO POR OLEAJE; (9) BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS/ LAGUNAS; (10) FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO/ DOMINADO POR MAREAS; (11) MONTES DE BARRAS DELTAICAS; (12) DEPÓSITOS TERMINALES DE LOS CANALES. FLECHAS EN GRIS CLARO= APORTE FLUVIAL; FLECHAS NEGRAS=DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS BLANCAS= DIRECCIÓN MAREAL; FLECHAS EN GRIS MEDIO= DIRECCIÓN DE LA DERIVA CONTINENTAL.	58
FIG. 3. 1: ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN DE ARENISCAS PROPUESTO POR McBRIDE (1963) CON TODAS LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.	64
FIG. 3. 2: DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN GENÉTICA PARA ARENISCAS, TOMADO DE WELTJE (2006). EN EL DIAGRAMA SUPERIOR SE GRAFICAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. DIAGRAMA INFERIOR PROYECTA LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 3 DE LAS FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA. QF=CUARZOFELDESPÁTICAS; QL= CUARZOLÍTICAS; FG= FELDESPATOCUARZOSAS; LQ=LITOCUARZOSAS; FL= FELDESPATOLÍTICAS; LF= LÍTICO FELDESPÁTICAS.	65
FIG. 3. 3: MICROFOTOGRAFÍA DE LA PETROFACIES A EN NICOLES CRUZADOS: (A) PANORÁMICA QUE MUESTRA CUARZO MONOCRISTALINO (QM), PLAGIOCLASA (Pg) Y CEMENTO CALCÍTICO; (B) CUARZO MONOCRISTALINO; (C) CUARZO MONOCRISTALINO Y PLAGIOCLASA CON MACLADO DE TIPO POLISINTÉTICO (Pg); (D) CUARZO POLICRISTALINO (QP), CUARZO MONOCRISTALINO Y CEMENTO CALCÍTICO (CEM); (E) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA (LVF) Y LATHWORK (LVLAT); (F) DETALLE DE UN LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (G) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA; (H) DETALLE DE LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA BAREOLÍTICA (LVTOB) Y CUARZO	

MONOCRISTALINO; (I) DETALLE DE LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA MIERMEGUÍTICA (LP) Y CEMENTO CALCÍTICO; (J) LÍTICO METAMÓRFICO METAPSAMÍTICO/FELSÍTICO₂, CUARZO MONOCRISTALINO Y CEMENTO CALCÍTICO; (K) PLAGIOCLASA CON MACLADO POLISINTÉTICO, CEMENTO CALCÍTICO REEMPLAZANDO PLAGIOCLASA; (L) CUARZOS MONOCRISTALINOS CON BORDES DE CRECIMIENTO.66

FIG. 3. 4: ENSAMBLES MICROFOTOGRAFICOS DE LA PETROFACIES A, (A) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA, CON CLINOPIROXENOS; (B) LÍTICO METAMÓRFICO CON TEXTURA METAPSAMÍTICA/FELSÍTICA; (C) CUARZO POLICRISTALINO; (D) LÍTICO VOLCÁNICO TOBACEO CON TEXTURA FLUIDAL; (E) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (F) LÍTICO METAMÓRFICO METAPSAMÍTICO; (G) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA.67

FIG. 3. 5: DIAGRAMAS RP-RV-RS. EN EL DIAGRAMA IZQUIERDO, SE GRAFICAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. EN EL DIAGRAMA DE LA DERECHA SE PROYECTAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA. SIGNIFICADO DE LOS CAMPOS: (1) PLUTONOCLASTICOS; (2) VOLCÁNICLÁSTICOS; (3) SEDIMENTOCLASTICOS; (4) MIXTAS - (4A) PLUTONO-VOLCANICLÁSTICAS-(4B) PLUTONO-SEDIMENTOCLASTICAS-(4C) VOLCANI-PLUTONOCLASTICA-(4D) SEDIMENTO-PLUONOCLASTICAS.....69

FIG. 3.6: ENSAMBLES MICROFOTOGRAFICOS DE LA PETROFACIES A1, (A) LÍTICO METAMÓRFICO CON TEXTURA METAPSAMÍTICA/FELSÍTICA4; (B) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (C) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA EN NICOLES PARALELOS; (D) Y (E) LÍTICO PLUTÓNICO CONSTITUIDO POR FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA Y MICRO TEXTURAS MIERMEGUÍTICAS, EN NICOLES CRUZADOS Y PARALELOS, RESPECTIVAMENTE; (F) LÍTICO PLUTÓNICO CON FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASAS.70

FIG. 3. 7: ENSAMBLE MICROFOTOGRAFICO DE LA SUBPETROFACIES A1 -(A) FRAGMENTO LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA MIERMEGUÍTICA; (B) LÍTICO METAMÓRFICO CON TEXTURA METAPSAMÍTICA₂/METAFELSÍTICA; (C) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (D) LÍTICO METAMÓRFICO CON TEXTURA METAPELÍTICA; (E) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (F) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA LATHWORTH; (H) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA FLUIDAL; (I) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA FLUIDAL.71

FIG. 3. 8: ENSAMBLE MICROFOTOGRAFICO DE LOS FRAGMENTOS LÍTICOS REPRESENTATIVOS DE LA SUPETROFACIES A2: (A) LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA FANERÍTICA-EQUIGRANULAR CONSTITUIDO POR CUARZOS Y PLAGIOCLASA - NOTE LOS CONTACTOS EN FORMA DE I-GRIEGA; (B) LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA FANERÍTICA; (C) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; (D) LÍTICO METAMÓRFICO, POSIBLEMENTE DE UNA CUARCITA.72

FIG. 3. 9: MICROFOTOGRAFÍA DE LA SUBPETROFACIES A2 -(A) CUARZO POLICRISTALINO (QP) Y FELDESPATO POTÁSICO (FK); (B) PLAGIOCLASA CON MACLADO POLISINTÉTICO ALTERANDO A SERICITA; (C) PLAGIOCLASA CON MACLADO POLISINTÉTICO (P) CON CUARZOS MONOCRISTALINOS (QM); LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA (LVF); (E,F,G) LÍTICOS VOLCÁNICOS CON TEXTURA TOBACEA; (H) LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA GRÁFICA; (I) CUARZO POLICRISTALINO.73

FIG. 3. 10: MICROFOTOGRAFÍAS DE LAS SUBPETROFACIES A3: (A) CUARZOS MONOCRISTALINOS (QM); (B) CUARZO MONOCRISTALINO (QM) Y PLAGIOCLASA CON MACLADO TIPO POLISINTÉTICO (P); (C) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA (LVT0B) Y CUARZO MONOCRISTALINO.....74

FIG. 3. 11: MICROFOTOGRAFÍAS DE LA PETROFACIES B-(A) PANORÁMICA QUE MUESTRA CUARZOS MONOCRISTALINOS (QM) Y FELDESPATOS (FK); (B) CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN ONDULOSA; (C) PLAGIOCLASA CON MACLADO DE TIPO ALBITA DENTRO DE UN LÍTICO PLUTÓNICO; (D) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA (LVF); (E) LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA (LVT0B) Y CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA (QM); (F) DETALLE DE UN LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA TOBACEA (LVT0B); (G) LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA FANERÍTICA COMPUESTO POR CUARZOS, FELDESPATOS Y PLAGIOCLASAS; (H) LÍTICO PLUTÓNICO CON TEXTURA FANERÍTICA CONSTITUIDO POR FELDESPATOS Y PLAGIOCLASAS; (I) LÍTICO SEDIMENTARIO DE CALIZAS CON TEXTURA ESPARÍTICA.75

FIG. 3. 12: MICROFOTOGRAFÍA DE NICOLES CRUZADOS DE LA PETROFACIES C: (A) PANORÁMICA (QM) CUARZO MONOCRISTALINO, (B) (FK) FELDESPATO POTÁSICO, Y CUARZO MONOCRISTALINO; (C) DETALLE DE CUARZO POLICRISTALINO (QP) Y LÍTICO METAPELÍTICO; (D) FELDESPATO POTÁSICO EN VARIEDAD MICROCLINA Y CUARZO MONOCRISTALINO; (E) FELDESPATO POTÁSICO, MOSCOVITA (Mus) Y CUARZO MONOCRISTALINO; (F) LÍTICO SEDIMENTARIO DE ARENISCAS DE GRANO FINO (LSAR); (G) LÍTICO METAPELÍTICO₂ Y CUARZO MONOCRISTALINO; (G) LÍTICO METAPELÍTICO₃ (LMP3) Y CUARZO POLICRISTALINO; (I) LÍTICO PLUTÓNICO (LP) Y CUARZO MONOCRISTALINO.77

FIG. 3. 13: DIAGRAMA EN FORMA DE DIAMANTE PROPUESTO POR BASU ET AL. (1975), MODIFICADO POR TORTOSA ET AL. (1991). EL DIAGRAMA DE LA IZQUIERDA REPRESENTA LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. EN EL DIAGRAMA DE LA DERECHA SE PROYECTAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA.....78

FIG. 3. 14: DIAGRAMA QMR-QMO-QP DE ARRIBAS ET AL. (1990). EL DIAGRAMA DE LA IZQUIERDA CORRESPONDE A LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. EL DIAGRAMA DE LA DERECHA, REPRESENTA A LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y A LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA. LOS POLÍGONOS REPRESENTAN LA MEDIA ARITMÉTICA Y SU DESVIACIÓN ESTÁNDAR.79

FIG. 3. 15: DIAGRAMA TERNARIO RGRsRM DE CRITELLI Y LE PERA (1994). EN EL DIAGRAMA DE LA IZQUIERDA, SE GRAFICAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. EN EL DIAGRAMA DE LA DERECHA, SE PROYECTAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA. LOS POLÍGONOS REPRESENTAN LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR Y EL PUNTO DE LA MEDIA ARITMÉTICA.....80

FIG. 3. 16: DIAGRAMAS TERNARIOS QUE COMPARAN LOS ENSAMBLES RP-RV-RS. EN EL DIAGRAMA IZQUIERDO SE GRAFICAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD INFERIOR DE LA ARCOSA PATULA. EN EL DIAGRAMA DERECHO SE PROYECTAN LAS MUESTRAS DE LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y DE LA UNIDAD SUPERIOR DE LA ARCOSA PATULA. SIGNIFICADO DE LOS CAMPOS: (1) PLUTONOCLASTICOS; (2) VOLCÁNICLÁSTICOS; (3) SEDIMENTOCLASTICOS; (4) MIXTAS-(4A) PLUTONO-VOLCANICLÁSTICAS-(4B) PLUTONO-SEDIMENTOCLASTICAS-(4C) VOLCANI-PLUTONOCLASTICA-(4D) SEDIMENTO-PLUONOCLASTICAS.81

FIG. 3. 17: DIAGRAMA BINARIO QUE COMPARA LAS RELACIONES DE MADUREZ TEXTURAL MMI Y MI. LOS SÍMBOLOS REPRESENTAN LA MEDIA ARITMÉTICA Y LÍMITES DE CONFIANZA AL DE 99.9%.82

FIG. 3. 18: DIAGRAMA BINARIO QUE COMPARA LAS RELACIONES LOGARÍTMICAS DE Q/F Y Q/FR, PARA DOCUMENTAR LAS CONDICIONES CLIMATOLÓGICAS Y FISIGRÁFICAS DE LOS SEDIMENTOS CLÁSTICOS (TOMADA DE WELTJE 1994 Y WELTJE ET AL. 1998).83

FIG. 4.1: DIAGRAMAS DE CAJA DONDE SE GRAFICA LA MEDIA ARITMÉTICA Y LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS ELEMENTOS MAYORES ANALIZADOS. (A) FOSA DE MONTERREY (N=187); (B) ARCOSA PATUCA (N=15).85

FIG. 4.2: DIAGRAMAS DE CLUSTER JERÁRQUICO EN MODO-R DE LOS ELEMENTOS MAYORES. DIAGRAMA SUPERIOR: MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY, N=187. DIAGRAMA INFERIOR: MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS, N= 15.88

FIG. 4.3: DIAGRAMAS BI-VARIABLES DONDE SE GRAFICAN LOS FACTORES 1 Y 2.; (A) MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY, N=187. (B) MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS, N=15.90

FIG. 4.4: DIAGRAMAS DE MULTI-ELEMENTOS SPIDER NORMALIZADOS CONTRA LOS VALORES DE LA TIERRA TOTAL DE HICKEY ET AL. (1986), DONDE SE GRAFICA LA MEDIA Y LOS LÍMITES DE CONFIANZA AL 99% DE CONFIANZA. (A) FOSA DE MONTERREY (N=177); (B) CUENCA DE SABINAS (N=15).94

FIG. 4.5: DIAGRAMAS SPIDER, NORMALIZADOS CONTRA LOS VALORES DE LA CORTEZA CONTINENTAL SUPERIOR SEGÚN TAYLOR Y MCLENNAN (1981). (A) FOSA DE MONTERREY (N=187); (B) CUENCA DE SABINAS (N= 15).95

FIG. 4.6: DIAGRAMAS SPIDER NORMALIZADOS CONTRA CONDRIITA DE ACUERDO CON TAYLOR Y MCLENNAN (1985). (A) MUESTRAS DE MORB, CORTEZA CONTINENTAL, ANDESITAS, CORTEZA CONTINENTAL SUPERIOR, NASC) Y PAAS, TOMADOS DE CONDIE (1981) Y TAYLOR Y MCLENNAN (1985); (B) FOSA DE MONTERREY (N=187); (C) CUENCA DE SABINAS (N=15).96

FIG. 4.7: DIAGRAMA LOG (Na₂O/K₂O)-LOGSi₂O/Al₂O₃, PARA CLASIFICAR SEDIMENTOS (PETTIJOHN ET AL. 1972). LOS CÍRCULOS NEGROS MARCAN A LAS MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY, LOS CÍRCULOS GRISES REPRESENTAN LAS MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS.98

FIG. 4.8: DIAGRAMA PARA DISCRIMINAR LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE, EMPLEANDO A LOS ELEMENTOS MAYORES (SEGÚN ROSER Y KORSCH 1988). CÍRCULOS NEGROS: FOSA DE MONTERREY, N=187; CÍRCULOS GRISES CUENCA DE SABINAS, N=15.99

FIG. 4.9: DIAGRAMA BI-VARIABLE DEL ÍNDICE DE MADUREZ TEXTURAL (IMT) CONTRA Ti/Nb. LOS CÍRCULOS NEGROS: FOSA DE MONTERREY; LOS CÍRCULOS EN GRIS: CUENCA DE SABINAS. LOS CAMPOS SE DETERMINARON POR MEDIO DE LAS RELACIONES QUE PRESENTAN LAS MUESTRAS REPORTARAS POR LOS AUTORES PREVIAMENTE CITADOS.102

FIG. 4.10: DIAGRAMA BI-VARIABLE ÍNDICE DE MADUREZ TEXTURAL (IMT) *VERSUS* Sm/Nd. CÍRCULOS NEGROS: FOSA DE MONTERREY; CÍRCULOS GRISES: CUENCA DE SABINAS. LOS CAMPOS SE DETERMINARON POR MEDIO DE LAS RELACIONES DE LAS MUESTRAS REPORTARAS POR LOS AUTORES PREVIAMENTE CITADOS.103

FIG. 4.11: Hf vs. La/Th - DIAGRAMA PARA DIFERENCIAR ÁREAS FUENTES (SEGÚN FLOYD Y LEVERIDGE 1987).103

FIG. 4.12: DIAGRAMA TERNARIO V-Ni-Th*10 DE PLANK Y LANGMUIR (1998). (A) MUESTRAS DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO; (B) MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY, N=177. (C) PROYECTAN LAS MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS, N=15. LOS CÍRCULOS REPRESENTAN A LAS REGIONES DE PREDICCIÓN ALN, AL 0.90, 0.95 Y 0.99.104

FIG. 4.13: DIAGRAMA BI-VARIABLE QUE COMPARA A LA FUNCIÓN DISCRIMINANTE 1 CON LA FUNCIÓN DISCRIMINANTE 2. FOSA DE MONTERREY (CUADRADOS), CUENCA DE SABINAS (TRIÁNGULOS), MIEMBRO ARENOSO GALENA (ESTRELLAS; OCAMPO-DÍAZ Y JENCHEN, SOMETIDO).105

FIG. 4.14: DIAGRAMAS TERNARIOS A-CN-K DE NESBITT Y YOUNG (1982). DIAGRAMA SUPERIOR: FOSA DE MONTERREY, DIAGRAMA INFERIOR: CUENCA DE SABINAS. LOS VALORES DE ROCAS ÍGNEAS FUERON TOMADOS DE NESBITT (2003). ABREVIACIONES: KA = KAOLINITA; GIB = GIBSITA; CHT = CLORITA; SM = ESMECTITA; Ms = MOSCOVITA; PL = PLAGIOCLASA; BI = BIOTITA; K-SP = FELDESPATO POTÁSICO; HB = HORBLENDA; DI = DIOPSIDA; OPX = ORTHOPIROXENOS; Cc = CALCITA; OX = ÓXIDOS DE FIERRO.106

FIG. 4.15: DIAGRAMAS TERNARIOS A-CNK-FM DE NESBITT (2003). (A) FOSA DE MONTERREY (N=177), (B) CUENCA DE SABINAS (N=15). ABREVIATURAS: KA = KAOLINITA; GIB = GIBSITA; CHT = CLORITA; SM = ESMECTITA; Ms = MOSCOVITA; PL = PLAGIOCLASA; BI = BIOTITA; K-SP = FELDESPATO POTÁSICO; HB = HORBLENDA ; DI = DIOPSIDA; OPX= ORTHOPIROXENOS; Cc= CALCITA; OX= ÓXIDOS DE FIERRO.107

FIG. 4.16: DIAGRAMAS M-F-W DE OHTA Y ARAI (2007). (A) FOSA DE MONTERREY (N=187); (B) CUENCA DE SABINAS (N=15).109

FIG. 4.17: TENDENCIAS VERTICALES DE LOS ELEMENTOS MAYORES DE LAS MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY, N=187. LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS CLARO MARCAN LOS ELEMENTOS RELACIONADOS CON LOS INCREMENTOS DE Al₂O₃, MIENTRAS QUE LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS OSCURO REMARCAN LOS ELEMENTOS LIGADOS CON LOS INCREMENTOS DE CO₂.113

FIG. 4.18: TENDENCIAS VERTICALES DE LOS ELEMENTOS MAYORES DE LAS MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS, N=15. LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS CLARO MARCAN LOS ELEMENTOS RELACIONADOS CON LOS INCREMENTOS DE Al₂O₃, MIENTRAS QUE LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS OSCURO REMARCAN LOS ELEMENTOS LIGADOS CON LOS INCREMENTOS DE CO₂.114

FIG. 4.19: DIAGRAMAS TERNARIOS DE LOS TIPOS DE CEMENTOS: CaCO₃ = CEMENTO CALCÍTICO; MgCO₃ = CEMENTO DOLOMÍTICO; FeCO₃ = CEMENTO ANKERÍTICO. SECCIÓN SANTA CRUZ, FOSA DE MONTERREY (IZQUIERDA, N=19); CUENCA DE SABINAS (DERECHA, N= 15).115

FIG. 4.20: DIAGRAMAS TERNARIOS PARA PREDETERMINAR LA INFLUENCIA DE LOS PROCESOS DE ALBITIZACIÓN Y CEMENTACIÓN, BASADO EN LAS RELACIONES DE Al₂O₃ + CaO* [-ALBITIZACIÓN]-Al₂O₃ + NaO [+ALBITIZACIÓN] Y LOS CEMENTOS [CaCO₃ + MgCO₃ + FeCO₃]. FOSA DE MONTERREY (DIAGRAMA IZQUIERDA), CUENCA DE SABINAS (DERECHA). LA LÍNEA NEGRA REPRESENTA EL COMPONENTE PRINCIPAL LIGADO A LOS PROCESOS DE MAYOR ALBITIZACIÓN Y CEMENTACIÓN. LA LÍNEA NEGRA PUNTEADA MARCA AL COMPONENTE PRINCIPAL RELACIONADO CON EL INCREMENTO DE LA ALBITIZACIÓN O ADICIÓN DE Na₂O.116

FIG. 4.21: TENDENCIAS VERTICALES DE CO₂, Al₂O₃, TiO₂ Y P₂O₅ Y ELEMENTOS SELECTOS DE TIERRAS RARAS DE LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE SANTA CRUZ (N=19). LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS CLARO MARCAN LOS ELEMENTOS RELACIONADOS CON LOS INCREMENTOS DE Al₂O₃, TiO₂ Y P₂O₅; LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS OSCURO MARCAN LOS ELEMENTOS LIGADOS A LOS INCREMENTOS DE CO₂.117

FIG. 4.22: TENDENCIAS VERTICALES DE CO₂, Al₂O₃, TiO₂ Y P₂O₅ Y DE ELEMENTOS SELECTOS DE TIERRAS RARAS DE LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE SANTA CRUZ, EN LA FOSA DE MONTERREY, N=19. LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS CLARO MARCAN LOS ELEMENTOS

RELACIONADOS CON LOS INCREMENTOS DE Al_2O_3 , TiO_2 Y P_2O_5 MIENTRAS QUE LOS RECTÁNGULOS EN COLOR GRIS OSCURO REMARCAN LOS ELEMENTOS LIGADOS CON LOS INCREMENTOS DE CO_2 118

FIG. 4.23: DIAGRAMAS BI-VARIABLES $\Sigma LREE$, $\Sigma MREE$ Y $\Sigma HREE$ *VERSUS* Al_2O_3 Y CO_2 ; TiO_2 Y CO_2 *VERSUS* Al_2O_3 , DE LAS MUESTRAS DEL ÁREA DE SANTA CRUZ EN LA FOSA DE MONTERREY, N=19. EL RECTÁNGULO GRIS INDICA EL LÍMITE DE CONFIANZA PARA ESTOS ELEMENTOS..... 119

FIG. 4.24: DIAGRAMAS BI-VARIABLES $\Sigma LREE$, $\Sigma MREE$ Y $\Sigma HREE$ *VERSUS* Al_2O_3 Y CO_2 ; TiO_2 Y CO_2 *VERSUS* Al_2O_3 , DE LAS MUESTRAS DE LA CUENCA DE SABINAS, N=15. EL RECTÁNGULO GRIS INDICA EL LÍMITE DE CONFIANZA PARA ESTOS ELEMENTOS..... 120

FIG. 5.1: DIAGRAMAS INDIVIDUALES TERA-WASSERBURG DE LA INFORMACIÓN DE U-Pb DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS..... 123

FIG. 5. 2: CURVAS DE PROBABILIDAD RELATIVA DE LAS EDADES DE U-Pb DE LAS MUESTRAS INDIVIDUALES DE LA ARCOSA PATULA CON RESPECTO A LA MEDIA DE LAS EDADES..... 124

FIG. 5. 3: CURVAS DE PROBABILIDAD RELATIVA DE LAS EDADES DE U-Pb DE LAS MUESTRAS INDIVIDUALES DE LA FORMACIÓN LA CASITA CON RESPECTO A LA MEDIA DE LAS EDADES. SIMBOLOGÍA EN LA FIGURA 5.2..... 125

FIG. 5. 4: DIAGRAMA BINARIO DE U/Th EN RELACIÓN A LA MEJOR EDAD. EL RECUADRO GRIS REPRESENTA EL DETALLE MOSTRADO EN LA ESQUINA SUPERIOR DERECHA..... 126

FIG. 5. 5: DISTRIBUCIÓN DE LOS CONJUNTOS PETRO-TECTÓNICOS QUE DIERON ORIGEN A MÉXICO, MOSTRANDO LA LOCALIZACIÓN DE AFLORAMIENTOS DEL ROCAS CARBONÍFERAS-PÉMICAS. LOS PATRONES INDICAN LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES Y EL AMBIENTE TECTÓNICO. 1-PLOMOSAS-PLACER DE GUADALUPE; 2-SIERRA DEL CUERVO (1 Y 2 REPRESENTAN LA EXTENSIÓN SUR DEL CRATÓN DE NORTE AMÉRICA); 3-REGIÓN DE CATORCA; 4- REGIÓN DE MAZATLÁN Y SUR DE SONORA; 5- EL FUERTE, 5A-SAN JOSÉ DE GARCÍA, Y 5B-MAZATLÁN SINALOA; 8-OESTE DE CIUDAD VICTORIA, TAMAULIPAS; 9-FORMACIÓN TUZANCOA EN LA REGIÓN DE HUAYACOCOTLA-MOLANGO, HIDALGO; 10-LAS DELICIAS, COAHUILA; 11-SANTA MARÍA DEL ORO, DURANGO; 12 Y 12A-SIERRA LOS CHINOS, COAHUILA Y NW DE SONORA; SIERRA DEL CARMEN, COAHUILA. LÍNEA NEGRA GRUESA CORRESPONDE AL LÍMITE CON EL TERRENO GUERRERO COMPUESTO (Gc), INCLUYENDO AL TERRENO TAHUE (T). OTROS TERRENOS SON SIERRA MADRE (SM), COAHUILA (Co), MAYA (M), PARRAL (P), CATORCA (CA), CORTES (Cs) Y CENTRAL (C); TOMADA DE CENTENO-GARCÍA (2005) Y REFERENCIA CIATADAS EN EL TEXTO. 127

FIG. 6. 1: ESPECTRO DE LUMINISCENCIA DE UN CUARZO DE COLOR ROJO, EXPUESTO DURANTE 40 SEGUNDOS CON MEDICIONES CADA 10 SEGUNDOS, PARA VISUALIZAR LA PÉRDIDA DE LUMINISCENCIA. 131

FIG. 6. 2: ESPECTRO DE LUMINISCENCIA DE UN CUARZO DE COLOR AZUL MEDIO, EXPUESTO DURANTE 40 SEGUNDOS, CON TOMA DE DATOS A INTERVALOS DE 10 SEGUNDOS, PARA VISUALIZAR LA PÉRDIDA DE LUMINISCENCIA..... 132

FIG. 6. 3: ESPECTRO DE LUMINISCENCIA DE UN CUARZO DE COLOR AZUL CIELO, EXPUESTO DURANTE 2,560 SEGUNDOS, PARA VISUALIZAR LA PÉRDIDA DE LUMINISCENCIA..... 133

FIG. 6. 4: DIAGRAMA BINARIO QUE COMPARA LAS INTENSIDADES RELATIVAS DEL PICO ROJO Y AZUL CONTRA LA INTENSIDAD DE LA FOSA (SEGÚN AUGUSTSSON, 2003)..... 134

FIG. 6. 5: DIAGRAMA BINARIO DE LAS POSICIONES DEL PICO ROJO Y AZUL EN RELACIÓN A LA POSICIÓN DE LA FOSA (SEGÚN AUGUSTSSON, 2003). NO SE INCLUYERON LOS CUARZOS DE COLOR ROJO Y VIOLETA..... 135

FIG. 6. 6: DIAGRAMA DE LAS FUNCIONES DISCRIMINANTES 1 Y 2 PARA DETERMINAR EL COLOR DE LOS CUARZOS DETRÍTICOS. $FD1 = -19.7097 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO AZUL] + 2.9982 * [CLR-LOG PICO AZUL, INTENSIDAD] - 14.2556 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO ROJO] + 1172.76 * [CLR-LOG INTENSIDAD PICO ROJO] + 627.29$; $FD2 = 49.2472 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO AZUL] + 0.1649 * [CLR-LOG PICO AZUL, INTENSIDAD] + 7.0627 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO ROJO] - 1.5844 * [CLR-LOG INTENSIDAD PICO ROJO] + 170.953$. -1= AZUL CIELO; 2= AZUL OSCURO; 3=AZUL MEDIO; 4) CAFÉ; 5) ROJO; 6) VIOLETA..... 136

FIG. 6. 7: DIAGRAMA DE LAS FUNCIONES DISCRIMINANTES 3 Y 4 PARA DETERMINAR EL COLOR DE LOS CUARZOS DETRÍTICOS. $FD3 = -53.2437 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO AZUL] - 2.0509 * [CLR-LOG PICO AZUL, INTENSIDAD] + 2.5809 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO ROJO] + 0.1927 * [CLR-LOG INTENSIDAD PICO ROJO] + 23.233$; $FD4 = -8.6012 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO AZUL] - 1.6924 * [CLR-LOG PICO AZUL, INTENSIDAD] - 48.9799 * [CLR-LOG POSICIÓN PICO ROJO] + 0.8354 * [CLR-LOG INTENSIDAD PICO ROJO] + 7.749$ -1= AZUL CIELO; 2= AZUL OSCURO; 3=AZUL MEDIO; 4) CAFÉ; 5) ROJO; 6) VIOLETA. 136

FIG. 6. 8: DIAGRAMA DE LOS FACTORES 1 Y 2, OBTENIDO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES, EMPLEANDO LA TRANSFORMACIÓN CLR-LOGARÓTMICA DE LOS ESPECTROS DE COLOR. 138

FIG. 6. 9: DIAGRAMA DE CLUSTER EN MODO-R (MÉTODO DE ENLACE SIMPLE DE LAS DISTANCIAS EUCLIDIANAS) DE LOS ESPECTROS DE COLOR DE LOS CUARZOS. 139

FIG. 6. 10: MICROFOTOGRAFÍAS DE LOS TIPOS DE CUARZOS OBSERVADOS BAJO LUZ POLARIZADA CON CÁTODO ACOPLADO, (A)-(C) CUARZO AZUL OSCURO EN NX, NII Y COLOR INVERTIDO; (D)-(F) CUARZO AZUL OSCURO EN NX, NII Y COLOR INVERTIDO; (G)-(I) CUARZO AZUL MEDIO EN NX, NII Y COLOR INVERTIDO; (J)-(L) CUARZO AZUL MEDIO EN NX, NII Y COLOR INVERTIDO; (M)-(O) CUARZO AZUL CIELO EN NX, NII Y EN RELIEVE INVERTIDO..... 141

FIG. 6. 11: MICROFOTOGRAFÍAS DE LOS TIPOS DE CUARZOS OBSERVADOS BAJO LUZ POLARIZADA CON CÁTODO ACOPLADO-(A)-(C) Y (D)-(F) CUARZO VIOLETA EN NX, NII Y RELIEVE INVERTIDO; (G)-(I), (J)-(L), CUARZOS ROJOS EN NX, NII Y RELIEVE INVERTIDO; (M)-(O) CUARZO CAFÉ EN NX, NII, Y RELIEVE INVERTIDO. 142

FIG. 6. 12: DIAGRAMAS CIRCULARES EN FORMA DE QUESOS, QUE MUESTRA LOS PORCENTAJES DE LOS TIPOS DE CUARZOS DETERMINADOS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ESPECTROS DE COLOR MOSTRADOS EN LAS FIGURAS 6.4-6.5, Y DEL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES Y DE CLUSTER JERÁRQUICO..... 143

FIG. 6. 13: DIAGRAMAS QUE MUESTRAN LA TENDENCIA VERTICAL DE LOS ESPECTROS DE COLOR EN LAS ÁREAS DE SANTA CRUZ (Sc); PICACHOS (Pc); SAN RAFAEL (SR) Y SIERRA DE LA GAVIA (Gv). ESCALA HORIZONTAL EN POR CIENTOS..... 144

FIG. 6. 14: DIAGRAMA DE FUNCIONES DISCRIMINANTES. LOS CAMPOS REPRESENTAN 1 = CUARZOS DE ORIGEN PLUTÓNICO; 2= CUARZOS DE ORIGEN METAMÓRFICO Y 3= CUARZOS DE ORIGEN VOLCÁNICO..... 145

FIG. 7. 1: DIAGRAMAS TERNARIOS QMFLT SEGÚN DICKINSON ET AL. (1983) MODIFICADO POR OCAMPO-DÍAZ ET AL. (SOMETIDO), PARA DISCRIMINAR EL AMBIENTE TECTÓNICO DE LAS INTERCALACIONES CLÁSTICAS DEL NORESTE DE MÉXICO. EN LOS DIAGRAMAS SUPERIORES SE MUESTRAN LAS PETROFACIES DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y LA ARCOSA PATULA. EN EL DIAGRAMA INFERIOR SE PROYECTAN LAS MUESTRAS DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA. 147

FIG. 7. 2: DIAGRAMAS QFL PARA DISCRIMINAR AMBIENTE TECTÓNICO EN CUENCAS DE TIPO *RIFT*, TOMADO DE GARZANTI ET AL. (2001), MODIFICADO POR MARSAGLIA ET AL. (2007). LOS DIAGRAMAS SUPERIORES REPRESENTAN A LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA Y ARCOSA PATULA, REPRESENTANDO LA MEDIA ARITMÉTICA Y SU DESVIACIÓN ESTÁNDAR. DIAGRAMA INFERIOR, MUESTRAS DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA, TOMADAS DE OCAMPO-DÍAZ ET AL. (SOMETIDO)..... 148

FIG. 7. 3: DISCORDANCIA ANGULAR DE ORIGEN ALOCÍCLICA RELACIONADA CON PROCESOS DE EXHUMACIÓN Y REANUDACIÓN DE ÁREAS FUENTES. A LA DERECHA DE LA FOTOGRAFÍA SE OBSERVAN LAS CALIZAS Y LUTITAS DE LA FORMACIÓN TARAISES. LA FLECHA INDICA EL LÍMITE DE LA DISCORDANCIA. DIAGRAMA QFL QUE GRAFICA LAS MUESTRAS DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA UBICADAS AL ESTE DE POTRERO PRIETO. NÓTESE COMO LAS REGIONES DE CONFIANZA SE EXTIENDEN HACIA EL CAMPO DE ARCO DISECTADO. 149

FIG. 7. 4: ESQUEMA DE LAS POSIBLES ÁREAS FUENTES DE LAS SECUENCIAS CLÁSTICAS DE LA FOSA DE MONTERREY Y LOS CAMBIOS QUE PRESENTA EL INRESE EN RELACIÓN CON LAS DISCORDANCIAS Y LOS CAMBIOS DE APORTE DE SEDIMENTOS (TOMADA DE OCAMPO-DÍAZ Y RUBIO-CISNEROS (SOMETIDO)..... 150

FIG. 7. 5: DIAGRAMA BI-VARIABLE PARA DETERMINAR EL AMBIENTE TECTÓNICO QUE ENFRENTA A LAS FUNCIONES DISCRIMINANTES PROPUESTAS POR BATHIA (1983). LOS CÍRCULOS NEGROS REPRESENTAN A LAS MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY (CÍRCULOS NEGROS); CUENCA DE SABINAS (COLOR GRIS). 152

FIG. 7. 6: DIAGRAMA QUE ENFRENTA AL Th vs. La vs. Sc, PARA LA DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS DE ACUERDO CON TAYLOR Y MCLENNAN (1985). SIMBOLOGÍA EN LA FIGURA 7.5..... 153

FIG. 7. 7: DIAGRAMA Th-Sc-Zr/10 DE BATHIA Y CROOK (1986). SIMBOLOGÍA EXPLICADA EN LA FIGURA ANTERIOR..... 153

FIG. 7. 8: CURVAS DE PROBABILIDAD RELATIVA E HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA DE LAS EDADES DE U-Pb DE LAS MUESTRAS INDIVIDUALES DE LAS EOLIANITAS Y DE LA FORMACIÓN SAN MARCOS EN EL POTRERO COLORADO EN RELACIÓN A LA MEDIA DE LAS EDADES. INFORMACIÓN INÉDITA PROPIEDAD DE TIM LAWTON..... 155

FIG. 7. 9: DIAGRAMA QFL PARA DISCRIMINAR EL AMBIENTE TECTÓNICO EN CUENCAS DE TIPO *RIFT*. SEGÚN GARZANTI ET AL., (2001), MODIFICADO POR MARSAGLIA ET AL., (2007). LOS POLÍGONOS REPRESENTAN LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS FORMACIONES: HZ: HUIZACHAL, LB: LA BOCA, LJ: LA JOYA, LC: LA CASITA Y Ts: TARAISES, TOMADAS DE OCAMPO-DÍAZ Y RUBIO-CISNEROS (SOMETIDO) 156

FIG. 7. 10: DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DURANTE EL TITHONIANO TARDÍO-BERRIASIANO DE LOS PORCENTAJES DE LOS PARÁMETROS INDICADORES DE LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE. MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN TOMADA DE MASUCH-OESTERREICH (2007). Q= CUARZO, K= FELDESPATOS, P= PLAGIOCLASAS, Lv= LÍTICOS VOLCÁNICOS, Lm= LÍTICOS METAMÓRFICOS, Lp= LÍTICOS PLUTÓNICOS, Lc= LÍTICOS CARBONATADOS, Ls= LÍTICOS SEDIMENTARIOS. 157

FIG. 7. 11: SKETCH QUE REPRESENTA AL DEPÓSITO INFERIOR DE LA UNIDAD 2 DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LA FOSA DE MONTERREY Y EL APORTE DE LAS ROCAS MADRES QUE LE DIERON ORIGEN. LA IMAGEN SUPERIOR CORRESPONDE A LO PARTE SUR DEL BLOQUE DE COAHUILA Y LA FIGURA INFERIOR A LA PARTE NORTE DEL ARCHIPIÉLAGO DE TAMAULIPAS..... 158

FIG. 7. 12: DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DURANTE EL VALAGINIANO-HAUTERIVIANO MEDIO DE LOS PORCENTAJES DE LOS PARÁMETROS INDICADORES DE LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE. MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN DIGITAL TOMADO DE MASUCH-OESTERREICH (2007). Q= CUARZO, K= FELDESPATOS, P= PLAGIOCLASAS, Lv= LÍTICOS VOLCÁNICOS, Lm= LÍTICOS METAMÓRFICOS, Lp= LÍTICOS PLUTÓNICOS, Lc= LÍTICOS CARBONATADOS, Ls= LÍTICOS SEDIMENTARIOS..... 159

FIG. 7. 13: SKETCH QUE REPRESENTA EL DEPÓSITO DE LA UNIDAD 3 DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LA FOSA DE MONTERREY Y EL APORTE DE LAS ROCAS MADRES QUE LE DIERON ORIGEN. LA IMAGEN SUPERIOR CORRESPONDE A LA PARTE SUR DEL BLOQUE DE COAHUILA. LA FIGURA UBICADA EN LA PARTE MEDIA LA PARTE NORTE-CENTRAL DEL ARCHIPIÉLAGO DE TAMAULIPAS. LA FIGURA INFERIOR CORRESPONDE A LA REGIÓN SUR DEL ARCHIPIÉLAGO DE TAMAULIPAS, REPRESENTANDO A LAS ARENISCAS DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA (MODIFICADA DE OCAMPO-DÍAZ ET AL., SOMETIDO)..... 161

FIG. 7. 14: (A) DIAGRAMA BINARIO DE COMPOSICIONES PETROGRÁFICAS DE LOS PARÁMETROS OBTENIDOS POR MEDIO DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICO QUE COMPARA LOS CP1 vs. CP2; (B) DIAGRAMA BINARIO PARA DISCRIMINAR LAS DOS ÁREAS DE ESTUDIO QUE ENFRENTAN A LOS CP1. CON CP2 (SEGÚN OCAMPO-DÍAZ, SOMETIDO)..... 163

FIG. 7. 15: DIAGRAMAS BINARIOS QUE COMPARAN LAS RELACIONES OBTENIDAS POR LAS TRANSFORMACIONES CLR-LOGARITMICAS DE: (A) LMF_4/LSP CON $[LMP_2+LMS_2]/LSP$; (B) $[P/F]/LMF_4$ Y $[P/F]/[LMP_2+LMS_2]$; (C) Ls/QP CON Lv/QP , MODIFICADO DE INGERSOLL Y SUCZEK (1979); TOMADA DE OCAMPO-DÍAZ (SOMETIDO)..... 164

FIG. 7. 16: (A) Y (B) TENDENCIAS VERTICALES QUE MUESTRAN LAS DIFERENTES RELACIONES PETROGRÁFICAS, INDICADORES DE PROCEDENCIAS, GRADO DE TRANSPORTE Y COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE EN LA FORMACIÓN LA CASITA Y EN LA ARCOSA PATULA (TOMADA DE OCAMPO-DÍAZ, SOMETIDO). 165

FIG. 7. 17: MAPA QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS PRE-OXFORDIANAS QUE DIERON ORIGEN A LAS SECUENCIAS CLÁSTICAS DEL JURÁSICO TARDÍO-CRETÁCICO TEMPRANO EN EL NORESTE DE MÉXICO, BASADO EN LAS FRECUENCIAS DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS REDUCIDAS AL POLO (TOMA DE DAPPLE). LOS LÍMITES GEOLÓGICOS SE BASAN EN LOS DATOS DE POZOS REPORTADOS POR EGUILUZ DE ATUÑANO (2001), ÁLVAREZ-SAN ROMÁN (2008) Y GARCÍA-ZAVALA (2008). 166

FIG. 8. 1: COLUMNA TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA FOSA DE MONTERREY CON ÉNFASIS EN LAS ROCAS DE BASAMENTO Y EN LOS EVENTOS TECTÓNICOS OCURRIDOS EN MÉXICO PREVIOS AL CRETÁCICO MEDIO. COMPILADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO. 168

FIG.8. 2: CONFIGURACIÓN PALEO-GEOGRÁFICA DURANTE EL PÉRMICO-TRIÁSICO. NOTE EL CINTURÓN DE GRANITOS UBICADO EN EL ESTE DE MÉXICO, FORMANDO PARTE DE LOS ARCOS CONTINENTALES CARACTERÍSTICOS PARA ESTE LAPSO. LA DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS EN LOS TERRENOS CORTÉS Y TAHUE OCURRIÓ EN EL PÉRMICO TARDÍO-TRIÁSICO TEMPRANO (OROGENIA DE SONORA). CONTEMPORÁNEAMENTE SE EFECTUABA LA DEFORMACIÓN EN CHIHUAHUA Y LAS DELICIAS (TOMADA DE CENTENO-GARCÍA 2005). 169	
FIG.8. 3: COLUMNA TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE SABINAS CON ÉNFASIS EN LAS ROCAS DE BASAMENTO, COMPILADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO. LEYENDA EN LA FIGURA 8.1. 171	171
FIG.8. 4: RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE MÉXICO PARA EL TRIÁSICO TARDÍO. LAS FLECHAS INDICAN LAS POSIBLES PROCEDENCIAS DE LOS SEDIMENTOS Y ÁREAS CON MAYOR EROSIÓN. EL ABANICO POTOSÍ, SE EXTIENDE POR LA PARTE CENTRAL DE MÉXICO Y SOBRE EL PISO OCEÁNICO QUE SE EXPANDE EN LA CUENCA DE ARTEAGA (TOMADA DE DICKINSON Y GEHRELS 2008; 2010). 172	172
FIG.8. 5: MODELOS DE EVOLUCIÓN DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE: (A) PLESBIACHIANO-TOARCIANO TEMPRANO (~185-181 MA) Y (B) TOARCIANO TARDÍO (~176 MA). MODIFICADA DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA CON LAS REFERENCIAS CITADAS..... 173	173
FIG.8. 6: RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL PLENSBACHIANO-TOARCIANO TEMPRANO (189.6-180 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA TOMADA Y MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS. 175	175
FIG.8. 7: MODELOS DE EVOLUCIÓN DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE: (A) PLESBIACHIANO-TOARCIANO TEMPRANO (~185-181 MA) Y (B) TOARCIANO TARDÍO (~176 MA). MODIFICADA DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA CON LAS REFERENCIAS CITADAS..... 176	176
FIG.8. 8: RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL ALENIANO (~175.6-171.6 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA TOMADA Y MODIFICADA DE DERCOURT ET AL., (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS..... 177	177
FIG.8. 9: DIAGRAMAS BINARIOS QUE ENFRENTAN LOS PARÁMETROS A) F/Qt VERSUS Qp/Qt; B) Ls/Qm VERSUS Lm/Lv; C) Ls/Qm VERSUS Qp/Qt (TOMADA DE OCAMPO-DÍAZ Y RUBIO-CISNEROS (SOMETIDO). 178	178
FIG.8. 10: CURVAS DE PROBABILIDAD RELATIVA DE CIRCONES DETRÍTICOS DE LAS FORMACIONES LA BOCA Y LA JOYA EN EL VALLE DE HUIZACHAL (TOMADAS DE RUBIO-CISNEROS Y LAWTON 2011). 179	179
FIG.8. 11: RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL BAJOCIANO (~171.6-167.7 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA TOMADA Y MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADAS DE LAS REFERENCIAS CITADAS. 181	181
FIG.8. 12: DIAGRAMA SUPERIOR MUESTRA LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE LAS EDADES OBTENIDAS EN CIRCONES DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN LA GLORIA. DIAGRAMA INFERIOR, EXTRACCIÓN DE LOS CIRCONES JÓVENES DE LA MISMA MUESTRA. INFORMACIÓN NO PUBLICADA PROPIEDAD DE TIM LAWTON. 182	182
FIG.8. 13: RECONSTRUCCIÓN PALEO-TECTÓNICA DE MÉXICO DURANTE EL CALLOVIANO-OXFORDIANO (164.7-155.6 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA Y MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS..... 183	183
FIG.8. 14: EXTRACCIÓN DE LAS EDADES DE CIRCONES MÁS JÓVENES DE LA FORMACIÓN TODOS SANTOS, CHIAPAS. INFORMACIÓN NO PUBLICADA PROPIEDAD DE TIM LAWTON. 185	185
FIG.8. 15: DISTRIBUCIÓN DEL CORREDOR <i>STRIKE-SLIP-PULL-APART</i> MOJAVE-SONORA CON BASE EN LA DISTRIBUCIÓN DE LOS ENSAMBLES PETRO-TECTÓNICOS DE AMÉRICA DEL NORTE Y EL NORTE DE MÉXICO. TOMADO DE MICKUS ET AL. (2009). NÓTESE LA RESTRICCIÓN Y TERMINACIÓN EN LA CUENCA DE SABINAS..... 187	187
FIG.8. 16: CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE MÉXICO Y EL CARIBE DURANTE EL KIMMERIGDIANO (155.6-150.8 MA. BASE PALEOGEOGRÁFICA MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADAS DE LAS REFERENCIAS CITADAS..... 188	188
FIG.8. 17: MODELOS DE EVOLUCIÓN TECTÓNICOS DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE: (A) KIMMERIGDIANO-BERRIASIANO TEMPRANO (~153-145 MA) Y (B) BERRIASIANO TARDÍO-VALANGINIANO TEMPRANO (~143-138 MA). MODIFICADOS DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADAS DE LAS REFERENCIAS CITADAS. 189	189
FIG.8. 18: CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE MÉXICO Y EL CARIBE DURANTE EL TIHONIANO TEMPRANO (~147 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO..... 191	191
FIG.8. 19: DETALLE DE LA CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL KIMMERIGDIANO TARDÍO-TITHONIANO TEMPRANO (~152-146 MA) 192	192
FIG.8. 20: RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE MÉXICO Y EL CARIBE DURANTE EL BERRIASIANO (~145.5-140.2 MA). MODIFICADO DE DERCOURT ET AL. (1994) Y DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO. 193	193
FIG.8. 21: DETALLE DE LA CONFIGURACIÓN PALEO-TECTÓNICA DURANTE EL BERRIASIANO (~143 MA). 195	195
FIG.8. 22: DETALLE DE LA CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL VALANGINIANO (~136 MA) QUE MARCA LA POSIBLE UBICACIÓN DE LAS ROCAS FUENTES Y LOS PATRONES DE SEDIMENTACIÓN..... 196	196
FIG.8. 23: CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL VALANGINIANO (~140.2-133.9 MA). MODIFICADO DE DERCOURT ET AL. (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y DE LAS REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO..... 197	197
FIG.8. 24: MODELOS DE EVOLUCIÓN TECTÓNICOS DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE: (A) VALANGINIANO MEDIO-TARDÍO (~135-133.9 MA) Y (B) HAUTERIVIANO TEMPRANO-MEDIO (~133.9-131.5 MA). MODIFICADAS DE GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADAS DE LAS REFERENCIAS CITADAS. 198	198
FIG.8. 25: RECONSTRUCCIÓN PALEO-TECTÓNICA DE MÉXICO DURANTE HAUTERIVIANO (~133.9-130 MA). BASE PALEOGEOGRÁFICA MODIFICADA DE DERCOURT ET AL. (1994) Y GARCÍA-DÍAZ (2004) Y COMPLEMENTADA DE LA REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO. ...200	200
FIG.8. 26: DETALLE DE LA CONFIGURACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL HAUTERIVIANO TEMPRANO-MEDIO (~138 MA), QUE MARCA LA POSIBLE UBICACIÓN DE LAS ROCAS FUENTES Y LOS PATRONES DE SEDIMENTACIÓN. 201	201
FIG.8. 27: DIAGRAMAS DE CONCORDIA QUE MUESTRAN LA EDAD DE U-Pb DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICO-SEDIMENTARIAS DE TAXCO-TAXCO EL VIEJO (TOMADAS DE TALAVERA-MENDOZA ET AL. 2007). 204	204

Índice de Tablas

TABLA 3. 1: PARÁMETROS EMPLEADOS EN EL CÁLCULO DE LOS DIAGRAMAS TERNARIOS EMPLEADOS EN EL TEXTO. EL SIGNIFICADOS DE LAS ABREVIACIONES, SE MUESTRA EN EL APÉNDICE 3.....	62
TABLA 3. 2: PARÁMETROS EMPLEADOS EN LOS DIAGRAMAS TERNARIOS Y EN LA INTERPRETACIÓN DE LAS ÁREAS FUENTES Y AMBIENTE TECTÓNICO. MA= MEDIA ARITMÉTICA; SD= DESVIACIÓN ESTÁNDAR.	63
TABLA 3. 3: RELACIONES PARA DOCUMENTAR LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE Y MADUREZ TEXTURAL EMPLEADAS EN EL PRESENTE TRABAJO. LAS ABREVIATURAS SON EXPLICADAS EN EL APÉNDICE 3. 1 Y EN LA TABLA 3.2 EN NÚMERO DE MUESTRAS.....	68
TABLA 4. 1: COMPOSICIÓN MODAL DE LAS INTERCALACIONES CLÁSTICAS DEL NORESTE DE MÉXICO-FOSA DE MONTERREY, N=187; CUENCA DE SABINAS, N=15.	86
TABLA 4. 2: MATRIZ DE CORRELACIÓN ENTRE ELEMENTOS MAYORES AL 99,5% DE CONFIANZA, DE LAS MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY (MATRIZ SUPERIOR; N=187) Y DE LA CUENCA DE SABINAS (MATRIZ INFERIOR; N=15).	87
TABLA 4. 3: RESULTADO DEL ANÁLISIS DE LOS CUATRO FACTORES PRINCIPALES DE LOS ELEMENTOS MAYORES. IZQUIERDA: FOSA DE MONTERREY (N=187), DERECHA: CUENCA DE SABINAS (N=15).	91
TABLA 4. 4: MATRICES DE CORRELACIÓN ENTRE LOS ELEMENTOS MAYORES, LOS ELEMENTOS TRAZAS Y REE AL 99.9% DE CONFIANZA. MATRIZ SUPERIOR: FOSA DE MONTERREY (N=187), MATRIZ INFERIOR: CUENCA DE SABINAS (N=15).	92
TABLA 4. 5: MATRICES DE CORRELACIÓN ENTRE LOS ÍNDICES DE ALTERACIÓN VERSUS LAS RELACIONES ELEMENTALES PARA DETERMINAR LA COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE. MATRIZ IZQUIERDA: FOSA DE MONTERREY (N=187); MATRIZ DERECHA: CUENCA DE SABINAS (N=15).	101
TABLA 4. 6: VALORES MEDIOS CON LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR (SD) DE LAS MUESTRAS DE LA FOSA DE MONTERREY Y DE LA CUENCA DE SABINAS.	108
TABLA 6. 1: VALORES DE LOS FACTORES 1 –6 OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	138

Resumen

Las secuencias sedimentarias mesozoicas en el NE de México están dominadas por sucesiones carbonatadas. Sin embargo, intercalaciones siliciclásticas están reportadas en el Triásico Tardío-Jurásico Medio, Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y Cretácico Tardío. En el límite Jurásico/Cretácico las secuencias bordearon los paleo-elementos del Bloque de Coahuila y del Archipiélago de Tamaulipas, depositándose en La Fosa de Monterrey, con la Formación La Casita en el Sur y la Cuenca de Sabinas en el norte con la Arcosa Patula.

El objetivo central de esta tesis es documentar las características sedimentológicas, petrográficas, de catodoluminiscencia, geoquímicas y geocronológicas, soportando los resultados con métodos estadísticos multivariados de la información composicional. Estos métodos resultan en un análisis de procedencia para entender y mejorar los modelos deposicionales y la historia tectónica de la región.

La Formación La Casita muestra diez asociaciones de facies, interpretadas como una paleo-línea de costa deltaica influenciada por oleaje, mareas y sistemas fluviales con un rumbo de 15° NW a 10° SE. Los análisis petrográficos, geoquímicos y de catodoluminiscencia evidencian rocas fuente de composición riolítica, dacítica, andesítica, granítica, granodiorítica y en menor grado metafelsítica/psamítica²⁻⁴, depositadas dentro de un ambiente de *rift* no disectado volcánico y *rift* disectado. Las familias de circones apuntan a los Arcos de la Formación Nazas, arcos Pérmico-Triásicos, Arco de Las Delicias, rocas Pan-Africanas-Brasilianas y basamento Precámbrico como principales fuentes de detritos.

La Arcosa Patula marca la sedimentación de grandes secuencias fluvio-aluviales depositadas hacia la parte central de la Cuenca de Sabinas, con áreas fuentes de composición andesítica, granítica, riolítica, y en menor abundancia riolítica y metaopelítica²⁻³, depositadas dentro de un sistema de *rift* disectado. Los grupos de familias de circones indican a los Arcos pérmico-triásicos, Cratón de Coahuila-Texas, Arco de Las Delicias, rocas Pan-africanas-brasilianas, y rocas precámbricas como las principales rocas fuentes.

El modelo tectónico clásico, favorece un desarrollo tectono-estratigráfico desde un *rift* hacia un margen pasivo para el NE de México en el Jurásico Tardío/Cretácico Temprano. Sin embargo, los resultados de este estudio evidencian un control tectónico principalmente por procesos extensionales, relacionados con un fallamiento lateral izquierdo, que provocó el desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart* y *strike-slip*, estrechamente ligadas con emplazamiento o acreción/amalgamación de los arcos del cordillerano y la apertura del Golfo de México.

Abstract

Mesozoic sedimentary sequences in northeastern Mexico are dominated by carbonate successions. However, siliciclastic intercalations are reported in the Late Triassic-Middle Jurassic, Late Jurassic-Early Cretaceous and Late Cretaceous. In the Jurassic/Cretaceous boundary, siliciclastic sequences bordered the paleoelements; Coahuila Block and Tamaulipas Arc paleo-highs, being deposited in the Monterrey trough, with the La Casita Formation in the south and Sabinas Basin in the north with the Patula Arkose.

The main goal of this thesis is to document sedimentological, petrographical and cathodoluminescence, geochemical, and geochronological characteristics, supporting the results with multivariate statistical methods of compositional data. These methods result in a provenance analysis understanding and improve depositional models and tectonic history of the region.

La Casita Formation shows ten facies association interpreted as a paleo-deltaic shoreline influenced/dominated by wave, tides and fluvial systems with 15 ° NW to 10 ° SE trend. Petrographical, geochemical and cathodoluminescence analysis evidence rhyolitic, dacitic, andesitic, granitic, granodioritic, tuffaceous, and in minor proportion metafelsitic/psamitic²⁻⁴ source rocks compositions, deposited within an undissected volcanic rift and dissected rift environments. The zircon populations point out at the Nazas, Permian-Triassic, and Las Delicias Arcs, Pan-African-brasiliana rocks, and Precambrian basement as the main sources of detritus.

Patula Arkose shows large sequences link to fluvial-alluvial process deposited in the central part of Sabinas Basin, with andesitic, granitic, rhyolitic, and metapellitic²⁻³ source rocks, deposited within a dissected rift setting. The zircon family groups indicate the Permian-Triassic and Las Delicias arcs, Coahuila-Texas Craton, Pan-African-Brazilian, and Precambrian rock as the main of detritus input.

The classical model, favors that, the tectonostratigraphic development of the northeastern Mexico during Late Jurassic to Early Cretaceous was linked to rift and passive margins. However, the results of the study show that the main tectonic control was the extensional process related to left-lateral faults, which led to the development of the pull-apart and strike-slip basins, closely linked to emplacement or accretion/amalgamation of the Cordilleran arcs and the opening of the Gulf of Mexico.

1 INTRODUCCIÓN

Los sistemas extensionales se caracterizan por multifases de reactivación de sus fallas, propiciando la erosión, la redistribución de los sedimentos dentro de la cuenca y la variación en la composición de las areniscas (ARRIBAS et al. 2003; GARZANTI et al. 2003; GONZÁLEZ-ACEBRÓN et al. 2007; MARSAGLIA et al. 2007). La primera etapa de los *rifts* y cuencas *pull-apart* inicia con la erosión de las rocas preexistentes y en menor grado de las rocas que conforman el basamento. Las etapas subsecuentes involucran la erosión profunda del basamento y el reciclamiento interno durante el depósito.

La actividad tectónica es considerada el factor principal que controla la sedimentación dentro de cuencas de *rift* o sistemas *pull-apart* (PROSSER 1993). Los sistemas *pull-apart* y los sistemas de *rift* generalmente son rellenados por el material erosionado de los altos que bordean la cuenca, siendo esto el resultado de la extensión litosférica y el levantamiento de bloques asociados con la reactivación de fallas. Por consiguiente, la composición de los sedimentos clásticos depende tanto de la naturaleza de los bloques de basamentos, la actividad tectónica y las condiciones climáticas que controlan el régimen de reanudación sedimentaria (JOHNSON 1993). INGERSOLL (1983) y ARIBAS et al. (2003) propositieron que la composición de areniscas y petrofacies son sensibles a los cambios dentro de las áreas fuentes así como también a la evolución del tiempo, por consiguiente pueden ser empleadas para documentar o definir secuencias deposicionales.

Los análisis sedimentológicos y de procedencia en rocas clásticas son útiles para realizar reconstrucciones paleo-geográficas y tectónicas, permitiendo además determinar el área fuente de rocas sedimentarias clásticas antiguas (BLATT et al. 1972; DICKINSON 1970; PETTIJOHN et al. 1972; DICKINSON et al. 1983). La composición final de las rocas siliciclásticas se encuentra influenciada por: *(i)* la composición del área fuente; *(ii)* distancia de transporte; *(iii)* relieve; *(iv)* morfología de la cuenca; *(v)* clima y *(vi)* diagénesis (BLATT 1967, SUTTNER et al. 1981, RICCI-LUCCHI 1985; JOHNSON 1993; COX y LOWE 1995). Diversos autores sugieren que la composición de las rocas siliciclásticas registra el ambiente tectónico en que fueron depositadas (p. ej., DICKINSON y SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983; MACK 1984; VALLONI 1985). Los principales trabajos sobre la composición y ambiente tectónico de las rocas siliciclásticas han documentado ampliamente la evolución de cuencas de tipo *Foreland* (p. ej., HISCOTT 1978; DECELLES y HERTEL 1989; CRITELLI y LE PERA 1994; CRITELLI 1999), siendo pocos los estudios que documentan las características petrográficas y diagenéticas de cuencas dentro un sistema extensional (*rift* o *pull-apart*; ZUFFA et al. 1980; MARSAGLIA 1991; GARZANTI et al. 2001; CRITELLI et al. 2002, ARIBAS et al. 2003; GARZANTI et al. 2003; GONZÁLEZ-ACEBRÓN et al. 2007; CAJA et al. 2007).

El Noreste de México se encuentra dividido en tres cuencas sedimentarias de tipo *pull-apart* y de *rift* intra-placa (Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey; **Figura 1.1**), que presentan su máximo aporte de sedimentos clásticos durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (PINDELL y KENNAN 2002; MICHALZIK 1988, 1991; OCAMPO-DÍAZ 2007). Dentro de la Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas afloran secuencias clásticas que han sido denominadas como Formación La Casita, Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises (Cretácico Temprano) y Arcosa Patula, de las cuales se ha postulado que proceden de la porción sureste y noreste del Bloque de Coahuila.

El presente trabajo documenta el ambiente sedimentario, composición y ubicación de las áreas fuentes que dieron origen a las intercalaciones clásticas aflorantes en el borde sureste del Bloque de Coahuila (Formación La Casita y Miembro Arenoso Galeana) y borde noreste del Bloque de Coahuila (Arcosa Patula; **Figura 1.1**) por medio de un detallado análisis sedimentológico, petrográfico, geoquímico de roca total, cátodoluminiscencia en cuarzos detríticos y geocronológico de circones detríticos.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Con la apertura del Golfo de México (Jurásico Medio–Cretácico Temprano) se desarrollaron grades cuencas sedimentarias relacionadas con márgenes pasivos (*syn-rift*, *rift* y *post-rift*) y con movimientos laterales de tipo *strike-slip*, ligados a un régimen de subducción oblicua situado en la margen pacífica (Cuenca de Bisbee, Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey; SALVADOR 1987; MARTON y BUFFLER 1994; HAENGGI y MUEHLBERGER 2005), depositándose una gruesa secuencia sedimentaria característica de bordes continentales estables, que cubren actualmente las rocas que conforman el basamento (p. ej., secuencias evaporíticas, carbonatos peri-mareales, secuencias clásticas deltaicas, CHARLESTON 1981; MICHALZIK 1988; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; LEHMANN 1997; LEHMMAN et al. 1999; MURRILLO-MUÑETÓN y DOROBK 2003).

En el Cretácico Tardío–Terciario las columnas estratigráficas del NE del México fueron deformadas, cabalgadas y desplazadas del lugar en que fueron depositadas por la Tectonogenia Laramide, generando lo que actualmente conocemos como la Sierra Madre Oriental o el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CAMPA 1985).

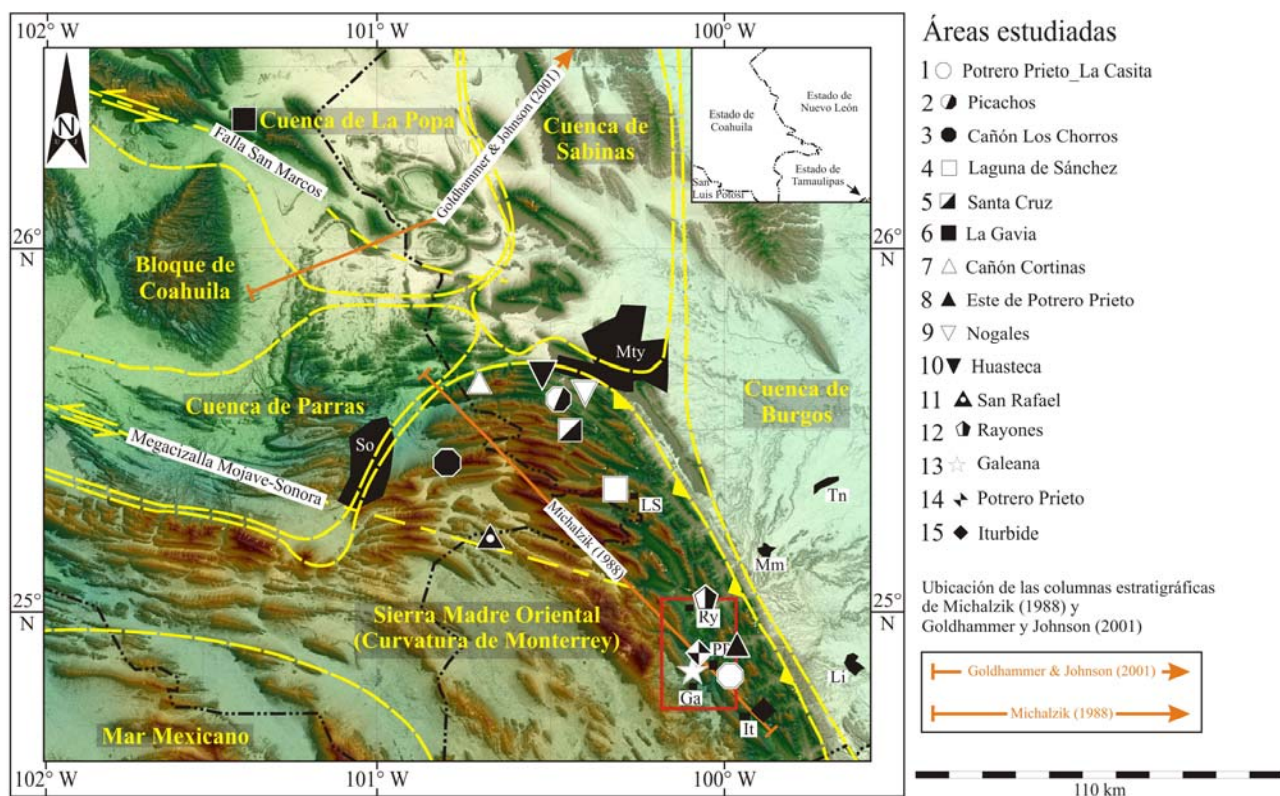


Fig. 1.1: Localización del área de estudio. Los símbolos marcan los perfiles realizados dentro de las intercalaciones clásticas del NE de México. Abreviaciones: Mty: Monterrey, So: Saltillo, Tn: Terán, Mm: Montemorelos, Li: Linares, It: Iturbide, Ga: Galeana, PP: Potero Prieto y Ry: Rayones; modelo de elevación digital tomada de MASUCH-OESTERREICH 2007). Cuadro rojo: área trabajada por OCAMPO-DÍAZ (2007).

Actualmente han sido propuestas dos hipótesis sobre el origen, patrón de sedimentación, ambiente tectónico y referente al área fuente de las intercalaciones clásticas del Noreste de México: **(1)** que representan un complejo sistema fan-deltaico originario en el Bloque de Coahuila. Dicha hipótesis describe de manera general las características sedimentológicas y ambiente depositacional sin mencionar la composición del área fuente, asumiendo que fueron depositadas dentro de un sistema *Rift*, ligado a la apertura del Golfo de México [p. ej., MICHALZIK 1988; EGUILUZ DE ANTUÑANO 1990; GOLDHAMER 1999]; y **(2)** que las cuencas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano son de tipo *pull-apart* o *strike-slip*, asociadas con una subducción oblicua del Pacífico [HAENGGI y MUEHLBERGER 2005; BASSETT y BUSBY 2005; BUSBY et al. 2005; OCAMPO-DÍAZ 2007; OCAMPO-DÍAZ et al. 2008], lo cual se ve reflejado en los patrones de sedimentación, régimen y estilos estructurales, distribución de las áreas fuentes o altos de basamento expuestos durante este lapso.

La primera hipótesis implica que las fallas de basamento o corticales son fallas normales, que pudieron estar o no activas durante este lapso, mientras la segunda hipótesis sugiere un modelo que implica fallas activas con alguna componente lateral dentro de un sistema *strike-slip*.

El presente trabajo, por medio de análisis sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos (roca total e isótopos de U-Pb en circones detríticos) y catodoluminiscencia en cuarzos detríticos, examina ambas hipótesis para poder comprender el desarrollo de la Cuenca de Sabinas y la Fosa de Monterrey, durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo del presente estudio es la interpretación tectono-sedimentaria de las intercalaciones clásticas que presentan edades del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, aflorantes en la Cuenca de Sabinas y en la Fosa de Monterrey.

1.3 METAS

Las metas planteadas para llevar a cabo el objetivo central son:

- ∴ Reinterpretar los ambientes sedimentarios de las intercalaciones clásticas del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano.
- ∴ Determinar las áreas fuentes y procedencia por medio de petrografía, geoquímica de elementos mayores y trazas, así como catodoluminiscencia en cuarzo y geocronología en circones detríticos, para postular el ambiente tectónico.
- ∴ Determinar el grado de diagénesis y madurez de los sedimentos por medio de catodoluminiscencia en cuarzo y geoquímica de elementos mayores, trazas y tierras raras.

1.4 TRABAJOS PREVIOS

A continuación se describen de manera breve las contribuciones realizadas por diversos autores a la comprensión de las intercalaciones clásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, aflorantes en el Noreste de México:

1.4.1 ESTRATIGRÁFICOS-SEDIMENTOLÓGICOS-PALEONTOLÓGICOS

El primer trabajo que describe a la Formación La Casita es el realizado por KELLUM (1930), quien la describe como una intercalación de caliza, yeso, y lutita negra nodular, altamente fosilífera. Posteriormente, IMLAY (1936), la describe formalmente en el Cañón La Casita, asignándole una edad del Jurásico Tardío (Kimmerigiano-Portlandiano), interpretándola como depósitos de aguas someras y costeros. IMLAY (1937) sugiere que los estratos arenosos y conglomeráticos localizados en la parte superior presentan fauna de edad pre-valangineana.

Posteriormente, durante las décadas de los 70s–90s, FORTUNATO (1982), FORTUNATO y WARD (1982), MICHALZIK (1988), EGUILUZ DE ANTUÑANO (1990); MICHALZIK y SCHUMANN (1994), LÓPEZ-ELISONDO (2006), PORRAS-VÁZQUEZ (2006) y LÓPEZ-MEDINA (2010) realizan trabajos sedimentológicos-estratigráficos regionales, proponiendo que la Formación La Casita representa un complejo sistema fan-deltaico con depósitos de frente deltaico, planicie deltaica y prodelta, que bordean la parte sur del bloque de Coahuila, siendo progradantes con depósitos de plataforma abierta en condiciones de alta circulación que facilitaron la generación de sedimentos ricos en fósforo (fosforitas).

Diversos trabajos micropalontológicos-bioestratigráficos han sido realizados dentro del límite Jurásico–Cretácico, ubicándolo en la parte superior de La Formación La Casita. Los resultados de estos trabajos sugieren que el cambio con la Formación Taraises es diacrono, y que estas unidades fueron depositadas dentro de ambientes de una plataforma externa de baja pendiente con condiciones abiertas (p. ej., LÓPEZ-OLIVA 1989, 1991; ADATTE et al. 1994a, 1995b; VELASCO-SEGURA 2005; OLIVARES–RAMOS 2006; GUTIÉRREZ-ALEJANDRO 2008; SANTANA-SALAS 2008). Otros estudios bioestratigráficos que combinan el análisis de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, XRD de roca total y minerales arcillosos, proponen condiciones climáticas cálidas durante el Jurásico Tardío, marcado por la predominancia de calolinita, mientras que el Cretácico Temprano presenta cambios climáticos drásticos, ocasionados posiblemente por cambios en las corrientes oceánicas, cambios del nivel del mar o por el mayor aporte de sedimentos clásticos gruesos (ADATTE et al. 1992). ADATTE et al. (1992; 1994; 1996a; 1996b) reportan especies de amonites que han sido documentadas en Europa (Mar del Tethys), proponiendo una conexión directa entre el Golfo de México y el Mar de Tethys durante el Jurásico-Cretácico.

Los estudios realizados por GOLDHAMMER et al. (1991), GOLDHAMMER (1999) y GOLDHAMMER y JOHNSON (2001) documentan la estratigrafía de secuencias regional de la Cuenca de Sabinas, correlacionándola con la Fosa de Monterrey.

1.4.2 ESTRUCTURALES-TECTÓNICOS

Los trabajos estructurales y tectónicos elaborados en el Noreste de México son variados, por lo cual se hace mención de los trabajos clásicos como así también de los más especializados. Estos inician en la primera década del Siglo XX y continúan hasta mediados del mismo, con los trabajos que describen las bases estratigráficas, con estudios cartográficos–estructurales y la propuesta de su historia tectónica, desde el punto de vista del “eugeosinclinal” (p. ej., BURROWS 1909; KELLUM 1930; 1932; IMLAY 1936, 1937a, 1937b, 1938; BAKER 1941; ÁLVAREZ 1949; HUMPHREY 1941, 1949, 1956a, 1956b; DÍAZ 1953; DE CSERNA 1956; FLAWN y DÍAZ 1959; DÍAZ et al. 1959).

Durante las décadas de los 70s-80s, con el desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas, y principalmente con la subdivisión de Terrenos Tectono-estratigráficos de México (CAMPA y CONEY, 1983), se realizaron trabajos enfocados a temas específicos, como geología estructural, geoquímica de roca total, geocronología, paleomagnetismo y geología regional, con finalidades científicas-económicas, para poder comprender la evolución tectónica del Noreste de México (KRUTAK 1965; DENISON et al. 1970; TARDY 1973; McBRIDE et al. 1974; SILVER y ANDERSON 1974; CONEY 1976; ANDERSON y SILVER 1977a, 1977b, 1978, 1979; CLARK et al. 1979; CONEY 1978; MCKEE y JONES 1979; TARDY 1980; CHARLESTON 1981; SMITH 1981; EGUILUZ DE ANTUÑANO y CAMPA 1982; PINDELL y DEWEY 1982; ANDERSON y SCHMIDT 1983; CONEY 1983; JONES et al. 1984; MCKEE et al. 1984; WILSON et al. 1984; CAMPA 1985; PADILLA Y SÁNCHEZ 1985; PINDELL 1985; PADILLA Y SÁNCHEZ 1986; HANDSCHY et al. 1987; PATCHETT y RUIZ 1987; SALVADOR 1987; MICHALZIK 1988; WINKLER y BUFFLER 1988; MCKEE et al. 1990; SALVADOR 1991a, 1991b, 1991c; MICHALZIK 1991; entre otros). En estos trabajos se establecieron: **(i)** los nombres de fallas regionales y sus posibles cinemáticas (p. ej., Falla de San Marcos, megacizalla Mojave-Sonora); **(ii)** nombre de estructuras geológicas macroscópicas (p. ej., Anticlinal de los Muertos); **(iii)** edades y ambientes tectónicos de las rocas que conforman el basamento (p. ej., Arco Las Delicias y Arcos Pérmico-Triásicos); **(iv)** estilos de deformación (p. ej., Laramídica *versus* Sevier; Piel delgada ó Piel Gruesa); **(v)** influencia de la tectónica salina; **(vi)** relación que guardan los altos de basamento con los patrones de sedimentación (clástica vs. carbonatada); **(vii)** división de las cuencas que conforman el Norte de México (p. ej., Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas); y **(viii)** evolución tectónica del Golfo de México, su relación con el Caribe y su posible comunicación con el Mar de Tethis.

Desde la década de los 90's hasta el día de hoy, los trabajos realizados han ampliado a las descripciones e interpretaciones de los trabajos descritos en párrafos anteriores (p. ej., PINDELL y BARRETT 1990; WILSON 1990; JOHNSON et al. 1991; GRAJALES-NISHIMURA et al. 1992; MOLINA-GARZA et al. 1992; RAMÍREZ-RAMÍREZ 1992; WILSON y WARD 1993; MARTON y BUFFLER 1994; MARTON 1995; CARPENTER 1997; EGUILUZ DE ANTUÑANO 1997; YE 1997; BARBOZA-GUDIÑO et al. 1998; BARTOLINI 1998; LEROY 1998; BARBOZA-GUDIÑO et al. 1999; FISCHER y JACKSON 1999; GOLDHAMMER 1999; GRAJALES-NISHIMURA et al. 1999; LEHMANN et al. 1999; MICKUS y MONTANA 1999; MURILLO-MUÑETÓN 1999; EGUILUZ DE ANTUÑANO et al. 2000; BARTOLINI et al. 2001; DICKINSON y LAWTON 2001; VALDÉZ-MORENO 2001; EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001; LÓPEZ et al. 2001; HAENGGI 2002; PINDELL y KENNAN 2002; MURILLO-MUÑETÓN y DOROBK 2003; BIRD 2004; DOWE 2004; KEPPIE 2004; BASSET y BUSBY 2005; BIRD et al. 2005; CAMPOS-ENRÍQUEZ et al. 2005; CHÁVEZ-CABELLO 2005; CHÁVEZ-CABELLO et al. 2005; DOWE et al. 2005; FASTOVSKY et al. 2005; FILLON 2007; HIGUERA-DÍAZ et al. 2005; POOLE et al. 2005; ZHOU et al. 2006; GARCÍA-OBREGÓN 2007; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; MOLINA-GARZA et al. 2008; NANCE y LINNEMANN 2008; DICKINSON 2009; MICKUS et al. 2009; YUTSIS et al. 2009), estableciendo la:

(1) reinterpretación estratigráfica secuencial del Noreste de México [p. ej., Cicloestratigrafía de la Formación Cupido], correlacionándola con cambios relativos del nivel del mar a escala global; **(2)** documentación de las interpretaciones geológico-estructurales, proponiendo algunas variaciones en las mismas [p. ej., **(i)** cambio de dirección en los vectores de esfuerzos; **(ii)** los estilos de deformación están influenciados por las facies sedimentarias o el espesor de las formaciones; **(iii)** la deformación, está controlada por el espesor de las secuencias evaporíticas “capa de *detachment*”; **(iv)** la influencia de las irregularidades en los altos de basamento o de la morfología de la cuenca en los estilos estructurales; **(v)** han fechado el origen, alcance y efectos de la Orogenia Laramide por medio del análisis en cuerpos intrusivos y del análisis estructural en diversas áreas], y **(vi)** han comprobado el movimiento relativo de las fallas corticales y de basamento, así como también las posibles edades en que estas fueron activas; **(3)** en la composición y edad de las rocas que constituyen el basamento de los diferentes terrenos tectono-estratigráficos del Noreste de México han propuesto nuevas edades y sus diferentes afinidades, mostrando edades de cristalización de la corteza que varían desde $\sim 1,850$ Ma (Paleo-Proterozoico), $1,232 \pm 7$ a $1,214 \pm 2$ Ma, y Pan-africanas-brasiliana (580 ± 4 Ma), proponiendo que la parte de Coahuila presenta afinidades gondwánicas y no laurénticas; **(4)** los ambientes tectónicos en que fueron emplazadas las diferentes rocas paleozoicas (Esquisto de Aramberri y Esquistos de la Sierra del Carmen); **(5)** la evolución geoquímica e isotópica **Sm-Nd** de los arcos Pérmico-Triásicos y su importancia paleogeográfica; **(6)** el análisis cinemático, geoquímico e isotópico de la prolongación de los arcos continentales cordilleranos del Triásicas–Jurásico Medio en la región de Cd. Victoria, Tamaulipas; Aramberri, Nuevo León, Nazas, Pico de Teira, y Sierra de Charcas; **(7)** la diferenciación y caracterización del mosaico de cuencas que conforman el norte de México así como su nueva interpretación tectono-sedimentaria [cuencas tipo *pull-apart* contra el sistema de *Rift*]; y **(8)** finalmente se ha reinterpretado la evolución tectónica del Noreste de México y la evolución del Golfo de México [p. ej., el modelo clásico de las evolución del *rift* vs. el modelo ligado a un margen convergente oblicuo].

1.5 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las áreas de estudio se localizan en el límite de los terrenos tectono-estratigráficos, Sierra Madre, formando la “Fosa de Monterrey”, y Coahuila, que constituye la “Cuenca de Sabinas” (CAMPA y CONEY 1983). Ambos terrenos se distinguen por presentar un basamento con características estratigráficas distintas. El basamento del Terreno Coahuila está conformado por rocas volcánicas calco-alcalinas y rocas metamórficas de bajo grado, con una cubierta sedimentaria de depósitos volcanoclásticos tipo *flysch* y rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas de edades que varían del Pensilvánico Tardío al Pérmico (CAMPA y CONEY 1983; MCKEE et al. 1990; JONES et al. 1995). El

Terreno Sierra Madre muestra un basamento de rocas metamórficas de edad precámbrica (~1 Ga, Gneiss Novillo), sobreyacidas por esquistos pelíticos y psamíticos con lentes de serpentinitas, metagabros, metabasaltos y metapedernal de la Formación Granjeno (CARRILLO-BRAVO 1961; CAMPA y CONEY 1983; DOWE 2004; KEPPIE 2004; KEPPIE y ORTEGA-GUTIÉRREZ 2010).

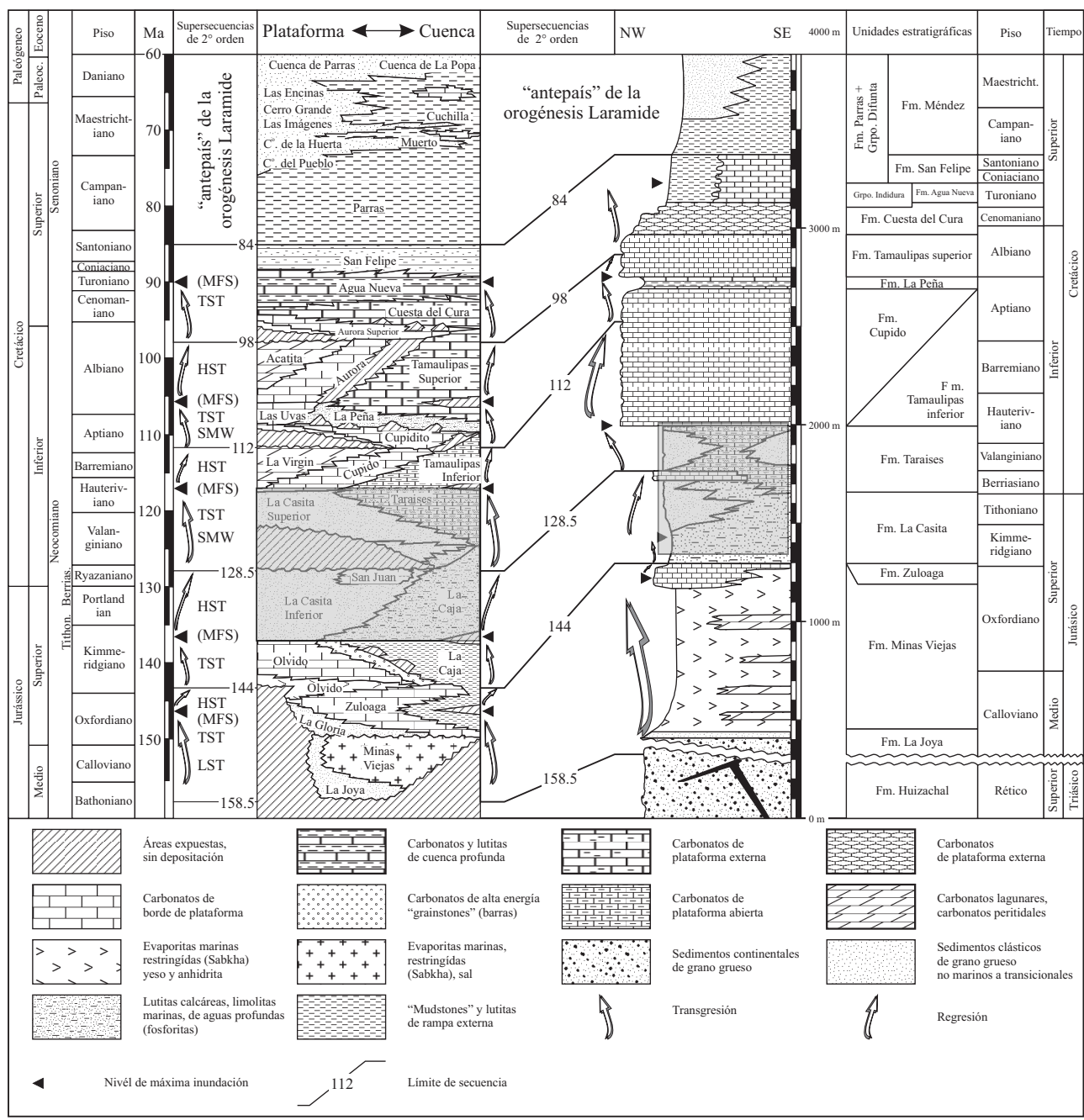


Fig. 1.2: Correlación de las columnas estratigráficas tomadas de MICHALZIK 1988 y GOLDHAMMER y JOHNSON 2001 para el Noreste de México (modificado por JENCHEN 2007a, b).

La cubierta sedimentaria del Gneiss Novillo y del Esquisto Granjeno está conformada por secuencias conglomeráticas, rocas carbonatadas con abundantes braquiópodos y equinodermos, tobas riolíticas, lutitas y areniscas del Silúrico-Devónico (CARRILLO-BRAVO 1961; GURSKY y MICHALZIK 1989). Las rocas precámbricas y paleozoicas, en ambos terrenos fueron intrusionadas por granitos y granodioritas de edad Pérmico-Triásica denominadas como Isla La Mula y Archipiélago de Tamaulipas (McKEE et al. 1990; JONES et al. 1995; TORRES et al. 1999; PINDELL y KENNAN 2002).

Durante el Triásico Medio-Jurásico Temprano-Medio en la margen Paleo-Pacífica de México se desarrollaron diferentes secuencias volcánicas de composición intermedia-félsica y sedimentos volcanoclásticos relacionados con arcos continentales emplazados en la porción suroeste de Norte América (GRAJALES-NISHIMURA et al. 1992; JONES et al. 1995; BARTOLINI et al. 2003; BARBOZA-GUDIÑO et al. 1999; 2008). Estas secuencias han sido reconocidas como Formación Nazas (Zacatecas, San Luis Potosí y Durango), Serie Pre-Huizachal (Nuevo León), Formación La Boca (Tamaulipas). Las edades para estas formaciones varían de 185-195 Ma (FASTOVSKY et al. 2005; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011).

1.6 ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO TARDÍO – CRETÁCICO TEMPRANO

Las formaciones clásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el Noreste de México son diversas y correlacionables (p. ej., las formaciones San Marcos, Capulín, y las Unidad 2A, 2B y 3 de la Formación La Casita, La Mula y las calizas de la Formación Padilla [KRUTAK 1965; CHARLESTON 1974; GOLDHAMMER 1999; **Figura 1.2**]. Por está razón solo se describen las formaciones que son el objeto del presente estudio. Las formaciones estudiadas son la Arcosa Patula y las

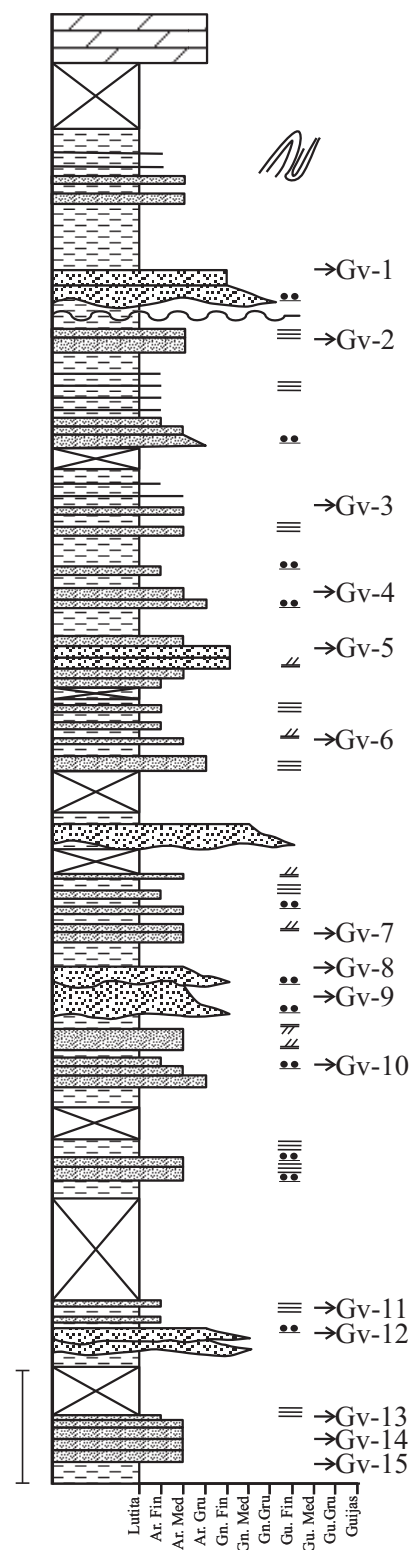


Fig. 1.3: Perfil sedimentológico de la Arcosa Patula en la Cuenca de Sabinas. La barra equivale a 100 metros. Leyenda en la Figura 1.4.

unidades 2 y 3 de la Formación La Casita. Se recomienda leer los trabajos previamente citados para conocer las formaciones que subyacen y sobreyacen a los casos de estudio.

1.6.1 CUENCA DE SABINAS

1.6.1.1 Arcosa Patula (Hauteriviano Temprano–Medio)

La Arcosa Patula definida por IMLAY (1940) en la Sierra de La Gavia (**Figura 1.1**), está constituida por ~1210 metros de intercalaciones de lutita, arenisca, conglomerado y algunas brechas de espesores variables. Los conglomerados y brechas están soportados por matriz y clastos, mostrando estratificación media-gruesa, con gradación normal y estratificación cruzada de tipo recta. Los clastos son redondeados-subangulosos, principalmente de rocas metamórficas de grado bajo, granitos, calizas, areniscas y lutitas. Los estratos de areniscas son de grano fino-grueso, presentan gradación normal e inversa, laminaciones paralelas, estratificación cruzada de tipo recta y tangencial, rizaduras escalonadas dentro de estratos con estratificación delgada-media. Los contactos son generalmente rectos y ocasionalmente erosivos. Los estratos de lutita varían de medios a muy gruesos, son de color gris oscuro y exhiben laminaciones paralelas (**Figura 1.3**).

La Arcosa Patula ha sido interpretada como depósitos aluvio-fluviales y costeros procedentes de la Isla de Coahuila (CHARLESTON 1974). Esta formación es correlacionable con las formaciones San Marcos, Capulín, Carbonera y las unidades 2B y 3 de la Formación La Casita, La Mula y las calizas de la Formación Padilla (**Figura 1.2**).

1.6.2 FOSA DE MONTERREY

1.6.2.1 Formación La Casita (Kimmerigiano–Hauteriviano Inferior)

La Formación La Casita fue definida por IMLAY (1936) como una secuencia constituida por lutita de color gris oscuro a negro, intercalada con estratos delgados de caliza arcillosa, arenisca calcárea y horizontes fosfatados. (**Figura 1.4**). La variación del espesor de la Formación La Casita oscila entre 60 y 800 m (FORTUNATO 1982; FORTUNATO y WARD 1982; MICHALZIK 1988; MICHALZIK y SCHUMANN 1994). En la región de Monterrey–Saltillo, FORTUNATO y WARD (1982) y GOLDHAMMER (1999) dividieron a la Formación La Casita en tres unidades estratigráficas.

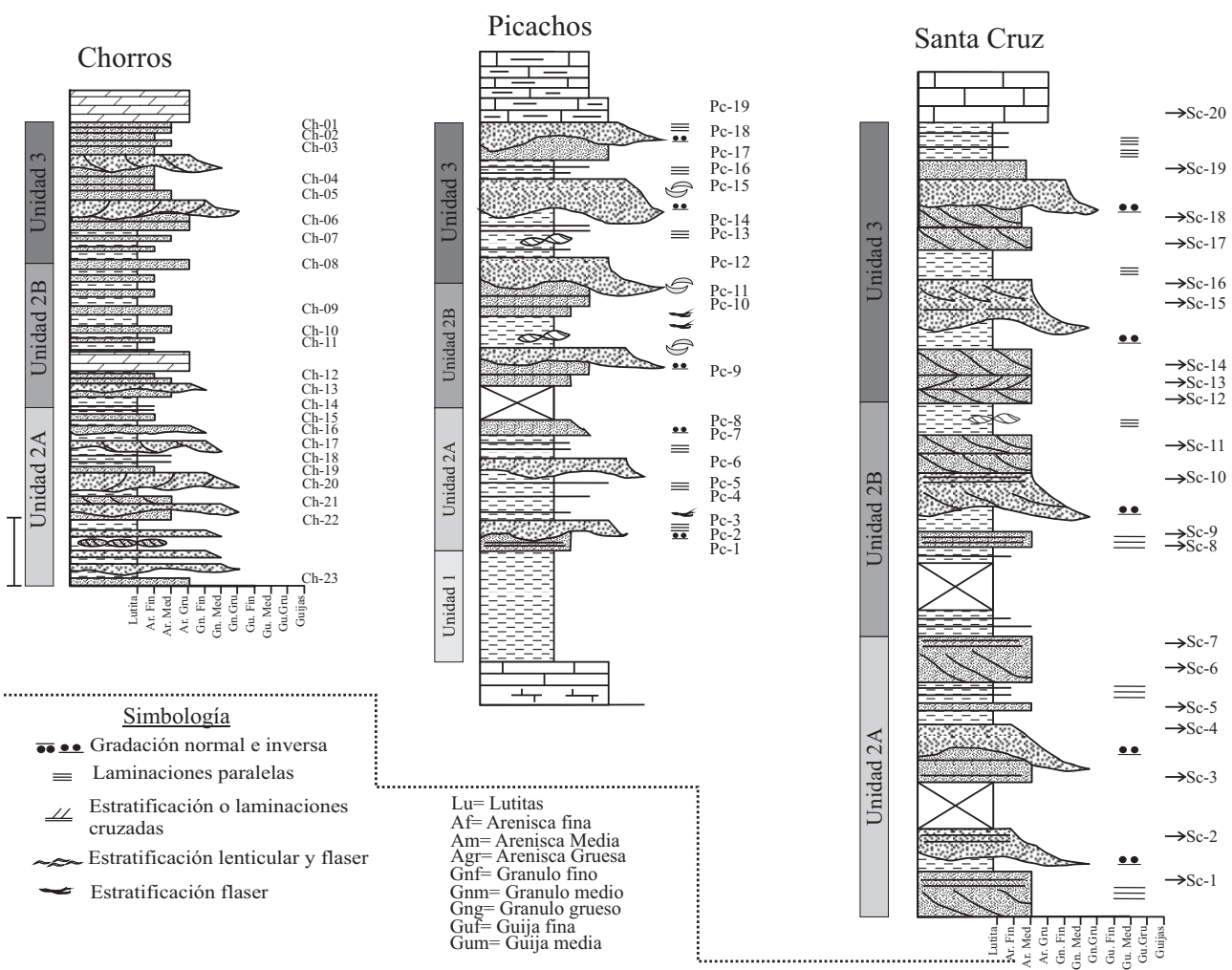


Fig. 1.4: Perfiles sedimentológicos que muestran las unidades lito-estratigráficas de la Formación La Casita y la ubicación de las muestras, para los perfiles de los cañones El Chorro, Picachos y Santa Cruz. La barra= 100 m.

1.6.2.1.1 Unidad 1 (Tithoniano-Kimmerigiano)

GOLDHAMMER (1990) describe a esta unidad como lutita negra carbonosa y limolita, con algunas capas con ostras de tipo pelecipodo altamente bioturbadas. El espesor de esta unidad varía de ~137 a 148 metros. La unidad ha sido interpretada como depósitos de prodelta dentro de una plataforma submareal profunda, que se correlaciona con el miembro inferior de la Formación Cotton Valley (Figuras 1.2, 1.4 y 1.5).

La Unidad 1, dentro de las áreas de estudio, sólo aflora en el área de Picachos (Figura 1.4). Está constituida por lutita negra con laminaciones paralelas y lutita arenosa de color café oscuro. El espesor de esta unidad es de ~150 metros (Figura 1.4).

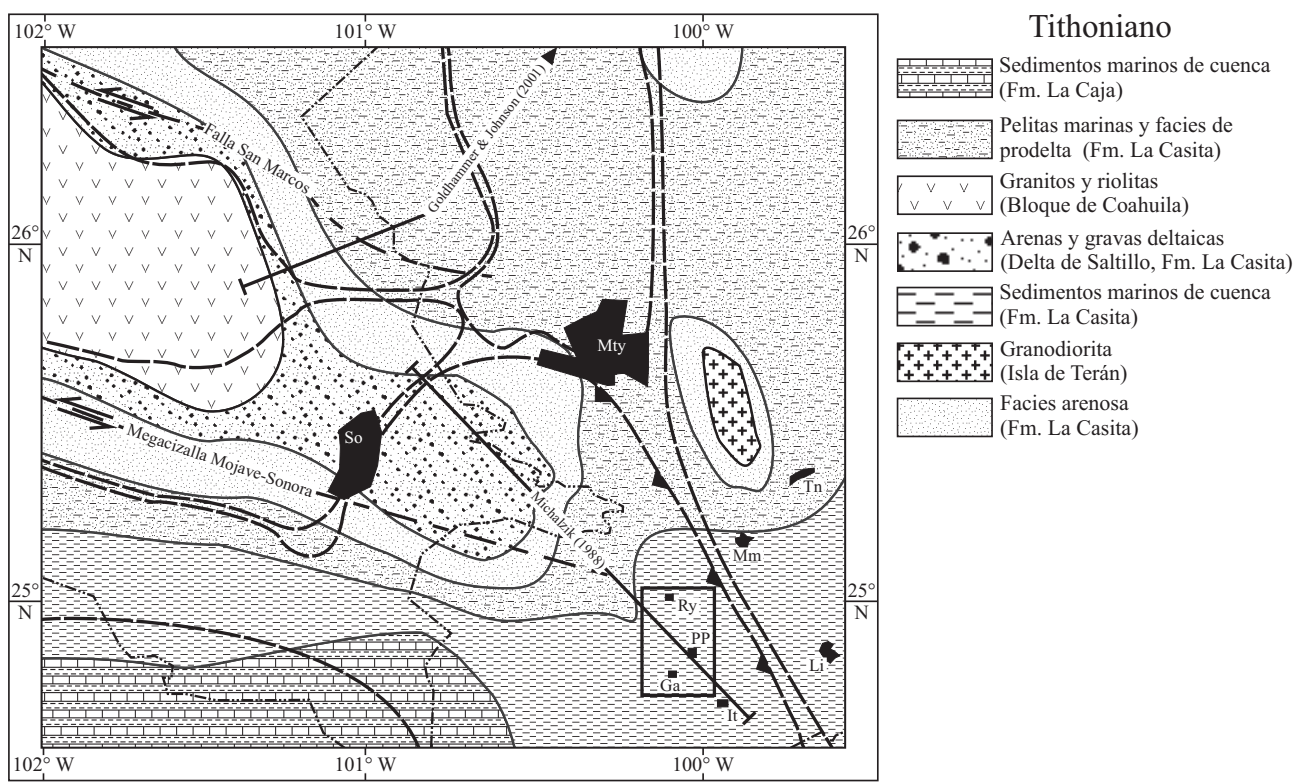


Fig. 1.5: Reconstrucción paleo-geográfica del NE de México durante el Tithoniano: Máxima extensión del Delta de Saltillo en el Jurásico; sedimentación del miembro San Pablo, Formación La Casita en el área Saltillo Monterrey [compilación de las paleo-reconstrucciones de EGUILUZ DE ANTUÑANO 1990, 2001; GOLDHAMMER y JOHNSON 2001 por JENCHEN 2007a, b, modificado]. Recuadro: área documentada por OCAMPO-DÍAZ (2007).

1.6.2.1.2 Unidad 2 (Kimmerigiano–Berriasiano)

La unidad está constituida por arenisca de grano fino-grosso, textural y composicionalmente son arcosas y arcosas líticas con algunos intervalos de conglomerados en la parte inferior y superior (~350 m; **Figura 1.4**). Esta unidad se caracteriza por estratificación cruzada, estructuras de corte y relleno e icnofósiles. Las secuencias que presenta son del tipo estrato-creciente conformadas por lutita, arenisca fina-groesa y conglomerado, y estrato-decrecientes (conglomerado de guija-arenisca gruesa-lutita).

En Cañón del Chorro de acuerdo a datos bioestratigráficos se ha dividido en dos sub-unidades (FORTUNATO y WARD 1982; GOLDHAMMER 1999): **(2A)** corresponde a los primeros 230 metros, constituidos por intercalaciones de conglomerado, arenisca de grano fino-grosso y lutita, dentro de secuencias del tipo estrato-decreciente (**Figura 1.4**). La edad va del Kimmerigiano al Berriasiano (FORTUNATO y WARD 1982). La subunidad **2B** comprende ~120 metros, sobreyaciendo a la subunidad 2A. Esta unidad se caracteriza por mostrar secuencias del tipo estrato-crecientes y grano-crecientes, constituidas por arenisca de grano grueso-fino, lutita, y en menor proporción

conglomerado. La edad corresponde al Valanginiano–Hauteriviano (EGUILUZ DE ANTUÑANO 1990; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; GOLDHAMMER 1999).

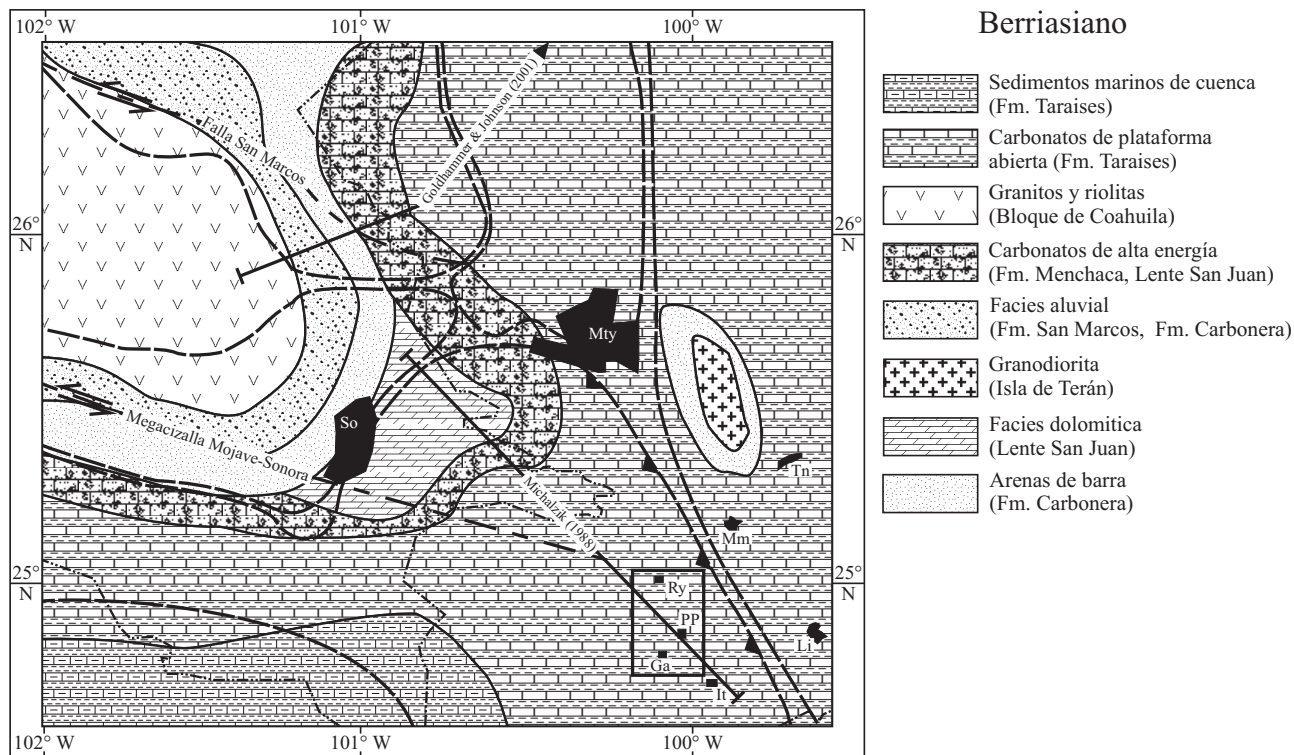


Fig. 1.6: Reconstrucción paleo-geográfica del NE de México para el Berriasiano: Desarrollo y distribución del cuerpo arrecifal “Lente San Juan”, Fm Taraises sobre el borde del Bloque de Coahuila [compilación de las paleo-reconstrucciones de EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001; GOLDHAMMER y JOHNSON 2001 por JENCHEN 2007a, b, modificado]. Recuadro: área documentada por OCAMPO-DÍAZ (2007).

Ambas unidades se han interpretado como la transición de un abanico aluvial a depósitos marinos someros, durante un período de máximo avance de un complejo fan-deltaico (FORTUNATO y WARD 1982; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; **Figura 1.6**). Las secuencias grano-crecientes marcan la progradación de las barras deltaicas dentro de ambientes costeros y plataformas submarinas abiertas. Las secuencias estrato-decrecientes y grano-decrecientes indican el depósito fluvial procedente de los abanicos aluviales.

Dentro de las áreas estudiadas, las sub-unidades 2A y 2B se caracterizan por presentar ~340 metros de intercalación de conglomerado, arenisca de grano grueso-fino y lutita, generalmente dentro de secuencias estrato-decrecientes (**Figura 1.4**). Los conglomerados presentan estratificación media-gruesa, variando de moderadamente a bien clasificados, exhiben gradación normal, estratificación cruzada recta y/o tangencial y sus contactos son generalmente erosivos.

Los estratos de arenisca son de grano fino-grueso, con estratificación cruzada de tipo planar y laminaciones paralelas o masivas. Ocasionalmente los estratos de areniscas muestran concentraciones de ostras, algas, corales e icnofósiles de la icnofacies de *Skolithos* (p. ej., *Skolithos sp.*, *Thalassinoides sp.*, y *Ophiomorpha sp.*). Los estratos de lutitas son los más gruesos dentro de la Unidad 2, y se caracterizan por presentar laminaciones paralelas, estratificación lenticular y flaser, así como lodos acoplados simples y dobles.

1.6.2.1.3 Unidad 3 (Valanginiano Temprano– Hauteriviano)

Está unidad consiste en limolita y arenisca con estratificación cruzada y/o altamente bioturbada intercaladas con calizas. La transición de la Unidad 2 a la 3 se caracteriza por la primera ocurrencia de dolomita micrítica. Esta unidad ocurre en estratos delgados de grano fino y se hace calcárea hacia la cima cuando prograda transicionalmente con la Formación Taraises. El espesor para esta unidad varía de ~115 a 310 metros (**Figuras 1.2 y 1.4**).

En el área de Santa Cruz, la Unidad 3 se caracteriza por presentar intercalaciones rítmicas de lutita moderadamente bioturbada y arenisca de grano fino-medio (**Figura 1.4**), con un espesor de ~50 metros. Sin embargo, en el Cañón del Chorro y Picachos está constituida por intercalaciones de arenisca de grano fino-medio, conglomerados de guijas y en menor proporción lutitas, con espesores de ~120 metros y ~130 metros respectivamente (**Figura 1.4**).

1.6.2.2 Formación Taraises (Berriasiano–Valanginiano)

La Formación Taraises en el NE de México, consiste de calizas fosilíferas y arcillosas, así como material clástico de la Formación La Casita (IMLAY 1936; **Figura 1.7**). La Formación Taraises ha sido tradicionalmente subdividida en dos miembros (IMLAY 1936; DÍAZ 1953; DÍAZ et al. 1959): **(i)** un miembro inferior, formado por calizas de color gris en estratos gruesos con abundantes amonites (MICHALZIK 1988); y **(ii)** un miembro superior, constituido por calizas con estratificación delgada a mediana de color gris claro, altamente arcillosas y nodulares, que generalmente contienen amonites y belemnites. Sin embargo, en la parte media de estos dos miembros se ha documentado la presencia de un miembro arenoso que informalmente se conoce como Miembro Arenoso Galeana de edad Valanginiano-Hauteriviano (DÍAZ 1953; MICHALZIK 1988; **Figura 1.2**).

Los límites estratigráficos de la Formación Taraises son: **(i)** infrayace de manera concordante y transicional a la Formación Cupido; y **(ii)** sobreyace por contacto normal a la Formación La Casita (**Figura 1.2**), ver OCAMPO-DÍAZ et al. 2008.

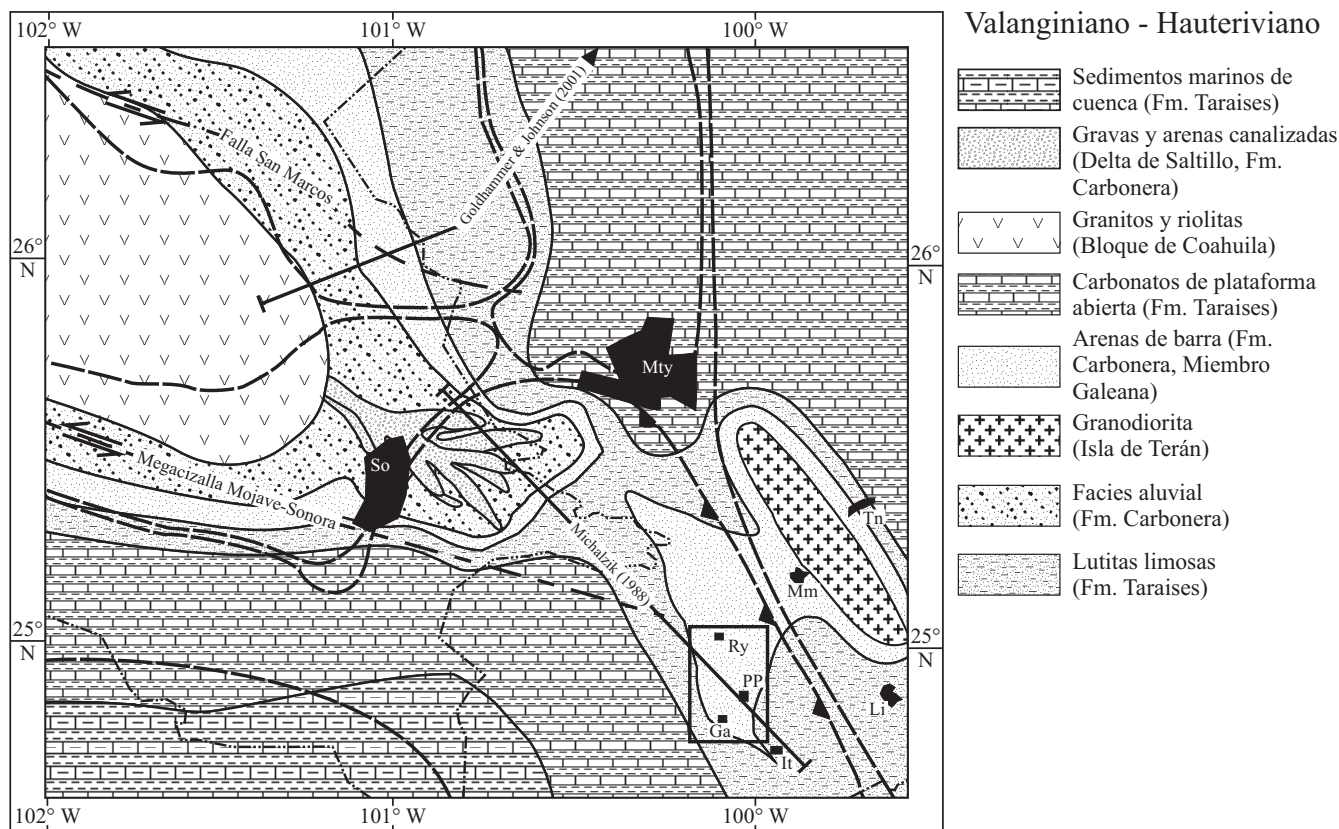


Fig. 1.7: Reconstrucción paleo-geográfica del NE de México para el Valanginiano – Hauteriviano: Sedimentación del Miembro Arenoso Galeana, Formación Taraises (compilación de las paleo-reconstrucciones de EGUILUZ DE ANTUÑANO, 1990, 2001; GOLDHAMMER y JOHNSON 2001 y JENCHEN 2007a, b, modificado). Recuadro: área documentada por OCAMPO-DÍAZ (2007).

1.6.2.2.1 Miembro Arenoso Galeana (Valanginiano– Hauteriviano)

DÍAZ (1953) definió al Miembro Arenoso Galeana como una secuencia de arenisca intercalada con lutita en las inmediaciones de poblado de Galeana. El Miembro Arenoso Galeana, en las áreas de estudio, se encuentra constituido por areniscas de grano fino a grueso de color gris claro, presentando un rango de estratificación que varía de delgada a muy gruesa. El espesor estratigráfico que presenta es de ~350, ~175, ~150 y ~12 metros para las áreas de Galeana, Potrero Prieto, Rayones y este de Potrero Prieto respectivamente (**Figura 1.2**). Las relaciones estratigráficas, que el Miembro Arenoso Galeana presenta con los miembros inferior y superior de la Formación Taraises son concordantes en las áreas de Potrero Prieto y Rayones, mientras que en el área de Galeana y al oriente de Potrero Prieto presenta una discordancia angular en la parte basal y es concordante con la parte superior de la Formación Taraises (OCAMPO-DÍAZ et al. 2008).

El Miembro Arenoso Galeana ha sido interpretado como depósitos someros sublitorales (DÍAZ 1953). Posteriormente, MICHALZIK (1988) interpreta al Miembro Arenoso Galeana como depósitos deltaicos (**Figura 1.7**). Finalmente, OCAMPO-DÍAZ (2007) y OCAMPO-DÍAZ et al. (2008) interpretan al

Miembro Arenoso Galeana como un complejo deltaico influenciado por mareas y oleaje, caracterizado por depósitos de canales mareales, planicie de arenas-lodos-mezcla, depósitos de prodelta, frente deltaico influenciado por mareas, depósitos sublitorales y depósitos de dunas subacuosas.

1.7 FORMATO DE LA TESIS

Los resultados de este trabajo doctoral son abordados en 8 capítulos, continuando con el capítulo final que contiene las conclusiones obtenidas y sobre la evolución geológica del NE de México. Cada capítulo termina con una discusión, con la finalidad de comprender el marco geológico regional, dentro del cual está centrado el problema.

1.7.1 CAPÍTULO 2

Describe las Facies, Asociaciones de facies y su interpretación ambiental, obtenidas por las observaciones realizadas en campo y por la revisión bibliográfica.

1.7.2 CAPÍTULO 3

Detalla las características petrográficas de 500 muestras de las formaciones La Casita (Unidad 2 y 3), Arcosa Patula y Miembro Arenoso Galeana, además se interpreta la composición de las áreas fuente, grado de transporte, clima y relieve, obtenidos por medio de un riguroso conteo de puntos (1500) de 195 láminas delgadas.

1.7.3 CAPÍTULO 4

Describe resultados obtenidos en relación a la clasificación, composición del área fuente, grado de intemperismo, influencia de la diagénesis en la composición final y grado de transporte de 203 muestras de geoquímica de roca total (Elementos Mayores y Elementos Trazas), realizados en los laboratorios **ACME** (Vancouver, Canadá).

1.7.4 CAPÍTULO 5

Se describen, discuten e interpretan las edades y su posible procedencia obtenida por el método **U-Pb** en 100 circones detríticos de 6 muestras representativas de distintos afloramientos, realizados en el **Lasser Chron Laboratory, Universidad de Arizona, en Tucson, Arizona, E.U.**

1.7.5 CAPÍTULO 6

Describe las características obtenidas con el análisis de catodoluminiscencia en cuarzos detríticos durante una estancia en el **Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum (Münster,**

Alemania), aplicando estos resultados para determinar la composición de las áreas fuentes que dieron origen a las formaciones estudiadas.

1.7.6 CAPÍTULO 7

Con los resultados obtenidos en los capítulos anteriores, se reinterpretan los ambientes sedimentarios y tectónicos en que fueron depositadas las intercalaciones clásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el Noreste de México.

1.7.7 CAPÍTULO 8

Mediante el análisis y síntesis de diversos trabajos entorno a la Geología de México, el Caribe y la región del Circum Golfo de México y los resultados obtenidos en la presente tesis, se reinterpreta su evolución geo-dinámica durante el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano.

1.7.8 CAPÍTULO 9

Las conclusiones obtenidas de los capítulos previos y las recomendaciones para el mejor entendimiento del Noreste de México y su evolución tectónica son tratadas en este último capítulo.

2 ANÁLISIS DE FACIES, ASOCIACIONES DE FACIES Y SU INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

2.1 INTRODUCCIÓN

La morfología de las líneas de costa puede ser controlada o modificada por los procesos de oleaje, mareales y/o fluviales, mostrando una gran variabilidad de ambientes sedimentarios como los deltas influenciados/modificados por oleaje o mareas, estuarios influenciados/dominados por mareas, islas de barreras, planicies mareales, *strandplains* y plataformas siliciclásticas (p. ej., KOMAR 1997; EISMA 1998; BIRD 2001; HARRIS et al. 2002; DAVIS y FITZGERALD 2004; SLATT 2007). La variabilidad de los ambientes sedimentarios refleja la mezcla de los procesos fluviales, mareales y de oleaje, en relación con el aporte de sedimentos y su arreglo espacio-temporal dentro de la cuenca (BOYD et al. 1992). En este contexto, las tormentas son consideradas como eventos de oleaje extremo o eventos catastróficos (p. ej., AIGNER 1985; STORMS 2003). Las líneas de costa dominadas/influenciadas por oleaje, se caracterizan por mostrar a su vez, deltas influenciados o dominados por oleaje, que históricamente han sido descritos como lóbulos con morfología cuspeada y asimétrica (p. ej., COLEMAN y WRIGHT 1975; READING y COLLINSON 1996; BHATTACHARYA y GIOSAN 2003), donde la intensidad del oleaje es el factor principal que controla la morfología del sistema deltaico. Por otro lado, las líneas de costa dominadas/influenciadas por los procesos mareales, son menos desarrolladas que las anteriores, por las siguientes razones: **(1)** la distribución interna de los sedimentos y por consiguiente la diferenciación entre estuarios, deltas y plataformas influenciadas por mareas; y **(2)** la similitud de las facies depositadas en los diferentes ambientes influenciados/dominados por mareas (DE BOER et al. 1988; FITZGERALD y KNIGHT 2005).

Los deltas son cuerpos de sedimentos progradacionales que se forman cuando el aporte de sedimentos derivados de los ríos es más eficiente que los procesos de distribución intra-cuenca (ELLIOT 1986). Los depósitos deltaicos muestran formas lobuladas tendiendo a distribuir sus sedimentos finos hacia la cuenca. Las porciones sub-aéreas de los deltas son cercanas a la planicie de inundación, siendo sistemas prácticamente cerrados a los cambios del nivel del mar. El continuo aporte de sedimentos, causa la progradación del frente deltaico hacia las áreas del prodelta, generando con ello las secuencias del tipo estrato y grano-crecientes (ELLIOT 1986; BHATTACHARYA y WALKER 1992; MUTTI et al. 2000; WILLS 2005).

Considerando lo descrito previamente, los sistemas costeros y particularmente los deltaicos han sido clasificados por la morfología en planta de los deltas en las plataformas modernas por GALLOWAY (1975). Esta clasificación supone que los cuerpos de arena, la morfología en planta y las facies internas, reflejan la posición dominante tanto de los ríos, mareas u oleaje. Por consiguiente,

los deltas son definidos como sistemas influenciados o dominados por oleaje, mareas o ríos. Si la fuente del sedimento no procede directamente de un río, los depósitos resultantes son considerados como líneas de costa del tipo no-deltaicas (p. ej., NUMMEDAL et al. 1993; CLIFTON 2006).

En años recientes, la clasificación tripartita ha sido fuertemente cuestionada, principalmente por trabajos realizados en analogos modernos en los que no se han registrado los procesos construccionales que reflejen procesos superficiales dominantes en generación arquitectural de las facies (p. ej., inundaciones fluviales; GANI y BHATTACHARYA 2007; LI et al. 2010). Por otro lado, BHATTACHARYA y GIOSAN (2003) y GIOSAN y BHATTACHARYA (2005), han señalado que un simple sistema deltaico no solo muestra características fluviales, si no que también exhibe facies características de sistemas dominados o influenciados por oleaje y mareas, coexistiendo éstas dentro del sistema de *strandplain*, en donde dominan los procesos fluviales con menor retrabajamiento del oleaje y las mareas. Los sistemas deltaicos y líneas de costa pueden evolucionar de un sistema dominado por mareas a un sistema influenciado por mareas o de un sistema influenciado por oleaje a un sistema influenciado por mareas, o bien a sistemas mixtos en donde coexistan ambos procesos. Un ejemplo de la evolución de un sistema deltaico dominado por mareas hacia un sistema dominado por oleaje y mareas, es el Delta de Mekong en el sur de Vietnam, que ha evolucionado de un sistema a otro en tan solo 4, 000 años (TA et al. 2002). Por lo tanto, el simple análisis de las facies dominantes en pocas secuencias, sin la previa identificación de las posibles prolongaciones espacio-temporales dentro del contexto regional, puede conducir a una interpretación errónea del sistema deltaico. MACÉACHERN et al. (2005) y GANI et al. (2008) consideran que los deltas generados por procesos mixtos deben ser la norma y no la excepción.

La icnología ha surgido como una herramienta muy útil en el análisis sedimentológico, paleo-geográfico y paleo-ecológico que integra el análisis de los fósiles traza de una facies, asociación de facies, así como de la secuencia estratigráfica (p. ej., SEILACHER 1967; PEMBERTON et al. 2004; MILLER 2007; SEILACHER 2007). Los modelos icnológicos de los sistemas de líneas de costa no-deltaicas han sido ampliamente documentados por HOWARD (1972), PEMBERTON y FREY (1984), MACÉACHERN y PEMBERTON (1992), MACÉACHERN et al. (1999) y BUATOIS et al. (2005), comparados con sus homólogos de las secuencias de línea de costa deltaicas (p. ej., GINGRAS et al. 1998; GINGRAS 1999; ARMITAGE 2002; GANI et al. 2008; BUATOIS et al. 2008; HANSEN y MACÉACHERN 2008; LI et al. 2008). Los trabajos iniciales de fósiles trazas en secuencias deltaicas, fueron centrados en la identificación y significado paleo-ambiental de los icnogéneros individuales (p. ej., TURNER et al. 1981; EKDALE y LEWIS 1991). Trabajos recientes, han realizado análisis cuantitativos y cualitativos de la icnología en ambientes deltaicos influenciados/modificados por oleaje o mareas y costeros no-deltaicos (p. ej.,

GINGRAS et al. 1998; COATES y MACEachern 1999; HANSEN y MACEachern 2008; MACEachern et al. 2005; GANI et al. 2008).

El presente capítulo describe las características generales de dieciseis facies, diez asociaciones de facies y su interpretación ambiental soportado por el análisis de fósiles trazas, documentados por medio del levantamiento de 35 perfiles sedimentológicos dentro de la Formación La Casita y el Miembro Arenoso Galeana dentro de la Fosa de Monterrey, que tradicionalmente se ha interpretado como un depósito dentro de un sistema fan-deltaico.

2.2 METODOLOGÍA

El análisis sedimentológico está basado en la medición de 35 perfiles sedimentológicos con escalas variables, para establecer los tipos de facies básicas y detallar las características sedimentológicas de los procesos de cada una de ellas, considerando las metodologías de SWIFT et al. (1991), MUTTI et al. (2000); WALKER (2006). Las facies se definieron con base en las características litológicas (particularmente en la relación de lutitas y areniscas), tamaño de grano, estructuras primarias, grado y tipo de bioturbación, constituyentes especiales (p. ej., fósiles, nódulos, restos de plantas, etc.) y constituyentes diagenéticos (siderita; cf. SEILACHER 1967; GOLDRING et al. 1978; BHATTACHARYA y WALKER 1992; TAYLOR y GOLDRING 1993; GENISE et al. 2004). Las facies a su vez, se agruparon

en 10 asociaciones de facies para interpretar el modelo de depósito, considerando las metodologías de DE VRIES (1970), HISCOTT (1982), BATHACHARYA y WALKER (1992) y BATHACHARYA y GIOSAN (2003). La recolección de datos de paleo-corrientes se realizó dentro de: *(i)* laminaciones cruzadas o "foreset" de tipo planar, generadas por la migración de rizaduras o megarizaduras, *(ii)*

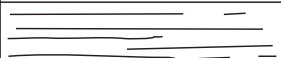
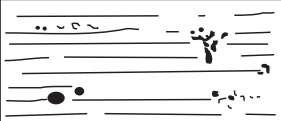





Grado	Clasificación	Representación Visual
0	Bioturbación ausente	
1	Escasa bioturbación, distinta a la estratificación, pocas trazas discretas	
2	Bioturbación poco común, distinta a la estratificación, poca diversidad de las trazas	
3	Bioturbación moderada, límites de estratificación abruptos, trazas discretas, pocos solapamiento	
4	Bioturbación común, límites de estratificación indistintos, alto número de trazas, solapamiento común	
5	Abundante bioturbación, estratificación completamente modificada (muy visible)	
6	Bioturbación completa, homogenización biogenica total del sedimento	

Fig.2.1: Representación esquemática de los valores del índice de bioturbación (BI), tomadas de REINECK (1963), TAYLOR y GOLDRING (1993) y TAYLOR et al. (2003).

estratificación lenticular y flaser, *(iii)* estratificación cruzada de tipo tangencial y *(iv)* tipo *hummocky o swaley*, empleando la metodología de POTTER y PETTIJOHN (1977) y COLLINSON y THOMPSON (1989). Estas direcciones de paleocorrientes fueron restauradas por medio de las metodologías de BRIDGE y CLINE (1967) y SHUKLA et al. (1999), modificadas por FILGUERA-FLORES (2010). La intensidad de bioturbación fue determinada de manera visual empleando la metodología de BANN y FIELDING (2004; **Figura 2.1**), considerando los conceptos básicos de REINECK (1963) y TAYLOR y GOLDRING (1993) y clasificados de acuerdo a PEMBERTON et al. (2001), MACEachern et al. (2005), SEILACHER (2007), GANI et al. (2008) y HANSEN y MACEachern (2008).

2.3 FACIES SEDIMENTARIAS

2.3.1 CLASE 1: CONGLOMERADOS

2.3.1.1 Facies Cgn: Conglomerados con gradación normal

Los conglomerados de las facies **Cgn** presentan tamaños de partículas entre guijas finas y arenas muy gruesas. Los clastos varían de subangulosos a subredondeados. El espesor de los estratos varía de delgado a grueso, siendo éstos de tipo planar y acuñado. La facies **Cgn** presenta gradación normal, laminación paralela, exhibiendo ocasionalmente grandes cantidades de fragmentos de bivalvos y plantas retrabajados (**Figura 2.2a y d**).

Esta facies sobreyace *(i)* de manera erosiva a las facies de lutitas y areniscas altamente bioturbadas (**LuArBio**), areniscas masivas con bioturbación penetrativa (**Amb**), areniscas con estratificación cruzada de tipo recta (**Aec** y **Aec-la**), *(ii)* de forma planar a las facies de arenisca masivas con bioturbación penetrativa (**Ambio**). Subyace de manera concordante a las facies de areniscas masivas con bioturbación penetrativa (**Ambio**) y areniscas con gradación normal (**Agnlp**), aflorando en los cañones Cortinas, La Huasteca, Picachos, El Chorro, Santa Cruz (**Figura 2.3**).

La gradación normal evidencia la segregación grano-grano como resultado de las diferencias de densidades, asociadas con la disminución paulatina de la velocidad de flujo ocurrida durante los procesos de tracción (*cf.*, REINECK y SINGH 1980; ALLEN 1982a; LEEDER 1982; BOGGS 2006).

2.3.1.2 Facies Cocr: Conglomerados con estratificación cruzada de tipo recta

La facies **COCR** presenta conglomerados del tamaño de gránulos medios a areniscas. Los clastos, por lo general, son subredondeados a subangulosos. El espesor de los estratos varía de medios a gruesos, siendo éstos de tipo planar y acuñados. Esta facies se caracteriza por la presencia de estratificación cruzada de tipo planar en *sets* de 20 a 70 cm. La facies sobreyace a las facies **Alp** y

Cgn de manera erosiva y concordante y subyace a las facies **Am** y **Liloes** en los afloramientos del Cañón Cortinas y Santa Cruz.

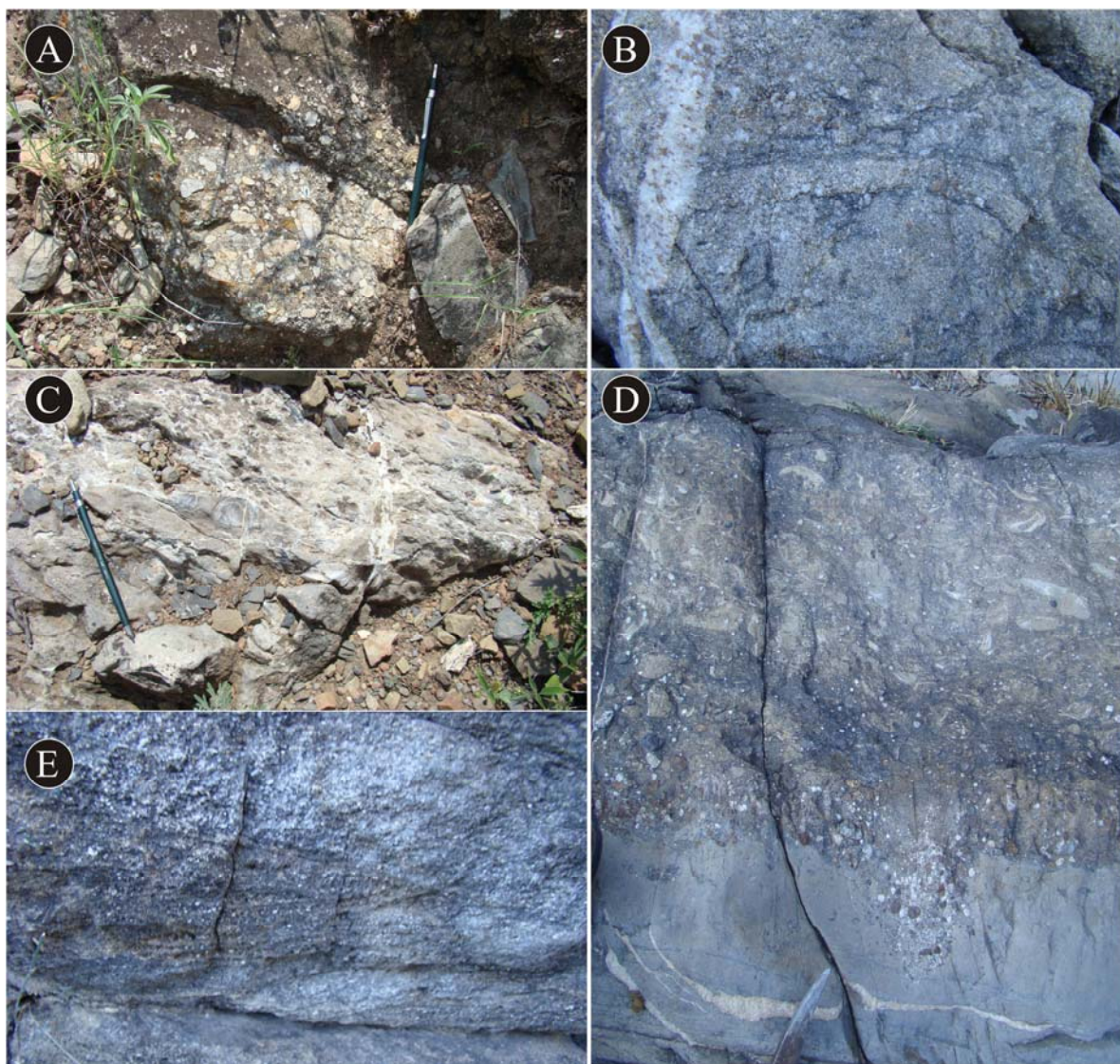


Fig.2. 2: Fotografía de la Clase de Facies Conglomeráticas: (a) conglomerados con gradación normal;(b) Conglomerados masivos con trazas de *Skolithos*; (c) conglomerados masivos con alta concentración de bioclastos de ostras; (d) conglomerados de gránulos-areniscas gruesas con gradación normal, alta concentración de organismos y surcos de erosión en la base; y (e) conglomerados con estratificación cruzada de tipo tangencial.

La estratificación cruzada dentro de conglomerados es interpretada como el depósito de la tracción asociada con flujos unidireccionales (*cf.*, POTTER y PETTIJOHN 1977; REINECK y SINGH 1980; ALLEN 1985; RICCI-LUCCHI 1995; **Figura 2.3**).

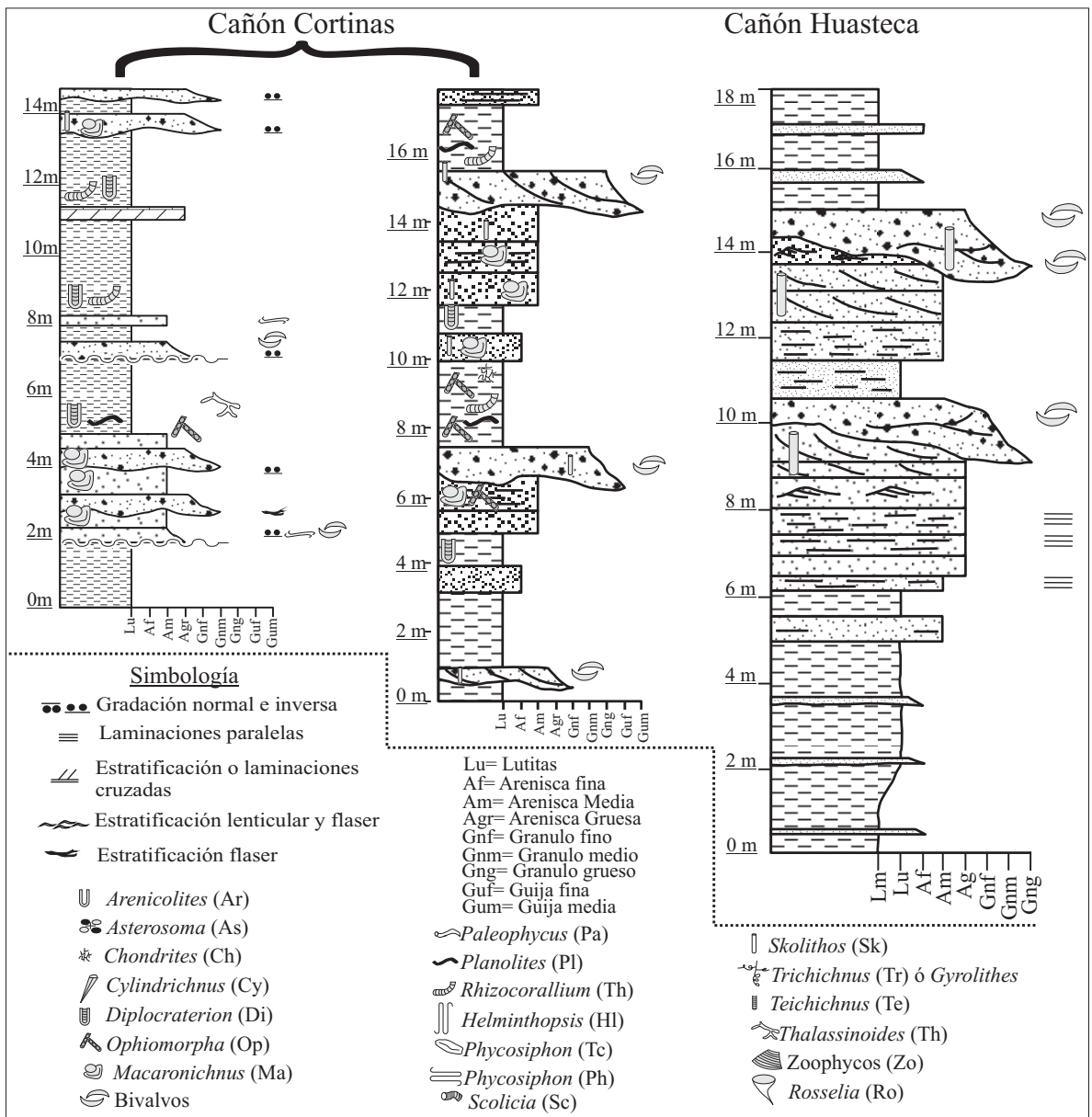


Fig.2.3: Perfiles sedimentológicos que ilustran las Clases de Facies Conglomeráticas, Arenosas y Lutíticas.

2.3.1.3 Facies Cm: Conglomerados Masivos

La facies **Cm** presenta una granulometría que varía de gránulos medios a guijarros finos, en estratos medios a gruesos, con geometría tabular y acuñada. La ausencia de estructuras sedimentarias de carácter interno caracteriza a esta facies. Los contactos son abruptos y rara vez erosivos [Figura 2.2c]. Esta facies sobreyace a la facies **Am**, **Agn**, **Alp**, **Aecr**, **LuArBio**, **Liloes**, **Lilorz** y subyace a la facies **AecHk-Sw**, **Alp**, **Amb**, **LuArBio**, aflorando en el Anticlinal de los Muertos, cañones El Chorro, Picachos y Santa Cruz.

La ausencia de estructuras sedimentarias y la geometría acuñada marcan el decaimiento rápido de sedimentación asociado con tracción y arrastre de fondo (REINECK y SINGH 1980; ALLEN 1982a, 1982b; COLLINSON y THOMPSON 1989; STOW 2005).

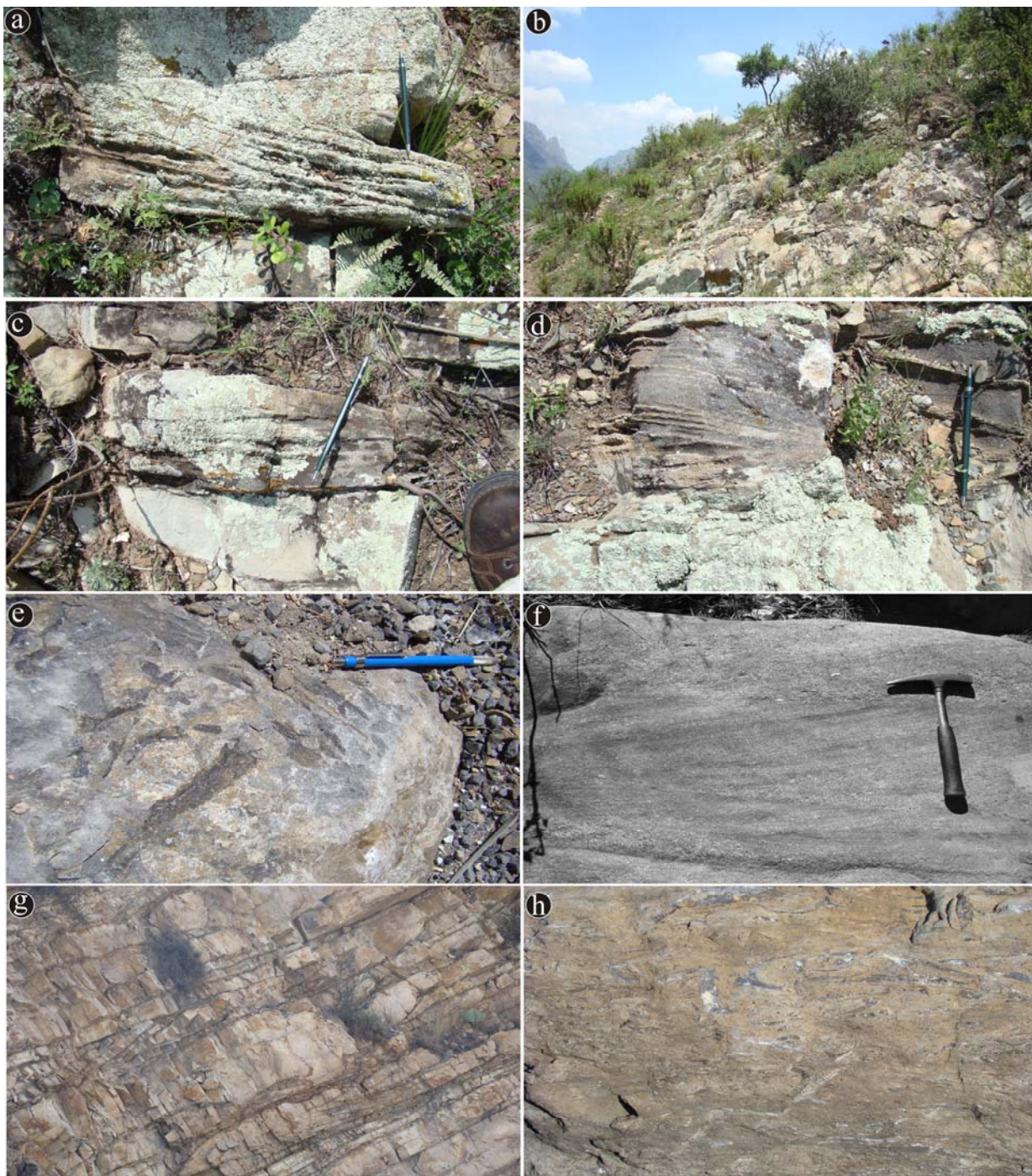


Fig.2. 4: Fotografías de la Clase de Facies Arenosa: (a) areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo; (b) vista panorámica de estratos de areniscas con estratificación cruzada de tipo recta; (c) areniscas con gradación normal, laminación paralela y rizaduras de corriente; (d) areniscas con estratificación cruzada de tipo recta; (e) areniscas masivas con restos de plantas; (f) areniscas con estratificación cruzada de tipo tangencial; (g) areniscas con estratificación cruzada bipolar y dobles lodos acoplados; (h) areniscas masivas con alta concentración de bivalvos (ostras).

2.3.2 CLASE 2: ARENISCAS

2.3.2.1 Facies AecHk–Sw: Areniscas con estratificación cruzada de tipo *Hummocky–Swaley*

Esta facies se caracteriza por presentar areniscas de grano fino a muy grueso, dentro de una matriz arcillosa. La estratificación es delgada a media, en forma tabular y moderadamente acuñada, mostrando laminaciones cruzadas de bajo ángulo (<15°) en *sets* de 5 a 10 cm. Los set de laminaciones individuales se truncan, dando una geometría hamacada o *Hummocky* (cf. HARMS et al. 1975; KRESIA 1981). Cuando los estratos se encuentran amalgamados el aspecto de la estratificación es modificada, dando una apariencia de estratificación cruzada tipo *Swaley*. La base de los estratos presenta gradación normal o pueden ser masivos, observándose ocasionalmente fragmentos fósiles retrabajados (bivalvos). En algunos afloramientos se presentan surcos de erosión de manera aislada. Las cimas de los estratos pueden presentar: *(i)* laminación paralela; *(ii)* rizaduras simétricas generadas por oleaje; y *(iii)* fósiles trazas de los icnogéneros de *Skolithos* y *Thalassinoides*.

Esta facies sobreyace de manera erosiva a las facies **Alp** y **Am**, y subyace de manera concordante a las facies **Am** y **Cgma** (Figura 2.5).

La morfología abrupta, la estratificación cruzada de tipo *Hummocky*, los fragmentos de bivalvos y los icnogéneros de *Skolithos* y *Thalassinoides*, evidencian que la facies **AecHk–Sw**, fue depositada dentro de un ambiente marino somero, donde oleaje y tormentas formaron la estratificación cruzada de tipo *Hummocky*, que posteriormente pudo ser modificada por corrientes periódicas variadas, generando con ello la estratificación cruzada de tipo *Swaley*. Ésta marca el depósito dentro del *Shoreface* inferior, y la estratificación cruzada de tipo *hummocky*, ilustra la zona de *shoreface* superior o *foreshore* (cf., DOTT y BOURGEOIS 1982; AINGER 1985; BROMLEY y ASGAARD 1991; DUKE et al. 1991; BUTTERWORTH 1991; DRIESE et al. 1991; DAM y SURLYK 1993; ANDERSON y DROSER 1998; YANG et al. 2006; VARBAN y PLINT 2008).

2.3.2.2 Facies Agnlp: Areniscas con gradación normal y laminación paralela

La facies **Agnlp** muestra gradación normal de arenas gruesas a finas dentro de una matriz arcillosa. La estratificación varía de gruesa a delgada. Los contactos varían de rectos a ligeramente erosivos, presentándose ocasionalmente amalgamados. Esta facies aflora en toda el área de estudio donde sobreyace a las facies **Cgn**, **Cgm**, **Am**, **Arlp**, **Arfla**, **Aef**, **LuArrz**, y subyace a las facies **Cgn**, **Cgm**, **Arlp**, **Arm**, **Am**, **Arfla**, **Ambio**, **Liloes**, ver Figuras 2.4c y 2.5 que ilustran estas características.

La asociación de la gradación normal con laminación paralela, evidencia transporte y depósito de flujos unidireccionales con alta concentración de gravas, ligados a cambios graduales de un régimen de flujo superior a inferior que propician un ambiente de segregación grano-grano.

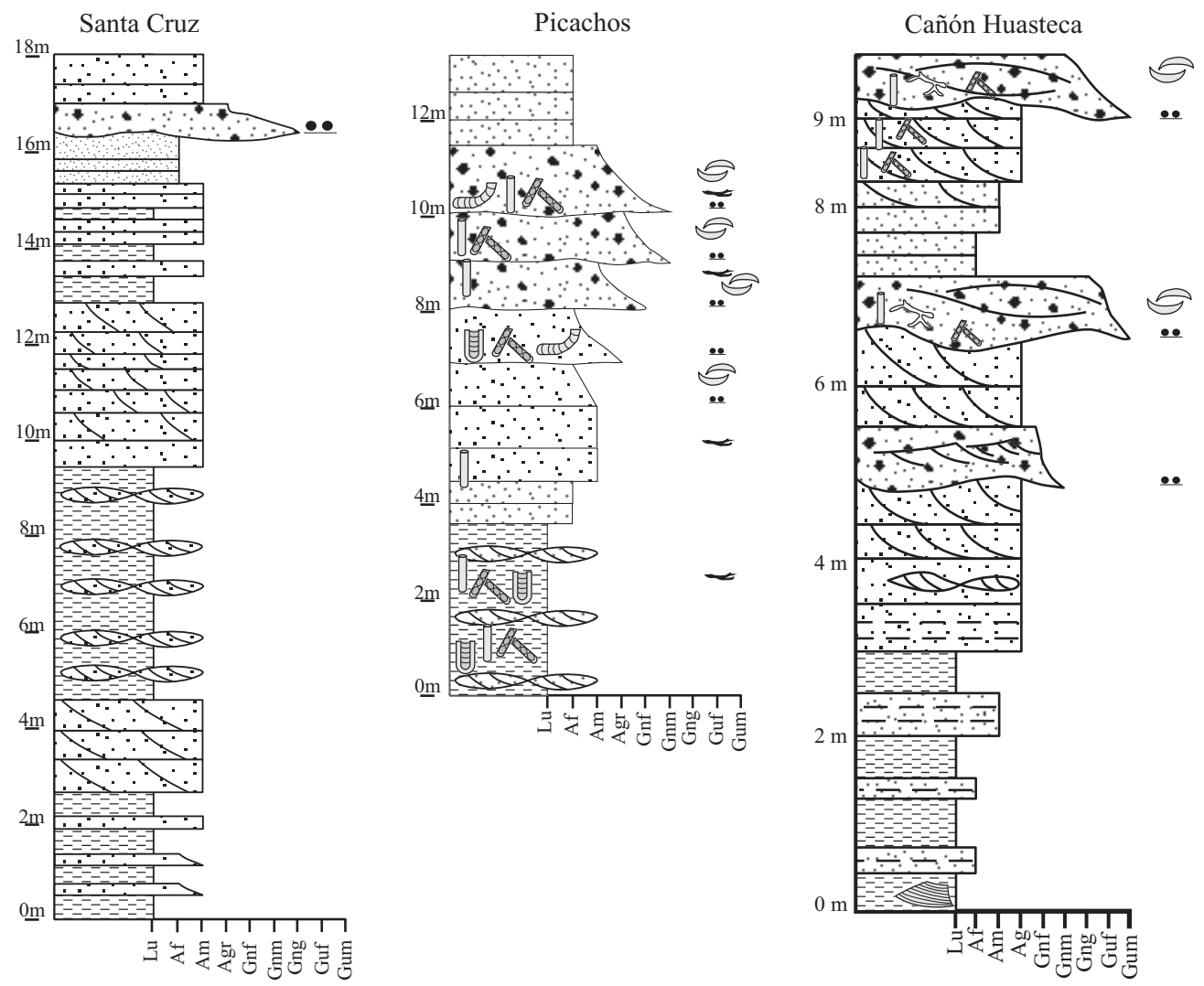


Fig.2. 5: Perfiles sedimentológicos que ilustran las clases de facies de conglomerados, arenas y limos bioturbados. La leyenda se muestra en la Figura 2.3.

2.3.2.3 Facies Alprz: Areniscas con laminación paralela y rizaduras

La presencia de laminación paralela y rizaduras en estratos arenosos caracteriza a esta facies. Las areniscas son de grano fino a medio, en estratos que vaían de delgados a medios. Dentro de las laminaciones cruzadas se observan pequeños clastos flotados (Figura 2.4f). En la mayoría de los estratos predominan laminaciones paralelas, que pueden gradar a laminaciones cruzadas generadas por la migración de rizaduras de corriente. Esta secuencia de estructuras es similar a las que reporta BOUMA (1962) dentro de la secuencia turbidítica Tbc.

Esta facies aflora en los cañones Cortinas, La Huasteca, El Chorro, Santa Cruz y el Ejido Nogales donde sobreyace de forma concordante y rara vez erosiva a las facies **ArIp**, **Am**, **ArIp**, y subyace de manera concordante a la facies **Cgn**, **Ambio** y **LuArBio** (Figura 2.5).

Los estratos con laminación paralela y rizaduras representan el depósito de flujos episódicos de baja energía. La transición de laminaciones paralelas a rizaduras representa el aumento en las condiciones hidrodinámicas locales (p. ej., incremento de la turbulencia). Este proceso ha sido documentado en corrientes turbidíticas de baja densidad (p. ej., MIDDLETON 1966a, b; ALLEN 1971; STOW 1979; STOW y SHANMUNGAN 1980; McCAFFREY et al. 2001).

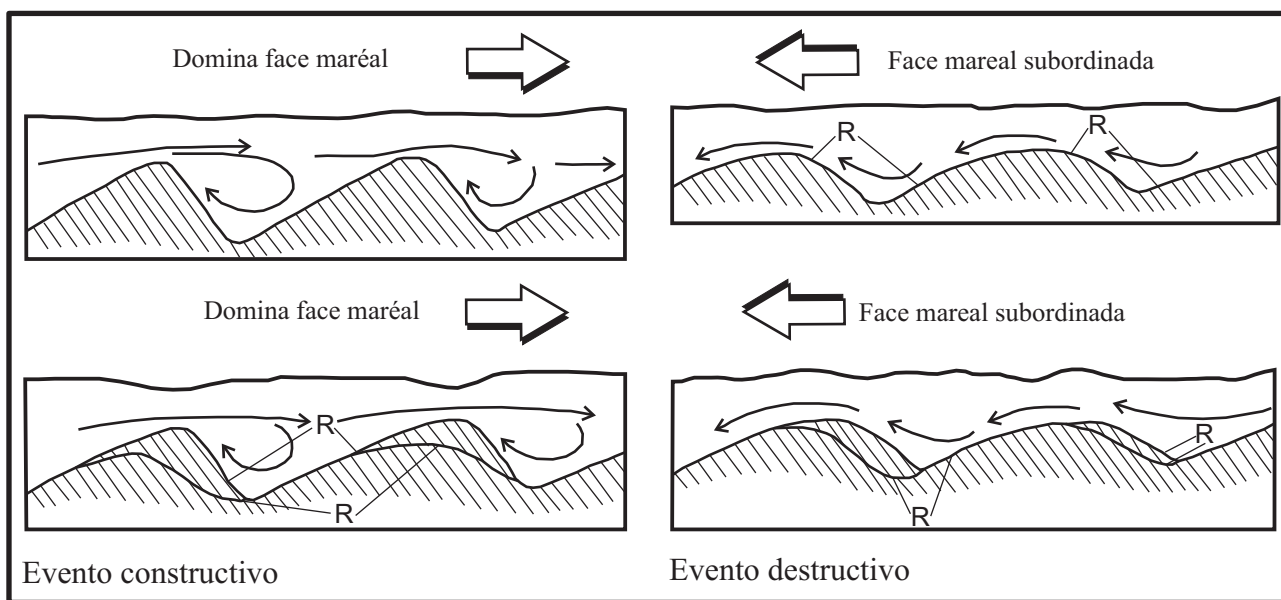


Fig.2. 6: Diagrama que ilustra los procesos de generación de las rizaduras mareales, superficies de reactivación y la presencia de lodos acoplados internos (Según WILLIS 2005).

2.3.2.4 Facies Aec: Areniscas con estratificación cruzada

La facies **Aec** presenta areniscas de grano fino a grueso en espesores que varían de delgados a gruesos. Los contactos son rectos y ocasionalmente erosivos. La estratificación cruzada de tipo planar y la de tipo tangencial que se presenta en pequeña y gran escala caracteriza a esta facies. La estratificación cruzada de tipo planar está constituida por areniscas que varían de finas a gruesas, con gravas atrapadas dentro de los *foreset*. La estratificación cruzada de tipo tangencial se caracteriza por presentar juegos de *foreset* de pequeña a mediana escala. Dentro de esta facies es común encontrar los icnofósiles de *Skolithos sp.*, *Rhizocorallium sp.*, *Planolites sp.*, *Thalassinoides sp.*, y *Diplocaterium sp.*. Esta facies aflora en los cañones La Huasteca, El Chorro, Picachos y Santa Cruz, donde sobreyace a las facies **Alp**, **Ambio**, **Liloes**, **Aef**, **LuArrz**, e infrayace a las facies **Cgm**, **AecHk-Sw**, **Alp**, **Am**, **LuArrz** (Figuras 2.4a, b, d y f).

La estratificación cruzada es el resultado de la migración de rizaduras, megarizaduras o dunas en dos o tres dimensiones con línea de cresta recta o sinuosa. Debido a que las dunas pueden ocurrir en muchos ambientes sedimentarios, la interpretación ambiental depende de las facies con las que éstas se encuentren asociadas. Sin embargo, la presencia de lodos acoplados evidencia una influencia o un origen maréal [cf. IMBRIE y BUCHANANI 1965; VISSER 1980; ALLEN y HOMEWOOD 1984, KRESIA y MOIOLA 1986; BHATTACHARYA y WILLIS 2001; SWIFT y THORNE 1991; DE VRIES 1998; **Figura 2.6**].

2.3.2.5 Facies Aec-la: Areniscas con estratificación cruzada con lodos acoplados

La facies **Aec-la** presenta una granulometría variable de arenas gruesas a finas, con espesores delgados a medios. Los contactos son generalmente rectos y ocasionalmente erosivos. La estratificación cruzada de tipo planar y tangencial caracteriza a esta facies y se presenta en *sets* de 10 a 20 cm. Esta facies es muy parecida a la facies **Aec**, con la diferencia que ésta muestra lodos acoplados simples y dobles dentro de la face Lee de rizaduras o megarizaduras, como también un índice de bioturbación de BI 1. Los icnogéneros que caracterizan a la facies **Aec-la** son *Skolithos sp.*, *Ophiomorpha sp.*, y *Paleophycus sp.*, mostrando trazas medianas, características de organismos que se alimentan del depósito, de la suspensión y escasos carnívoros. Esta facies aflora principalmente en el área de Santa Cruz, donde sobreyace de manera concordante a las facies **Aec** y **Alp** y subyace de manera concordante a la facies **Am** y **ArIp**.

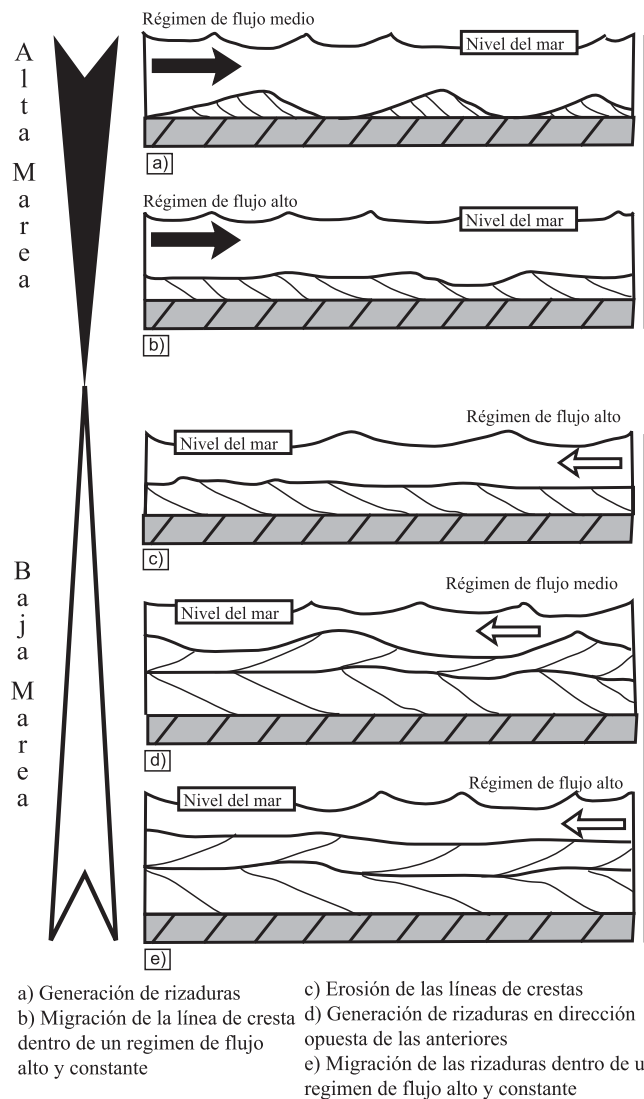


Fig.2. 7: Mecanismos de generación y preservación de rizaduras o dunas bipolares y lodos acoplados dobles y simples relacionados con procesos mareales.

La estratificación cruzada es el resultado de la migración en dos o tres dimensiones de rizaduras, megarizaduras o dunas con línea de cresta recta o sinuosa. Debido a que las dunas pueden ocurrir en muchos ambientes sedimentarios, la interpretación ambiental depende de las facies con las que éstas se encuentren asociadas. Sin embargo, la presencia de lodos acoplados y el contenido icnofaunístico evidencian influencia de procesos ligados con periodos de altas y bajas mareas (*cf.*, VISSER 1980; ALLEN y HOMEWOOD 1984, KRESIA y MOIOLA 1986; OERTEL et al. 1991; NOMBELA et al. 1995; VAN DER SPEK 1995; DE VRIES 1998; **Figura 2.7**). La suite icnofaunística corresponde a la icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*.

2.3.2.6 Facies Alp: Areniscas con laminación paralela

La facies **Alp** presenta una granulometría de arenas muy gruesas a gruesas. El espesor de los estratos es delgado a grueso, con geometrías tabulares y ocasionalmente acunadas. Las laminaciones paralelas caracterizan a la facies **Alp**, como también la presencia de los icnofósiles *Macaronichnus sp.*, *Skolithos sp.*, y *Chondrites sp.* Esta facies aflora en todas las áreas de estudio, donde sobreyace a las facies **Cgn**, **Cgm**, **Aec**, **Agn**, **Am**, **Ar-riz**, **LuArBio**, **Liloes**, y subyace a las facies **Am**, **Arec**, **Arlprz** y **LuArBio**.

Las laminaciones paralelas son el producto de la separación de los granos como consecuencia de la diferencia de densidades dentro de un régimen de flujo superior (*cf.*, CHEEL 1984; CHEEL y MIDDLETON 1985; PAOLA et al. 1989). La concentración de los minerales pesados, (óxidos), es un indicador de este proceso, evidenciando el depósito en áreas cercanas a la costa (*cf.*, REINECK y SINGH 1980).

2.3.2.7 Facies Amb: Areniscas masivas con bioturbación penetrativa

La facies **Amb** presenta areniscas de grano grueso a fino. El espesor de los estratos varía de medios a gruesos, principalmente tabulares y ocasionalmente acunados. Esta facies muestra el contenido icnofaunístico más amplio de todas las facies documentadas: *Diplocaterion sp.*, *Macaronichus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Rhizocorallium sp.*, *Skolithos sp.*, *Paleophycus sp.*, *Planolites sp.*, *Ophiomorpha sp.*, *Arenicolites sp.*, *Phycosiphon sp.*, y *Chondrites sp.* (**Figuras 2.8a-f**) distribuidos en todas las partes de los estratos. Esta facies aflora en todas las áreas de estudio, mostrando índices de bioturbación de BI 1 hasta BI 5 en el Cañón Cortinas. La facies **Amb** sobreyace de manera concordante y ocasionalmente erosiva a las facies **Cgn**, **Arec**, **Agnlp**, **Alrz**, **Alp**, **Amb**, **LuArBio**, **Lu-Arlp**, y subyace concordantemente a la facies **Cgn**, **LuArrz**, **Arec**, **Agn**, **Arfla**, **Liloes** y **Aef**.

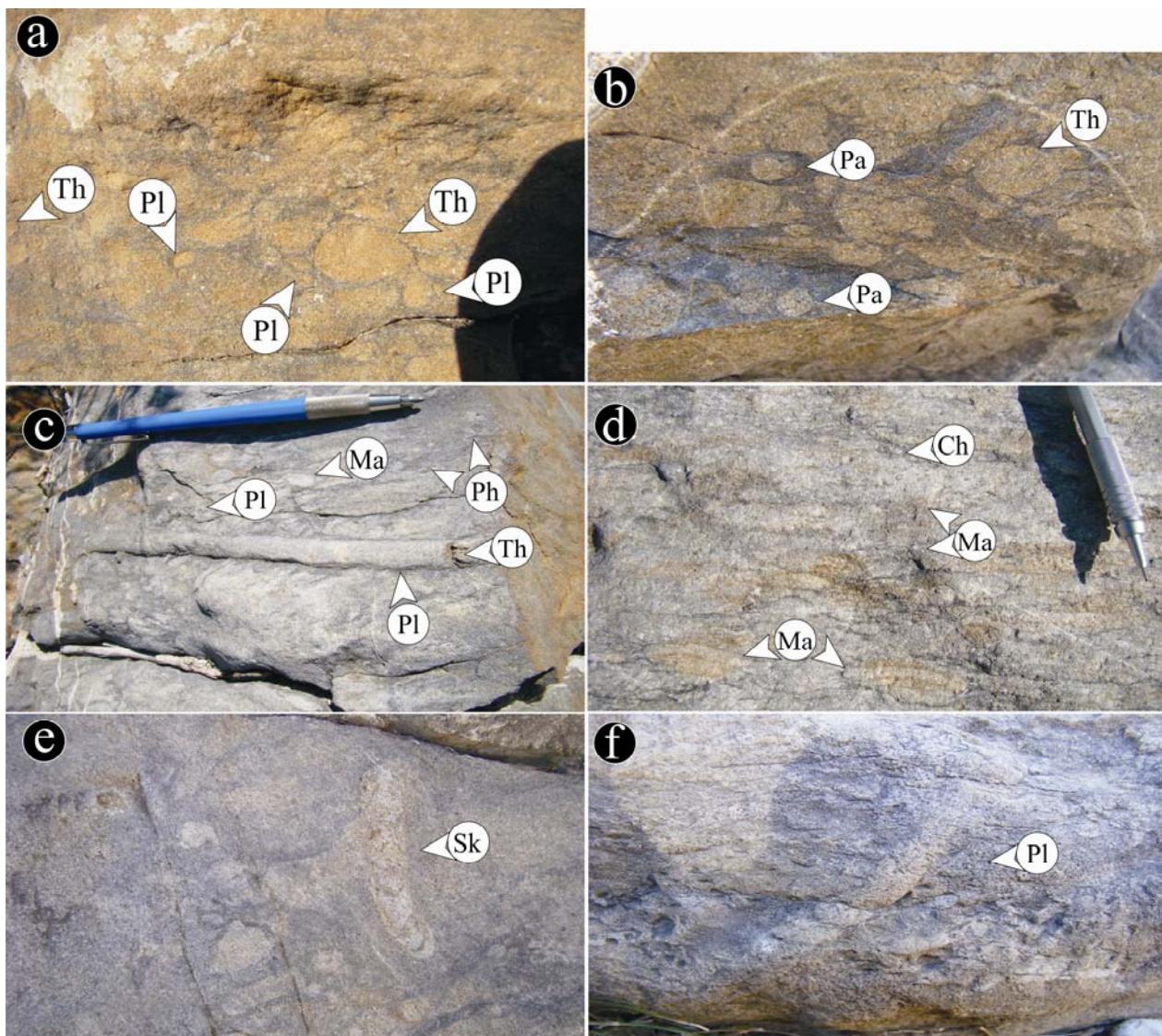


Fig.2. 8: Fotografías de la facies de areniscas masivas con bioturbación penetrativa. (a) areniscas masivas con trazas de *Th*= *Thallasinoides* y *Planolites* “Pl”; (b) areniscas masivas con *Paleophycus* “Pa”, *Thallasinoides* “Th”, y *Ophiomorpha* “Op”; (c) areniscas masivas con trazas de *Macaronichnus* “Ma”, *Planolites* “Pl”, *Phylodictyon* “Ph”; (d) areniscas masivas con *Chondrites* “Ch”, *Macaronichnus* “Ma”, y *Thallasinoides* “Th”; (e) areniscas masivas con *Skolithos* “Sk”; y (f) areniscas masivas con *Planolites* “Pl”.

En algunos afloramientos la facies de areniscas masivas presenta clastos flotados de lutitas o sideritas.

La ausencia de estructuras sedimentarias, representa el depósito rápido del sedimento, sin la formación de estructuras sedimentarias por la falta de equilibrio en la fase tracción durante el depósito (BLATT et al. 1972; REINECK y SINGH 1980, ALLEN 1982; RICCI-LUCCHI 1995). La presencia de clastos flotados indica el depósito rápido-erosivo y fuertes corrientes, especialmente si éstos se encuentran en la base de una secuencia que se adelgaza hacia la cima. Otra manera alternativa de

interpretar la ausencia de estructuras sedimentarias es la posible remobilización del sedimento generada por animales o plantas. En este caso, las areniscas masivas altamente bioturbadas que presenta la Formación La Casita pueden deberse a organismos de los icnogéneros *Macaronichus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Rhizocorallium s.*, *Skolithos sp.*, *Paleophycus sp.*, *Planolites sp.*, y *Chondrites sp.*, que representan a la Icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*.

2.3.2.8 Facies Aef: Areniscas con estratificación tipo flaser

La estratificación tipo *flaser* caracteriza a la facies **Aef**. El tamaño de grano de las arenas medias a muy finos. La estratificación de muy delgada a delgada. Esta facies aflora en los cañones Santa Cruz, Picachos, Nogales, El Chorro y en menor grado en el Cañón La Huasteca, donde sobreyace a las facies **Cgn, Am, Lilos**, y **Lg**, y subyace a las facies **Cgm, Arlp, Lg, Lilos** (Figura 2.3).

La estratificación tipo *flaser* evidencia el depósito de los sedimentos finos que se encuentran en suspensión dentro de zonas de depósito de rizaduras generadas por corrientes mareales. Los procesos de altas mareas son los encargados de transportar el sedimento fino en suspensión y los procesos de bajas mareas los encargados de depositarlos (p. ej., REINECK y SINGH 1980, LEEDER 1982; RICCI-LUCCHI 1995).

2.3.3 CLASE 3: LIMOS BIOTURBADOS Y ARENISCAS LODOSAS

2.3.3.1 Facies LuArBio: Lutitas-areniscas altamente bioturbadas

La facies **LuArBio** consta de intercalaciones de lutitas (~85%) y areniscas (~45%). Esta facies es gradacional con la facies **Liloes** pero está mucho más bioturbada. El espesor de los estratos arenosos varía de delgado a muy grueso. Aproximadamente ~45% de la roca está modificada por los fósiles traza que incluyen los icnofósiles de *Planolites sp.*, *Teichichnus sp.*, *Rhizocorallium sp.*, *Ophiomorpha sp.*, y *Diplocaterium sp.* (Bl 4; Figuras 2.9a-d). Raras estructuras de *Synaerensis cracks* ocurren en algunos afloramientos. Esta facies aflora en el Cañón La Huasteca y en Cañón Cortinas, abundante en el Cañón Cortinas, donde sobreyace a las facies **Cgm, Am, Lg, Liloes**, y subyace a las facies **Cgm, Arlp, Liloes** y **Lg**.

La suite de fósiles traza permite interpretar a la facies **LuArBio** como parte de la Icnofacies de *Cruziana*, que ha sido documentada en ambientes sublitorales con circulación de agua salobre, esto se comprueba por la presencia de las *synerensis cracks* que evidencian cambios en las fluctuaciones salinas (FREY y PEMBERTON 1984; BEYNON et al. 1988; BATTACHARYA y WALKER 1992).

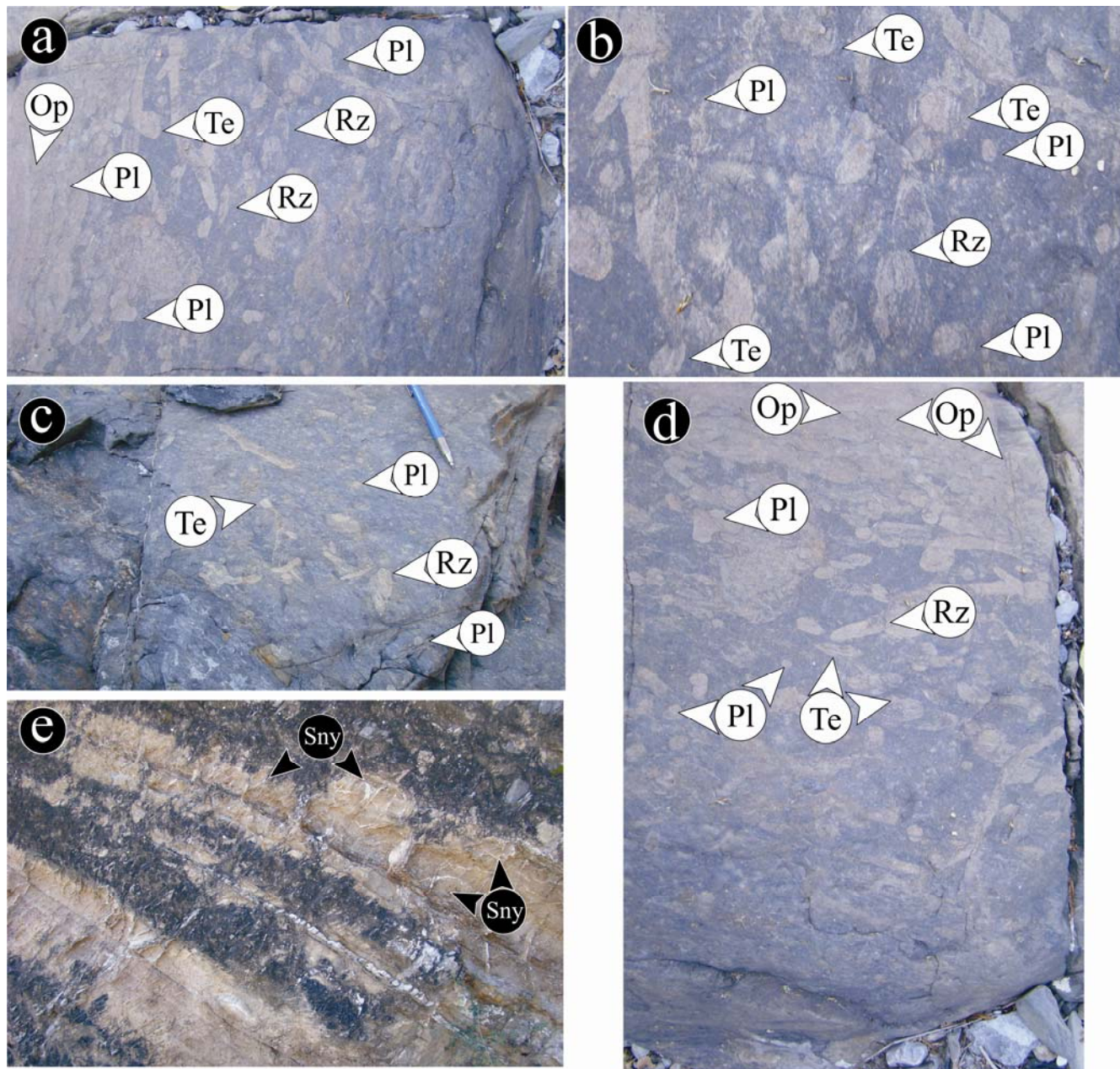


Fig.2. 9: Fotografías de la Clase de Facies Lodosas: (a), (b), (c) y (d) facies LuArBio, Th= *Thalassinoides*, Pl=*Planolites*, Op=*Ophiomorpha*, Rz= *Rhizocorallium*, Te= *Teichichnus* (e) Facies Lilos, Sny= *Synerensis cracks*.

2.3.4 CLASE 4: INTERCALACIÓN DE LIMOLITAS, LUTITAS Y ARENISCAS

2.3.4.1 Facies Liloes: Limolitas y Lutitas estratificadas

Esta facies se caracteriza por intercalaciones de lutitas y limonitas de color gris oscuro, con abundantes lodos o areniscas de grano muy fino con gradación normal. Los estratos arenosos

presentan una base moderadamente erosiva con estratos delgados a muy delgados. La proporción de lodos es de 90% mientras que el de areniscas es <10%. Los lodos contienen fauna Calpionelidos y Amonites y raras *synaerensis cracks* (**Figura 2.9e**).

La ausencia de la bioturbación y la presencia de *synaerensis cracks*, indican un depósito relativamente rápido, mientras que los estratos gradados evidencian el emplazamiento por flujos de masas por gravedad de poca energía sobre el nivel de oleaje.

2.3.4.2 Facies LuArrz: Lutitas y Areniscas con rizaduras

La facies **LuArrz** muestra intercalaciones de lutitas (~60%) y areniscas (~40%). En los estratos arenosos, el tamaño de grano varía de arenas medias a finas, en estratos delgados a muy delgados. Las areniscas de la facies **LuArrz** exhiben estratificación lenticular y *flaser*. La estratificación lenticular se muestra de forma aislada a conectada, en tanto que la estratificación *flaser* se presenta muy desarrollada. La suite de fósiles trazas la constituyen los icnogéneros de *Planolites sp.*, *Technonicus sp.*, *Chondites sp.*, *Skolithos sp.*, y *Ophiomorpha sp.*, que presentan estructuras medianas, generadas por organismos que se alimentan de material en suspensión y depósitos (**Figuras 2.10a y b**). Esta facies aflora en las área de los cañones El Chorro, Santa Cruz, La Huasteca y Nogales, donde sobreyace de manera concordante a las facies **Cgn, Agn, Agnlp, Alp** y subyace erosiva y concordantemente a las facies **Cgn, Cm, Aec, Aec-la** y **liloes**. La estratificación lenticular representa migración de rizaduras que se encuentran asociadas a períodos de baja y alta marea. Dichos procesos mareales generan regresión del flujo y erosión de partículas finas. La estratificación *flaser* representa el depósito dentro de los valles o zonas de depósito de las rizaduras de partículas del tamaño de los lodos, generados por la erosión que producen corrientes mareales (*cf.* DE VRIES 1970; REINECK y SINGH 1980; LEEDER 1982; RICCI-LUCCHI 1995; BOGGS 2006). La suite de icnofósiles está compuesta por organismos que se alimentan del material en suspensión y depósitos con alta capacidad de adaptación, siendo característicos de la Icnofacies de Cruziana.

2.3.4.3 Facies Lilorz: Lutitas con rizaduras

Esta facies consiste en lutitas de color gris oscuro altamente carbonosas, con estratos muy delgados de areniscas de grano muy fino que gradan a limos generando contactos erosivos (**Figuras 2.10c y d**). Los estratos arenosos muestran ocasionalmente pequeñas rizaduras de corriente y oleaje con morfología simétrica, dando una apariencia de estratificación lenticular (**Figura 2.10c**). Estructuras de *synaerensis cracks* están presentes de manera esporádica con escasos nódulos de siderita dentro de los estratos (**Figura 2.10c**). Los icnofósiles dentro de esta facies son: *Planolites sp.*, *Chondrites sp.*, *Teichichnus sp.*, y *Zoophycus sp.* (**Figuras 2.10c y d**).

Los límites abruptos de los estratos de areniscas sugieren que fueron depositadas de manera episódica dentro de ambientes que recibieron lodos ricos en materia orgánica. La abundancia de *synaerensis craks* evidencia períodos de cambios entre el agua salada y agua salobre (BURST 1965; BATTACHARYA y WALKER 1992). La presencia de icnofauna marina y rizaduras simétricas evidencian que fueron depositadas dentro de ambientes marino marginales relativamente profundos sobre el nivel del oleaje.

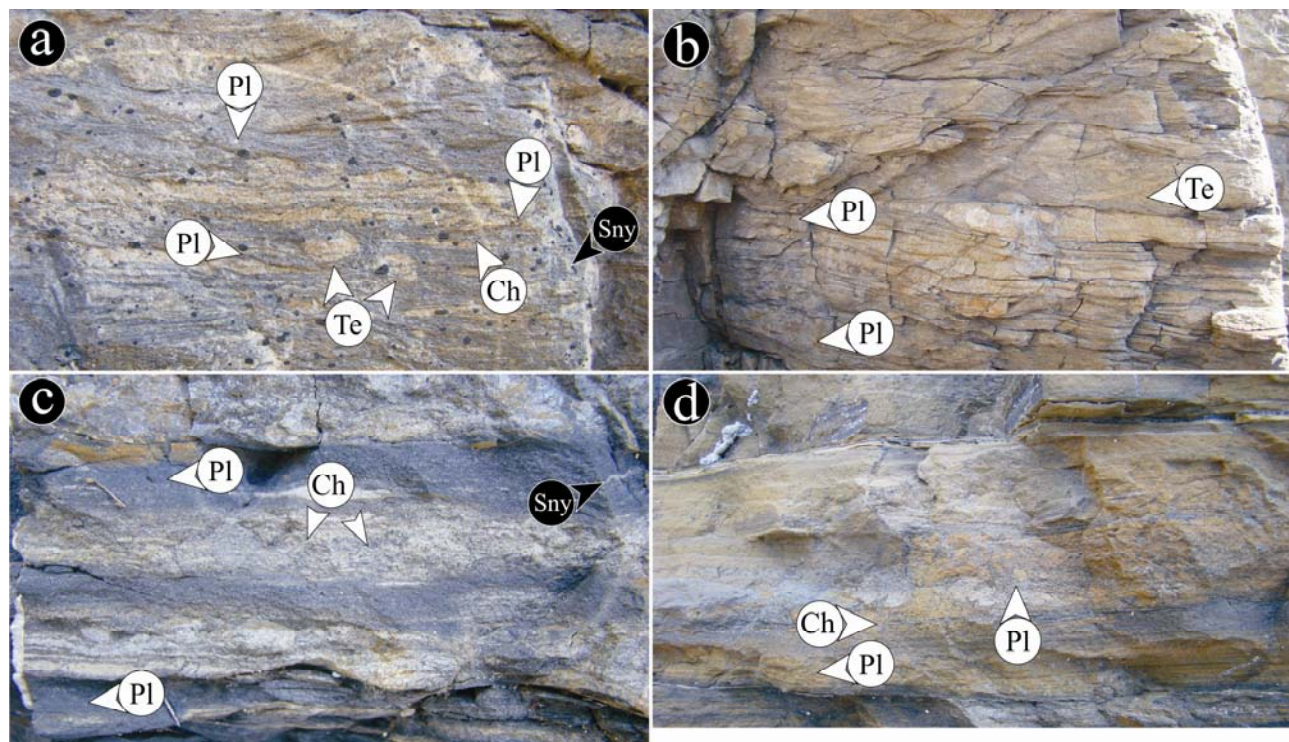


Fig.2. 10: (a) y (b) Fotografías de las facies LuArrz, Pl= *Planolites*, Te= *Teichichnus*, Ch= *Chondrites*, Op= *Ophiomorpha*, Sy= *Synerensis craks*. (c) y (d) fotografías de las facies Lilorz, Pl= *Planolites*, Ch= *Chondrites*, Sny= *Synerensis craks*.

2.3.5 CLASE 5: LAG

2.3.5.1 Facies Lg: Lag= Concentración de conchas

Esta facies comprende *lags* constituidos por estratos de areniscas ricas en fragmentos fósiles altamente retrabajados. La estratificación es delgada mostrando contactos altamente erosivos (Figura 2.2d). La facies **Lg** aflora en todo el Anticlinal de los Muertos dentro de los cañones Cortinas, La Huasteca y Nogales.

Esta facies fue interpretada como la posible transición de facies de lutitas marinas de plataforma a depósitos marinos marginales de grano grueso, sugiriendo un evento transgresivo.

2.4 ASOCIACIÓN DE FACIES

El análisis de facies, el contenido icnofaunístico y el análisis de la cadena de Markov permitieron documentar las sucesiones de facies, las cuales están representadas en 10 asociaciones de facies y diversos sub-ambientes sedimentarios dentro de una línea de costa deltaica desarrollada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en la Fosa de Monterrey.

2.4.1 ASOCIACIÓN DE FACIES 1: ARENISCAS COSTERAS

La **AF1** está constituida por las facies **Am** y **Alp**, la cual muestra: **(1)** secuencias amalgamadas; **(2)** espesores no mayores a los cuatro metros; **(3)** alta concentración de minerales pesados (óxidos) dentro de las laminaciones paralelas; **(4)** ocasionalmente exhibe laminaciones onduladas; **(5)** estratos arenosos generalmente amalgamados; **(6)** fósiles trazas están relacionados con organismos que comen del depósito y carnívoros de los icnogéneros de *Diplocaterium sp.*, *Thalassinoides sp.*, y *Skolithos sp.*, con escasas trazas de *Chondrites sp.*, y *Planolites sp.*, y **(7)** sobreyace de manera transicional y erosiva a la **AF 9**.

2.4.1.1 Interpretación

Las secuencias amalgamadas, la alta concentración de óxidos en los límites de las laminaciones paralelas y las laminaciones paralelas, evidencian ambientes altamente oxidantes como las costas. Además, la presencia de los icnogéneros *Diplocaterium sp.*, *Thalassinoides sp.*, y *Skolithos sp.*, corresponden a la expresión atípica de la Icnofacies de *Skolithos sp.*, y la relación estratigráfica con los depósitos de alta concentración de conchas (lag) transgresivos es característica de ambientes litorales y sub-litorales (DE BOER 1998).

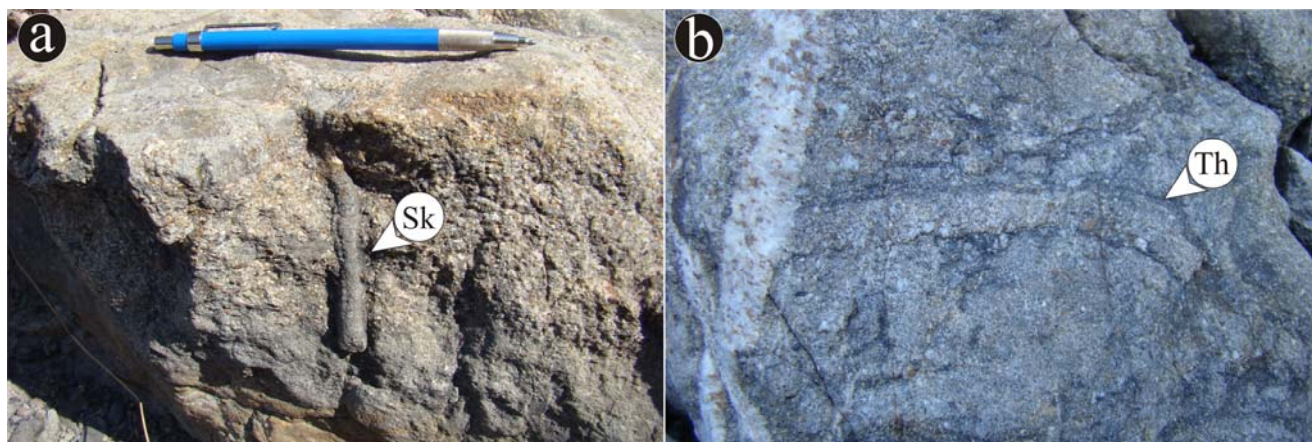


Fig.2. 11: Fotografías de los icnofósiles presentes en la asociación de facies 2: (a) *Skolithos* "Sk" y (b) *Thalassinoides* "Th".

2.4.2 ASOCIACIÓN DE FACIES 2: CANALES DISTRIBUTARIOS Y CUBIERTA DE CANAL

Está constituida por las facies **Cgn**, **Cm** y **Cecr**, caracterizada por mostrar: **(1)** secuencias que se adelgazan hacia la cima en paquetes de ~1.5 metros, exhibiendo tamaños de grano variables entre guijas medias hasta areniscas gruesas; **(2)** contactos inferiores altamente erosivos en cada ciclo; **(3)** espesor de las secuencias y tamaño de grano disminuye de este a oeste. Los estratos conglomeráticos exhiben gradación normal y escasa gradación inversa, estratificación cruzada de tipo recta y por lo común con estratificación cruzada de tipo tangencial; **(4)** icnofauna escasa con índices de bioturbación de BI 0-1, principalmente de los icnogéneros *Macaronichnus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Skolithos sp.*, y *Phycosiphon sp.*, mostrando texturas de organismos que se alimentan del depósito (**Figura 2.11**); y **(5)** secuencias de grano fino, caracterizadas por;

(i) intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino-medio; **(ii)** estratos arenosos que exhiben laminaciones paralelas, rizaduras asimétricas de corriente y escasas laminaciones cruzadas generadas por la migración de las rizaduras; y **(iii)** muestran índices de bioturbación más elevados que los estratos conglomeráticos (BI 1) representados por los icnogéneros descritos previamente; y **(6)** afloran en los cañones de Cortinas, La Huasteca, Nogales, Picachos, El Chorro y Santa Cruz (**Figuras 2.12 y 2.14**).

	A	B	C	D	E	G
A	0.14285714	0.28571429	0.14285714	0.14285714	0.28571429	0
B	0	0.8	0.06666667	0	0.13333333	0
C	0.01515152	0	0.45454545	0.21212121	0.31818182	0
D	0.01724138	0	0	0.03448276	0.94827586	0
E	0.04301075	0.03225806	0.25806452	0.5483871	0.11827957	0
G	0	0	0	0	0.33333333	0.66666667

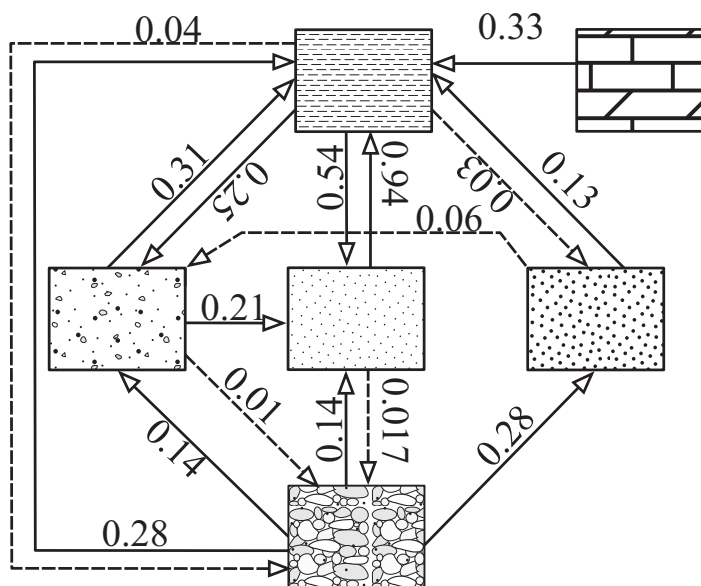


Fig.2. 12: Figura superior muestra la matriz de transición del tamaño de grano del perfil medido en el Cañón La Huasteca. Figura inferior muestra la representación gráfica de los resultados de la matriz de transición. A= conglomerados, B= areniscas de grano grueso; C= areniscas de grano medio; D= areniscas de grano fino; E= lutitas; y G= calizas.

2.4.2.1 Interpretación

La **AF 2** se ha interpretado como depósitos de canales distributarios y depósitos de cubierta de canal, como lo indican: **(1)** la secuencias del tipo estrato y grano decrecientes que representan el depósito y abandono de canales distributarios en condiciones de alta energía, posiblemente

períodos de altas venidas fluviales seguidos por su relleno paulatino (**Figura 2.12**); **(2)** la frecuencia de los ciclos de los canales marca la periodicidad de su reactivación, migración y avulsión; **(3)** el análisis del tamaño de grano empleando el método estadístico de la cadena de Markov muestra que las facies conglomeráticas tienen una mayor dependencia con las secuencias lutíticas, confirmando la interpretación de las secuencias del tipo estrato y grano-decrecientes (**Figura 2.12**); **(4)** la escasa abundancia de fósiles trazas de los icnogéneros *Macaronichnus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Phycosiphon sp.*, y *Skolithos sp.*, evidencia condiciones estresantes durante el depósito, donde prevalecieron los organismos que se alimentaban de la suspensión, el depósito y carnívoros. Esta suite representa a la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión proximal y *Skolithos* en su expresión distal; **(5)** la ocurrencia de los estratos con estratificación cruzada de tipo recta representan posiblemente el depósito, migración y acreción de barras de gravas; y **(6)** la presencia de esta asociación de facies, respecto a los depósitos del frente deltaico, *shoreface* o montes de barras distributarias, puede representar **(i)** caídas relativas del nivel del mar; **(ii)** generación de canales distributarios y surcos (**Figura 2.13**); **(iii)** el desarrollo de pliegues sin-sedimentarios derivados del frente deltaico; o **(iv)** la combinación de todos estos procesos.

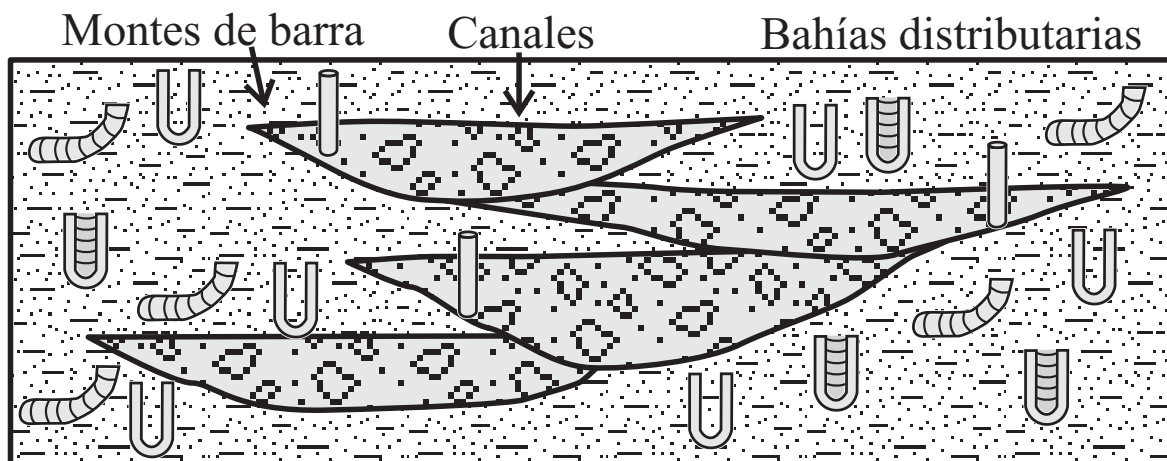


Fig.2. 13: Sección transversal a canales distributarios, bahías distributarias y montes de barra. La leyenda se muestra en la Figura 2.3.

2.4.3 ASOCIACIÓN DE FACIES 3: *SHOREFACE* DOMINADA/ INFLUENCIADA POR OLEAJE Y MAREAS

Las características litológicas e icnológicas de la asociación de facies 3 comprende 4 facies que de acuerdo con la terminología de VAN WAGONER et al. (1990) y HAMPSON (2000) son: **(i)** *shoreface* inferior distal; **(ii)** *shoreface* inferior proximal; **(iii)** *shoreface* superior; y **(iv)** *foreshore* o "playa". Los depósitos distales del *shoreface* inferior son heterolíticos, consistiendo en alternancias rítmicas no-amalgamadas de intercalaciones de areniscas de grano fino a muy fino, lutitas y limolitas, en

estratos muy delgados a delgados (Figura 2.14), siendo común o raro observar estratificación cruzada de tipo *Hummocky* o *Swaley*, laminaciones paralelas y cruzadas generadas por migración de rizaduras de oleaje (Figuras 2.3 y 2.4d). Los depósitos del *shoreface* inferiores proximales, están compuestos por areniscas de grano fino-medio amalgamadas, mostrando por lo común una apariencia abrupta, debido a la esporádica bioturbación asociada con depósitos de tempestitas.

La AF 3 exhibe características similares a los que han sido documentados en otros ambientes de *shoreface* dominados/influenciados por oleaje por KOLB y SCHMIDT (1991), MACÉACHERN y PEMBERTON (1992), PEMBERTON et al. (1992), DAM y SURLYK (1993), PEMBERTON y MACÉACHERN (1997), GINGRAS et al. (1998); CATTANEO y STEEL (2003) y BAASKE (2005). La estructura más común dentro de los depósitos de

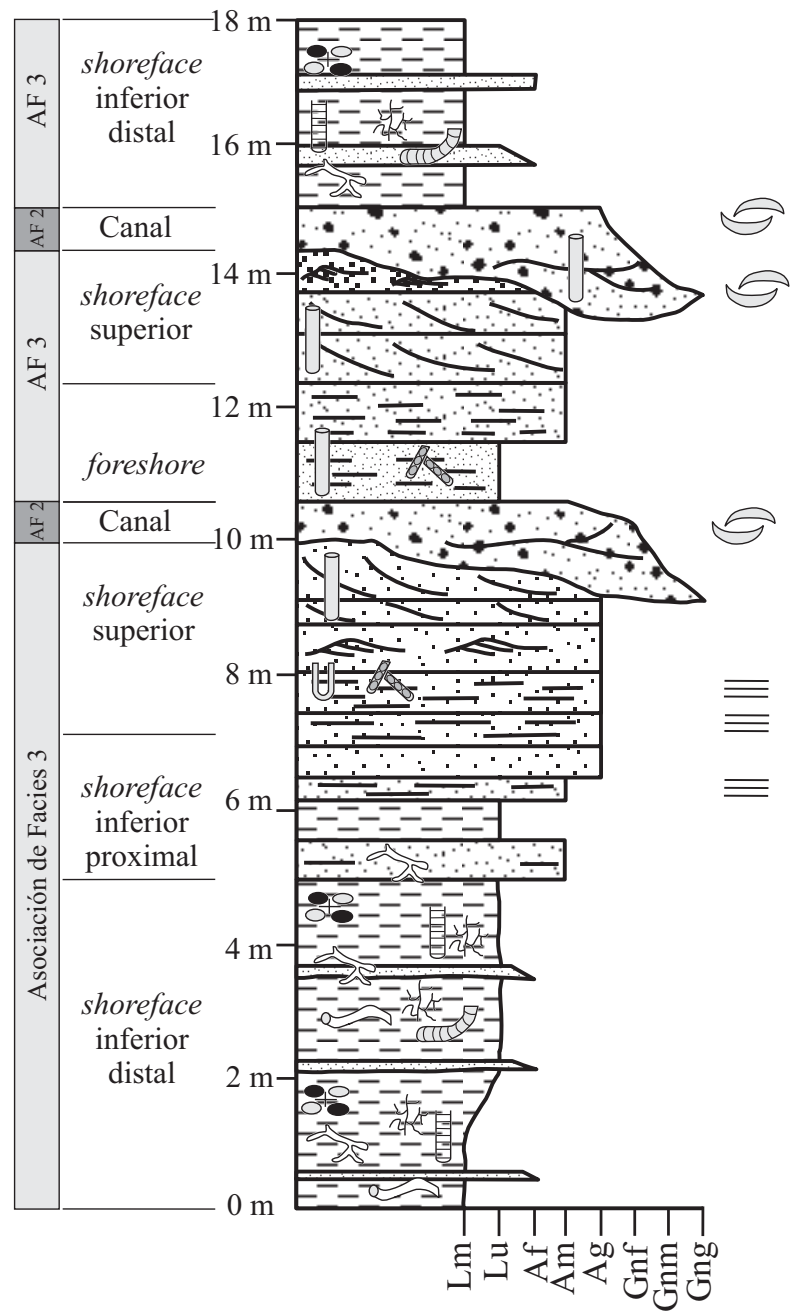


Fig.2. 14: Perfil sedimentológico medido en el Cañón La Huasteca, representativo de la asociación de facies 3 y 1.

shoreface inferior proximales es la estratificación con laminaciones paralelas con ocurrencia de estratificación cruzada de tipo *swaley* o *hummocky*. Los depósitos de *shoreface* inferiores progradan hacia la cima a depósitos de *shoreface* superior caracterizados por mostrar estratificación cruzada a escala de dunas (Figura 2.3). La transición de los depósitos de *shoreface* de inferior a superior se caracteriza por el claro incremento del tamaño de grano de areniscas muy finas-finas a areniscas medias-gruesas. Los surcos de erosión de pequeña escala en los estratos que contienen dunas, debieron ser perpendiculares a la paleo-línea de costa, indicando

probablemente depósitos de rizaduras de corriente [cf., McCUBBIN 1982; CLIFTON 2006]. Los depósitos de *foreshore* que cubren a los depósitos de *shoreface*, consisten en areniscas de grano fino-medio con laminaciones paralelas que buzcan hacia el depocentro [Figura 2.16].

La sucesión de los depósitos del *shoreface* muestran índices de bioturbación con trazas asignadas a la icnofacies arquetípica de *Cruziana* y *Skolithos*. Los depósitos del *shoreface* inferior distal se presentan más intensamente bioturbados con índices de BI 3-5, mostrando asociaciones de estructuras de depredadores y comedores del depósito, atribuidas a la Icnofacies de *Cruziana*. Las trazas típicas incluyen *Thalassinoides sp.*, *Chondrites sp.*, *Asterosoma sp.*, *Rhizocarallium sp.*, *Palaeophycus sp.*, y *Teichichnus sp.* (Figuras 2.8 y 2.14). Los depósitos del *shoreface* proximales muestran una disminución en el índice de bioturbación que va de BI 1 a BI 3. La mayoría de las unidades amalgamadas presentan un ligero escarpe en la parte inferior o son intensamente bioturbadas hacia la

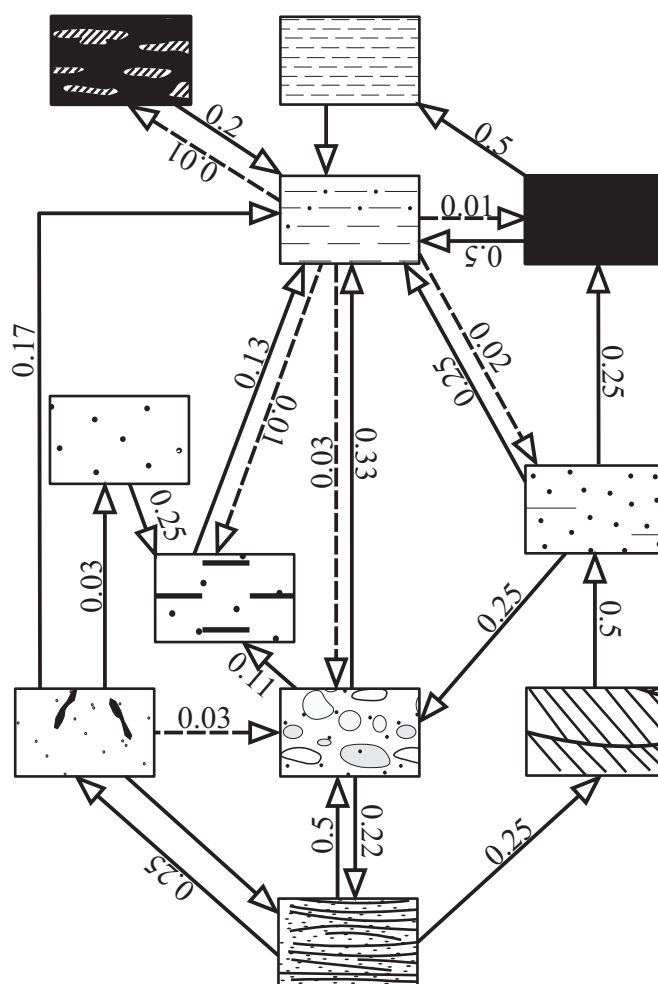


Fig.2. 15: Representación grafica de los resultados arrojados por la matriz de transición de frecuencias de análisis de Markov de las diferentes facies que comprenden al perfil del Cañón La Huasteca. Los códigos de las facies corresponden a las abreviaciones empleadas en el texto - Simbología en Apéndice 2.

cima, generando las estructuras denominadas como lámparas de luz. Los depósitos del *shoreface* superior y *foreshore* generalmente son no biturbados o con poca bioturbación de *Ophiomorpha sp.*, *Skolithos sp.*, y *Arenicolites sp.*, atribuidos posiblemente a la icnofacies de *Skolithos*.

2.4.3.1 Interpretación

La asociación de facies 3 es interpretada como depósitos de *shoreface* influenciados/dominados por oleaje/tormenta, basándose en las siguientes características: (i) secuencias de tipo grano creciente, marcando la transición de los depósitos de *shoreface* inferior distal a depósitos de

shoreface superior, cambiando lateral y verticalmente a secuencias que muestran ciclos grano decreciente de los depósitos de *shoreface* superior a playa o *foreshore* (Figura 2.14); (ii) la ocurrencia de estructuras que evidencian los procesos de oleaje/tormenta, como son; estratificación cruzada de *hummocky* o *Swaley*, rizaduras asimétricas generadas por oleaje y estratificación ondulada; y (iii) presencia de diversas suites de icnofósiles de las Icnofacies arquetípicas de *Cruziana* y *Skolithos* (Figura 2.17), evidenciando tiempo de poca sedimentación y aporte de nutrientes, así como oxígeno necesarios en las cercanías del fondo de la columna del agua, inducida por la mezcla del oleaje y la relativa estabilidad del sustrato. Estas características son típicas de muchas *shoreface* influenciadas/dominadas por oleaje como lo ha documentado HOWARD (1972), LIVERA (1989), POREBSKI y GRADZIŃSKI (1990), MACÉACHERN y PEMBERTON (1992), PEMBERTON et al. (1992), BHATTACHARYA (1993), GINGRAS et al. (1998), GINGRAS (1999), MANGANO y BUATOIS (2004), MCLLOY (2004), MACÉACHERN et al. (2008), HANSEN y MACÉACHERN (2008), LI et al. (2010).

Shoreface/Foreshore | Lagunas/Canales

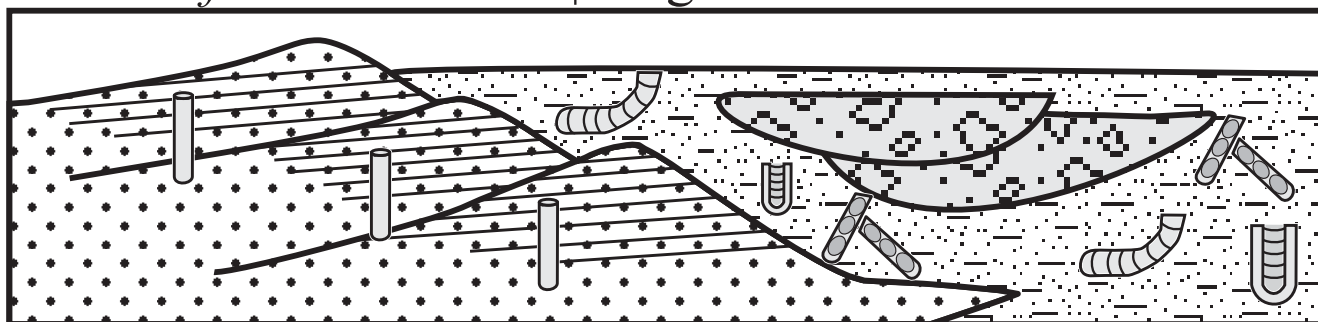


Fig.2. 16: Sección transversal que muestra la distribución de los depósitos de *shoreface/foreshore*, lagunas y canales distributarios. Simbología mostrada en la Figura 2.3.

La disminución en el índice de bioturbación de los depósitos del *shoreface* inferior hacia el *shoreface* superior y *foreshore* es interpretado como resultado de condiciones de alta energía en la playa, en la zona de *surf*, en donde persiste la agitación y erosión-lavado del oleaje. Las condiciones de alta energía en estos ambientes favorecen la no preservación de fósiles trazas. Todas las características de las facies documentadas aquí son muy similares a las que observan muchos autores dentro del Corredor Marino Cretácico como CLIFTON (1981), HOWARD y REINECK (1981), MCCUBBIN (1982), MIERAS et al. (1993), RYER y ANDERSON (2004), CLIFTON (2006); en las costa de Brasil por DOMÍNGUEZ y WANLESS (1991), y en Colorado por HADLEY y ELLIOTT (1993). Las secuencias del tipo grano y estrato-crecientes como la dependencia de la facies que componen a la asociación de facies 3, es corroborada por el análisis de la cadena de Markov tanto para el tamaño de grano

como para las diferentes facies (**Figura 2.15**). Los resultados del análisis de Markov para las diferentes facies que comprenden al Cañón La Huasteca, muestra la dependencia de las facies de areniscas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* o *swaley*, con las facies de areniscas con estratificación cruzadas, areniscas con laminaciones paralelas y areniscas masivas altamente bioturbadas (**Figura 2.15**). Como también la dependencia de esta facies con las facies de conglomerados con gradación normal (Canales distributarios; **Figura 2.16**).

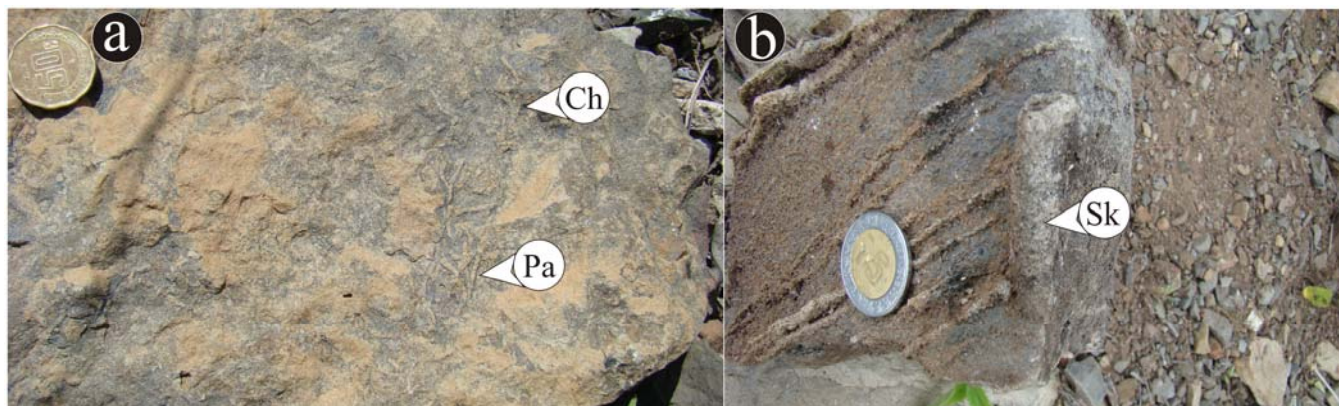


Fig.2. 17: Fotografías de los icnofósiles que caracterizan a la AF 3: (a) *Planolites* "Pa" y *Chondrites* "Ch" en los depósitos del *shoreface* superior; (b) *Skolithos* "Sk" dentro de los depósitos de *foreshore*.

2.4.4 ASOCIACIONES DE FACIES 4: MONTES DE BARRAS DISTRIBUTARIAS

La **AF 4** está compuesta por las facies **Am**, **Alp** y **Arec**, y se presenta en secuencias del tipo grano-creciente con espesores que van de 2 hasta los 15 metros. La presencia de escombros carbonosos es rara. Las estructuras biogénicas son escasas o ausentes (Bl 0-1). La **AF 5** exhibe contactos gradacionales o erosivos con las asociaciones de facies que sobreyace (**AF 2**).

2.4.4.1 Interpretación

La **AF 4** es interpretada como depósitos de montes de barras distributarias dentro de un delta influenciado por oleaje/fluvial (**Figuras 2.13 y 2.16**). La profundidad del agua en la que se acumularon los montes de barras probablemente no excedió los 20 metros. La predominancia de facies con laminaciones paralelas-onduladas y materia orgánica marcan el decaimiento total de la suspensión y la deposición de sedimentos derivados de plumas hipopicales efectuados como flujos expansivos en los montes distributarios propiciados por el cese paulatino de la corriente. Las secuencias de estrato y grano-decrecientes evidencian períodos de inundación. La estratificación cruzada de tipo recta indica migración de rizaduras asimétricas, aunado a los surcos de pequeña escala que marcan la erosión y el depósito por corrientes de tracción derivadas de los canales

distributarios. El abandono temporal de los montes de barra está representado por las intercalaciones de lutitas, limolitas con lodos entrampados. Los bajos índices de bioturbación marcan condiciones ambientales estresantes generadas por estos procesos.

2.4.5 ASOCIACIONES DE FACIES 5: BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS/LAGUNAS

La asociación de facies 5 está constituida por diversas facies de limos lodosos estratificados, lutitas y areniscas altamente bioturbadas y lutitas arenosas con rizaduras, en secuencias del tipo grano creciente-decreciente. La **AF 5** se restringe a los afloramientos de los cañones Cortinas, Nogales y La Huasteca, donde predominan las asociaciones de facies relacionadas con canales fluviales y depósitos de *shoreface/foreshore*. La **Figuras 2.13, 2.16 y 2.18** ilustran un ejemplo típico de la asociación de facies 5 en el área del Cañón Cortinas y Cañón La Huasteca, donde se observa que las facies fluviales pasan transicionalmente a depósitos heterolíticos de las facies lutitas arenosas con rizaduras. La suite icnofaunística muestra a los icnofósiles de

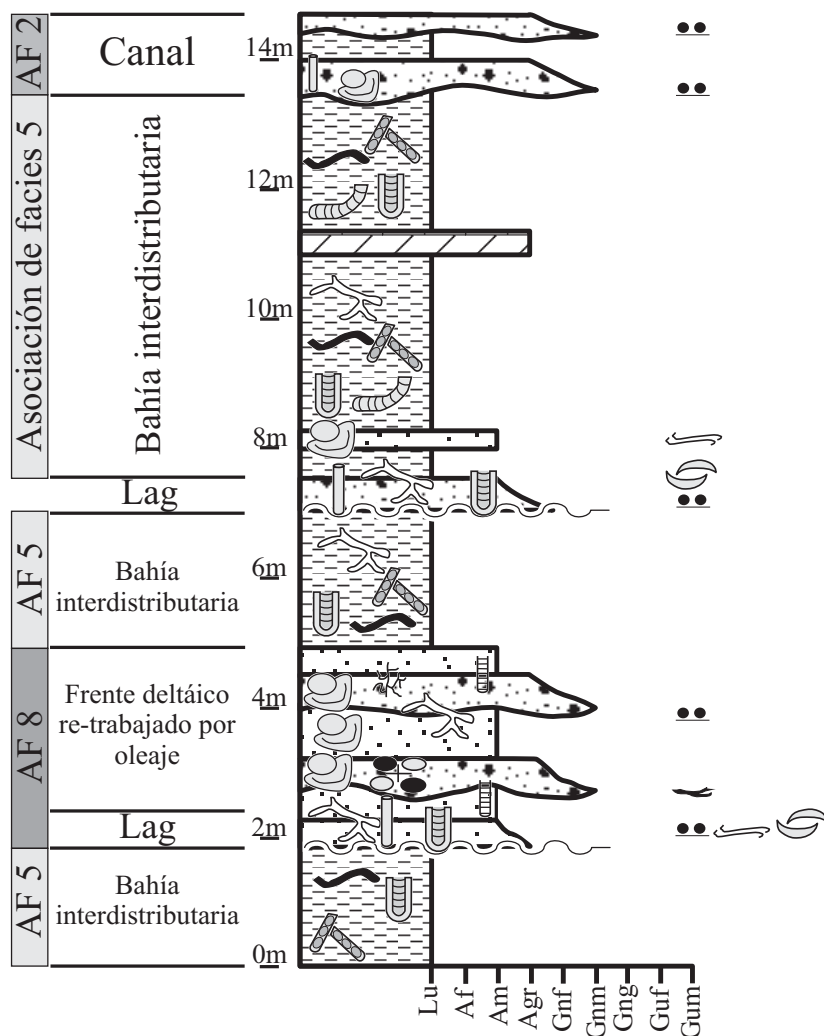


Fig.2. 18: Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 5, 8 y 2, medido en el Cañón Cortinas. La leyenda se muestra en la Figura 2.3.

Planolites sp., Chondrites sp., Rhizocorallium sp., Diplocaterium sp., con la ocurrencia de *synaeresis cracks*.

2.4.5.1 Interpretación

Las intercalaciones rítmicas de lutitas, limolitas y areniscas de las facies **Liloes, LuArrz y LuArBio,** con índices de bioturbación de BI 3–5, dentro de secuencias del tipo grano-estrato decrecientes,

indican condiciones de sedimentación de baja energía en ambientes marinos someros. Las *sineresis cracks* marcan el predominio del aporte de fuente fluvial con recurrentes fluctuaciones salinas. Las concentraciones de ostras y la icnofauna son típicas de la Icnofacies de *Cruziana*, generada por organismos comedores en suspensión que son característicos de ambientes salubres de baja energía, como puede ser una bahía o laguna dentro de la planicie deltaica inferior. El ambiente deposicional de esta asociación de facies depende de la asociación de facies, a la cual sobreyace o subyace.

Por ejemplo, en el Cañón Cortinas sobreyace a la **AF 1** representando a los depósitos de bahías interdistributarias dentro de la planicie deltaica inferior ocurrida durante los eventos de altas mareas. En tanto, que en el Cañón La Huasteca, la **AF 6** sobreyace a los depósitos de la **AF 3** documentados como depósitos de barras, representando en este caso a depósitos de laguna (Figura 2.16).

Las dependencias de las facies que comprenden a la asociación de facies 5, como el soporte de secuencias del tipo grano y estrato-crecientes es comprobada por el análisis de la Cadena de Markov, tanto del tamaño de grano como de las facies que lo comprenden. El

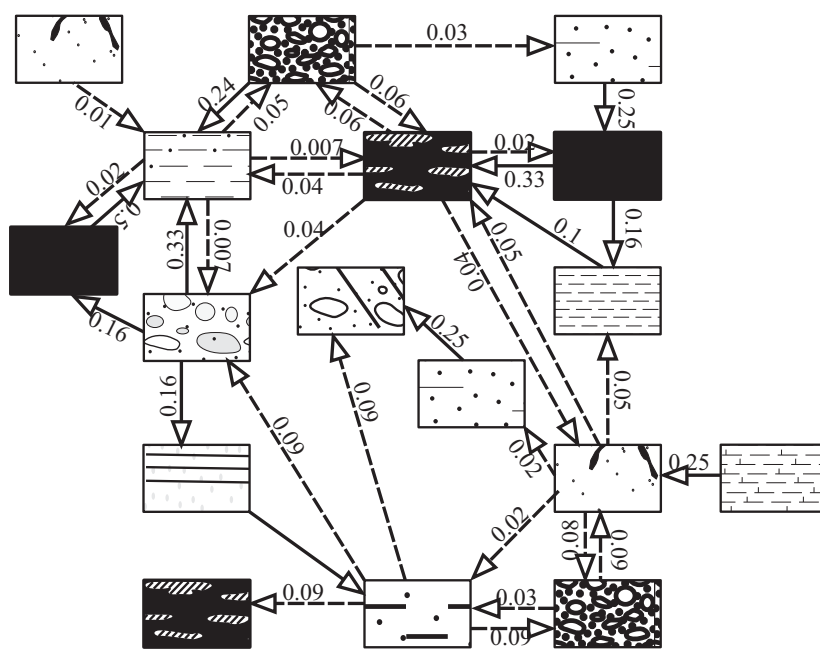


Fig.2. 19: Representación grafica de los resultados arrojados por la matriz de transición de frecuencias de análisis de Markov de las diferentes facies que comprenden al perfil del Cañón Cortinas. Los códigos de las facies corresponden a las abreviaciones empleadas en el texto. Simbología en Apéndice 2

análisis marca la alta dependencia de las facies de lutitas y con las facies de areniscas bioturbadas, depósitos heterolíticos, areniscas con estratificación lenticular, areniscas con laminaciones paralelas, con las facies de conglomerados masivos, y en menor grado con los depósitos del **Lag.** (Figura 2.19).

2.4.6 ASOCIACIONES DE FACIES 6: FRENTE DELTAICO INFLUENCIADO POR MAREAS

La **AF 6** muestra secuencias de intercalaciones de lutitas y areniscas del tipo grano y estrato-crecientes. Los estratos arenosos van de grano fino-grueso, exhibiendo estratificación cruzada polar y bipolar con lodos acoplados dobles o simples, estratificación lenticular y *flaser*. El índice de

bioturbación va de BI 1–2. Ocasionalmente, es común observar superficies de reactivación en los límites de los *sets* de estratificación cruzada, como también partículas del tamaño de gránulos fino en las zonas frontales, y lodos entrampados dentro de los límites de estratos arenosos (Figura 2.20). La secuencias conformadas por intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino–medio, muestra estratificación de tipo *flaser*, con una mayor diversidad y más alto índice de bioturbación (BI 1–2). Los fósiles trazas que muestra la **AF 6** son de tamaño mediano, correspondientes a organismos comedores de depósitos, generadores de nichos y carnívoros de los icnogéneros *Ophiomorpha sp.*, *Palaeophycus sp.*, *Chondrites sp.*, *Planolites sp.*, y *Skolithos sp.*, situados dentro de la expresión proximal de la Icnofacies de *Cruziana* y de la expresión distal de la Icnofacies de *Skolithos*. Esta asociación de facies aflora principalmente en los cañones de Santa Cruz y el Chorro.

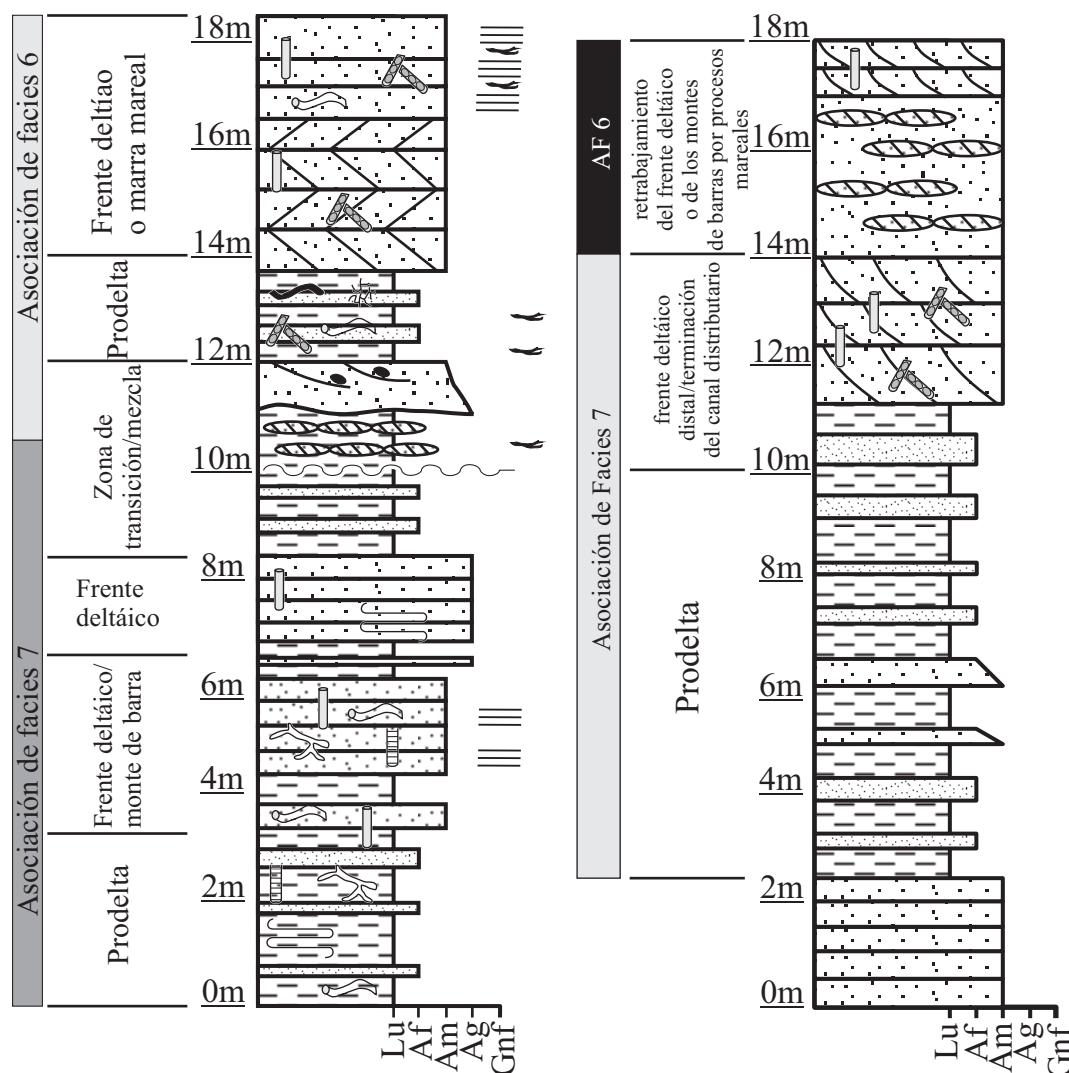


Fig. 2. 20: Perfiles sedimentológicos que muestran las asociaciones de facies 6 y 7. Ambos fueron medidos en el Cañón de Santa Cruz. La Simbología se explica en la Figura 2.3.

2.4.6.1 Interpretación

Los estratos arenosos con estratificación cruzada polar y bipolar asociados con lodos acoplados dobles y simples, marcan el depósito generado por la migración de dunas mareales de escalas variables (p. ej., VISSER 1980; CORNER et al. 1990; NIO y YANG 1991; ALAM 1995; PLINT 2002; WILLS 2005), situados dentro del frente deltaico proximal-medio. La presencia de lodos acoplados de tipo dobles y simples, marcan la modulación de la parte frontal de la barra por los períodos de altas y bajas mareas, ligadas con lo procesos diarios y semidiurnos, relacionados con los ciclos mayores de primavera - verano. La modulación y ocurrencia periódica de las barras mareales indican la influencia mareal durante toda la progradación del frente deltaico (cf., KVALE et al. 1989; WILLS 2005; GANI y BHATTACHARYA 2007). Las escasas

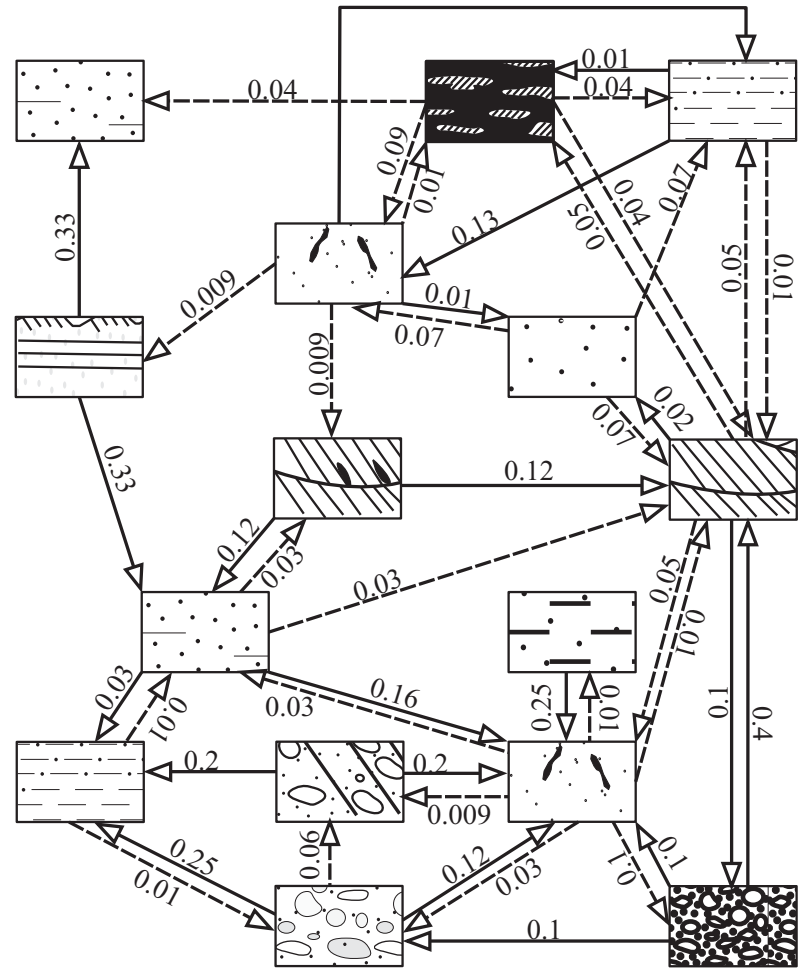


Fig.2. 21: Representación grafica de los resultados arrojados por la matriz de transición de frecuencias de análisis de Markov de las diferentes facies que comprenden al perfil del Cañón de Santa Cruz. Los códigos de las facies corresponden a las abreviaciones empleadas en el texto. Simbología en Apéndice 2

superficies de reactivación marcan la erosión propiciada por la migración de dunas como también la erosión relacionada con eventos mareales de alta energía. La estratificación de tipo *flaser* y los lodos entrampados situados en los límites de los estratos arenosos marcan los períodos de inundación relacionados con las mareas altas dentro del prodelta y frente deltaico medio-distal.

La poca abundancia de icnofósiles en la asociación de facies 6 comprueba la interpretación de la influencia mareal sobre el frente deltaico. Las trazas que representan a la **AF 6** son principalmente estructuras relacionadas con organismos que se alimentan del depósito, de la suspensión, generadores de nichos y carnívoros. Los depósitos del frente deltaico proximal-medio presentan los valores más bajos del índice de bioturbación con trazas características de organismos que se alimentan de la suspensión. La ausencia de fósiles trazas dentro del delta frontal proximal-medio se

debe a que el ambiente es altamente estresante y presenta cambios constantes en la salinidad y contenido de alimentos, causando con ello la migración de los organismos hacia lugares menos hostiles. Los depósitos del frente deltaico distal/inferior y el prodelta, presentan índices de bioturbación más elevados que los del delta frontal proximal-medio, debido a que estos sub-ambientes se desarrollan en zonas en donde la intensidad de las mareas es menos intensa. Aunado a ello, el depósito de sustratos ricos en lodos, oxígeno y alimentos como puede ser el prodelta y el frente deltaico inferior, favorece el desarrollo de organismos colonizadores con mayor diversidad de los icnogéneros (POLLARD et al. 1993; McILROY 2004; DOMINICI y KOWALKE 2007; HOVIKOSKI et al. 2008).

El análisis de la Cadena de Markov aplicado a la sucesión de facies y tamaño de grano soporta a: **(1)** las secuencias de tipo estrato y grano-creciente; **(2)** la dependencia de las facies que conforman los depósitos del frente deltaico influenciados por mareas, como también la modulación de las dunas mareales por los procesos de alta marea, como las facies de areniscas con estratificación cruzadas con lodos acoplados dobles o simples, areniscas con estratificación cruzada, areniscas, lutitas y areniscas bioturbadas, areniscas con laminaciones paralelas, areniscas con estratificación de tipo *flaser* y areniscas con estratificación lenticular. La subordinación que tiene la asociación de facies 6 respecto a los depósitos terminales de los canales fluviales o con los depósitos de montes de barras distributarias, es verificada por la dependencia que muestran las facies descritas previamente con los depósitos de conglomerados masivos, areniscas masivas bioturbadas y areniscas con gradación normal y laminaciones paralelas (**Figura 2.21**).

2.4.7 ASOCIACIONES DE FACIES 7: FRENTE DELTAICO DOMINADO/INFLUENCIADO POR RÍOS

La **AF 7** esta caracterizada por: *(i)* secuencias lodosas y heterolíticas; *(ii)* índices de bioturbación más bajos que la **AF 6** y **8**, principalmente de estructuras de organismos comedores de la suspensión y escasos indicios de los organismos buscadores de alimento o simples caminadores; *(iii)* ocurrencia de estratos arenosos con abundante gradación normal e inversa; y *(iv)* estructuras de deformación del tipo estratificación convoluta y abundantes restos de plantas (**Figuras 2.4e; 2.22, 2.23a-b**).

Estas características representan depósitos de delta frontal proximal que consisten de areniscas de grano fino-grueso con laminaciones paralelas, rizaduras o estratificación cruzada generada por la migración de rizaduras de corriente; y poca o nula bioturbación. Depósitos del frente deltaico distal muestran una mayor abundancia de intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas de grano muy fino-medio (**Figura 2.22**), siendo frecuente observar pequeños ciclos de la secuencia Bouma Tabc y Tbc (**Figura 2.22**). Depósitos del prodelta que consisten en intervalos de lutitas intercaladas con areniscas de grano muy fino, areniscas limosas y limolitas

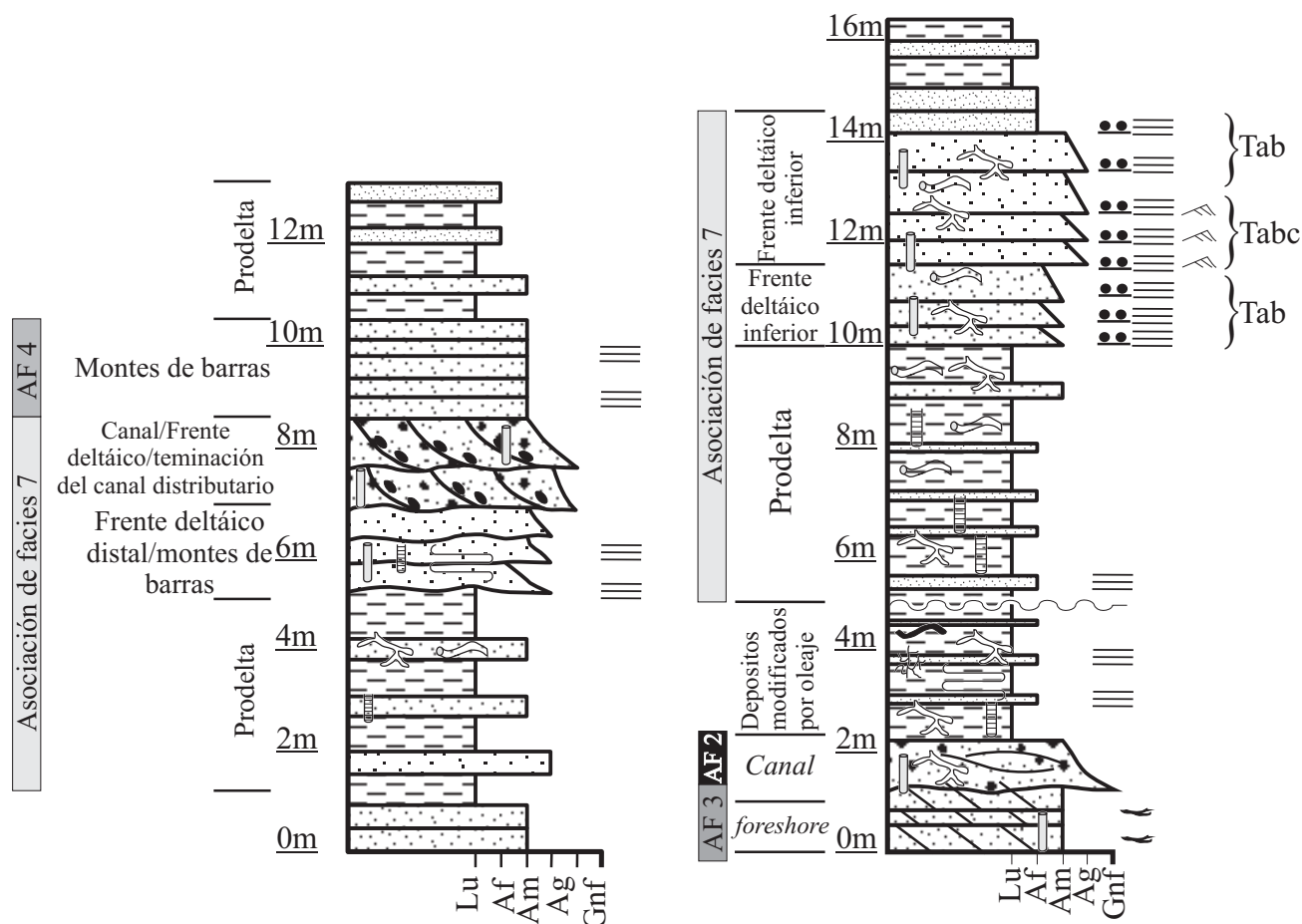


Fig.2. 22: Perfiles sedimentológicos representativos de las asociaciones de facies 2, 3, 4 y 7, en los Cañones de Santa Cruz y La Huasteca. La leyenda se muestra en la Figura 2.3.

Los depósitos influenciados/dominados por ríos muestran bajo índice de bioturbación y diversidad de organismos, generalmente oscilan entre BI 0 a 2, siendo más altos en los depósitos de prodelta. Las trazas de los icnofósiles representan a organismos carnívoros y alimentadores del depósito con estructuras morfológicas simples. Las estructuras verticales o inclinadas representan a organismos que se alimentan de la suspensión, siendo ampliamente ausentes. Los icnogéneros comunes incluyen *Planolites sp.*, *Palaeophycus sp.*, *Phycosiphon sp.*, *Teichichnus sp.*, y *Thalassinoides sp.* (Figuras 2.8 y 2.22). Las areniscas del delta frontal proximal muestran índices de bioturbación bajos BI 0-1, con poca diversidad, caracterizadas por organismos que se alimentan del depósito y por estructuras de habitación de los icnogéneros de *Palaeophycus sp.*, *Planolites sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Skolithos sp.*, y *Diplocraterion sp.* (Figura 2.8).

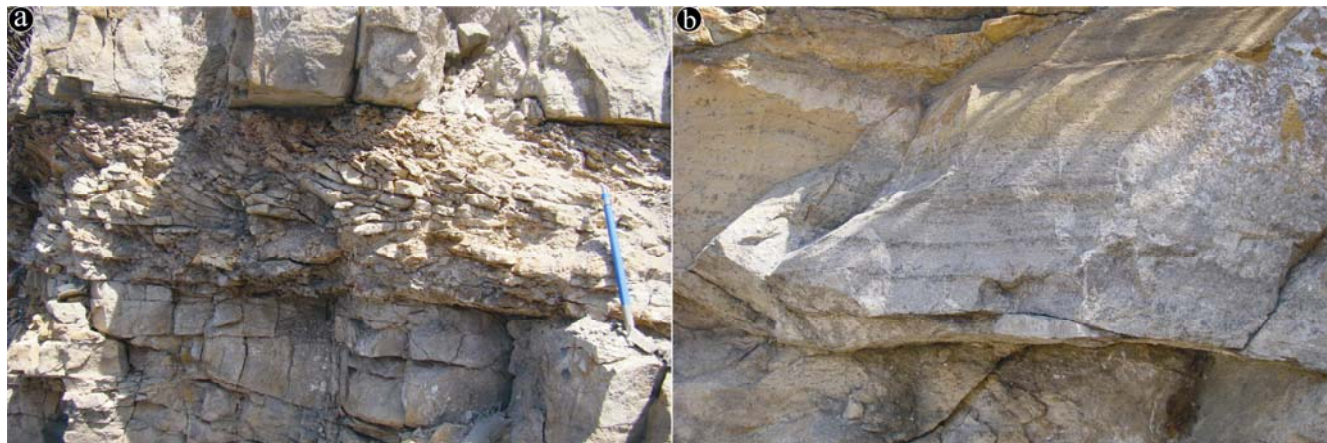


Fig.2. 23: Fotografías de las estructuras que caracterizan a los depósitos del frente deltaico influenciados/dominados por ríos. (a) Estratificación convoluta en pequeña escala; (b) gradación normal y laminaciones paralelas "Tab".

2.4.7.1 Interpretación

Las características sedimentológicas e icnológicas de la **AF 7** marcan diferentes condiciones fisicoquímicas dentro de las sucesiones del frente deltaico influenciado/dominado por ríos, comparados con los depósitos de *shoreface* de la **AF 3**. La ocurrencia de estructuras de liquefacción como los diques de gravas, marcan el incremento en los tiempos de sedimentación y la rápida carga sobre la columna sedimentaria en la inmediaciones del frente deltaico y los montes de barras (*cf.*, BHATTACHARYA y DAVIES 2001, 2004; McCLAY et al. 2002; MALTMANN y BOLTON 2003; PARIZE y FRIES 2003; BLANKENSHIP et al. 2008). La abundancia de gradación normal e inversa dentro de los estratos del prodelta y frente deltaico es coincidente con los aumentos y disminución de eventos inducidos por flujos hiperpicnales derivados del río, cuya actividad puede incrementarse cuando la inestabilidad del frente deltaico aumenta la turbulencia y la periodicidad de las corrientes turbidíticas de baja densidad (BATES 1953; MULDER et al. 2003; PLINK-BJÖRKLUND y STEEL 2004; BHATTACHARYA 2006; BHATTACHARYA y MACEachern 2009; LI et al. 2010). La ocurrencia de pequeñas trazas truncadas por estratos gradados sin bioturbación indica frecuencia y periodicidad de los emplazamientos dentro del frente deltaico y prodelta. Estos procesos incrementan el estrés, propiciando que no sean realizadas madrigueras y simplemente se colonice por organismos que se alimentan de la suspensión. Los tiempos altos de sedimentación son favorables al ingreso constante de alimentos, mediante los cuales se nutren los organismos que se alimentan de la suspensión (GINGRAS et al. 1998; MACEachern et al. 2005; COATES y MACEachern 2008; GANI et al. 2008). Los pequeños incrementos en el índice de bioturbación, son el resultado de la recolonización del sustrato entre los eventos de inundación del río, cuando el área deltaica ha sido devuelta a las condiciones marinas normales. A pesar del predominio de los procesos fluviales dentro de las sucesiones influenciadas/dominadas por ríos, el frente deltaico puede ser remodelado o re-

trabajado por eventos esporádicos como tormentas, oleaje o mareas. Esta mezcla de procesos es evidenciada por la ocurrencia de pequeñas rizaduras simétricas generadas por oleaje, como de rizaduras y estratificación cruzada dentro de los estratos del delta frontal, así como la dependencia que presenta con los estratos que muestran estratificación cruzada de tipo *Hummocky* o *Swaley*, en los depósitos del frente deltaico proximal (**Figura 2.19**).

2.4.8 ASOCIACIÓN DE FACIES 8: FRENTE DELTAICO RE-TRABAJADO POR OLEAJE

En general, los depósitos del frente deltaico que constituyen la **AF 8** son más arenosos y menos heterolíticos que los depósitos influenciados/dominados por ríos. La **AF 8** exhibe facies que marcan la influencia de períodos de oleaje y tormentas (p. ej., laminaciones onduladas, organismos re-trabajados). El frente deltaico proximal consiste en areniscas de grano muy fino-grueso con laminaciones paralelas, rizaduras (**Alprz**) y estratificación cruzada generada por migración de rizaduras y rizaduras desarrolladas por oleaje (**Aec**), estratificación ondulada con presencia variable de estratificación cruzada de tipo *hummocky* o *swaley* (**ArecHk-Sw**; **Figura 2.24**). Los depósitos del frente deltaico distal son más heterolíticos y muestra secuencias de centímetros a decímetros de areniscas de grano muy fino-fino y lutitas con laminaciones onduladas y rizaduras simétricas generadas por oleaje (**Figura 2.24**). Los depósitos de prodelta consisten principalmente en lutitas con laminaciones muy delgadas intercaladas con areniscas de grano muy fino-fino que exhiben rizaduras generadas por corriente, oleaje o combinadas.

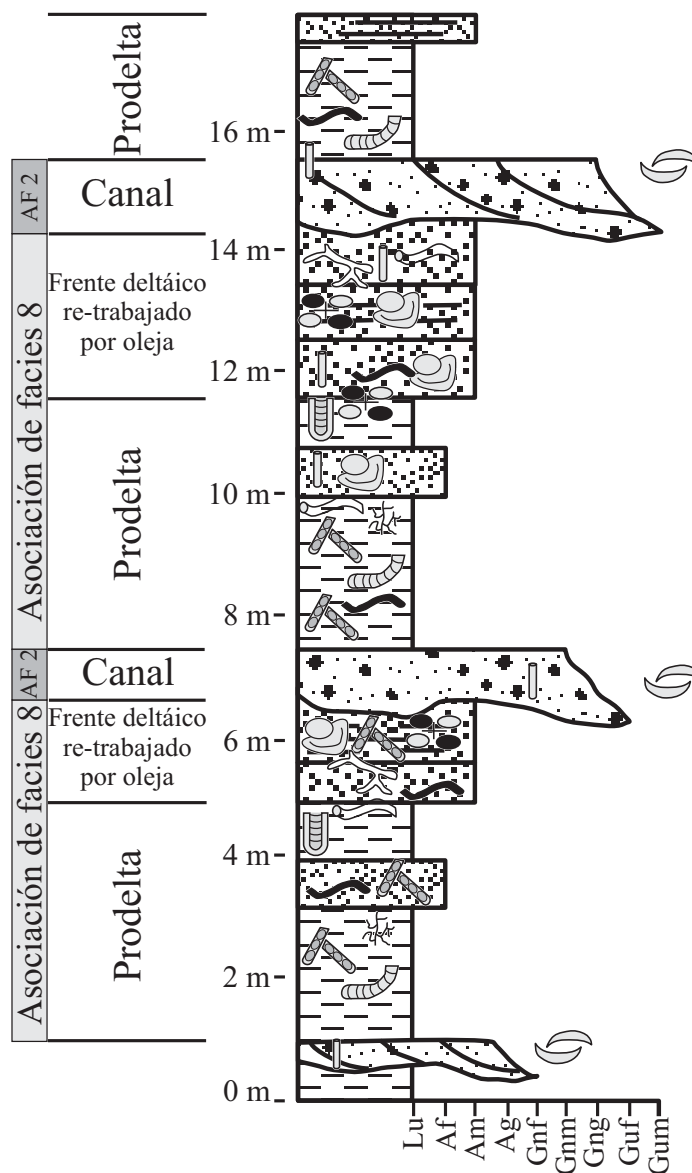


Fig. 2. 24: Perfil sedimentológico representativo de la asociación de facies 2 y 8 en el Cañón Cortinas. La simbología se explica en la Figura 2.3.

Comparando los icnogéneros del frente deltaico re-trabajado por oleaje con los del frente deltaico influenciados/modificados por ríos, los primeros muestran más abundancia y diversidad. En las areniscas de los depósitos del prodelta del frente deltaico distal se observan trazas de centímetros de grosor dentro de laminaciones cruzadas ocasionadas por rizaduras relacionadas con corrientes oscilatorias. Morfológicamente, las estructuras de los icnofósiles son trazas simples de comedores del depósito, siendo común observar trazas inclinadas de comedores de la suspensión. Los icnogéneros incluyen *Planolites sp.*, *Palaeophycus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Chondrites sp.*, y escasas trazas de *Rossellia sp.* En los intervalos intensamente bioturbados se observan trazas más robustas con mayor diversidad de organismos, consistiendo éstos en *Planolites sp.*, *Palaeophycus sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Teichichnus sp.*, *Asterosoma sp.*, *Phycosiphon sp.*, *Macaronichnus sp.*, y *Chondrites sp.* (**Figuras 2.24**). El índice de bioturbación en el frente deltaico proximal varía del BI 1 a 5. La mayoría de los estratos arenosos muestran índices de bioturbación bajos a la base, incrementándose hacia la cima. En las areniscas del delta frontal proximal, con altos índices de bioturbación, la suite de fósiles trazas está representada por *Asterosoma sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Chondrites sp.*, *Teichichnus sp.*, *Planolites sp.*, y *Palaeophycus sp.*, atribuidos a la Icnofacies de *Cruziana*. Sin embargo, también es común encontrar intervalos con persistentes trazas de *Ophiomorpha sp.*, *Rossellia sp.*, *Skolithos sp.*, *Planolites sp.*, y *Palaeophycus sp.* (**Figura 2.8**). En general, la bioturbación en los depósitos de frente deltaico re-trabajado por oleaje muestra rangos altos y bajos (BI 0-2), evidenciando la deposición típica de eventos. En los afloramientos en donde predominan los procesos del oleaje las trazas son más grandes con tendencia a presentar su forma más arquetípica.

2.4.8.1 Interpretación

La presencia de rizaduras de oscilación, laminaciones onduladas y desarrollo parcial de estratificación cruzada de tipo *hummocky* en las secuencias del frente deltaico indica el re-trabajamiento simultáneo de depósitos de frente deltaico por la acción de tormentas u oleaje. Los eventos de tormenta u oleaje contribuyeron posiblemente, a la generación de grandes sucesos hiperpicanales del río (*cf.*, NEMEC 1990; WHEATCROFT 2000; MULDER y ALEXANDER 2001; MACEachern et al. 2005; BHATTACHARYA y MACEachern 2009). Las condiciones hiperpicanales e hiperpicanales post-tormenta favorecieron a la rápida fluctuación de las arcillas; el truncamiento de estratificación cruzada de tipo *hummocky*; y la ausencia de bioturbación en los estratos. La periodicidad de los eventos de inundación hiperpicanales y/o las condiciones de plumas flotantes post-tormenta, pudieron producir las intercalaciones de lutitas sin bioturbación y areniscas con rizaduras de oscilación y generación parcial o completa de estratificación cruzada de tipo *hummocky* en las secuencias del delta frontal distal [p. ej., PATTISON 2005; PATTISON et al. 2007]. La poca frecuencia

de estructuras unidireccionales generadas por flujos unidireccionales y lutitas con gradación normal, pueden representar inundaciones periódicas fluviales dentro de los períodos del re-trabajamiento por el oleaje o tormentas. Las estructuras generadas por organismos comedores de depósito y carnívoros pueden ocurrir dentro de los depósitos del frente deltaico y prodelta. La intensidad y diversidad de la bioturbación es más alta en las zonas más alejadas de la desembocadura de los ríos, donde se favorece el desarrollo de ambientes ricos en nutrientes con suficiente aporte de oxígeno en condiciones poco estresantes. Estas características son favorecidas por la mezcla constante del agua debida a la agitación persistente del oleaje, como ha sido documentado en otras líneas de costas influenciadas por el oleaje (p. ej., HOWARD 1972; MASSARI y PAREA 1990; PEMBERTON et al. 1992; GRADZINSKI y UCHMAN 1994; MACEachern 1994; MACEachern et al. 2005; DASHTGARD 2006).

2.4.9 ASOCIACIONES DE FACIES 9: PRODELTA

La **AF 9** muestra secuencias grano y estrato-crecientes, compuestas predominantemente por las facies de Lutitas arenosas con rizaduras (**LuArrz**) y limos lodosos estratificados (**Liloes**) con intercalaciones de areniscas, calizas y raros estratos de fosforitas en paquetes que van de 2 hasta 16 metros. Las secuencias de limolitas y lutitas sólo muestran laminaciones paralelas. En tanto que los estratos de areniscas exhiben gradación normal, rizaduras simétricas generadas por oleaje, estratos con morfología lenticular y moderadas estructuras de *sinéresis cracks*. En los límites de las secuencias es frecuente encontrar pequeños nódulos de siderita e icnofósiles que indican un ambiente marino.

2.4.9.1 Interpretación

La amplia abundancia de lutitas, limolitas, calizas y estratos delgados ricos en fosforitas caracterizan el depósito en aguas relativamente profundas como son los prodeltas. La presencia de estratificación lenticular generada por rizaduras simétricas evidencia que estas secuencias fueron depositadas sobre el nivel del oleaje en condiciones de mucho aporte de sedimentos derivados de los sistemas fluviales (**Figuras 2.10c y d**). Los delgados estratos de fosforitas evidencian el transporte de alimentos y oxígeno bajo condiciones de *upwelling*. Las texturas de los fósiles trazas indica que fueron generadas por organismos que se alimentan de la suspensión y del sustrato con alto índice de adaptación a los cambios de oxigenación, régimen de alimentos y condiciones marinas. La suite de icnofósiles está representada por *Planolites* y *Chondrites* en su expresión distal y *Zoophycus* en su expresión proximal que documentadas en la Icnofacies de arquetípica de Cruziana en expresión distal y la parte proximal de la Icnofacies de *Zoophycus*.

2.4.10 ASOCIACIONES DE FACIES 10: PLATAFORMA MARINA

La **AF 10** es muy similar a la **AF 9**, restringiéndose a la Unidad 1 de la Formación La Casita (ver **Capítulo 1**), constituida por lutitas y limolitas de color gris oscuro a negro intercaladas con areniscas de grano muy fino–fino o con mudstone y packtones de color gris medio. Las lutitas y limolitas exhiben laminaciones paralelas con patrones de secuencias no diferenciados. La característica más remarcable de la **AF 12** es la presencia de concreciones carbonatadas que contienen excelente fauna de amonites, además del resto de vertebrados y peces que pueden ser encontrados dentro de concreciones carbonatadas bituminosas de color negro (MICKALZIK y SHUMMAN 1994).

Otra de las características de la Unidad 1 de la Formación La Casita, es la presencia de intercalaciones de fosforitas en capas que van desde laminaciones hasta estratos delgados. ROGERS et al. (1957) observan que los espesores de los estratos fosforíticos incrementan del oeste al sur desde 15 cm en el afloramiento de Iturbide hasta 80 centímetros en el área de Pablillo.

2.4.10.1 Interpretación

Los sedimentos lutíticos representan el depósito de la suspensión del material derivado del Bloque de Coahuila dentro de una plataforma externa. La poca abundancia de fauna bentónica y depósito de lutitas negras marca condiciones temporalmente anóxicas (MICHALZIK y SHUMMAN 1994; ADATTE et al. 1996a; VELASCO-SEGURA. 2007; GUTIERREZ-ALEJANDRO 2008; SANTANA-SALAS 2008). La ocurrencia de estratos ricos en fosforita son atribuidos a la circulación de aguas ricas en nutrientes dentro de la zona de mínimo oxígeno (KIDDER 1985, MICHALZIK y SHUMMAN 1994). Las estructuras de *Sinéresis Cracks* presentes dentro de la AF 10, registran la remobilización del sustrato rico en yeso o anhidrita o cambios en la salinidad del agua (p. ej., DRAGANITS et al. 2003; RENSBERGEN et al. 2003). La profundización de la plataforma está representada por el incremento en los espesores de la Formación La Casita, con respecto a los que presenta la Formación La Caja (MICHALZIK 1988; MICHALZIK y SHUMMAN 1994); y la ocurrencia de los icnogéneros de *Zoophycos* y escasos *Nereites*, que representa a la Icnofacies de *Zoophycus*.

2.5 DISCUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA DELTÁICA Y SÍNTESIS DE LOS PROCESOS DE CONSTRUCCIÓN Y SUS PRODUCTOS

El nivel del mar en el límite Tithoniano–Kimmerigiano Medio en la Fosa de Monterrey debió ser moderadamente alto, favoreciendo con ello el depósito de las asociaciones de facies **9** y **10**, caracterizadas por mostrar grandes secuencias ricas en sedimentos limo-arcillosos–carbonatados–fosfatados depositados dentro de ambientes de una plataforma mixta silicico–

carbonatada, como también los depósitos ricos en fosforitas de la Formación la Caja, depositadas dentro de una cuenca profunda. Durante este lapso, las condiciones oceanográficas (p. ej., corrientes oceánicas, aporte de alimentos, cantidad de oxígeno en el agua) fueron muy inestables, como lo marca la presencia de abundante materia orgánica, los estratos fosforíticos, la excelente preservación de restos de vertebrados y la poca abundancia de fósiles trazas. Los sedimentos que componen la **AF 9**, la **AF 10** y la Formación La Caja, fueron derivados principalmente del Bloque de Coahuila y en menor proporción del Archipiélago de Tamaulipas (*cf.*, MICHALZIK y SHUMMAN 1994; CROSS 2001), implicando con ello la poca exposición de dichos altos de Basamento (**Figuras 2.4a y b, 2.25**).

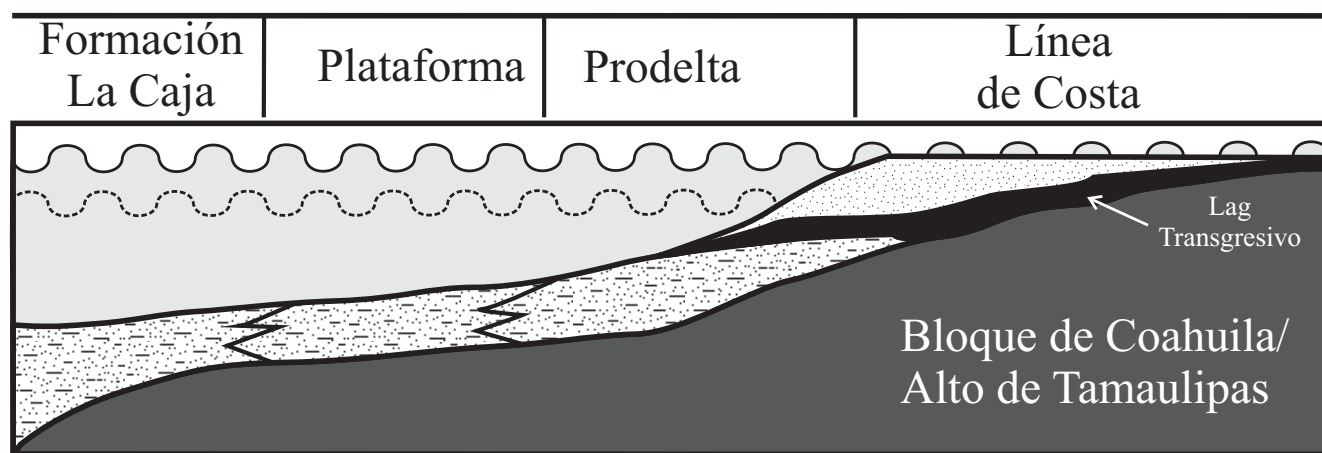


Fig.2. 25: Distribución de la Asociación de Facies 1, 9, 10 y de los *Lag* transgresivos en la Fosa de Monterrey durante el Kimmerigiano medio/Tardío. La línea punteada marca un alto nivel del mar.

En el límite Tithoniano Medio los altos de basamento que bordean a la Fosa de Monterrey fueron ligeramente exhumados, favoreciendo el incremento del nivel del mar y la generación o rejuvenecimiento de nuevas áreas de aporte de sedimentos. Dicho proceso fue plasmado en los depósitos de concentraciones de organismos o **Lag** transgresivos, que marcan el límite entre la Unidad 1 y la Unidad 2 en los cañones de Cortinas, La Huasteca y Nogales, como también el depósito de areniscas costeras de la **AF 1** (**Figuras 2.25 y 2.26a**).

Posterior al depósito de las secuencias costeras de la asociación de facies 1 en la Fosa de Monterrey, se depositaron gruesas secuencias características de sistemas deltaicos influenciados por ríos. Los sistemas de canales debieron bordear a los paleo-elementos del Bloque de Coahuila y al Archipiélago de Tamaulipas de manera perpendicular u oblicua. Las direcciones de paleo-corrientes medidas en estructuras unidireccionales de origen fluvial en los cañones de La Huasteca, Picachos, Santa Cruz, El Chorro y Nogales, tienen vectores direccionales promedio de SW $\sim 70^\circ$ en los cañones de Cortinas y El Chorro de SW $\sim 10^\circ$. En tanto que los vectores de paleo-corrientes

en las estructuras relacionadas con mareas u oleaje (estratificación cruzada bipolar y estratificación cruzada de tipo *Hummocky*), varían de NE 45° en los cañones de La Huasteca, Nogales, Picachos y Santa Cruz a NE 15° en los cañones de Cortinas y El Chorro (Figura 2.26b).

De acuerdo con varios autores (p. ej., AIGNER 1985; DE VRIES 1998; CLIFTON 2006) el desarrollo de estas estructuras siempre es perpendicular a la línea de costa, implicando que durante el Tithoniano Tardío se desarrollara una línea de costa con dirección SE 20° - NW 40°. Durante este lapso, los sistemas fluvio-deltaicos (p. ej., frente deltaico y montes de barras deltaicas), fueron mal desarrollados y el transporte de sedimentos fue controlado principalmente por canales meándricos de baja sinuosidad y en menor grado por el oleaje. Los vectores de paleo-corrientes en estructuras generadas por oleaje y la abundancia relativa de las AF 3 y 5 marcan que el mayor transporte de sedimentos por las grandes corrientes costeras (*longshore-currents*) se efectuó con direcciones NW-SE, siendo expresadas en los afloramientos de los Cañones de La Huasteca, Nogales y Picachos como depósitos de *shorefaces/foreshore* ricos en arenas (Figura 2.26b).

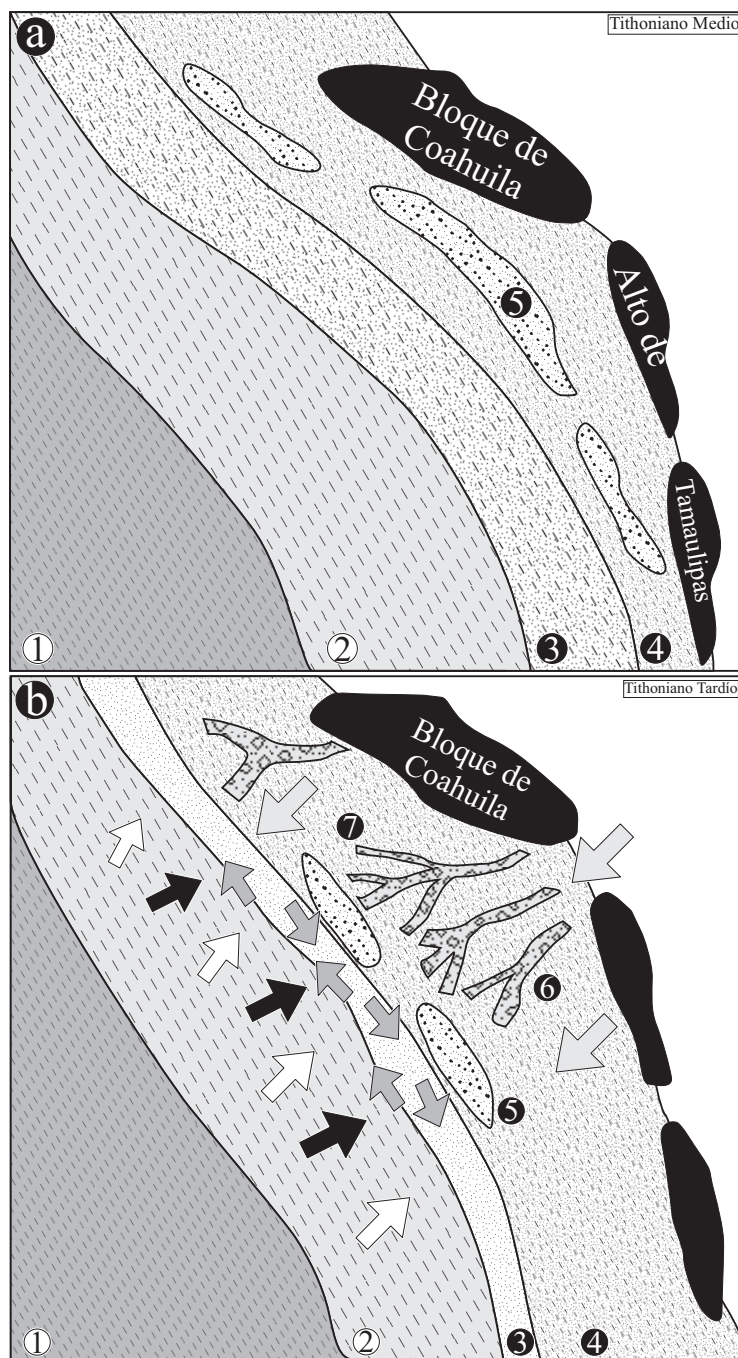


Fig.2. 26: Distribución de las asociaciones de facies y reconstrucción paleogeográfica durante (a) Tithoniano medio y (b) Tithoniano Tardío. [1] Cuenca profunda, [2] *Shelf*, [3] Prodelta, [4] Planicie deltaica; [5] Frente deltaico influenciado por ríos/oleaje; [6] Canales distributarios y Bahías distributarias; [7] montes de barras. Flechas en gris claro = aporte fluvial; Flechas negras = dirección mareal; flechas blancas = dirección mareal; Flechas en gris medio = dirección de la deriva continental.

La continua exhumación de los bloques del basamento durante el Berriasiano, favoreció el mayor aporte de sedimentos y la instauración completa del sistema deltaico. En el Berriasiano Temprano-Medio, por la continua subsidencia, con reactivación y generación de áreas fuentes y aumento relativo del nivel del mar, los cuales hacen que se depositen los frentes deltaicos influenciados/dominados por oleaje y los frentes deltaicos influenciados/dominados por ríos o mixtos, como así también los depósitos de *shoreface/foreshore* y del frente deltaico re-trabajado por oleaje. Los sistemas del frente deltaicos se caracterizaron por mostrar barras o islas de barreras paralelas a la línea de costa y depósitos de *strandplain* ubicadas en la parte central de la Fosa de Monterrey frente al Archipiélago de Tamaulipas (Figura 2.27a). Entre tanto, en las áreas cercanas a los paleo-elementos se acumularon depósitos de planicie deltaica y canales con bahías interdistributarias. Durante este lapso, el transporte de sedimentos por las grandes corrientes costeras fue la principal causa de la deriva de los sedimentos procedentes de la región Sureste del Bloque de Coahuila, favoreciendo su migración hacia la parte central de la cuenca (Figura 2.27a).

Los patrones de paleo-corrientes en los estratos correspondientes al Berriasiano

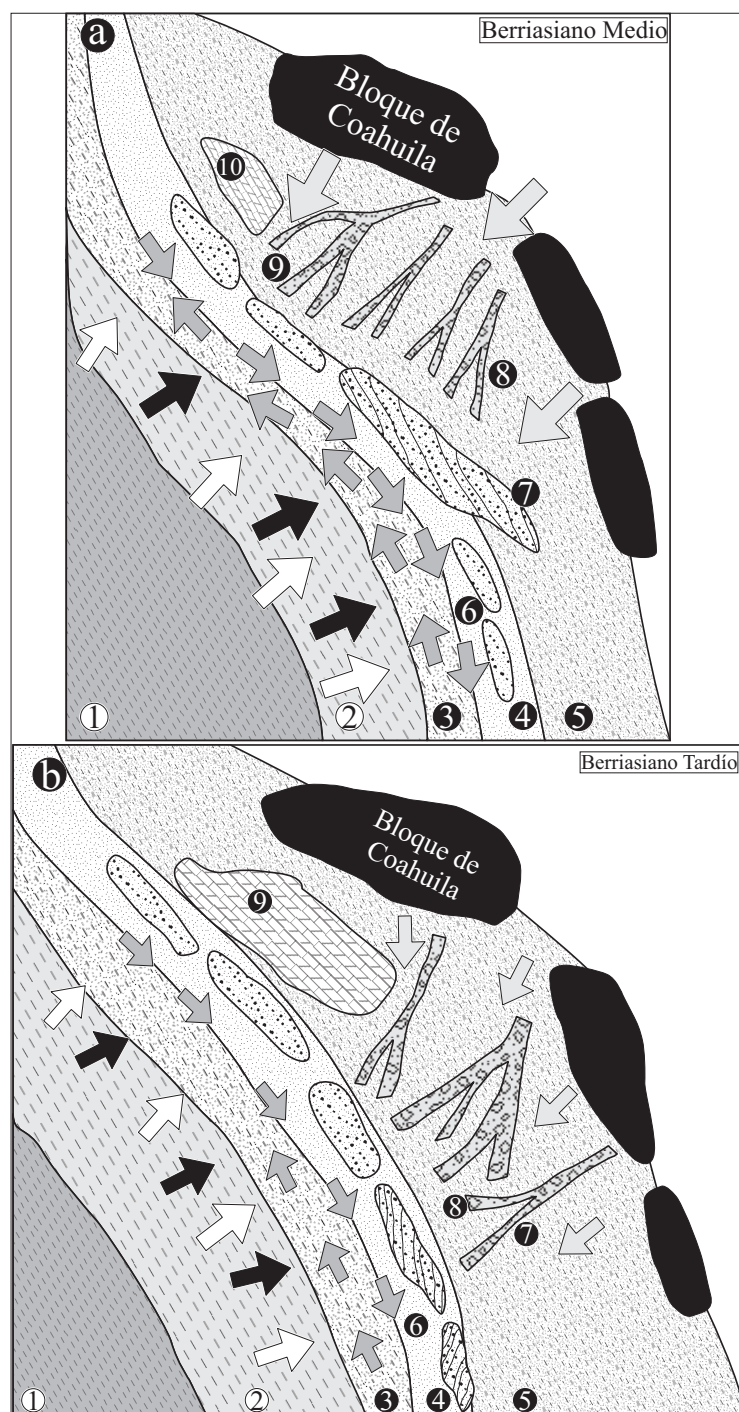


Fig.2. 27: Distribución de las asociaciones de facies y reconstrucción paleogeográfica durante (a) Berriasiano medio y (b) Berriasiano Tardío. (1) Cuenca profunda, (2) *Shelf*, (3) Prodelta, (4) Planicie deltaica; (5) Frente deltaico influenciado por ríos/oleaje; (6) Canales distributarios y Bahías distributarias; (7) montes de barras. Flechas en gris claro= aporte fluvial; Flechas negras= dirección mareal; flechas blancas= dirección mareal; Flechas en gris medio= dirección de la deriva continental.

Tardío muestran cambios significativos en sus vectores promedio. En los cañones de Cortinas y El Chorro la dirección de los sistemas fluviales migraron de SW 70° a SW 10°, favoreciendo a la migración del lóbulo deltaico; *(iii)* el aumento relativo del nivel del mar y el predominio de condiciones mareales y de oleaje en la región sureste del Bloque de Coahuila, propiciando el depósito de un cuerpo arrecifal sobre el lóbulo inactivo denominado como Lente San Juan (**Figura 2.27b**). El mayor aporte de sedimentos hacia la parte central de la Fosa de Monterrey; así como la modulación del frente deltaico por procesos mareales en la porción sureste del Bloque de Coahuila; y finalmente la redistribución y migración de complejos de islas de barreras y *strandplain*, situados en la parte central de la cuenca, debido al incremento del oleaje y por consiguiente de las “*longshore currents*” (**Figura 2.27b**). El Lente San Juan en el Cañón Cortinas, tiene un espesor de 25 metros, y está constituido por calizas de tipo wackstone y mudstone con abundantes corales, equinodermos y moluscos. WARD (1999) lo interpretó como un cuerpo arrecifal con geometría lenticular dominado por corales de tipo *escleractinidos*, que representan un período de energía baja a moderada en condiciones de mar abierto, con rango de edad Berriasiano Tardío – Valanginiano Temprano (FRAME y WARD 1987). Todos estos procesos favorecieron la progradación del sistema deltaico hacia la región central de la cuenca, representado por los depósitos de frente deltaico influenciado/dominado por ríos o de frente deltaico influenciado/dominado por mareas, que afloran en el Cañón Santa Cruz, Cañón El Chorro y Cañón de San Rafael (**Figura 2.28**).

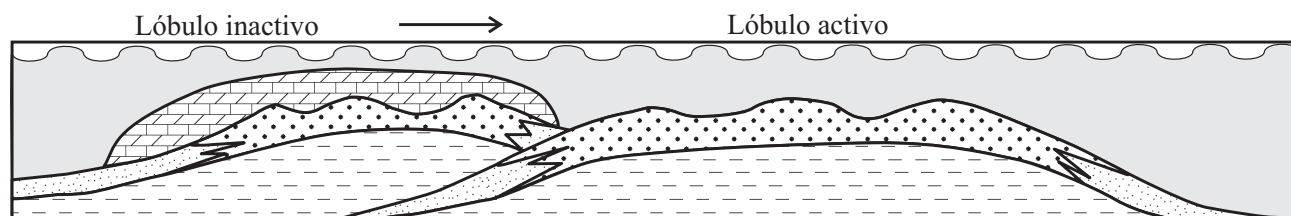


Fig.2. 28: Modelo idealizado para el depósito del Lente San Juan, en la parte sureste del Bloque de Coahuila durante el Berriasiano Tardío-Valanginiano Temprano.

El continuo ascenso del nivel del mar hacia las áreas cercanas de la línea de costa y la continua subsidencia ligada con la exhumación de los bloques de basamento que bordean a la Fosa de Monterrey durante el Valanginiano Temprano, favorecieron el continuo desarrollo de; **(1)** el montículo arrecifal del Lente San Juan, (**Figuras 2.29a**); **(2)** el control del sistema costero por mareas/oleaje en la región suroeste del Bloque de Coahuila; **(3)** el dominio de sistemas de corta duración influenciados por mareas, oleaje y fluviales en la parte central y sureste de la Fosa de Monterrey bordeando el Archipiélago de Tamaulipas; **(4)** el dominio de procesos mixtos (p. ej., Fluvial/Mareal, Mareal/Oleaje, Oleaje/Fluvial); y **(5)** la instauración de sistemas influenciados por mareas y oleaje en la región ubicada más al sur de la cuenca, denominados como Miembro Arenoso Galeana (**Figura 2.29a**).

En este lapso, en la porción sureste del Bloque de Coahuila se desarrollaron en la posición del frente deltaico, barras mareales perpendiculares a la paleo-línea de costa, depósitos retrabajados por oleaje y los montículos arrecifales del Lente San Juan. Los depósitos del frente deltaico influenciados/dominados por mareas/oleaje desarrollados en la región sureste del Bloque de Coahuila, se caracterizan por mostrar secuencias de tipo estrato y grano-creciente y decreciente con amplia abundancia de lodos acoplados dobles y simples. El vector medio de las direcciones de paleo-corrientes en los depósitos de dunas mareales es bipolar, (NE 45° - SW 45°), marcando la dirección de transporte-erosión-modulación de estos depósitos. El re-trabajamiento por los procesos del oleaje se efectuó con dirección de NE 60°, generando con ello los depósitos del frente deltaico retrabajados por oleaje, caracterizados por secuencias grano-crecientes altamente bioturbadas con estratificación cruzada de tipo *Hummocky* mal desarrollada. Junto con los procesos de re-trabajamiento del oleaje, estos depósitos fueron remodelados por las grandes corrientes costeras, transportando los sedimentos hacia la parte central de la cuenca.

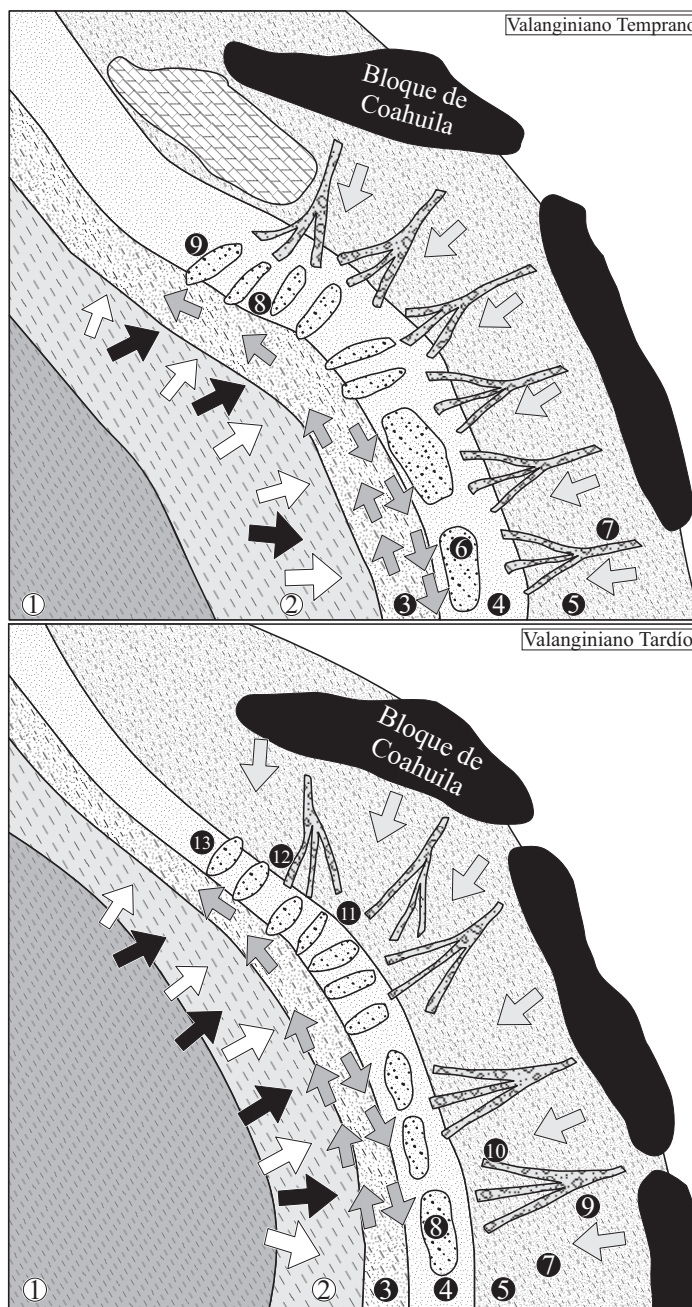


Fig.2. 29: Distribución de las asociaciones de facies y reconstrucción paleogeográfica durante (a) Valanginiano Temprano y (b) Valanginiano Tardío. (1) Cuenca profunda, (2) Shelf, (3) Prodelta, (4) Planicie deltaica; (5) Frente deltaico influenciado por ríos/oleaje; (6) Canales distributarios y Bahías distributarias; (7) montes de barra; (8) frente deltaico influenciado/dominado por oleaje; (9) planicie mareal; (10) canal mareal; (11) canales distributarios; (12) bahías interdistributarias; (13) barras controladas por mareas. Flechas en gris claro= aporte fluvial; Flechas negras= dirección mareal; flechas blancas= dirección mareal; Flechas en gris medio= dirección de la deriva continental.

Los sistemas mixtos desarrollados en la parte central de la Fosa de Monterrey se caracterizaron por mostrar dunas mareales con direcciones preferenciales de NE 70° – SW 70°, mientras que los sedimentos de los depósitos de *shoreface/ foreshore* y frente deltaico re-trabajado por oleaje fueron distribuidos y retransportados por las grandes corrientes costeras en direcciones preferenciales de SE 10° – NW 10°, generando complejos de barras, islas de barrera y *strandplain* mal desarrollados. Estos ambientes sedimentarios caracterizan a los perfiles de los cañones de Santa Cruz, Picachos, Nogales, La Huasteca y Miembro Arenoso Galeana (Figura 2.29a).

De acuerdo con MICHALZIK (1988), OCAMPO-DÍAZ (2007) y OCAMPO-DÍAZ et

al. (2008), durante el Valanginiano Temprano en la región de la Fosa de Monterrey se depositaron cuerpos mareales y deltaicos. Dichos cuerpos muestran siete asociaciones de facies, las cuales son interpretadas como depósitos de: planicie mareal, prodelta, frente deltaico dominado por mareas, montes de barras deltaicas, depósitos sublitorales y dunas subacuosas (Figura 2.29a). Los depósitos de planicie mareal se caracterizan por presentar secuencias estrato-decrecientes, con estructuras sedimentarias de estratificación cruzada tipo *herringbone*, lenticular y flaser; además los icnogéneros *Skolithos sp.*, *Thalassinoides sp.*, *Diplocatterium sp.*, y *Rhizocorallium sp.*, (área de Potrero Prieto). Los depósitos del sistema deltaico, montes de barras deltaicas y sublitorales, muestran secuencias interestratificadas de lutitas y areniscas estrato-crecientes y decrecientes, con poca presencia de estructuras sedimentarias, tales como laminaciones paralelas, gradación normal, estratificación cruzada tipo *herringbone*, así como la presencia del icnogénero *Macaronichnus sp.* (Área de Galeana). Los depósitos de dunas subacuosas presentan secuencias caóticas, con estratificación cruzada generada por la migración de dunas, superficies de

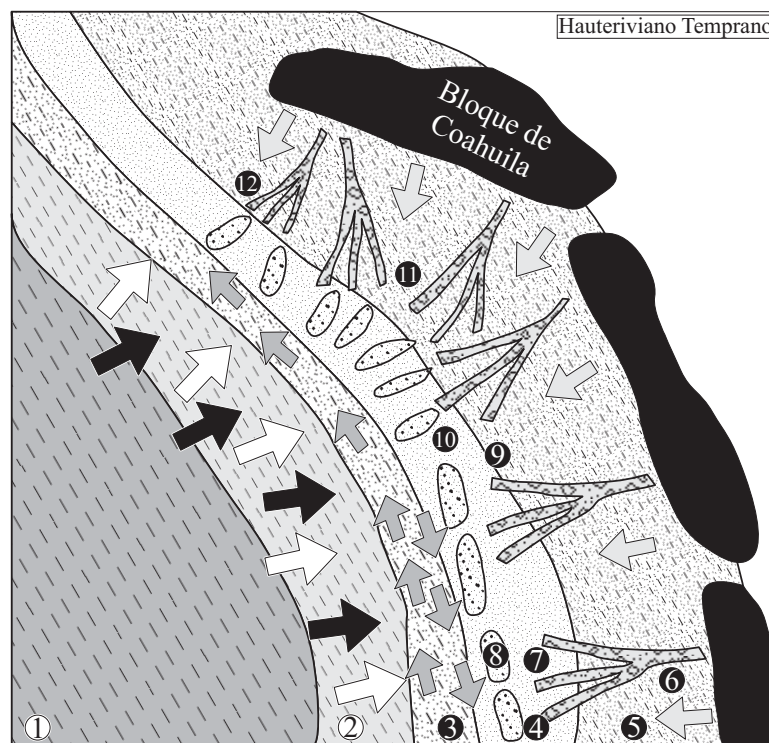


Fig.2. 30: Distribución de las asociaciones de facies y reconstrucción paleogeográfica durante el Hauteriviano Temprano. (1) Cuenca profunda, (2) Shelf, (3) Prodelta, (4) Planicie deltaica; (5) planicie mareal; (6) Canales mareales; (7) depósitos sublitorales; (8) frente deltaico influenciado/dominado por oleaje; (9) bahías interdistributarias/lagunas; (10) frente deltaico influenciado/dominado por mareas; (11) montes de barras deltaicas; (12) depósitos terminales de los canales. Flechas en gris claro= aporte fluvial; Flechas negras=dirección mareal; flechas blancas= dirección mareal; Flechas en gris medio= dirección de la deriva continental.

reactivación y el icnogénero *Thalassinoides sp.*, (área de Rayones; **Figura 2.29a**). Los vectores promedio de paleo-corrientes, propuestos por OCAMPO-DÍAZ (2007) y OCAMPO-DÍAZ et al. (2008), evidencian que el transporte y re-trabajamiento efectuado por el oleaje y las mareas, se desarrolló en direcciones casi Oeste-Este, mientras que el transporte derivado de los sistemas fluviales debió ocurrir Este-Oeste, posiblemente proveniente de la denominada Isla de Terán (**Figura 2.29a**). Las interpretaciones de MICHALZIK (1988) y OCAMPO-DÍAZ et al. 2008, constata la hipótesis del desarrollo de una línea de costa deltaica y exhumación de los bloques del basamento durante el límite Jurásico-Cretácico en el Noreste de México.

La continúa exhumación de los bloques del basamento que bordean la Fosa de Monterrey y, por consiguiente, el aumento paulatino del nivel del mar durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano, propiciaron el desarrollo/reactivación de los sistemas fluvio-deltaicos que transportaron material clástico desde los bordes continentales hasta la posición que guardaban los antiguos depósitos de frente deltaico. Los procesos de oleaje y mareas prevalecieron durante este lapso, generando la agradación de la línea de costa. Estos procesos favorecieron al desarrollo, modulación y re-trabajamiento de los depósitos del delta frontal, canales terminales, montes de barras deltaicas y del frente deltaico influenciado/dominado por ríos, desarrollando los depósitos del delta frontal influenciados/dominados por oleaje o mareas. Los sistemas influenciados por mareas, por ejemplo: barras mareales y depósitos intermareales asociados con depósitos de canales distributarios, montes de barras deltaicas, eventos de alto oleaje, frentes deltaicos re-trabajados por oleaje, predominaron en la región sureste del Bloque de Coahuila. El desarrollo de las barras mareales se efectuó en direcciones preferenciales de SW 45° con direcciones de modulación mareales de NE 45°, mientras que los procesos ligados a eventos de tormentas u alto oleaje, se produjeron con direcciones de NE 60° (**Figuras 2.29b y 2.30**). La región surcentral y sureste de la Fosa de Monterrey se caracterizó por el desarrollo de sistemas deltaicos mixtos influenciados/dominados por oleaje/mareas con alta influencia de los sistemas fluviales. La dirección de transporte de sedimentos fluviales se efectuó con direcciones promedio de SW 40° y SW 75°, marcando la ramificación de los canales distributarios derivados del Archipiélago de Tamaulipas. Los procesos de oleaje y mareas desarrollaron islas de barrera o barras elongadas, frentes deltaicos influenciados por mareas, depósitos remodulados por mareas/oleaje, canales mareales, planicies mareales, todos ellos distribuidos con direcciones preferenciales SE 15°-NW 15°, dentro de la ubicación del antiguo prodelta (**Figuras 2.29b y 2.30**). Los procesos de re-distribución de sedimentos por medio de las grandes corrientes costeras ocurrieron de forma paralela a la línea de costa con direcciones NW 15° - SW 15°, remodulando los depósitos de frente deltaicos en el región Surcentral de la Fosa de Monterrey (**Figura 2.30**).

3 PETROGRAFÍA Y ÁREA FUENTE¹

3.1 INTRODUCCIÓN

La composición final de las rocas siliciclásticas está influenciada y puede ser modificada por diversos factores: *(i)* la composición del área fuente, *(ii)* la distancia de transporte, *(iii)* el relieve y morfología de la cuenca, *(iv)* el clima y, por último, *(v)* la diagénesis que modifica y altera su composición final (BLATT 1967; SUTTNER et al. 1981; RICCI-LUCCHI 1985; JOHNSON 1993; COX y LOWE 1995; WELTJE et al. 1998). En particular, diversos autores sugieren que la composición de las areniscas está relacionada con el ambiente tectónico en que fueron depositadas (p. ej., DICKINSON y SUCZEK 1979; DICKINSON et al. 1983; MACK 1984; VALLOLI 1985).

Durante décadas, los trabajos de petrografía de rocas siliciclásticas se han realizado dentro de cuencas de tipo *foreland* (p. ej., HISCOTT 1978; DECELLES y HERTEL 1989; CRITELLI y LE PERA 1994; CRITELLI 1999, por mencionar algunos) y sólo pocos estudios han documentado las características petrográficas y diagenéticas de cuencas de tipo *rift* o sistemas *pull-apart* (p. ej., ZUFFA et al. 1980; MARSAGLIA 1991; GARZANTI et al. 2001; CRITELLI et al. 2002; ARRIBAS et al. 2003; GARZANTI et al. 2003; GONZÁLEZ-ACEBRÓN et al. 2007; ARRIBAS et al. 2007; GONZÁLEZ-ACEBRÓN et al. 2010).

El Noreste de México se encuentra dividido en tres cuencas sedimentarias de tipo *pull-apart* y *rift* intra-placa (Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey; **Figura 1.1**), que presentan su máximo aporte de sedimentos clásticos durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (PINDELL y KENNAN 2002; MICHALZIK 1988, 1991; OCAMPO-DÍAZ 2007). En la parte noreste de la Fosa de Monterrey aflora una secuencia clástica que ha sido denominada como Formación La Casita, mientras que en la porción sureste, aflora otra secuencia descrita como Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises. La primera muestra un intervalo del Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, mientras que la segunda de edad Cretácico Temprano. La Arcosa Patula en la Cuenca de Sabinas muestra una edad del Cretácico Temprano. En todos los casos se ha postulado que proceden de la porción sureste y noreste del Bloque de Coahuila.

¹ Este capítulo fue documentado en:

1) OCAMPO-DÍAZ Y. Z. E., (SOMETIDO): Análisis petrográfico y estadístico multivariado para discriminar las áreas fuentes de dos formaciones de edades similares en el Noreste de México (Formación La Casita y Arcosa Patula), Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana-**Anexo**.

2) OCAMPO-DÍAZ Y. Z. E., RUBIO-CISNEROS I., I., (SOMETIDO): Análisis composicional y evidencias de reciclamiento sedimentario asociado a las discordancias del Noreste de México, un ejemplo del Triásico Tardío–Cretácico Temprano, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana-**Anexo**.

3) OCAMPO DÍAZ Y. Z. E., GUERRERO-SUASTEGUI, M., JENCHEN U., (SOMETIDO): Petrografía y procedencia de las areniscas del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Valanginiano-Huateriviano), Sierra Madre Oriental, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana-**Anexo**.

El presente capítulo documenta las características petrográficas de la Formación La Casita, el Miembro Arenoso Galeana y la Arcosa Patula depositados dentro de ambientes costeros, deltaicos y aluvio-fluviales en la porción sureste y noreste del denominado Bloque de Coahuila.

3.2 MUESTREO Y MÉTODOS PETROGRÁFICOS

Para determinar las variaciones composicionales de las intercalaciones clásticas se colectaron 400 muestras de areniscas, a intervalos de 30–50 m dentro de 12 perfiles sedimentológicos, correspondientes a las divisiones litoestratigráficas propuestas por FORTUNATO y WARD (1982) y GOLDHAMMER (1999 ver **Capítulo 1** y **Figuras 1.1, 1.3 y 1.4**). El análisis petrográfico cuantitativo se realizó en 195 muestras de areniscas de grano medio a grueso no alteradas con objeto de minimizar la dependencia de la composición en función del tamaño de grano, empleando los criterios del método de Gazzi-Zuffa (p. ej., GAZZI 1966; DICKINSON 1970; INGERSOLL et al. 1984; ZUFFA 1985; WELTJE 2002). El conteo de puntos se efectuó sobre una base de 1000 a 1500 puntos a una separación de 0.9 mm por lámina delgada. Los minerales fueron reconocidos mediante sus propiedades ópticas. Las muestras fueron teñidas para la diferenciación de plagioclasa y feldespato potásico, de acuerdo a la metodología de MARSAGLIA y TAZAKI (1992). Los tipos de granos fueron agrupados de acuerdo con la propuesta de ZUFFA (1980, 1985; **Tabla 3.1**). Los parámetros empleados en los diagramas ternarios QFL, QmFL, QpLvLs y LmLvLs fueron recalculados de acuerdo con la propuesta de DICKINSON (1970, 1985), e INGERSOLL y SUCZEK (1979).

Adicionalmente, se utilizó el parámetro RgRsRm propuesto por CRITELLI y LE PERA (1994) y se propone emplear un diagrama que enfrenta los ensambles RpRvRs (**Tabla 3.1**) con el fin de considerar la información de líticos faneríticos (plutónicos) combinados con líticos afaníticos dentro de los componentes detríticos de las muestras. El ensamble Rp está constituido por cuarzo monocristalino de grano fino, plagioclasas dentro de fragmentos líticos plutónicos y plutónicos con texturas mirmequíticas y simplextíticas. El ensamble Rv se conforma por diversos líticos volcánicos con diferentes texturas, así como por feldespato potásico y plagioclasa dentro de éstos. El ensamble Rs se constituye por los diferentes fragmentos de rocas sedimentarias (p. ej., lutitas y areniscas de grano fino). Este diagrama es propuesto para determinar la procedencia de areniscas con afinidades a rocas de corteza media y rocas relacionadas con arcos continentales.

El método de Gazzi-Zuffa sugiere que los cuarzos, feldespatos y filosilicatos contenidos dentro de fragmentos de rocas faneríticas deben ser considerados como parte del cuarzo monocristalino, reduciendo la dependencia de la composición modal que se relaciona con el tamaño de grano (p. ej., GAZZI 1966; DICKINSON 1970; INGERSOLL et al. 1984; ZUFFA 1985, WELTJE 2002). Los problemas relacionados con la dependencia composicional son la segregación hidráulica; y los efectos ligados

con el re-trabajamiento ocasionado por el oleaje o mareas. Por está razón, se muestrearon areniscas masivas de grano medio-grueso, o bien con laminaciones paralelas. En sentido estricto, este muestreo es correspondiente a la escala del tercer orden propuesto por INGERSOLL et al. (1993).

3.3 RESULTADOS PETROGRÁFICOS

El análisis petrográfico permitió reconocer 44 clases petrográficas. 32 clases corresponden a granos detríticos que componen el esqueleto, 6 a cementos y 6 a los minerales accesorios (p. ej., minerales pesados y micas; **Apéndice 3**). La matriz deposicional está constituida por minerales arcillosos y fases diagenéticas no diferenciadas. La epimatriz y pseudo-matriz afectan la composición original de las muestras. Los procesos diagenéticos como compactación mecánica, química y cementación son moderados, destruyendo la porosidad primaria de los sedimentos y reemplazando a minerales inestables como los feldespatos y plagioclasas.

Tabla 3. 1: Parámetros empleados en el cálculo de los diagramas ternarios empleados en el texto. El significados de las abreviaciones, se muestra en el Apéndice 3

Diagrama Ternario	Parámetros
NCE-CE-CI	$NCE = Qmr + Qmo + Qp2-3 + Qp>3 + Qrm + Qrp + Qla + Crq + Fs + Frpg + Krf + Crf + Flvf + Flvtob + Flvlat + Ps + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + Srp + Crp + Ch + Lsa + Lslu + Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic + LsSq + LsP + Biotita$ $CE = LsCm + LsCs + Fos$ $CI = 0$
QFR	$Q = Qmr + Qmo + Qp2-3 + Qp>3 + Qrm + Qrp + Crq$ $F = Fs + Frpg + Krf + Crf + Flvf + Flvtob + Flvlat + Ps + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + Srp + Crp$ $Lt = Lsa + Lslu + LsCm + LsCs + Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic + LsSq + LsP + Qrp + Qla + Frpg + Flvf + Qp>3 + Flvlat + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat$
QmFL	$Qm = Qmr + Qmo + Qrm + Qrp + Crq$ $F = Fs + Frpg + Krf + Crf + Flvf + Flvtob + Flvlat + Ps + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + Srp + Crp$ $L = Ch + Lsa + Lslu + LsCm + LsCs + Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic + LsSq + LsP + Fos$
QpLvLs	$Qp = Qp2-3 + Qp>3 + Ch$ $Lv = Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic$ $Ls = Lsa + Lslu + LsCm + LsCs$
RgRsRm	$Rg = Qrp + Frpg + Flvf + Flvtob + Flvlat + Prpg + Plvf + Plvtob + Plvlat + Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic + LsP$ $Rs = Qla + Lsa + Lslu + LsCm + LsCs$ $Rm = Qrm + LsSq$
RpRvRs	$Rp = Qrp + Prpg + LsP$ $Rv = Flvf + Flvtob + Flvlat + Plvf + Plvtob + Plvlat + Lsvf + Lsvtob + Lsvlat + LsvMic$ $Rs = Qla + Lsa + Lslu + LsCm + LsCs$
QmrQmoQp	$Qmr = Qmr$ $Qmo = Qmo$ $Qp = Qp2-3 + Qp>3$

3.3.1 TIPOS DE GRANOS

3.3.1.1 Granos extra-cuenca no-carbonatados (NCE)

Esta categoría incluye cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, minerales pesados (p. ej., circón, tourmalina y otros opacos), *chert*, fragmentos líticos volcánicos, plutónicos,

sedimentarios [p. ej., lutitas, carbonatos con texturas esparíticas] y metamórficos [p. ej., metapsamítico/metafelsítico₂, metapsamítico/metafelsítico₃, metapelítico₂, de acuerdo con la propuesta de GARZANTI y VEZOLLI 2003], **Apéndice 3**.

Los feldespatos comúnmente son remplazados por minerales arcillosos [p. ej., caolinita o ilita] y/o cemento calcítico. La ortoclasa es frecuentemente alterada por minerales arcillosos de tipo caolinita.

Los fragmentos líticos que constituyen la población de granos no-carbonatados son escasos, sin embargo, estos proveen de información importante acerca de la composición de las rocas fuentes. Incluyen fragmentos líticos metamórficos [p. ej., Lmp/f₂, Lmp/f₃; **Apéndice 3**], volcánicos con texturas felsíticas, tobaceas, *lathwork* y microlíticas, plutónicos con texturas mirmequíticas o simplextíticas. Los granos del chert son raros y muestran texturas isotropicas y en raras ocasiones exhiben fábrica tectónica con sus cristales orientados sobre un eje preferencial.

Tabla 3. 2: Parámetros empleados en los diagramas ternarios y en la interpretación de las áreas fuentes y ambiente tectónico. MA= Media Aritmética; SD= Desviación estándar.

		Petrofacies A			Subpetrofacies A1			Subpetrofacies A2			Subpetrofacies A3			Petrofacies B			Petrofacies C		
		n	Media	Des.Est.	n	Media	Des.Est.	n	Media	Des.Est.	n	Media	Des.Est.	n	Media	Des.Est.	n	Media	Des.Est.
QtFL	Qt%	77	59	8	60	57	6	6	57	4	11	70	6	5	45	6	7	49	6
	F%	77	31	7	60	33	7	6	28	4	11	22	4	5	27	3	7	44	7
	R%	77	10	5	60	9	5	6	15	2	11	8	4	5	27	9	7	7	2
QmFL	Qm%	77	59	8	60	57	7	6	58	5	11	70	6	5	45	7	7	49	6
	F%	77	33	7	60	35	6	6	34	4	11	22	4	5	34	1	7	47	8
	Lt%	77	8	4	60	8	4	6	8	2	11	8	4	5	21	8	7	4	1
QmKP	Qm%	77	64	8	60	62	7	6	63	5	11	76	5	5	57	3	7	51	7
	K%	77	15	5	60	16	4	6	9	4	11	10	2	5	10	4	7	26	10
	P%	77	21	6	60	21	6	6	28	2	11	15	5	5	33	5	7	23	5
QmrQmoQp	Qmr%	77	76	13	60	77	11	6	51	5	11	88	6	5	61	5	7	60	10
	Qmo%	77	20	10	60	20	9	6	33	2	11	12	6	5	18	9	7	34	11
	Qp%	77	4	5	60	4	4	6	16	4	11	0	0	5	21	8	7	6	4
RgRsRm	Rg%	77	72	28	60	84	11	6	61	12	11	12	21	5	62	21	7	50	10
	Rs%	77	28	28	60	16	11	6	38	12	11	88	21	5	38	21	7	45	12
	Rm%	77	1	1	60	1	2	6	1	1	11	0	0	5	1	0	7	5	5
LmLvpLs	Lm%	77	1	1	60	1	2	6	1	1	11	0	0	5	1	0	7	5	5
	Lvp%	77	72	28	60	84	11	6	61	12	11	12	21	5	62	21	7	50	10
	Ls%	77	28	28	60	16	11	6	38	12	11	88	21	5	38	21			
RpRvRs	Rp%	77	9	7	60	10	6	6	18	6	11	2	3	5	17	8	7	34	17
	Rv%	77	63	27	60	74	13	6	42	16	11	11	18	5	45	15	7	11	10
	Rs%	77	28	28	60	16	11	6	40	13	11	88	21	5	38	22	7	55	11
QpLvLs	Qp%	77	26	20	60	28	16	6	58	8	11	1	2	5	38	6	7	47	18
	Lv%	77	49	26	60	58	18	6	19	6	11	11	19	5	32	12	7	3	4
	Ls%				60	14	10	6	23	9	11	88	19	5	30	14	7	50	16
NCECECI	NCE%	77	99	1	60	99	1	6	97	2	11	97	2	5	93	1	7	97	1
	CE%	77	1	1	60	1	1	6	3	2	11	3	2	5	7	1	7	3	1
	CI%	77	0	0	60	0	0	6	0	0	11	0	0	5	0	0	7	0	0

3.3.1.2 Granos extra-cuenca carbonatados (CE)

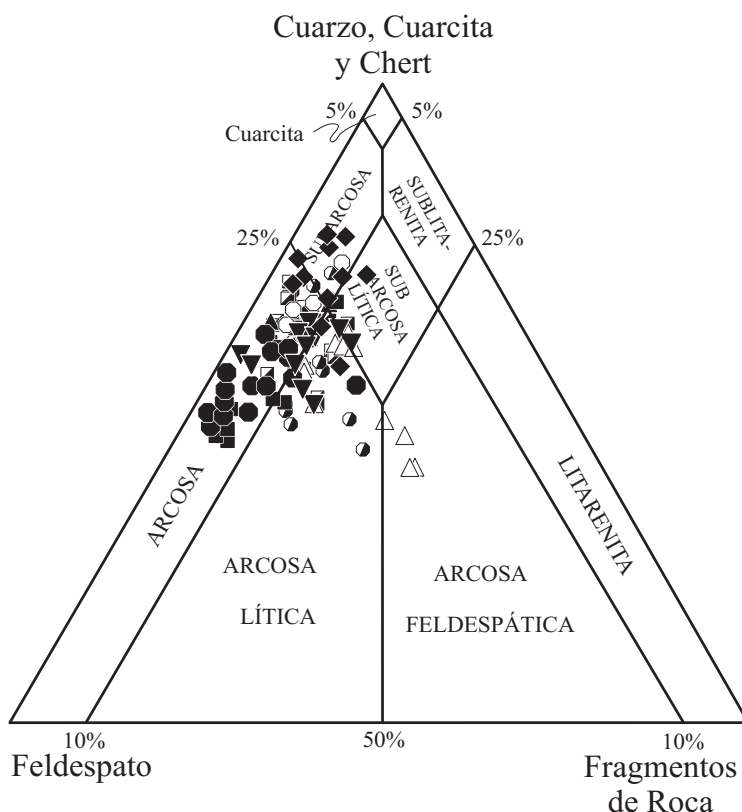
Los fragmentos líticos carbonatados se clasificaron de acuerdo con su composición y tamaño de grano en: fragmentos de caliza micríticos, fragmentos líticos esparíticos. Además, se presentan fragmentos fósiles re-trabajados de braquiópodos. De acuerdo con el criterio de ZUFFA (1987) estos granos son derivados de antiguas unidades sedimentarias.

3.3.1.3 Granos intra-cuenca no-carbonatados (NCI)

La categoría NCI se presenta en proporciones cuantitativamente no significantes, consistiendo en granos de limos o arcillas deformados por compactación mecánica que comúnmente están asociados con areniscas cuarzofeldespáticas y cuarzolíticas.

3.3.1.4 Granos intra-cuenca carbonatados (CI)

La categoría de granos carbonatados de origen intra-cuenca no están presentes dentro de las muestras analizadas.



Leyenda

- | | |
|--------------------------|--------------------------|
| Petrofacies A | SubPetrofacies A3 |
| SubPetrofacies A1 | ▲ San Rafael |
| ▼ Huasteca | Petrofacies B |
| ◐ Picachos | △ Cañón Cortinas |
| ◑ Santa Cruz | Unidad 3 |
| ● Cañón Los Chorros | Petrofacies C |
| ■ La Gavia | ■ La Gavia |
| Unidad Superior | Unidad Superior |
| SubPetrofacies A2 | |
| △ Cañón Cortinas | |
| Unidad 2 | |

Fig. 3. 1: Esquema de clasificación de areniscas propuesto por MCBRIDE (1963) con todas las muestras del área de estudio.

3.3.2 COMPOSICIÓN DE ARENISCAS Y PETROFACIES

Las areniscas de las secuencias clásticas han sido subdivididas en tres petrofacies, clasificadas de acuerdo con las divisiones estratigráficas que presenta la Formación La Casita (ver Capítulo 1), mientras que las de la Arcosa Patula fueron divididas en base y cima. Las características y su

composición detrítica se muestran en las **Tablas 3.1–3.3**, mientras que los resultados del conteo de puntos se muestra en el **Apéndice 3**.

3.3.2.1 Petrofacies A: Cuarzofeldespática

Las areniscas de la petrofacies Cuarzofeldespática ($Q_{59}F_{31}L_{10}$) contienen abundante cuarzo y plagioclasa con proporciones menores de feldespato potásico y fragmentos líticos. El cuarzo monocristalino de origen plutónico es más abundante que el policristalino ($Q_p/Q_m \sim 0.1$), exhibiendo extinción no-ondulada > ondulada ($Q_{mr}/Q_{mo} \sim 28.9$; **Figura 3.3a, b y c**). El cuarzo monocristalino de origen volcánico con bahías de corrosión es frecuente. El cuarzo policristalino de variedad metamórfica de bajo grado es menos frecuente, mostrando contactos suturados, extinción ondulosa individual y una elongación preferencial sobre sus ejes ($Q_p/Q_m \sim 0.1$), **Figuras 3.3d y 3.4c**. Además, es común encontrar cuarzopolícrystalinos con contactos rectos en forma de Y, indicando un posible origen plutónico (**Figura 3.3b**).

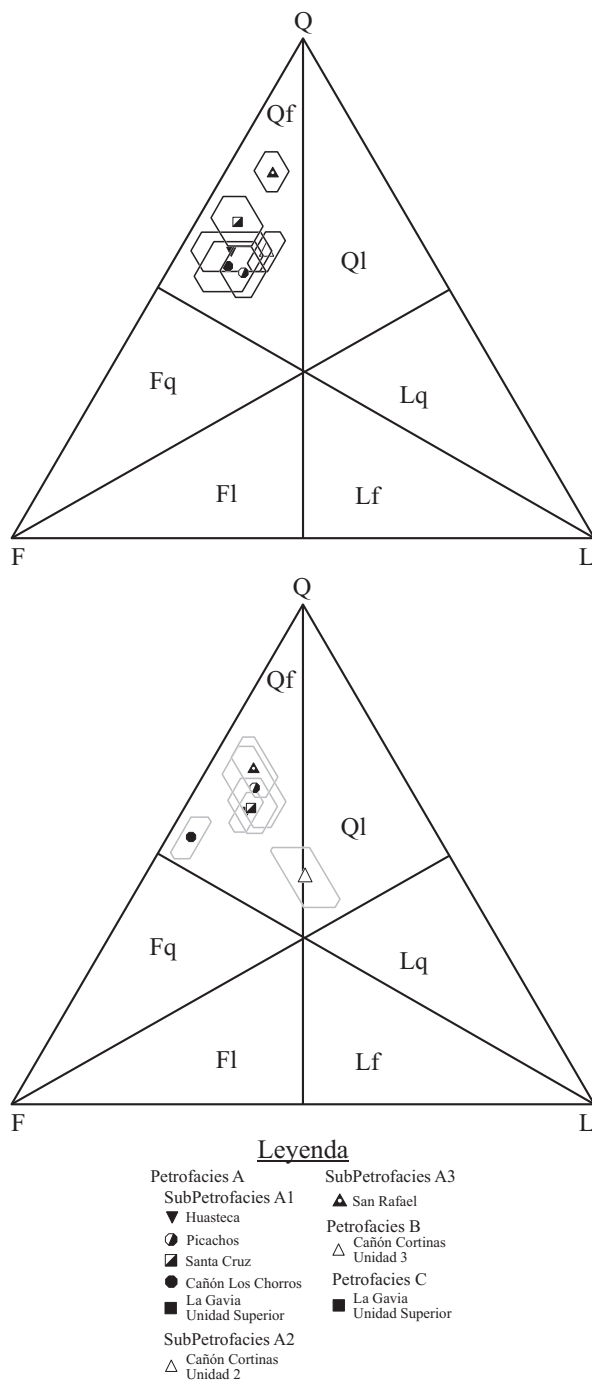


Fig. 3. 2: Diagrama de clasificación genética para areniscas, tomado de WELTJE (2006). En el diagrama superior se grafican las muestras de la Unidad 2 de la Formación La Casita y de la Unidad Inferior de la Arcosa patula. Diagrama inferior proyecta las muestras de la Unidad 3 de las Formación La Casita y de la Unidad Superior de la Arcosa Patula. Qf=Cuarzofeldespáticas; Ql= Cuarzolíticas; Fq=feldespatoquarzosas; Lq=Liticocuarzosas; Fl= Feldespatolíticas; Lf= lítico feldespáticas.

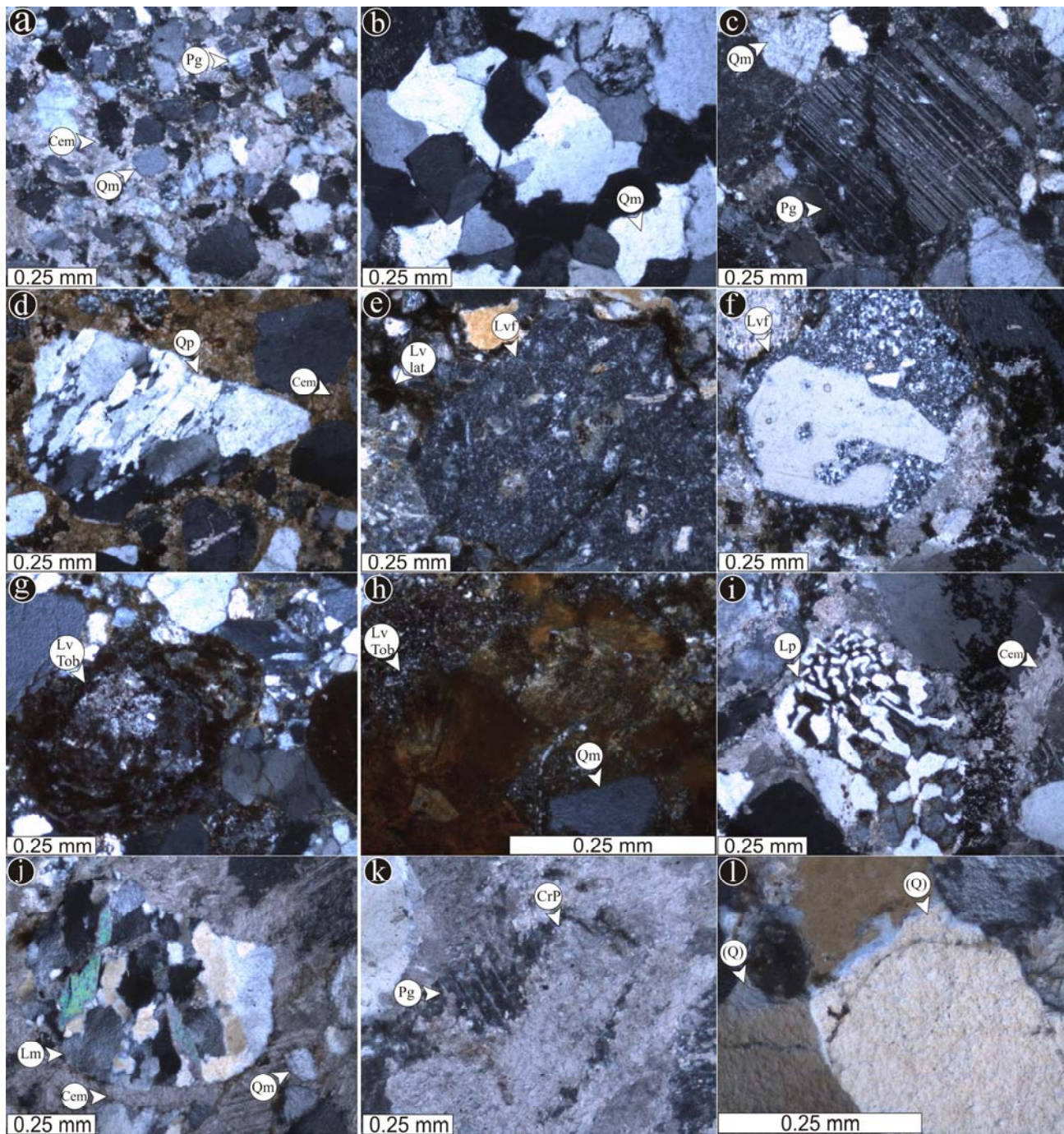


Fig. 3. 3: Microfotografía de la Petrofacies A en nicoles cruzados: (a) panorámica que muestra cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Pg) y cemento calcítico; (b) cuarzo monocristalino; (c) cuarzo monocristalino y plagioclasa con maclado de tipo polisintético (Pg); (d) cuarzo policristalino (Qp), cuarzo monocristalino y cemento calcítico (Cem); (e) lítico volcánico con textura felsítica (Lv) y *lathwork* (Lvlat); (f) detalle de un lítico volcánico con textura felsítica; (g) lítico volcánico con textura tobacea; (h) detalle de un lítico volcánico con textura tobacea bareolítica (LvTob) y cuarzo monocristalino; (i) detalle de lítico plutónico con textura miermequitica (Lp) y cemento calcítico; (j) lítico metamórfico metapsamítico/felsítico₂, cuarzo monocristalino y cemento calcítico; (k) plagioclasa con maclado polisintético, cemento calcítico reemplazando plagioclasa; (l) cuarzos monocristalinos con bordes de crecimiento.

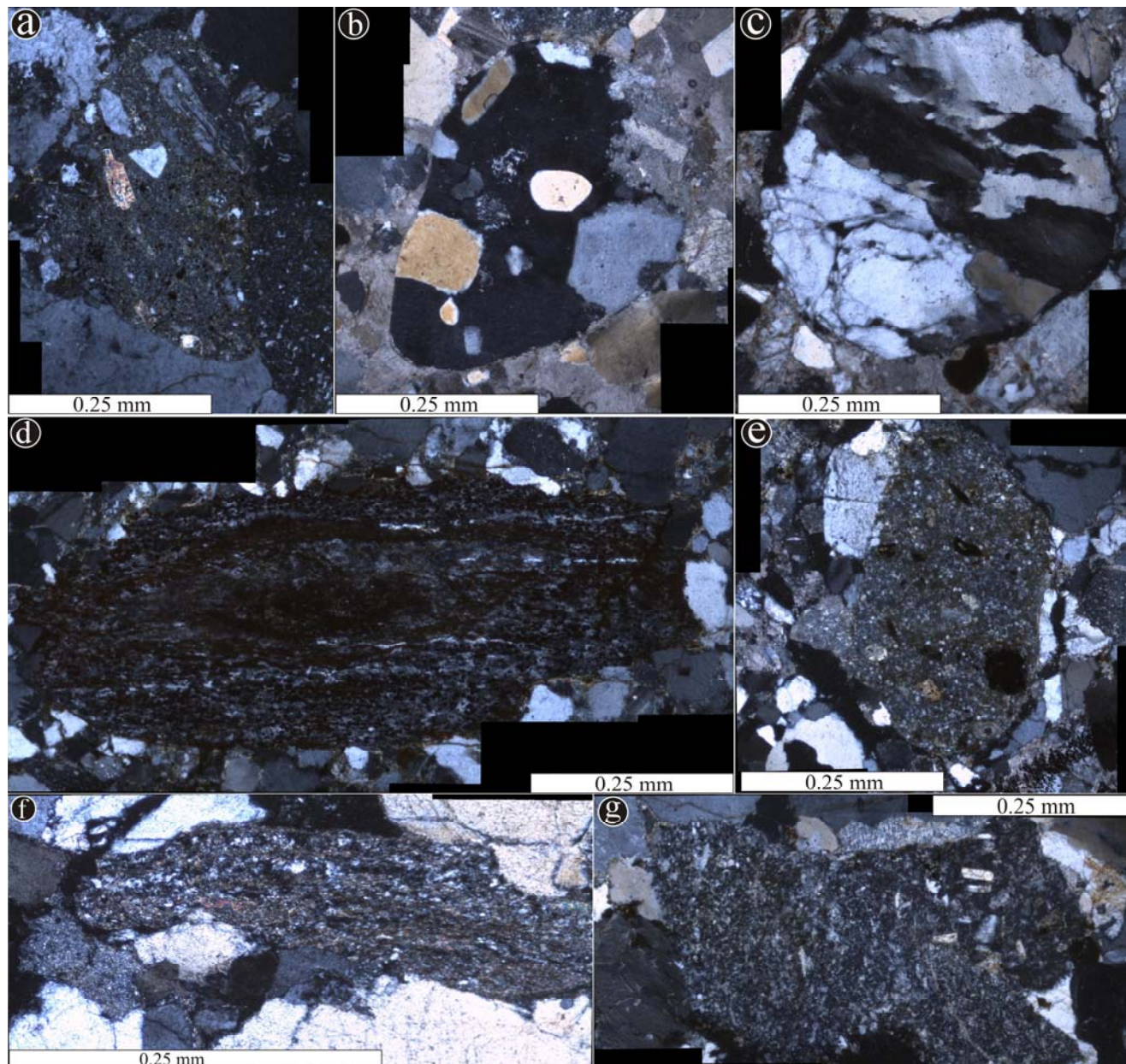


Fig. 3. 4: Ensamblas microfotográficos de la Petrofacies A, (a) lítico volcánico con textura felsítica, con clinopiroxenos; (b) lítico metamórfico con textura metapsamítica/felsítica; (c) cuarzo policristalino; (d) lítico volcánico tobaceo con textura fluidal; (e) lítico volcánico con textura felsítica; (f) lítico metamórfico metapsamítico; (g) lítico volcánico con textura felsítica.

Los feldespatos en la petrofacies A son plagioclasas y feldespatos potásicos ($P/F \sim 7.9$). Las plagioclasas Na-Ca, en variedades Albita y Anortita (ópticamente determinadas) son las más abundantes, exhiben maclado tipo albita y comúnmente son reemplazadas por cemento calcítico o sericita (Figuras 3.3a y 3.3c). Los feldespatos potásicos en variedad ortoclasa con maclado Carlsbad son los segundos más abundantes y frecuentemente son reemplazados por cemento calcítico o sericita/illita (Figura 3.3j y 3.3k). Los feldespatos-potásicos sin maclado son poco

frecuentes, siendo en cambio frecuentes los feldespatos potásicos de variedad microclina con maclado en enrejado.

Esta petrofacies contiene diferentes fragmentos de roca, descritos a continuación según su orden de abundancia. Los líticos volcánicos que muestran composiciones que varían de riolitas a andesíticas, con texturas *lathwork*, felsíticas, tobaceas soldadas y esferulíticas, y en menor proporción microlíticos (**Figuras 3.3g y 3.3h**). Los líticos volcánicos con texturas *lathwork* están constituidos por fenocristales de plagioclasas o feldespatos potásicos del tamaño de arenas embebidos dentro de una matriz intergranular (**Figura 3.3e**). Los líticos volcánicos felsíticos constan de un mosaico granular o seriado con cuarzo y/o feldespatos anhedrales (**Figuras 3.3e, 3.4a, 3.4e, 3.4g**). Los fragmentos de rocas tobaceas contienen relictos de texturas holoyialinas con indicios de desvitrificación formando agregados de cristales finos indistinguibles; texturas holohyalinas esferulíticas con vidrio desvitrificado; texturas porfiríticas seriadas; texturas vitrofiricas; y texturas en *shard* (**Figuras 3.3g, 3.3h, 3.4d**). Los líticos volcánicos con texturas microlíticas constituidas por microlitos de plagioclasa representan lavas de composición intermedia. Los fragmentos líticos plutónicos presentan cuarzos y feldespatos equigranulares con raros cristales de biotitas dentro de texturas en mosaico [granos poligonales]. Las texturas gráficas y micrográficas son poco frecuentes. Los fragmentos líticos sedimentarios, están compuestos por lutitas, areniscas de grano fino–muy fino y rocas carbonatadas con texturas esparíticas y micríticas. Los fragmentos líticos metamórficos son menos frecuentes e incluyen metapsamíticos/metafelsíticos₂, metapsamíticos/metafelsíticos₃, metapsamíticos/metafelsíticos₄, metapelíticos₂, metapelítico₃ con incipiente clivaje [*cf.* GARZANTI y VEZZOLI 2003; **Figuras 3.3j y 3.4f**].

Tabla 3. 3: Relaciones para documentar la composición del área fuente y madurez textural empleadas en el presente trabajo. Las abreviaturas son explicadas en el Apéndice 3. 1 y en la Tabla 3.2 en número de muestras.

Relación	Petrofacies A						Petrofacies B		Petrofacies C	
	Subpetrofacies A1		Subpetrofacies A2		Subpetrofacies A3		Media	Des.Est	Media	Des.Est
	Media	Des.Est	Media	Des.Est	Media	Des.Est				
MI	141.0	36.8	134.3	19.2	239.7	62.1	85.5	22.5	98.7	29.0
MMI	131.1	31.0	128.6	16.7	232.6	56.8	82.5	22.6	96.0	26.5
P/F	18.1	73.4	3.9	1.6	1.6	0.6	3.6	1.8	1.9	3.2
Rv/Rm+Rp	12.3	23.2	2.7	2.0	5.5	0.0	2.8	0.7	0.4	0.4
Rs/Rv+Rm	0.5	0.9	1.1	0.6	17.5	16.6	1.2	1.5	3.9	2.3
Rp/Rm+Rv	0.2	0.2	0.5	0.3	0.1	0.1	0.4	0.1	2.5	1.9
Lv/Lt	0.8	0.2	0.6	0.1	0.1	0.2	0.6	0.2	0.5	0.1
Qmr/Qmo	77.6	578.3	1.6	0.2	7.3	3.0	4.2	2.1	2.2	1.7
Qp/Qm	0.04	0.0	0.2	0.1	0.00	0.0	0.3	0.1	0.1	0.0

Las petrofacies cuarzofeldespáticas contienen minerales accesorios tales como: biotita que se presenta como pequeñas placas elongadas, moscovita en forma detritica, mostrando evidencias de deformación por procesos de compactación. Diversos minerales pesados como circón, epidota, clorita, turmalina y diversos opacos están presentes dentro de la petrofacies A.

De acuerdo con DICKINSON (1970), los granos detriticos de micas y carbonatos que presenten un tamaño menor de 0.03 mm deben de ser considerados dentro de la matriz, formando en algunos casos más del 35%. Las muestras de la petrofacies A, contienen menos del 10% de matriz y está constituida por minerales arcillosos, en variedades de proto-matriz, epi-matriz y orto-matriz.

Los procesos diagenéticos no alteran significativamente las muestras de esta petrofacies. El cemento calcítico en hábito poikilotópico y en forma de parches es abundante y está relleno los poros (~15%). El cemento dolomítico es menos frecuente y comúnmente se observa reemplazando al cemento calcítico [Figura 3.3j].

Composicionalmente, la petrofacies A es heterogénea, mostrando diferencias petrológicas significativas que permiten dividir las en las siguientes tres subpetrofacies:

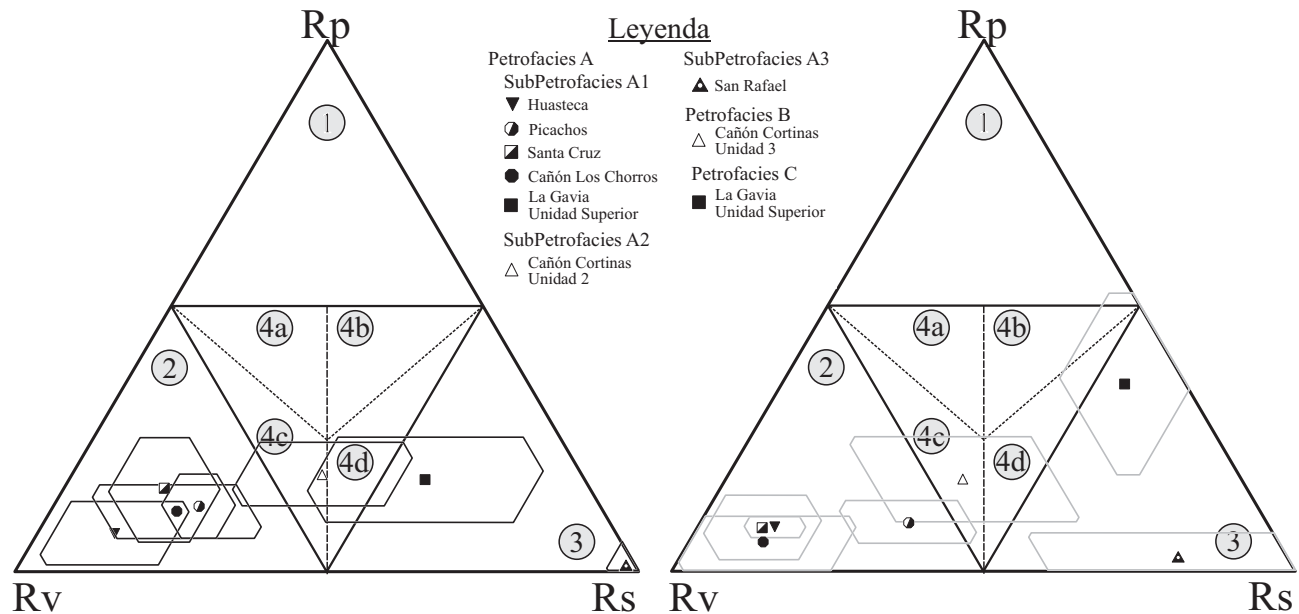


Fig. 3. 5: Diagramas Rp-Rv-Rs. En el diagrama izquierdo, se grafican las muestras de la Unidad 2 de la Formación La Casita y de la Unidad Inferior de la Arcosa Patula. En el diagrama de la derecha se proyectan las muestras de la Unidad 3 de la Formación La Casita y de la Unidad Superior de la Arcosa Patula. Significado de los campos: [1] Plutonoclásticos; [2] volcániclásticos; [3] Sedimentoclásticos; [4] Mixtas - (4a) Plutono-volcaniclásticas-(4b) Plutono-sedimentoclásticas-(4c) Volcani-plutonoclástica-(4d) Sedimento-plutonoclásticas.

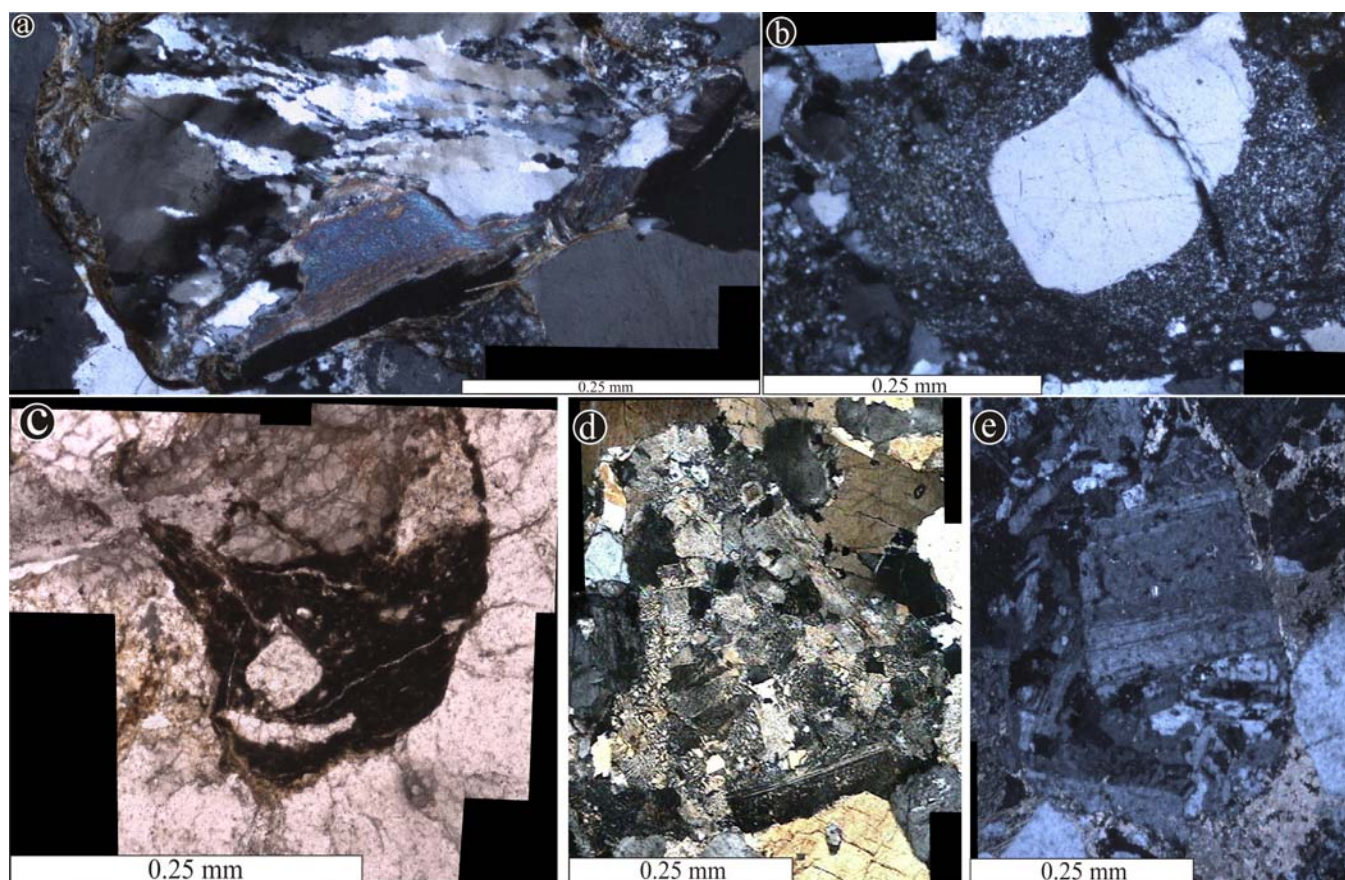


Fig. 3.6: Ensambles microfotográficos de la petrofacies A1, (a) lítico metamórfico con textura metapsamítica/felsítica; (b) lítico volcánico con textura felsítica; (c) lítico volcánico con textura tobacea en nicoles paralelos; (d) y (e) lítico plutónico constituido por fenocristales de plagioclasa y micro texturas mirmequíticas, en nicoles cruzados y paralelos, respectivamente; (f) lítico plutónico con fenocristales de plagioclasas.

3.3.2.1.1 Subpetrofacies A1: Cuarzoliticas con alto contenido de fragmentos líticos volcánicos

Esta subpetrofacies corresponde a la Unidad 2 y 3 en los cañones de La Huasteca, Picachos, Santa Cruz y El Chorro, como también a la Unidad Inferior de la Arcosa Patula (Figura 1.1; ver Capítulo 1). La subpetrofacies A1 se caracteriza por presentar un alto contenido de ensamblajes volcánicos ($R_v/R_m+R_p \sim 12.3 \pm 23.2$). Los fragmentos líticos volcánicos, nombrados a continuación de acuerdo a su abundancia, están representados por fragmentos tobaceos con texturas holohyalinas esferulíticas, porfíricas seriadas, vitrofíricas, esferulíticas desvitrificadas y texturas en *shard* (Figuras 3.6b-c, 3.7c, 3.7h-i). El ensamble plutónico se conforma por fragmentos líticos con cuarzos y feldespatos equigranulares con escasas biotitas dentro de una matriz en mosaico, siendo frecuentes las texturas gráficas, micrográficas y mirmequíticas (Figuras 3.6d, 3.7a). Raros fragmentos líticos, exhiben texturas intersticiales compuestas por fenocristales de plagioclasa y escasos clinopiroxenos (Figura 3.4a). En tanto que el ensamble sedimentario está representado

por contenidos moderados de líticos carbonatados con texturas micríticas y esparíticas, como también líticos siliciclásticos de areniscas de grano fino y lutitas (**Figura 3.5**). Los fragmentos líticos metamórficos se caracterizan por mostrar texturas metapelíticas₂, metapelíticas₃, metapsamíticas₂/metafelsíticas₂, metapsamíticas₃/metafelsíticas₃, metapsamíticas₄/metafelsíticas₄ (**Figuras 3.6a, 3.7b y 3.7d**).

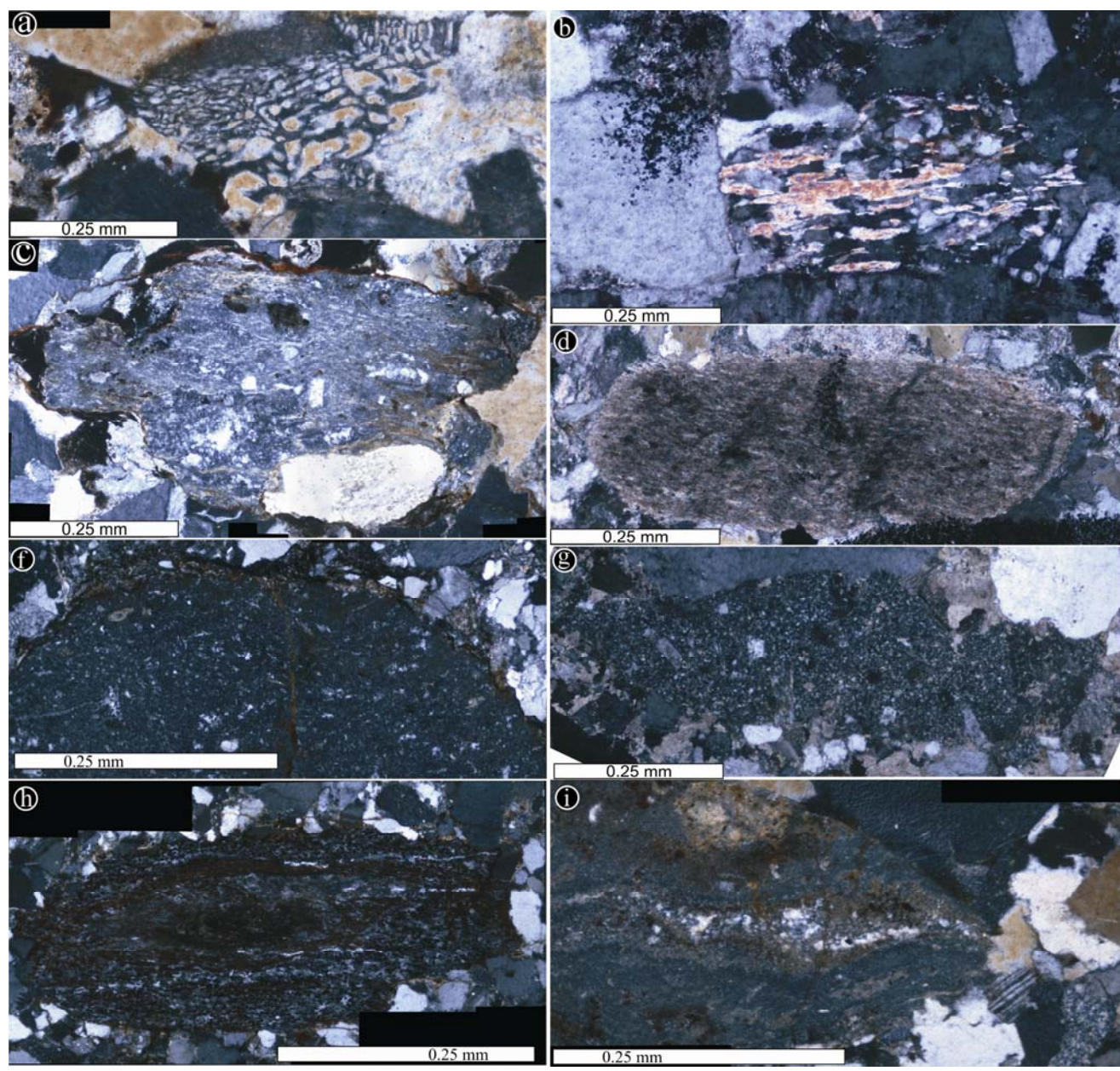


Fig. 3. 7: Ensemble microfotográfico de la subpetrofacies A1-[a] fragmento lítico plutónico con textura mirmecítica; [b] lítico metamórfico con textura metapsamítica/metafelsítica; [c] lítico volcánico con textura felsítica; [d] lítico metamórfico con textura metapelítica; [f] lítico volcánico con textura felsítica; [g] lítico volcánico con textura *lathworth*; [h] lítico volcánico con textura tobacea fluidal; [i] lítico volcánico con textura tobacea fluidal.

3.3.2.1.2 Subpetrofacies A2: Cuarzofeldespáticas con mezcla de líticos volcánicos y sedimentarios

La Unidad 2 en el área del Cañón Cortinas representa a la subpetrofacies A2. Ésta se caracteriza por proporciones iguales en el contenido de ensambles volcánicos y sedimentarios

($R_v/R_m+R_p \sim 2.7 \pm 2.0$;

$R_s/R_v+R_m \sim 1.1 \pm 0.6$), y en

menores proporciones

ensambles plutónicos (**Figura 3.5**). En orden de abundancia,

el ensamble volcánico está constituido por: **(1)**

fragmentos de rocas tobaceas con texturas holohialinas, esferulíticas con vidrios desvitrificados,

porfiríticas seriadas y vitrofínicas (**Figuras 3.9d y 3.9g**); **(2)** líticos volcánicos con texturas felsíticas

(**Figuras 3.8c y 3.9d**); y **(3)** líticos volcánicos con texturas *lathwork*.

El ensamble sedimentario lo constituyen fragmentos de rocas carbonatadas con texturas esparíticas y micríticas, con menor abundancia de líticos de areniscas de grano fino. El

ensamble plutónico sólo muestra líticos plutónicos con texturas mirmequíticas y texturas faneríticas en mosaico equigranular constituido por cuarzo y plagioclasa (**Figuras 3.8a-b, 3.9h-i**). Los tres

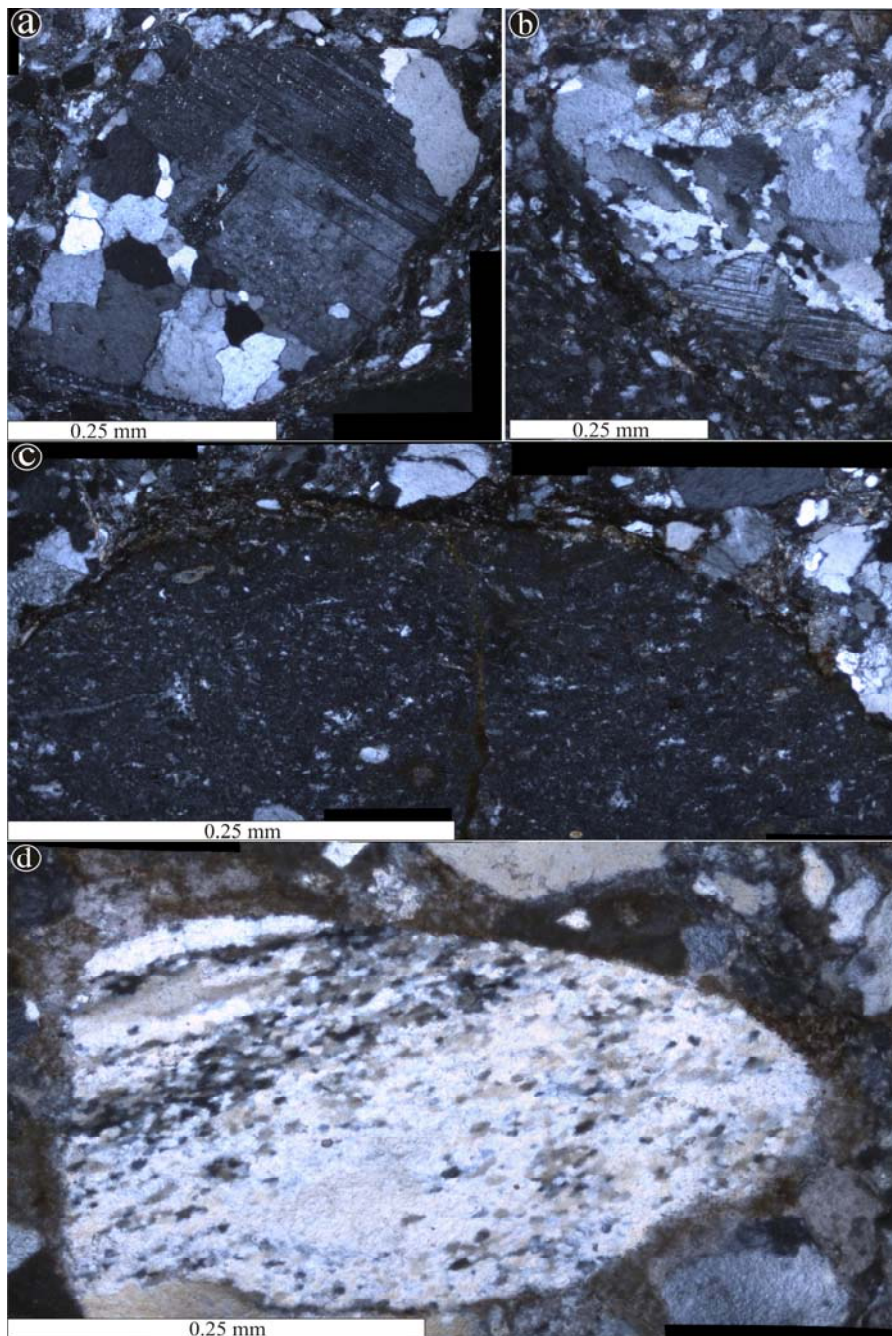


Fig. 3. 8: Ensamble microfotográfico de los fragmentos líticos representativos de la supetrofacies A2: (a) lítico plutónico con textura fanerítica-equigranular constituido por cuarzos y plagioclasa - Note los contactos en forma de i-griega; (b) lítico plutónico con textura fanerítica; (c) lítico volcánico con textura felsítica; (d) lítico metamórfico, posiblemente de una cuarcita.

ensamble plutónico sólo muestra líticos plutónicos con texturas mirmequíticas y texturas faneríticas en mosaico equigranular constituido por cuarzo y plagioclasa (**Figuras 3.8a-b, 3.9h-i**). Los tres

ensambles tienden a incrementar hacia la cima dentro del perfil del Cañón Cortinas (ver **Apéndice 3**).

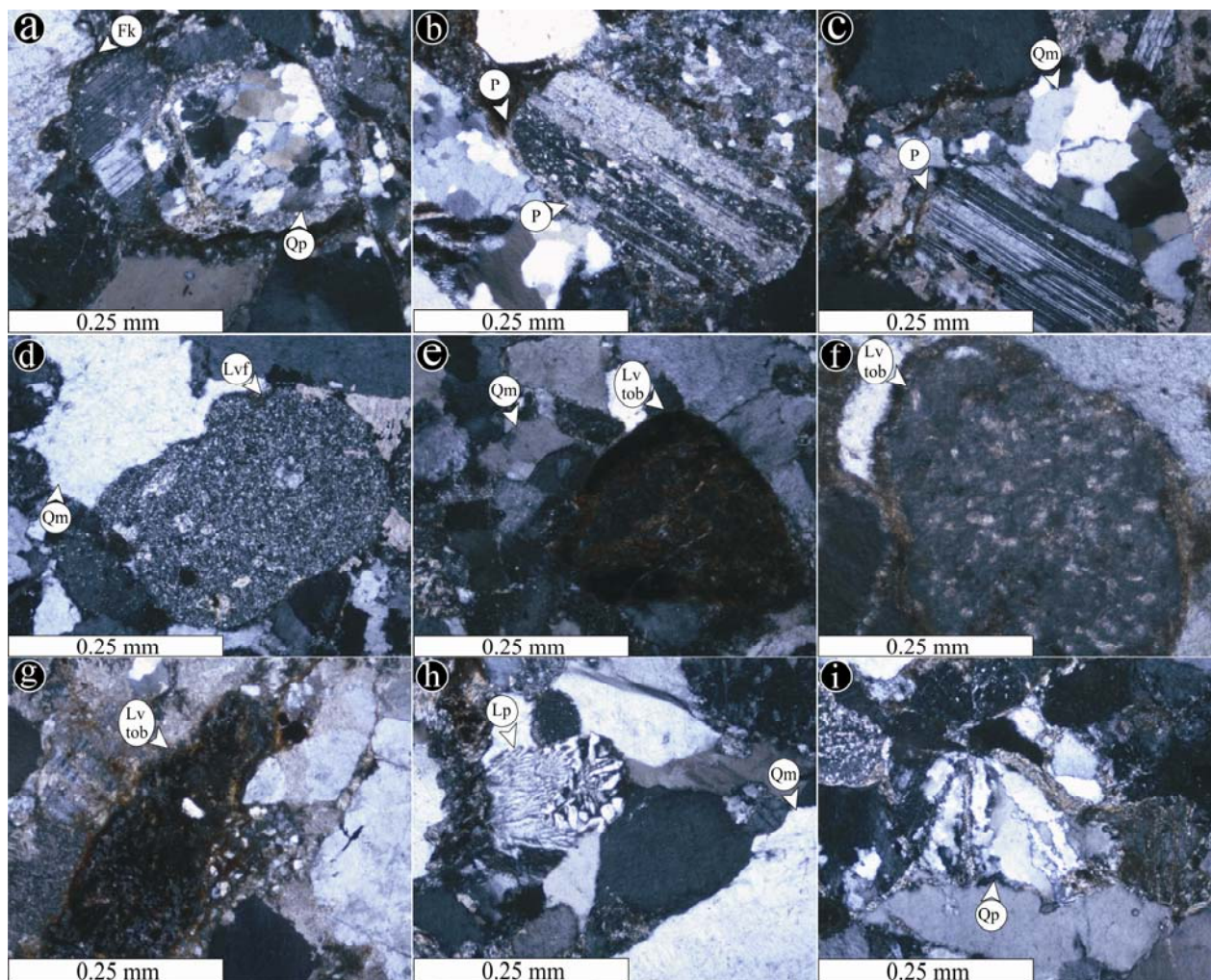


Fig. 3. 9: Microfotografía de la subpetrofacies A2–(a) cuarzo policristalino (Qp) y feldespato potásico (Fk); (b) plagioclasa con maclado polisintético alterando a sericita; (c) plagioclasa con maclado polisintético (P) con cuarzos monocristalinos (Qm); lítico volcánico con textura felsítica (Lvf); (e,f,g) líticos volcánicos con textura tobacea; (h) lítico plutónico con textura gráfica; i) cuarzo policristalino.

3.3.2.1.3 Subpetrofacies A3: Cuarzofeldespáticas con alto contenido de fragmentos líticos sedimentarios

La subpetrofacies A3 corresponde a las unidades 2 y 3 en el afloramiento de San Rafael, estando constituida por un alto contenido de ensambles líticos volcánicos y un bajo contenido de ensambles plutónicos ($Rv/Rm+Rp \sim 5.5$; $Rp/Rm+Rv \sim 0.1 \pm 0.1$; **Figura 3.5** y **3.10 a-b**). El ensamble sedimentario está constituido por fragmentos de rocas carbonatadas con texturas micríticas, lutitas y en menor abundancia líticos de calizas con texturas esparíticas. El ensamble volcánico está

conformado por: líticos tobaceos con texturas holohialinas, porfiríticas, vitrofiricas, y felsíticas (**Figura 3.10c**). El ensamble plutónico está constituido por un bajo contenido de líticos plutónicos con texturas mirmequíticas. Dentro de esta petrofacies el ensamble lítico disminuye hacia la cima (Unidad 3) mientras que el ensamble volcánico y el plutónico tienden a incrementar.

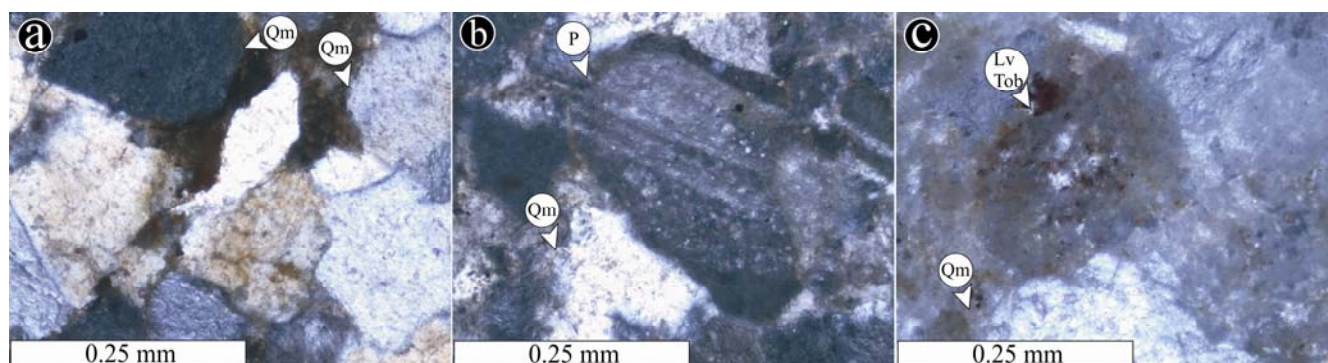


Fig. 3. 10: Microfotografías de las Subpetrofacies A3: (a) cuarzos monocristalinos (Qm); (b) cuarzo monocristalino (Qm) y Plagioclasa con maclado tipo polisintético (P); (c) lítico volcánico con textura tobacea (LvTob) y cuarzo monocristalino.

3.3.2.2 Petrofacies B: Cuarzolíticas

Las areniscas de esta petrofacies ($Q_{46}F_{27}L_{27}$) contienen abundante cuarzo y proporciones iguales de feldespatos y fragmentos líticos, correspondiendo a la Unidad 3 de la Formación La Casita en el área del Cañón Cortinas. El cuarzo monocristalino de origen plutónico es el más abundante, mostrando extinción recta>ondulosa ($Q_{mr}/Q_{mo} \sim 4.2 \pm 2.1$; **Figura 3.11a**). En tanto que el cuarzo volcánico con bahías de corrosión es poco frecuente. El cuarzo policristalino es de origen metamórfico de bajo grado, mostrando extinción ondulosa individual, contactos suturados y elongación preferencial sobre sus ejes ($Q_p/Q_m \sim 0.3 \pm 0.1$; **Figura 3.11b**).

Los feldespatos en la petrofacies B son plagioclasas> feldespatos potásicos, siendo las primeras más abundantes que los segundos ($P/F \sim 3.6 \pm 1.8$). Se encuentran en gran cantidad plagioclastas albitas y anortitas, con maclado tipo albita que comúnmente son reemplazadas por cemento calcítico y sericita (**Figura 3.11c**). Los feldespatos potásicos son ortoclasa, comúnmente reemplazados por cemento calcítico, exhibiendo rara vez maclado de tipo simple. Además, se pueden encontrar feldespatos de variedad microclina con maclado de tipo enrejado.

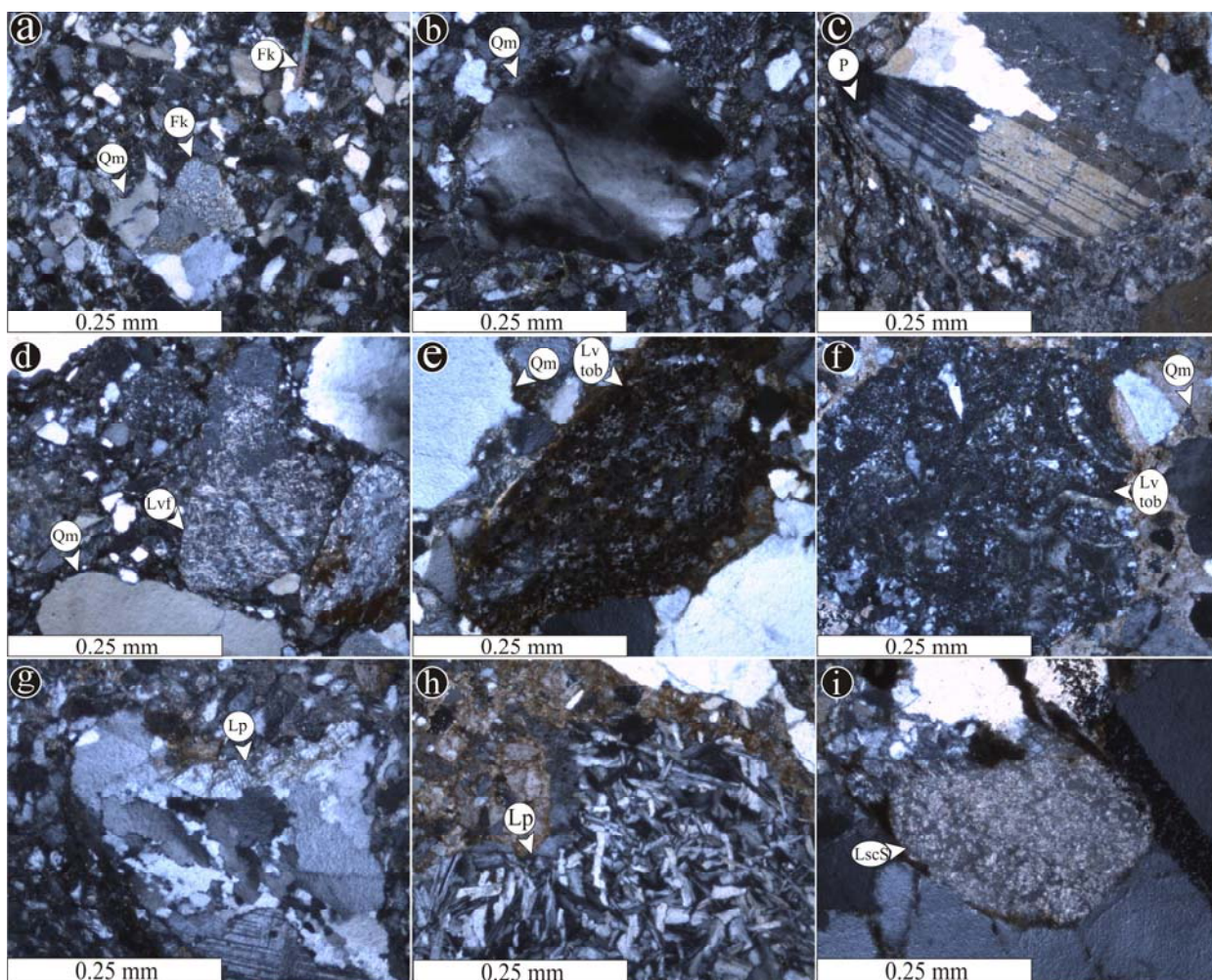


Fig. 3. 11: Microfotografías de la Petrofacies B-(a) panorámica que muestra cuarzoes monocristalinos (Qm) y feldespatos (Fk); (b) cuarzo monocristalino con extinción ondulosa; (c) Plagioclasa con maclado de tipo albita dentro de un lítico plutónico; (d) lítico volcánico con textura felsítica (Lvfb); (e) lítico volcánico con textura tobacea (Lvto) y cuarzo monocristalino con extinción recta (Qm); (f) detalle de un lítico volcánico con textura tobacea (Lvto); (g) lítico plutónico con textura fanerítica compuesto por cuarzoes, feldespatos y plagioclasas; (h) lítico plutónico con textura fanerítica constituido por feldespatos y plagioclasas; (i) lítico sedimentario de calizas con textura esparítica.

Los fragmentos de líticos volcánicos son los más abundantes de los fragmentos de rocas. Estos líticos volcánicos son de composiciones intermedias-félsicas (dacitas-riolitas), mostrando texturas felsíticas, tobaceas fluidales, *lathwork* y en cantidades menores microlíticas (Figura 3.11d-f). Los líticos volcánicos con texturas felsíticas consisten en un mosaico granular o seriado constituido por cuarzo o feldespato anhedrales. Los líticos con texturas *lathwork* están conformados por fenocristales de plagioclasas o feldespatos euhedrales o subeuhedrales inmersos dentro de una matriz intersticial o granular. Los líticos volcánicos microlíticos están constituidos por microlitos de plagioclasa y representan lavas de composición intermedia. Los líticos plutónicos de composición

acida ocurren en porcentajes bajos, exhibiendo texturas mirmequíticas y gráficas (**Figuras 3.11 g-h**).

Los minerales accesorios más abundantes son micas de biotita y moscovita. La biotita se presenta como placas cortas y elongadas. Los minerales pesados son escasos, siendo generalmente circón, apatito y epidota detrítica. La matriz representa menos del 10% y está constituida por minerales arcillosos que comprenden la protomatriz y epimatriz (**Apéndice 3**).

3.3.2.3 Petrofacies C: Feldespatocuarzosa

La petrofacies feldespatocuarzosa representa a la unidad superior de la Arcosa Patula. Esta petrofacies contiene abundantes cuarzos y feldespatos con porcentajes menores de fragmentos líticos ($Q_{49}F_{44}L_7$). El cuarzo es principalmente monocristalino de origen plutónico con extinción no-ondulada/ondulada ($Q_{mr}/Q_{mo} \sim 2.2 \pm 1.7$; **Figuras 3.12a-c**). El cuarzo monocristalino de carácter volcánico con bahías de corrosión es poco frecuente, así como también el cuarzo policristalino ($Q_p/Q_m \sim 0.1$), caracterizado por presentar extinción ondulada, contactos suturados y elongación sobre sus ejes preferenciales.

Los feldespatos que constituyen esta petrofacies son, en orden de abundancia, feldespatos potásicos y plagioclasas. Los feldespatos potásicos son ortoclasa con maclado tipo Carlsbad, comúnmente reemplazados por cemento calcítico o por minerales arcillosos (p. ej., illita o caolinita; **Figuras 3.12d-e**). La microclina con maclado en enrejado es más abundante que en las otras petrofacies. Las plagioclasas están representadas por albitas y anortitas, exhibiendo maclado polisintético y raras veces maclado simple. Éstas son comúnmente reemplazadas por cemento calcítico o sericita/illita.

Los fragmentos de rocas más abundantes son líticos sedimentarios de carbonatos con texturas micríticas y esparíticas, y en menor cantidad, líticos de lutitas y areniscas de grano fino (**Figura 3.12f**). Los líticos metamórficos están constituidos por abundantes texturas: metapsamítica/metafelsítica₂, metapelítica₂ y metapelítica₃. Los granos metapsamíticos/metafelsíticos₂ muestran fragmentos líticos de cuarzo-sericita con clivaje que varía de incipiente a moderado. Los líticos metapelíticos₂ y metapelíticos₃ representan fragmentos remanentes de filitas y esquistos micáceos con clivaje de moderado a fuerte (*sensu stricto* GARZANTI y VEZZOLLI 2003; **Figuras 3.12g-h**). Los fragmentos líticos plutónicos son escasos y exhiben texturas faneríticas en mosaicos equigranulares construidos por cuarzos, plagioclasas y feldespatos (**Figura 3.12i**)

Los minerales accesorios más abundantes son biotita y moscovita. La biotita se presenta como pequeñas placas elongadas. Están presentes en baja proporción minerales pesados como circón,

apatito y epidota detrítica. La matriz es menor del 10% e incluye carbonatos y minerales arcillosos con un tamaño menor de 0.03 mm.

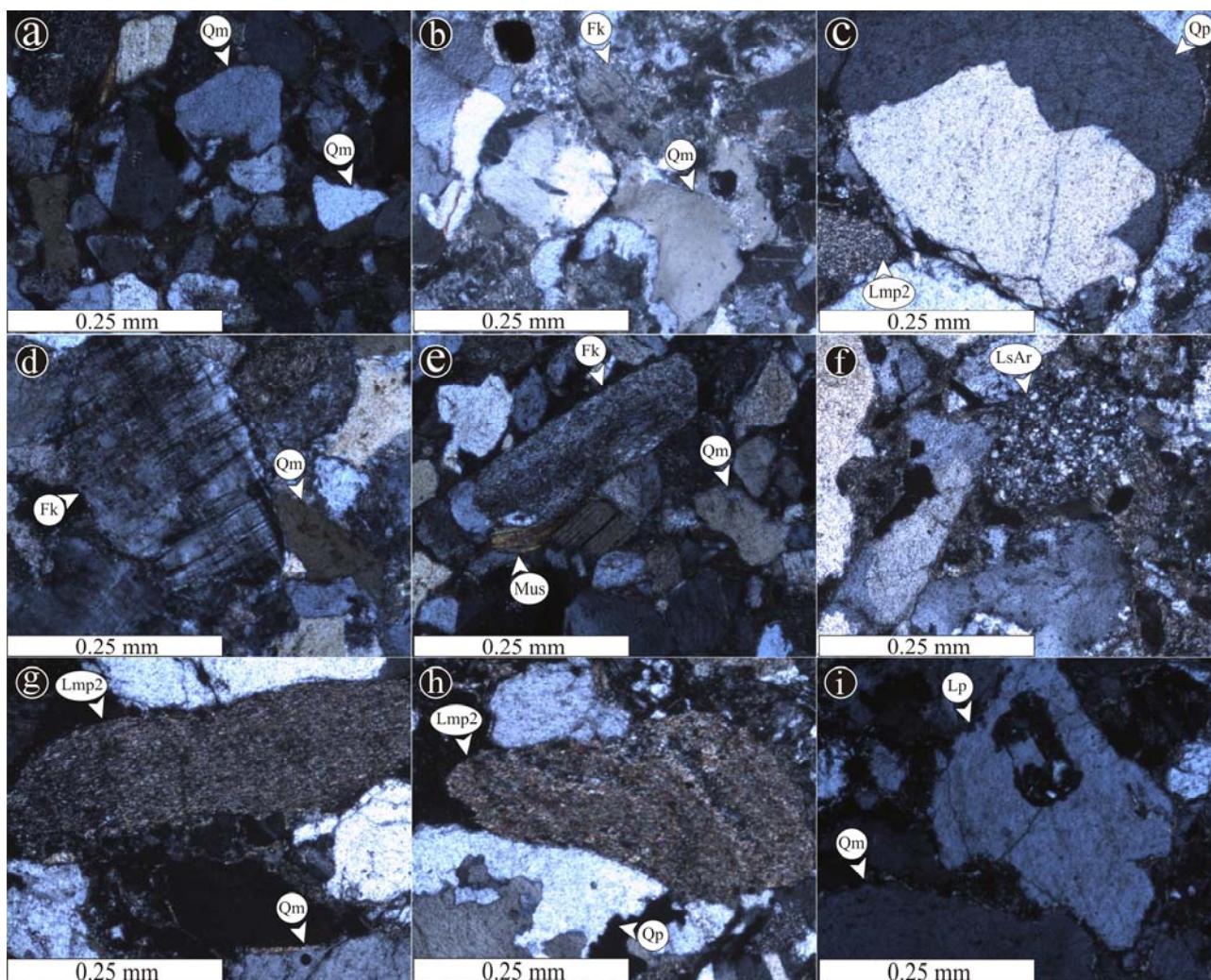


Fig. 3. 12: Microfotografía de Nicoles cruzados de la petrofacies C: (a) Panorámica (Qm) cuarzo monocristalino, (b) (Fk) feldespato potásico, y cuarzo monocristalino; (c) detalle de cuarzo policristalino (Qp) y lítico metapelítico. (d) Feldespato potásico en variedad microclina y cuarzo monocristalino; (e) Feldespato potásico, moscovita (Mus) y cuarzo monocristalino; (f) lítico sedimentario de areniscas de grano fino (LsAr); (g) lítico metapelítico2 y cuarzo monocristalino; (h) lítico metapelítico3 (Lmp3) y cuarzo policristalino; (i) Lítico plutónico (Lp) y cuarzo monocristalino.

3.3.3 COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE

La composición del o las áreas fuentes se evalúo empleando diferentes parámetros como los tipos de cuarzoes (p. ej., policristalinos *versus* monocristalinos) y los diversos fragmentos líticos que se documentaron por medio del conteo de puntos.

3.3.3.1 Cuarzo

BASU et al. (1975) y TORTOSA et al. (1991) evaluaron la relación que presentan los tipos de cuarzo [policristalinos contra monocristalinos] y la extinción que los caracteriza [recta u ondulada], a fin de documentar la composición del área fuente. Estos autores proponen un diagrama en forma de diamante que compara estas características (Q_{mo} , Q_{mr} , $Q_{p<3}$, y $Q_{p>3}$; Tablas 3.1-3.3). En dicho diagrama se observa que **(1)** la petrofacies A presenta una predominancia de cuarzo derivado de rocas graníticas y metamórficas de grado medio-alto (**Figura 3.13**); **(2)** la petrofacies B se proyecta en el campo de cuarzo de origen granítico; y **(3)** el cuarzo de la petrofacies C evidencian un origen plutónico con menor aporte de metamórficos de grado medio-alto (**Figura 3.13**). De manera puntual, los cuarzoes detríticos de la subpetrofacies A1, evidencian rocas fuentes de composición granítica y metamórfica de grado medio-alto. Los cuarzoes de la subpetrofacies A2, registran fuentes de composición graníticas con un mayor aporte de rocas metamórficas de grado medio-alto. En tanto que los cuarzoes detríticos de las subpetrofacies A3, infieren cuarzoes de origen plutónico y metamórfico de grado medio-alto (**Figura 3.13**).

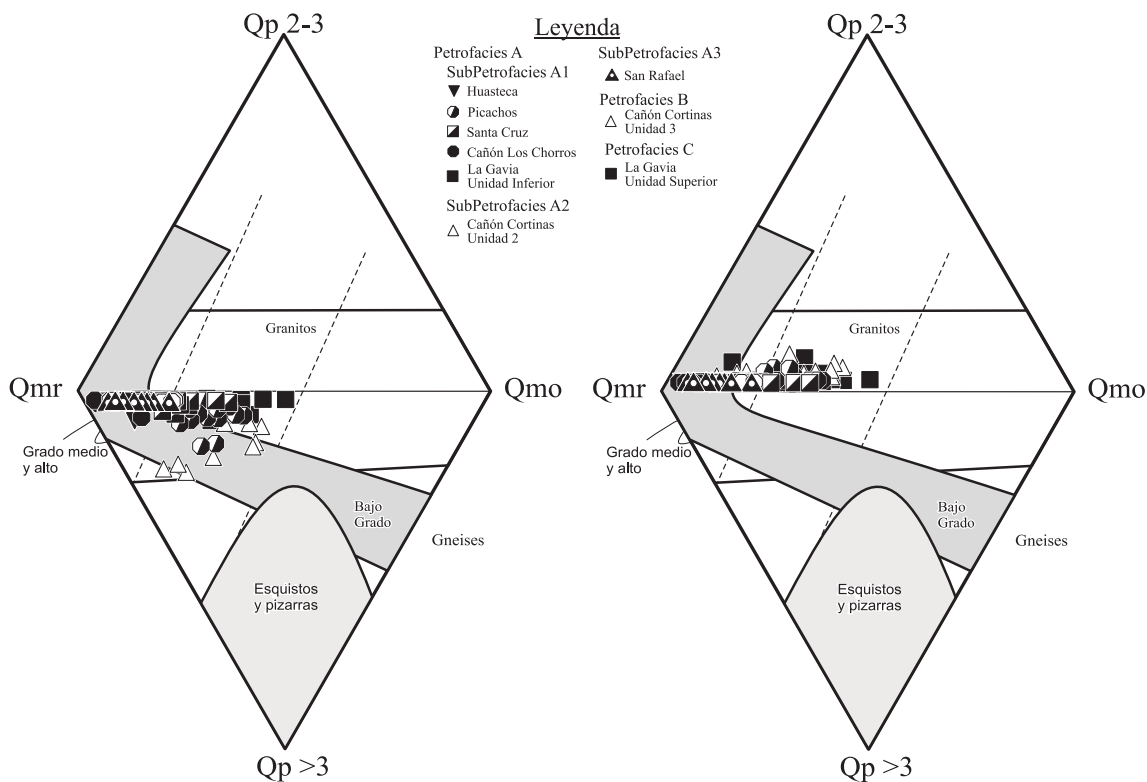


Fig. 3. 13: Diagrama en forma de diamante propuesto por BASU et al. (1975), modificado por TORTOSA et al. (1991). El diagrama de la izquierda representa la Unidad 2 de la Formación La Casita y la Unidad Inferior de la Arcosa Patula. En el diagrama de la derecha se proyectan las muestras de la Unidad 3 de la Formación La Casita y la Unidad Superior de la Arcosa Patula.

En el diagrama Qmr-Qmo-Qp de ARRIBAS et al. (1990; **Tablas 3.2 y 3.3**), la petrofacies A muestra una mayor predominancia de cuarzoes monocristalinos con extinción recta (**Figura 3.14**), mientras que la Petrofacies B, evidencia una mezcla de cuarzoes monocristalinos con extinción recta y cuarzoes policristalinos (**Figura 3.14**) presentando la petrofacies C una mezcla de cuarzoes monocristalinos con extinción recta y ondulosa (**Figura 3.14**). De manera específica, la subpetrofacies A1 contiene predominantemente cuarzoes monocristalinos con extinción recta; la subpetrofacies A2 registra un mayor aporte de cuarzoes monocristalinos con extinción recta y de cuarzoes policristalinos (**Figura 3.14**). En tanto que la subpetrofacies A3 presenta mayor abundancia de cuarzo monocristalino con extinción recta y ondulada (**Figura 3.14**). La abundancia de los cuarzoes monocristalinos (Qmr), indica un mayor aporte de rocas plutónicas y metamórficas de grado bajo en las petrofacies A y C, mientras que la petrofacies B documenta un mayor aporte de rocas de medio –alto grado metamórfico.

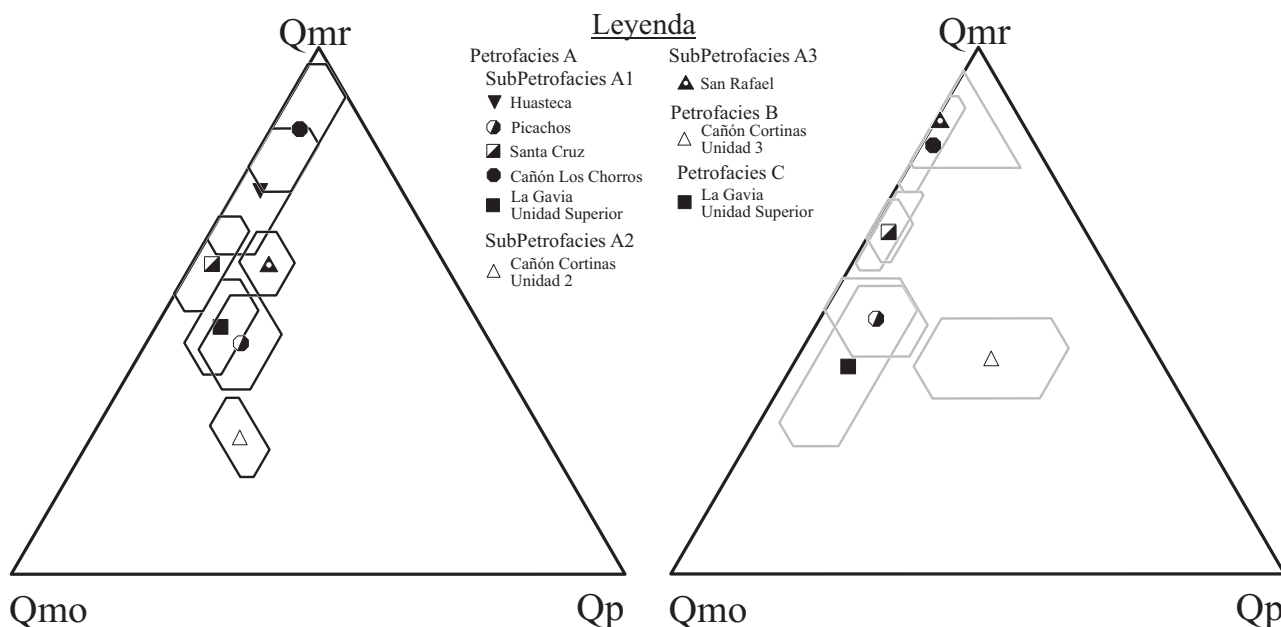


Fig. 3. 14: Diagrama Qmr–Qmo–Qp de ARRIBAS et al. (1990). El diagrama de la izquierda corresponde a la Unidad 2 de la Formación La Casita y la Unidad Inferior de la Arcosa Patula. El diagrama de la derecha, representa a la Unidad 3 de la Formación La Casita y a la Unidad Superior de la Arcosa Patula. Los polígonos representan la media aritmética y su desviación estándar.

3.3.3.2 Fragmentos Líticos

La predominancia de líticos volcánicos con texturas tobaceas, felsíticas, *lathwork* y microlíticas en la Petrofacies A ($Lv/Lt \sim 0.5$), Petrofacies B ($Lv/Lt \sim 0.6$) y Petrofacies C ($Lv/Lt \sim 0.5$) sugieren una fuente de rocas volcánicas de composición andesítica, riolítica, basáltica/andesítica ($Lv/Lt \sim 0.81$). Los líticos plutónicos con texturas miermequíticas o gráficas presentes en las tres petrofacies, evidencian rocas fuentes de composición granítica o granodiorítica.

Los fragmentos líticos metapelíticos₂, metapelíticos₃, metafelsíticos/psamíticos₂ y metafelsíticos/psamíticos₃ contenidos en la Petrofacies A (Unidad Inferior de la Arcosa Patula), evidencian fuentes metamórficas de grado bajo-medio [p. ej., esquistos de moscovita], mientras que los metafelsíticos/psamíticos₃ y metafelsíticos/psamíticos₄, contenidos en la misma petrofacies (Formación La Casita) y en la Petrofacies B, evidencian rocas metamórficas de grado medio-alto? [p. ej., Gneises], ver **Apéndice 3**.

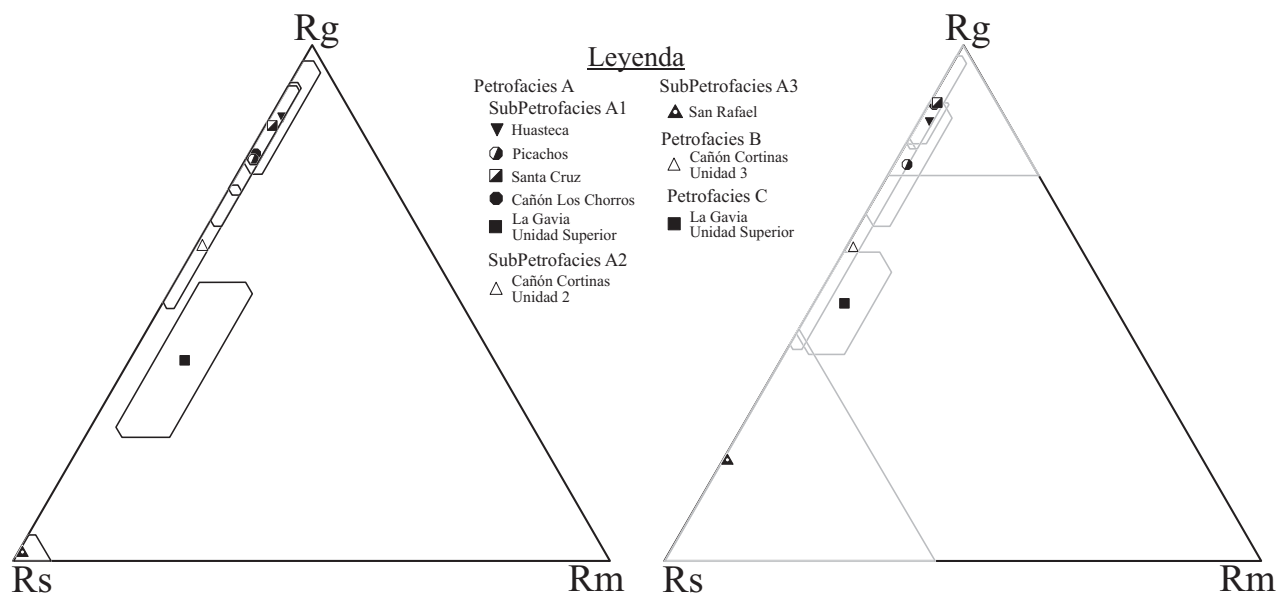


Fig. 3. 15: Diagrama ternario RgRsRm de CRITELLI y LE PERA (1994). En el diagrama de la izquierda, se grafican las muestras de la Unidad 2 de la Formación La Casita y de la Unidad Inferior de la Arcosa Patula. En el diagrama de la derecha, se proyectan las muestras de la Unidad 3 de la Formación La Casita y de la Unidad Superior de la Arcosa Patula. Los polígonos representan la desviación estándar y el punto de la media aritmética.

En el diagrama Rg-Rs-Rm de CRITELLI y LE PERA (1994) las Petrofacies A, B y C muestran influencia de ensambles granosos y sedimentarios (p. ej., granitos, gneises-Rg, lutitas, areniscas-Rs), teniendo las muestras de la Unidad Inferior de la Arcosa Patula una composición mixta de ensambles granosos y sedimentarios con predominancia de los ensambles metamórficos (**Figura 3.15**). La subpetrofacies A1 presenta de manera específica, una mayor influencia de los ensambles granosos y sedimentarios (**Figura 3.15**). La subpetrofacies A2 presenta una mezcla de los ensambles granosos y sedimentarios, mientras que la subpetrofacies A3 registra un mayor aporte de ensambles sedimentarios (**Figura 3.15**).

Adicionalmente, el diagrama Rp-Rv-Rs que maximiza la relación que existe entre los ensambles plutónicos-volcánicos-sedimentarios, evidencia que **(1)** la Petrofacies A tiene una predominancia de detritos volcánicos y sedimentarios con menor aporte de los ensambles plutónicos; **(2)** la petrofacies B registra una mezcla de rocas fuentes volcánicas-sedimentarias, con aportes

menores de rocas plutónicas; y **(3)** la petrofacies C evidencia un incremento de material plutónico junto con abundante material de origen sedimentario y volcánico.

Las subpetrofacies que componen la Petrofacies A registran fuentes volcánicas y sedimentoclasticas, con menor proporción de plutoclasticas como lo evidencian los ensambles Rp-Rv-Rs de las subpetrofacies A1. La subpetrofacies A2 refleja una mezcla de fuentes volcánicas, plutónicas y sedimentarias, mientras que la subpetrofacies A3 denota el aporte de material sedimentario con aporte de material de origen volcánico **(Figura 3.16)**.

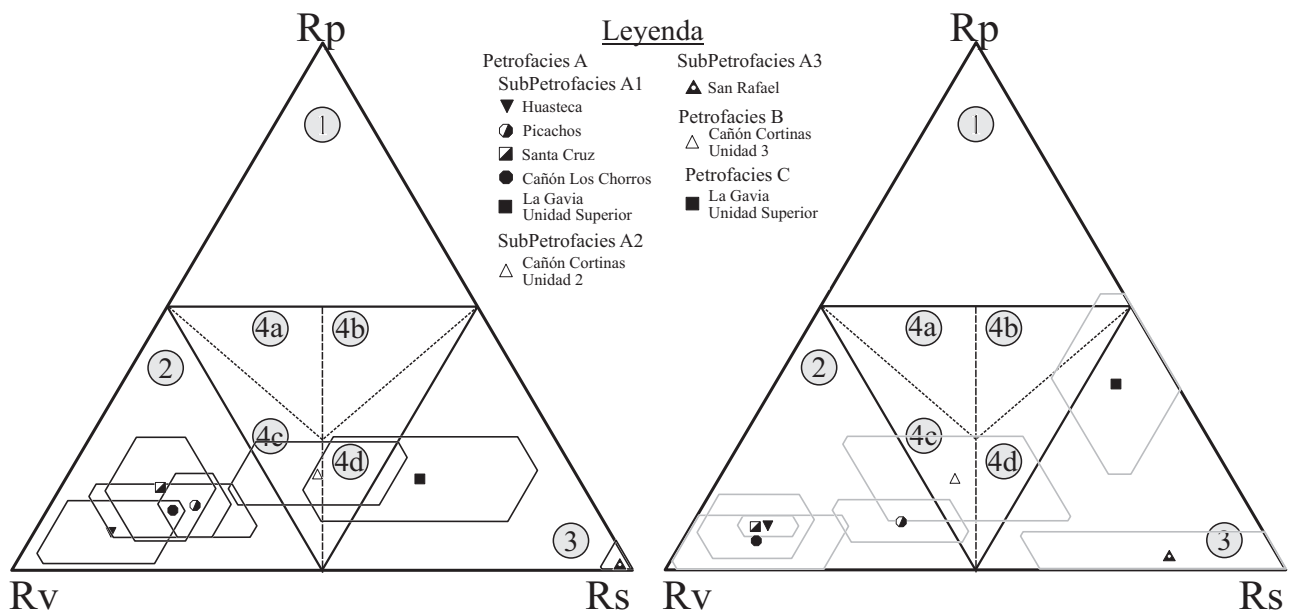


Fig. 3. 16: Diagramas ternarios que comparan los ensambles Rp-Rv-Rs. En el diagrama izquierdo se grafican las muestras de la Unidad 2 de la Formación La Casita y de la Unidad Inferior de la Arcosa Patula. En el diagrama derecho se proyectan las muestras de la Unidad 3 de la Formación La Casita y de la Unidad Superior de la Arcosa Patula. Significado de los campos: (1) Plutonoclasticos; (2) volcániclasticos; (3) Sedimentoclasticos; (4) Mixtas-(4a) Plutono-volcaniclasticas-(4b) Plutono-sedimentoclasticas-(4c) Volcani-plutonoclastica-(4d) Sedimento-pluonoclasticas.

3.3.4 GRADO DE MADUREZ TEXTURAL

Se puede calcular el grado de madurez textural que presentan las arenas/ areniscas por medio de la propuesta de PETTIJHON (1957), quien la introduce como Índice de Madurez Mineralógica (MI, *Mineralogical Maturity Index*), por medio de la siguiente relación:

$$MI = \frac{(\text{Cuarzo} + \text{chert}) * 100}{\text{Feldespatos} + \text{Líticos}}$$

Sin embargo, McBRIDE y PICARD (1987) modifican al MI introduciendo el Índice de Madurez “MMI” (*Maturity Index*), que involucra los minerales pesados, micas, fragmentos de fósiles, sugiriendo la siguiente relación:

$$MMI = \frac{(\text{Cuarzo} + \text{Chert}) * 100}{\text{Rest. Componentes}}$$

Dentro de un diagrama binario que compara las medias aritméticas y los límites de confianza de las relaciones **MMI con MI**, se observa que las muestras de la Petrofacies A presentan los valores más altos de madurez textural [MMI~134; MI~172], la petrofacies B [MMI~82.5±22.6; MI~85.5±22.5] y la petrofacies C [MMI~96±26.5; MI~98.7±29], **Tabla 3.3** y **Figura 3.17**. Internamente, la petrofacies A está constituida por tres petrofacies que presentan diferentes valores de madurez textural. La subpetrofacies A1 muestra valores de MMI~131.1±31 y MI~141~36.8, la subpetrofacies A2 MMI~128.6±16.7 y MI~134.3±19.2, mientras que la subpetrofacies A3 tiene valores de madurez textural más elevados, MMI~232.6±56.8 y MI~239.7±62.1; **Tabla 3.3**.

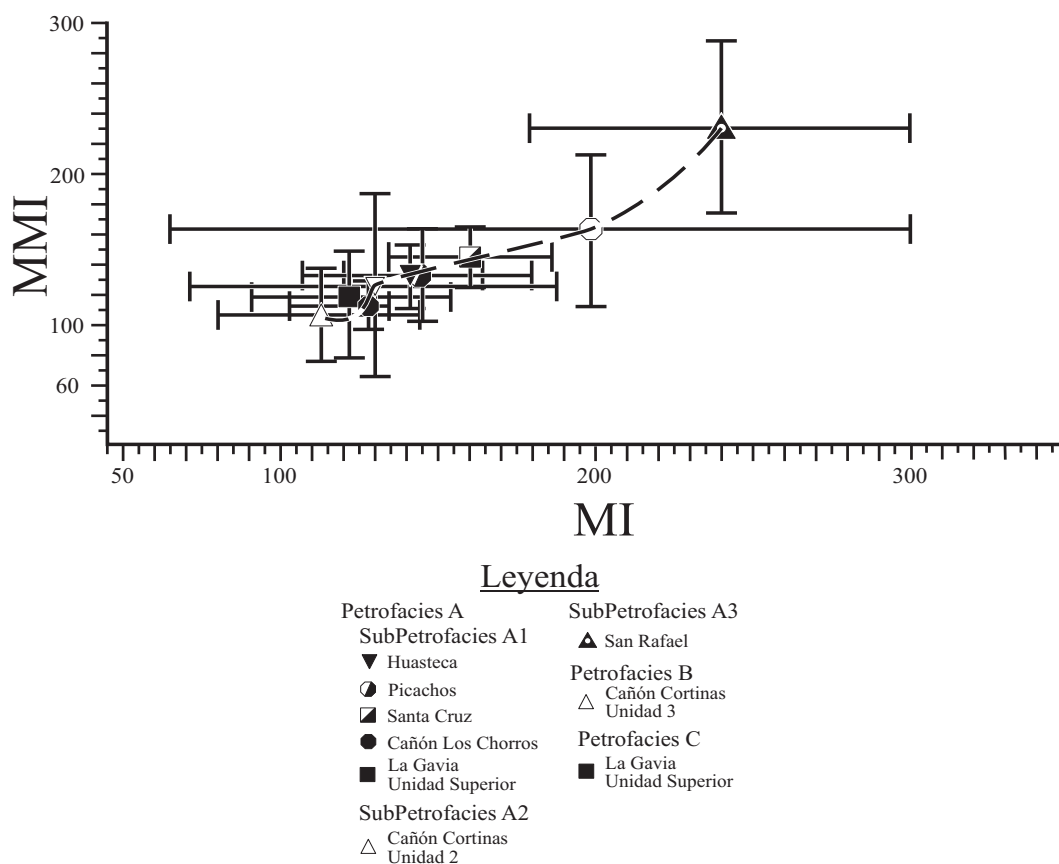


Fig. 3. 17: Diagrama binario que compara las relaciones de madurez textural MMI y MI. Los símbolos representan la media aritmética y límites de confianza al de 99.9%.

3.3.5 CLIMA Y RELIEVE

WELTJE (1994) propone un diagrama para determinar las condiciones climáticas y el relieve en donde se depositaron los sedimentos clásticos. Dicho diagrama fue realizado por medio de observaciones actualistas en diversas cuencas del mundo y enfrenta las relaciones logarítmicas de Q/F y Q/FR . Dentro de este diagrama, las muestras de la petrofacies A son proyectadas en los campos 0-1-2 de rocas plutónicas-metamórficas-sedimentarias, las muestras de las petrofacies B dentro de los campos 0-1 de rocas plutónicas, y las muestras de la petrofacies C en los campos 0-1 de rocas metamórficas (Figura 3.18). En todos los casos se muestran climas que varían de semi-áridos a tropicales-húmedos, con morfologías características de cuencas y sierras.

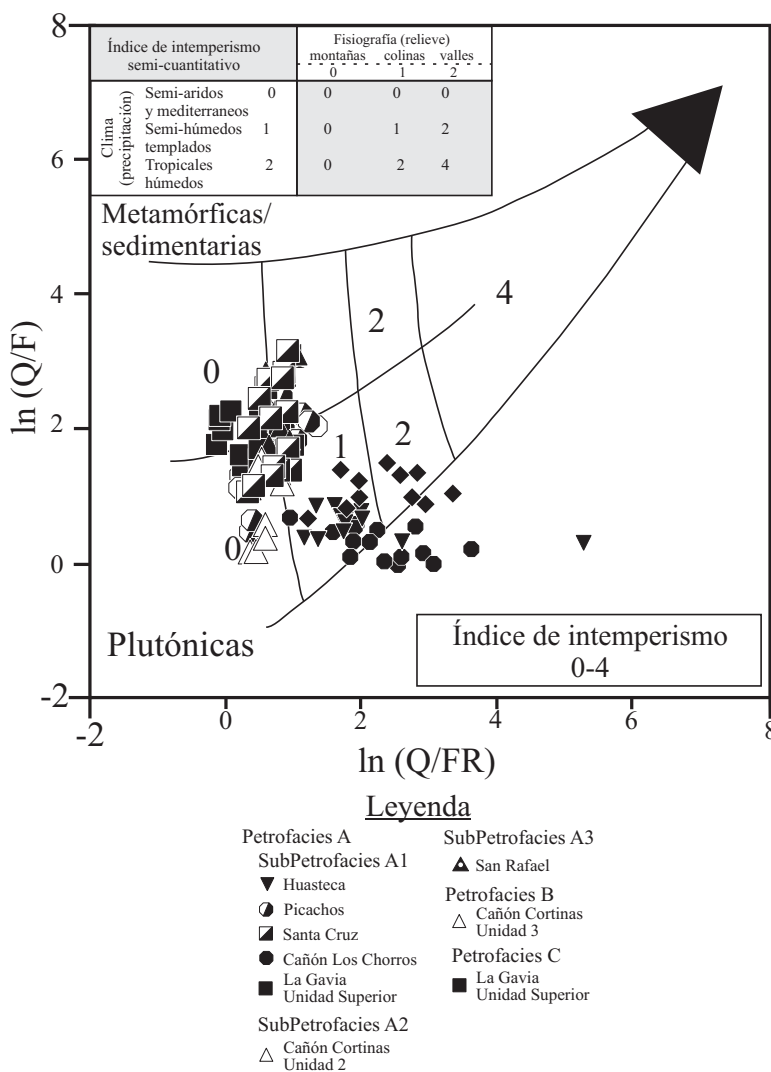


Fig. 3. 18: Diagrama binario que compara las relaciones logarítmicas de Q/F y Q/FR , para documentar las condiciones climatológicas y fisiográficas de los sedimentos clásticos (Tomada de WELTJE 1994 y WELTJE et al. 1998).

4 GEOQUÍMICA: CLASIFICACIÓN, GRADO DE ALTERACIÓN, INFLUENCIA DE LA DIAGÉNESIS Y COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE²

4.1 INTRODUCCIÓN

La composición química de las rocas sedimentarias no solamente refleja la composición de las áreas fuentes, sino también los efectos de intemperismo, diagénesis y metamorfismo que éstas han experimentado [NESBITT 1979; DINELLI et al. 1999; NESBITT 2003; CAJA 2004; VON EYNATTEN 2004; INGS et al. 2005; PARSONS et al. 2005; PE-PIPER et al. 2005; REYNAUD et al. 2006; BLINSKI 2008; KRENN et al. 2008; TRIBOVILLARD et al. 2008], por lo cual es necesario observar con cautela los resultados obtenidos por métodos tradicionales.

La geoquímica de las rocas sedimentarias ha sido empleada de manera aislada o en conjunto con técnicas tradicionales para documentar la composición del área fuente y sus posibles modificaciones como respuesta del intemperismo y diagénesis (p. ej., BHATIA 1983; PETTIJOHN et al. 1987; HERRON 1988; McCANN 1991, NESBITT y YOUNG 1982; ROSEY y KORSCH 1986; 1988; McLENNAN et al. 1993; BAILEY et al. 1998; TOULKERIDES et al. 1999, PETERSON 2009).

4.2 FACTORES QUE CONTROLAN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS CLÁSTICAS

La composición geoquímica de los sedimentos clásticos es directamente determinada por el contenido de sus componentes detríticos y minerales autigénicos/diagenéticos. Estos factores dependen de *(i)* la composición del o las áreas fuentes, *(ii)* el intemperismo químico, *(iii)* la clasificación hidráulica, *(iv)* la diagénesis, *(v)* el metamorfismo y *(vi)* la alteración hidrotermal [MIDDLETON, 1960; WEBER y MIDDLETON, 1961a 1961b; McLENNAN, 1989; HISCOTT, 1984; COX et al., 1995; FEDO et al., 1995; BOCK et al., 1998; FRALICK y KRONBERG, 1997; NESBITT et al., 1997; FRALICK, 2003; NESBITT, 2003; OCHOA et al., 2007; PETERSON, 2009].

Todos estos factores y procesos modifican de cierta manera la composición inicial de los sedimentos, siendo esto cuantificado por la pérdida o adición de elementos (p. ej., intemperismo químico *versus* diagénesis). La combinación de todos estos procesos es típica en la mayoría de los sedimentos clásticos. Independientemente de estos factores, algunos elementos traza han sido considerados extremadamente insolubles en soluciones acuosas [NESBITT 1979; McLENNAN 1989; CULLERS 1994; CONDIE et al. 1995; COX et al. 1995; BAULUZ et al. 2000; AMOROSI et al. 2007]. Los

² Una parte de este capítulo fue documentado en:

OCAMPO-DÍAZ, Y. Z. E., & JENCHEN, U., (Sometido), Provenance and tectonic setting of the Galeana Sandstone Member, NE Mexico: Petrographical and geochemical evidences, *Geosphere*, XXX-XXX.

Elementos de Tierras Raras (REE) y los elementos inmóviles Zr, Th, Sc, Hf, Ti y Nb, son los más recomendables para determinar la composición del área fuente, debido a la baja movilidad que presentan durante el intemperismo, transporte, diagénesis y metamorfismo [BHATIA 1985; TAYLOR y MCLENNAN 1985; BHATIA y CROOK 1986; MCLENNAN et al. 1990; MCLENNAN y TAYLOR 1991; HOLE et al. 1992; GIRTY et al. 1994; FRALIK y KROGENBERG 1997; JENCHEN 2001; WANDRES et al. 2004; JOO et al. 2005; PE-PIPER et al. 2008].

El presente capítulo trata: **(1)** la influencia de la composición de las áreas fuentes; **(2)** el efecto del intemperismo químico y su influencia en los elementos alcalinos y alcalino térreos; y **(3)** los efectos de diagénesis, como la cementación y alteración de minerales, por ej., de feldespatos a minerales arcillosos, y sus posibles efectos en la concentración-movilidad de elementos trazas y REE.

4.3 METODOLOGÍA

Se colectaron un total de 202 muestras de arenisca de grano medio-grueso para análisis geoquímico en los Laboratorios ACME de Vancouver Canadá. Los elementos mayores y un grupo de elementos trazas (p. ej., Ni, Sc, Ag, Au, Pb,

Cu) se analizaron por medio de Espectrometría de Emisión Óptica con plasma acoplado por inducción (ICP-OES). Por otra parte, 46 elementos traza, incluyendo el grupo de elementos de Tierras Raras, fueron analizados por Espectrometría de Masas con Plasma acoplado por inducción (ICP-MS). El valor de CO₂ se utilizó para evaluar el contenido de carbonato de calcio en todas las muestras. Los resultados de los análisis geoquímicos se muestran en la **Tabla 4.1** y en el **Apéndice 4**.

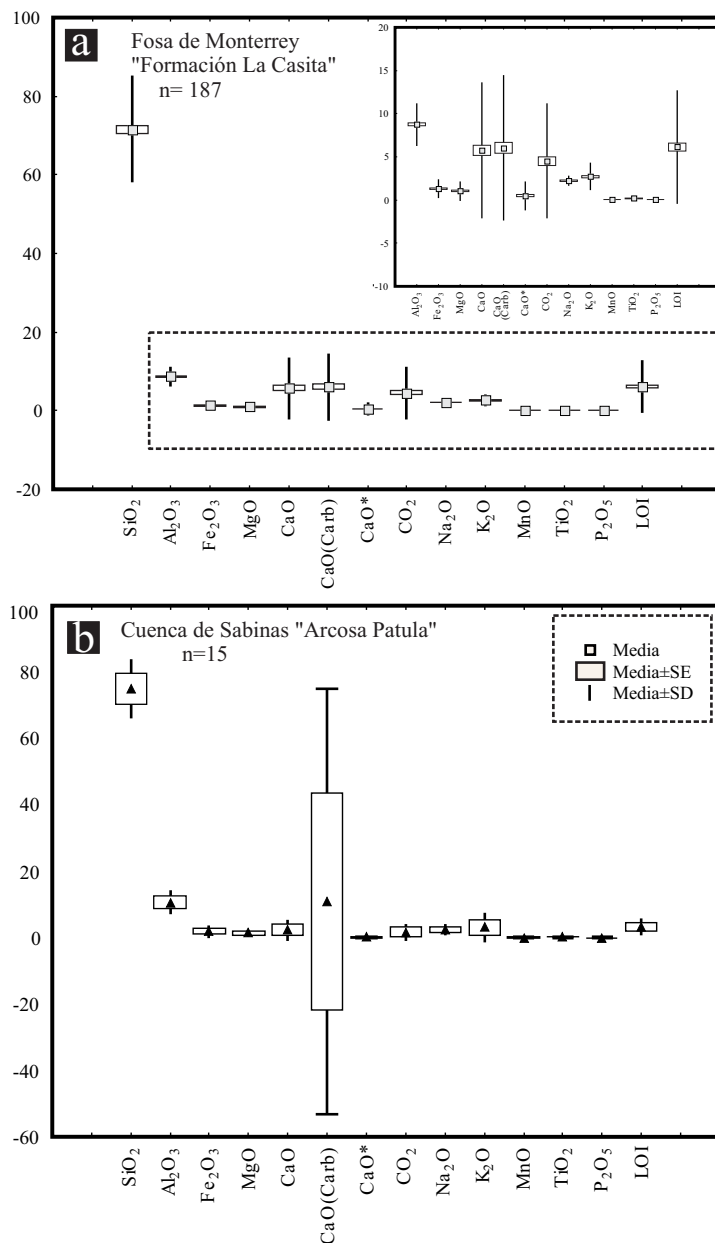


Fig. 4.1: Diagramas de caja donde se grafica la media aritmética y la desviación estándar de los elementos mayores analizados. (a) Fosa de Monterrey (n=187); (b) Arcosa patuca (n=15).

4.4 RESULTADOS

4.4.1 ELEMENTOS MAYORES

Los resultados de los elementos mayores analizados se muestran en la **Tabla 4.1** y el detalle de cada muestra en el **Apéndice 4**. (Las concentraciones tanto de los Elementos Mayores y *Loss on Ignition* -LOI- están medidas en % en peso).

En general, SiO₂ es el elemento dominante en todas las muestras (~72 % en la Fosa de Monterrey y ~75% en la Cuenca de Sabinas; **Tabla 4.1**). Especialmente las muestras que petrográficamente presentan cuarzo con bordes de crecimiento sintaxiales muestran los valores más elevados. Los valores de CaO se dividen en CaO_{tot} (CaO total), CaO* (CaO en Silicatos) y CaO_{carb} (CaO en Carbonatos). En tanto que las muestras con valores altos de CaO_{carb} y varias otras con valores altos de Al₂O₃ presentan los valores más bajos. De manera similar, las concentraciones de Al₂O₃ (~8.8% y 10.5%), incrementan cuando aumenta el contenido de K₂O (~2.7% y 3.1%) y Na₂O (~2.24% y 2.3%) y decrecen cuando se eleva el contenido de CaO_{carb} (**Apéndice 4** y **Figura 4.1**). Substancialmente, en las muestras con mayor contenido de matriz, feldespato y plagioclasa que alteran a minerales arcillosos, el contenido de Al₂O₃, K₂O y Na₂O tiende a incrementar. Fe₂O₃ (~1.3 % y 1.9%) y MgO (~1 % y 1.4%) se presentan en concentraciones similares, incrementando sus valores cuando

Tabla 4. 1: Composición modal de las intercalaciones clásicas del Noreste de México-Fosa de Monterrey, n=187; Cuenca de Sabinas, n=15.

	Fosa de Monterrey		Cuenca de Sabinas	
	Media	Est.Desv.	Media	Est.Desv.
SiO ₂	71.7	13.6	75.0	4.6
Al ₂ O ₃	8.8	2.5	10.5	1.9
Fe ₂ O ₃	1.3	1.1	1.9	0.9
MgO	1.0	1.1	1.4	0.5
CaO	5.8	7.9	2.2	1.7
CaO(Carb)	5.7	8.5	10.8	32.6
CaO*	0.0	2.3	1.3	1.0
CO ₂	4.5	6.7	1.8	1.3
Na ₂ O	2.2	0.6	2.3	0.9
K ₂ O	2.7	1.6	3.1	2.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.2	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	1.2	11.0	0.0	0.0
LOI	6.2	6.6	3.3	1.3
Sc	3.4	2.2	2.9	1.3
V	33.6	28.5	48.6	24.3
Co	1.3	1.3	4.0	2.0
Ni	3.5	5.4	4.3	1.8
Zn	12.9	22.3	15.5	6.6
Ga	7.1	2.8	8.7	2.1
Rb	47.0	17.5	69.6	36.9
Sr	100.7	109.1	103.1	92.5
Y	11.4	5.9	8.8	3.2
Zr	98.3	55.7	77.1	39.1
Nb	3.1	1.4	3.7	1.5
Ba	513.0	302.7	552.5	423.4
Hf	2.9	1.6	2.4	1.2
Ta	2.4	14.6	0.5	0.2
Pb	4.0	3.1	2.1	3.5
Th	3.9	1.9	7.2	4.5
U	1.3	0.7	1.0	0.7
Cs	1.4	0.7	2.2	1.3
La	11.9	5.1	11.5	5.2
Ce	21.6	9.5	24.2	12.6
Pr	2.9	1.3	3.2	1.7
Nd	11.2	5.2	12.0	6.7
Sm	2.2	1.1	2.4	1.3
Eu	0.5	0.3	0.6	0.3
Gd	1.9	1.0	2.1	1.0
Tb	0.3	0.2	0.3	0.1
Dy	2.0	1.5	1.9	0.7
Ho	0.4	0.2	0.4	0.1
Er	1.2	0.6	1.0	0.3
Tm	0.2	0.1	0.2	0.0
Yb	1.2	0.5	1.2	0.3
Lu	0.2	0.1	0.2	0.0
K ₂ O/Na ₂ O	1.5	1.8	1.9	1.9
K ₂ O+Na ₂ O	4.9	1.8	5.4	1.9
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.1	0.0	0.1	0.0
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.3	0.1	0.3	0.2

aumenta la epimatriz, los minerales opacos y los fragmentos líticos volcánicos con texturas *lathworth*, felsíticas y microlíticas, así como también el cemento dolomítico (ver **Capítulo 3**). El porcentaje de CaO* es muy bajo (~0.5 % y 1.3%), decrece conforme aumenta el contenido de

CaO_{carb} y CO₂. Por otro lado, TiO₂ (~0.19% y 0.1%), presenta valores constantes, siendo estos controlados sólo por el tamaño de grano (medio *versus* grueso). Por último, CaO (~5.8% y 2.2%), CaO_{carb} (~5.8% y 10.8%), CO₂ (~4.5% y 1.8%) y MnO (~0.03%, en ambos casos), muestran concentraciones variables, que dependen de la porosidad de las muestras. Estos últimos elementos, están altamente relacionados con los valores de LOI (~6.2% y 3.3%; **Figura 4.1**).

En términos de la composición que presentan las relaciones de los elementos mayores, los sedimentos analizados se caracterizan por mostrar relaciones bajas de Al₂O₃/SiO₂ (~0.1 en ambos casos) y altos K₂O/Na₂O (~1.5 y 1.9, respectivamente). Las muestras con mayor contenido de matriz, epimatriz y cementos son las que presentan las relaciones más elevadas de Fe₂O₃/MgO. En tanto que aquellas muestras con altos contenidos de cemento calcítico o dolomítico, presentan las concentraciones más elevadas de CaO_{carb} y CO₂ (**Tabla 4.1 y Apéndice 4**).

Tabla 4. 2: Matriz de correlación entre elementos mayores al 99,5% de confianza, de las muestras de la Fosa de Monterrey (matriz superior; n=187) y de la Cuenca de Sabinas (matriz inferior; n=15).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CaO(Carb)	CaO*	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
SiO ₂	1.00	0.27	-0.53	-0.47	-0.92	-0.91	0.21	-0.91	0.15	0.28	-0.73	0.01	-0.41	-0.96
Al ₂ O ₃		1.00	0.09	0.07	-0.57	-0.56	0.12	-0.56	0.49	0.81	-0.45	0.68	-0.04	-0.53
Fe ₂ O ₃			1.00	0.68	0.29	0.36	-0.34	0.36	-0.31	0.05	0.49	0.35	0.19	0.42
MgO				1.00	0.23	0.35	-0.51	0.35	-0.28	0.03	0.52	0.13	-0.03	0.39
CaO					1.00	0.96	-0.13	0.96	-0.20	-0.54	0.71	-0.27	0.40	0.98
CaO(Carb)						1.00	-0.39	1.00	-0.21	-0.54	0.68	-0.26	0.37	0.97
CaO*							1.00	-0.39	0.10	0.13	-0.09	0.03	-0.02	-0.22
CO ₂								1.00	-0.21	-0.54	0.68	-0.26	0.37	0.97
Na ₂ O									1.00	0.09	-0.37	0.17	0.17	-0.27
K ₂ O										1.00	-0.35	0.65	-0.17	-0.50
MnO											1.00	-0.16	0.12	0.77
TiO ₂												1.00	0.13	-0.23
P ₂ O ₅													1.00	0.37

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CaO(Carb)	CaO*	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
SiO ₂	1.00	-0.73	-0.06	-0.42	-0.45	-0.16	-0.60	-0.48	-0.01	-0.58	0.18	-0.58	-0.09	-0.66
Al ₂ O ₃		1.00	0.26	0.49	-0.24	0.41	0.68	-0.22	0.30	0.44	-0.42	0.61	0.14	0.03
Fe ₂ O ₃			1.00	0.59	-0.42	-0.06	0.04	-0.39	0.26	-0.29	0.22	0.51	0.42	-0.26
MgO				1.00	-0.13	-0.13	0.16	-0.12	0.44	-0.17	-0.12	0.45	0.15	0.14
CaO					1.00	-0.31	-0.15	0.99	-0.18	0.12	0.37	-0.20	-0.27	0.94
CaO(Carb)						1.00	0.65	-0.33	-0.27	0.50	-0.37	0.13	-0.22	-0.27
CaO*							1.00	-0.11	-0.39	0.82	-0.43	0.67	0.24	0.00
CO ₂								1.00	-0.20	0.15	0.38	-0.15	-0.23	0.94
Na ₂ O									1.00	-0.64	0.20	-0.21	-0.34	-0.05
K ₂ O										1.00	-0.56	0.56	0.26	0.15
MnO											1.00	-0.28	-0.15	0.28
TiO ₂												1.00	0.67	-0.02
P ₂ O ₅													1.00	-0.18

Adicionalmente a la **Figura 4.1** y a la **Tabla 4.1**, se realizaron análisis de correlación al 99.9% de confianza, análisis de Cluster jerárquico en modo-R y análisis de factores, empleando la concentración de los elementos mayores de cada caso en particular, con la finalidad de observar la tendencia lineal y la correlación que éstos presentan en las muestras analizadas. Dicho análisis revela que en las muestras de la Fosa de Monterrey, SiO_2 existen ligeras correlaciones positivas con Al_2O_3 ($r=0.27$), Na_2O ($r=0.15$) y K_2O ($r=0.28$), evidenciando la naturaleza arcósica y subarcósica de las muestras (ver Capítulo 3; **Tabla 4.2**). De manera

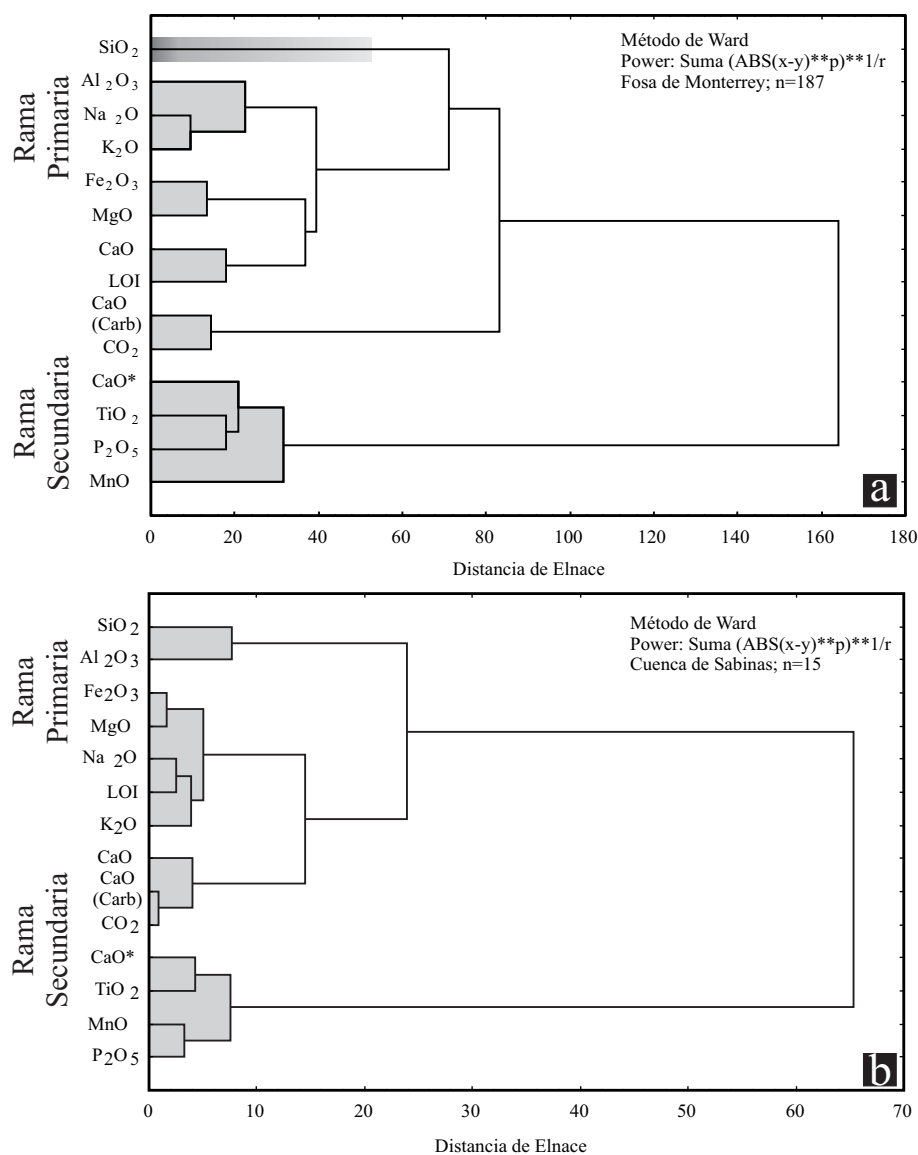


Fig. 4.2: Diagramas de Cluster jerárquico en modo-R de los elementos mayores. Diagrama superior: muestras de la Fosa de Monterrey, n=187. Diagrama inferior: muestras de la Cuenca de Sabinas, n= 15.

similar, Al_2O_3 presenta correlaciones positivas moderadas con K_2O ($r=0.81$) y TiO_2 ($r=0.68$) y bajas con Na_2O ($r= 0.49$), evidenciando la alteración de los feldespatos a minerales arcillosos, así como también el aporte de TiO_2 por parte del grupo de las micas (**Tabla 4.2**). Las correlaciones positivas de Fe_2O_3 versus MgO ($r= 0.68$), con respecto a CaO_{carb} , CO_2 y LOI , indican que estos elementos están concentrados en óxidos contenidos en la matriz o bien en el cemento dolomítico o calcítico (**Tabla 4.2**). Las correlaciones positivas más elevadas las presentan CaO , CaO_{carb} , CO_2 , MnO y LOI ($r>0.65$), sugiriendo que estos elementos se pierden durante la ignición, y que posiblemente están relacionados con el cemento presente en la mayoría de las muestras (**Tabla 4.2**).

En las muestras de la Arcosa Patula en la Cuenca de Sabinas, SiO_2 , sólo presentan correlaciones positivas con MnO ($r=0.18$), **Tabla 4.2**. Al_2O_3 tiene correlaciones positivas con Fe_2O_3 ($r=0.26$), MgO

($r=0.49$), CaO_{carb} ($r=0.41$), CaO^* ($r=0.68$), Na_2O ($r=0.30$), K_2O ($r=0.44$), TiO_2 ($r=0.61$), marcando la incorporación de estos elementos, principalmente de las micas, plagioclasas y feldespatos que alteran a minerales arcillosos (ver **Capítulo 3** y **Tabla 4.2**). Las correlaciones positivas entre Fe_2O_3 y MgO ($r=0.59$), con respecto al LOI ($r=0.14$) marcan la influencia de los óxidos contenidos en la matriz y epimatriz. Las correlaciones positivas de CaO_{carb} ($r=0.65$), CaO^* ($r=0.82$), K_2O ($r=0.15$), CO_2 ($r=0.94$) con LOI, indican la influencia de los procesos diagenéticos, como reemplazo de feldespatos por cemento carbonatado (ver **Capítulo 3** y **Tabla 4.2**).

4.4.2 ANÁLISIS DE CLUSTER JERÁRQUICO DE ELEMENTOS MAYORES

El objetivo central de este método es agrupar la información geoquímica para la clasificación del sedimento (FISCHER 1989; BAASKE 2005). El análisis jerárquico de Cluster (distancia Eucladiana, Método de Ward), fue realizado en una matriz de información consistente con el número de muestras y de elementos mayores analizados. El Método de Ward fue seleccionado debido a que este emplea un análisis de varianza para calcular las distancias entre los grupos. Este método requiere que los datos sean normalizados y la distancia euclídea como criterio. Previo al análisis de Cluster, la significancia de cada elemento fue probada por medio de un análisis de factores (**Figuras 4.2** y **4.3**).

4.4.2.1 Justificación

Se espera que SiO_2 represente la porción de cuarzo contenida en los sedimentos, mientras que los minerales arcillosos, filosilicatos y feldespatos, están representados por Al_2O_3 , Na_2O y K_2O . La fracción del hierro (Fe_2O_3 y MnO), representa a la epimatriz y a los minerales opacos como hematina, documentados en el **Capítulo 3**. Sin embargo, estos óxidos también pueden presentarse en minerales pesados, principalmente en la fracción de minerales pesados opacos. TiO_2 y P_2O_5 representan la fracción de minerales pesados. TiO_2 está presente en rutilo y P_2O_5 representa apatito [$\text{Ca}(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$]. Es necesario considerar que los fragmentos fosfatados de fósiles, principalmente de peces, están compuestos de apatito, también los fragmentos de fosforita que presenta la Formación La Casita contribuyen al contenido de P_2O_5 . Los componentes MgO , CaO , CO_2 y LOI, representan cemento carbonatado calcítico (CaCO_3) y dolomítico ($\text{Mg}, \text{Ca}[\text{CO}_3]_2$; ver **Capítulo 3**).

Sin embargo, es necesario considerar que CaO puede ser parte de los minerales arcillosos, feldespatos y apatito, como MgO puede presentarse en minerales pesados, óxidos de hierro y líticos volcánicos.

4.4.2.2 Resultado del análisis de Cluster en modo R

El análisis de Cluster en modo R en las muestras de la Fosa de Monterrey, extrae 6 grupos divididos en dos ramas (**Figura 4.2**). La rama primaria comprende el dominio de los minerales primarios y secundarios dominados por el cuarzo, minerales arcillosos, feldespatos, el contenido de matriz y cemento carbonatado. El contenido de cuarzo marca las diferencias entre las subarcosas ópticamente determinadas (ver **Capítulo 3**), mientras que el ensamble $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ representa el contenido de minerales arcillosos, feldespato y la alteración del feldespato a minerales arcillosos. El ensamble de Fe_2O_3 y MgO puede representar a los fragmentos líticos volcánicos, minerales pesados opacos y a la epimatriz. El conjunto de CaO y LOI marca el control que el cemento carbonatado ejerce sobre los volátiles, y la unión CaO_{carb} con CO_2 , registra el origen diagenético del cemento (**Figura 4.2**).

La segunda rama incluye dos ensambles: CaO^* con TiO_2 y MnO con P_2O_5 . El primero marca la incorporación de Ca en rutilo o bien en minerales pesados, y el segundo ensamble indica la incorporación de MnO en apatito o fosfato. Ambos ensambles representan la fracción de los minerales pesados (**Figura 4.2**).

El mismo análisis realizado en para la Cuenca de Sabinas muestra dos ramas principales constituidas por cuatro ensambles. El ensamble principal $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ marca la naturaleza arcósica de las muestras y una mayor abundancia de Al_2O_3 en la Cuenca de Sabinas (**Tabla 4.1**). El ensamble de

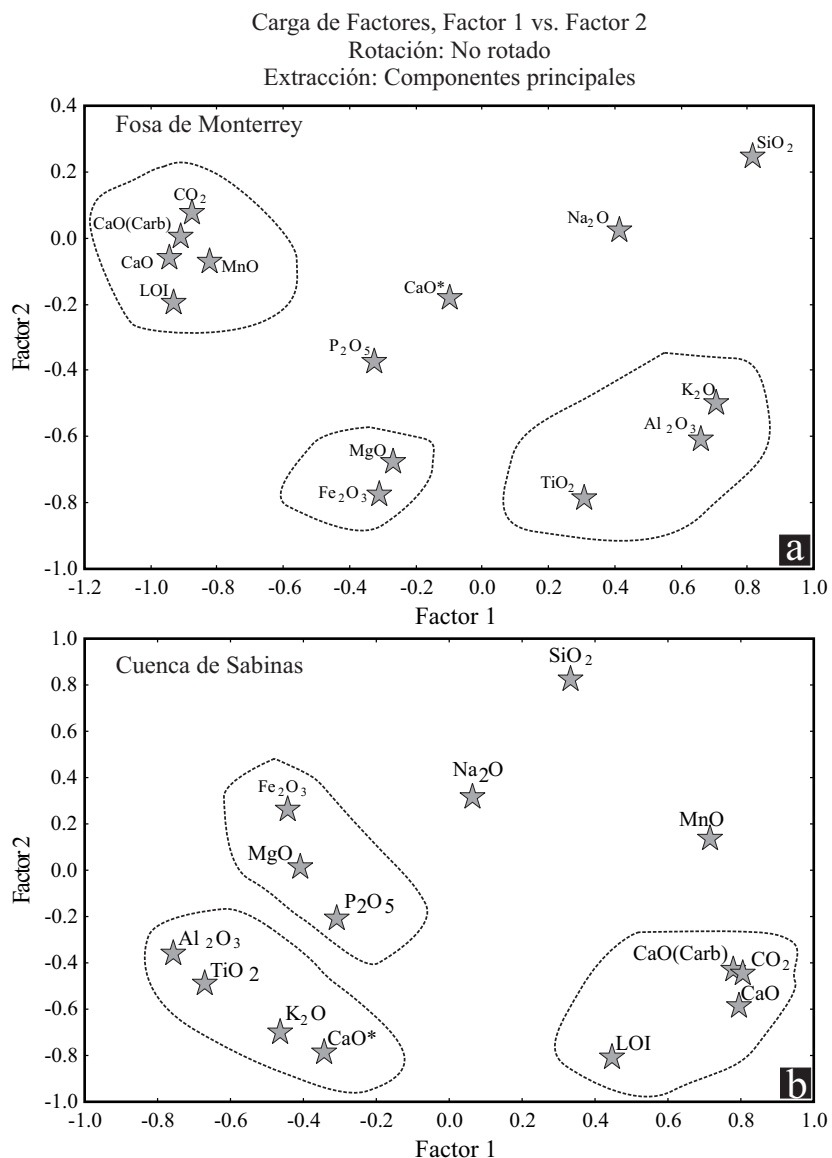


Fig. 4.3: Diagramas bi-variables donde se grafican los factores 1 y 2.; **(a)** muestras de la Fosa de Monterrey, n=187. **(b)** muestras de la Cuenca de Sabinas, n=15.

Fe₂O₃-MgO-Na₂O evidencía el aporte de los minerales pesados opacos, y el tercer ensamble de la rama principal está constituido por óxidos que representan el cemento carbonatado CaO_{tot}-CaO_{carb}-LOI (Figura 4.2).

4.4.3 RESULTADO DEL ANÁLISIS DE FACTORES

De acuerdo con SWAN y SANDILANDS (1995), el Análisis de Factores es un método que involucra la rotación de los “*eigenvectors*”. Este método considera la variación total de un conjunto de datos dentro de un pequeño número [q-say] de factores geológicos. Cada uno de ellos, representa un grado de correlación [elongación] dentro de una base de datos n-dimensional. El análisis de vectores solamente busca a los q-vectores, y éstos a su vez examinan que la varianza de estos pueda ser maximizada por la rotación de los ejes.

El Análisis de Factores se realizó con el método no-rotado y de extracción de componentes principales (Figura 4.3).

Tabla 4. 3: Resultado del análisis de los cuatro factores principales de los elementos mayores. Izquierda: Fosa de Monterrey (n=187), derecha: Cuenca de Sabinas (n=15).

Fosa de Monterrey					Cuenca de Sabinas				
	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4		Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
SiO ₂	0.81	0.25	-0.16	0.17	SiO ₂	0.33	0.83	0.22	0.31
Al ₂ O ₃	0.66	-0.61	-0.23	0.17	Al ₂ O ₃	-0.76	-0.36	-0.33	-0.30
Fe ₂ O ₃	-0.31	-0.77	0.28	-0.07	Fe ₂ O ₃	-0.45	0.26	-0.77	0.26
MgO	-0.27	-0.68	0.33	0.12	MgO	-0.41	0.02	-0.79	-0.08
CaO	-0.95	-0.06	-0.22	0.11	CaO	0.79	-0.58	-0.14	0.02
CaO(Carb)	-0.91	0.01	-0.17	0.22	CaO(Carb)	0.80	-0.44	-0.30	0.14
CaO*	-0.10	-0.17	-0.45	-0.78	CaO*	-0.35	-0.78	0.17	-0.06
CO ₂	-0.88	0.08	-0.12	0.40	CO ₂	0.80	-0.44	-0.30	0.14
Na ₂ O	0.41	0.03	-0.73	0.36	Na ₂ O	0.06	0.32	-0.74	-0.50
K ₂ O	0.71	-0.50	0.04	0.10	K ₂ O	-0.47	-0.70	0.52	0.05
MnO	-0.82	-0.07	0.04	-0.09	MnO	0.71	0.15	-0.39	0.17
TiO ₂	0.30	-0.78	-0.09	0.12	TiO ₂	-0.67	-0.48	-0.35	0.33
P ₂ O ₅	-0.33	-0.37	-0.56	-0.15	P ₂ O ₅	-0.31	-0.21	-0.22	0.85
LOI	-0.93	-0.19	-0.10	0.03	LOI	0.44	-0.81	-0.17	-0.21
Expl.Var	6.19	2.56	1.44	1.09	Expl.Var	4.57	3.76	2.80	1.45
Prp.Totl	0.44	0.18	0.10	0.08	Prp.Totl	0.33	0.27	0.20	0.10

Los resultados de este análisis son similares a los obtenidos con el análisis de Cluster previamente descritos. Sin embargo, el Análisis de Factores muestra una alta correlación entre CaO_{carb}, CO₂, CaO_{tot}, MnO y LOI en las muestras de la Fosa de Monterrey (Figura 4.3 y Tabla 4.3), mientras que las muestras de la Cuenca de Sabinas sólo muestran correlación positiva y distancias cortas de enlace entre CaO_{carb}, CaO_{tot}, CO₂ y LOI. Esto, evidencía en ambos casos que el cemento carbonatado representa los componentes volátiles. Otra de las variantes de este método es la correlación que tiene Al₂O₃ con K₂O y TiO₂ en la Fosa de Monterrey, mientras que en la Cuenca de Sabinas, Al₂O₃ está correlacionado con TiO₂, K₂O y CaO*, indicando en ambos casos la incorporación o pérdida TiO₂ durante los procesos de intemperismo, así como la alteración de feldespato a minerales arcillosos,

principalmente a caolinita o ilita (Figura 4.3, Tabla 4.3). Por otro lado, Fe₂O₃ y MgO en ambos casos muestran una correlación alta, indicando la incorporación de estos óxidos por medio de minerales pesados opacos, posiblemente derivados de partículas ricas en fosfatos, como lo marca la correlación con P₂O₅ en las muestras de la Cuenca de Sabinas.

Tabla 4. 4: Matrices de correlación entre los elementos mayores, los elementos trazas y REE al 99.9% de confianza. Matriz superior: Fosa de Monterrey (n=187), matriz inferior: Cuenca de Sabinas (n=15).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CaO(Carb)	CaO*	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
Sc	0.73	-0.53	-0.54	-0.38	-0.61	-0.61	-0.61	-0.61	-0.63	0.01	-0.49	-0.50	0.20	-0.63
V	0.18	0.66	0.50	0.49	-0.30	-0.30	-0.31	-0.30	0.48	0.21	0.08	0.73	0.75	-0.28
Co	0.05	0.85	0.85	0.42	-0.23	-0.22	-0.24	-0.22	0.73	0.25	0.30	0.87	0.66	-0.20
Ni	0.38	0.51	0.31	0.07	-0.47	-0.48	-0.47	-0.48	0.41	0.22	0.33	0.40	0.77	-0.47
Rb	0.16	0.47	0.23	0.66	-0.25	-0.25	-0.25	-0.25	-0.02	0.93	-0.14	0.20	0.47	-0.24
Sr	-0.96	-0.19	-0.05	0.39	0.98	0.98	0.97	0.98	-0.05	-0.39	0.48	-0.02	-0.50	0.98
Y	-0.27	0.55	0.20	0.31	0.16	0.16	0.15	0.16	0.57	0.07	0.28	0.68	0.34	0.17
Zr	-0.08	0.89	0.71	0.25	-0.10	-0.10	-0.11	-0.10	0.90	0.13	0.13	0.93	0.43	-0.07
Nb	-0.14	0.93	0.77	0.42	-0.05	-0.05	-0.06	-0.05	0.87	0.21	0.26	0.97	0.49	-0.02
Ba	-0.16	-0.29	-0.19	-0.18	0.21	0.20	0.21	0.20	-0.20	-0.12	-0.07	-0.28	-0.44	0.20
Hf	-0.03	0.90	0.78	0.20	-0.15	-0.15	-0.16	-0.15	0.90	0.18	0.12	0.93	0.41	-0.12
Ta	-0.04	0.88	0.78	0.24	-0.14	-0.13	-0.15	-0.13	0.85	0.24	0.25	0.91	0.41	-0.11
Th	0.05	0.93	0.79	0.37	-0.24	-0.23	-0.24	-0.23	0.79	0.36	0.18	0.88	0.65	-0.20
U	0.67	-0.34	-0.51	-0.25	-0.58	-0.59	-0.58	-0.59	-0.52	0.25	-0.40	-0.45	0.36	-0.60
Cs	-0.13	0.69	0.51	0.78	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.37	0.57	-0.02	0.63	0.37	0.02
La	-0.39	0.61	0.27	0.47	0.27	0.26	0.26	0.26	0.58	0.14	0.43	0.66	0.45	0.28
Ce	-0.30	0.74	0.53	0.67	0.15	0.15	0.14	0.15	0.60	0.25	0.50	0.78	0.57	0.17
Pr	-0.14	0.73	0.38	0.44	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.63	0.28	0.26	0.77	0.56	0.02
Nd	-0.07	0.74	0.38	0.39	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	0.64	0.27	0.24	0.76	0.59	-0.05
Sm	-0.07	0.74	0.40	0.31	-0.08	-0.07	-0.08	-0.07	0.70	0.21	0.18	0.81	0.51	-0.06
Eu	-0.08	0.68	0.29	0.35	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05	0.56	0.39	0.25	0.60	0.57	-0.03
Gd	-0.11	0.67	0.32	0.31	-0.02	-0.02	-0.03	-0.02	0.62	0.21	0.18	0.76	0.47	0.00
Tb	-0.18	0.66	0.35	0.38	0.05	0.06	0.04	0.06	0.63	0.14	0.26	0.79	0.42	0.07
Dy	-0.23	0.64	0.34	0.38	0.10	0.11	0.09	0.11	0.62	0.10	0.26	0.79	0.36	0.12
Ho	-0.23	0.66	0.36	0.37	0.10	0.11	0.09	0.11	0.65	0.11	0.27	0.80	0.38	0.12
Er	-0.19	0.66	0.36	0.39	0.06	0.07	0.05	0.07	0.63	0.15	0.24	0.80	0.41	0.08
Tm	-0.28	0.67	0.41	0.43	0.15	0.16	0.14	0.16	0.66	0.08	0.30	0.83	0.34	0.17
Yb	-0.27	0.72	0.48	0.46	0.12	0.13	0.12	0.13	0.69	0.12	0.33	0.86	0.36	0.14
Lu	-0.24	0.75	0.51	0.40	0.09	0.10	0.08	0.10	0.73	0.11	0.33	0.89	0.39	0.11
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CaO(Carb)	CaO*	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
Sc	-0.72	0.75	0.35	0.68	-0.06	0.03	0.61	-0.02	0.08	0.40	-0.26	0.78	0.43	0.20
V	-0.19	0.37	0.87	0.53	-0.45	0.01	0.31	-0.40	-0.04	0.10	-0.10	0.75	0.64	-0.31
Co	0.08	0.28	0.88	0.47	-0.50	-0.14	-0.07	-0.47	0.51	-0.48	0.36	0.28	0.32	-0.36
Ni	-0.38	0.58	0.71	0.60	-0.41	0.19	0.60	-0.36	0.04	0.22	-0.11	0.76	0.57	-0.17
Rb	-0.63	0.53	-0.30	-0.13	0.14	0.65	0.83	0.16	-0.55	0.96	-0.58	0.45	0.08	0.20
Sr	-0.37	0.16	-0.38	-0.03	0.24	0.01	0.26	0.22	-0.28	0.51	-0.53	0.25	0.18	0.30
Y	-0.49	-0.04	-0.18	0.31	0.82	-0.20	-0.08	0.80	0.09	-0.09	0.36	-0.15	-0.39	0.88
Zr	-0.49	0.72	0.58	0.56	-0.40	0.04	0.56	-0.34	0.20	0.30	-0.26	0.86	0.58	-0.15
Nb	-0.61	0.65	0.30	0.28	-0.19	0.39	0.79	-0.14	-0.30	0.76	-0.45	0.92	0.46	-0.06
Ba	-0.35	0.23	-0.30	-0.11	0.06	0.25	0.46	0.05	-0.52	0.74	-0.66	0.45	0.34	0.08
Hf	-0.52	0.72	0.53	0.53	-0.36	0.03	0.58	-0.31	0.16	0.34	-0.27	0.87	0.59	-0.12
Ta	-0.57	0.71	0.21	0.19	-0.25	0.61	0.79	-0.22	-0.22	0.74	-0.50	0.76	0.20	-0.14
Th	-0.22	0.29	0.68	0.29	-0.36	0.21	0.42	-0.32	-0.33	0.38	-0.27	0.79	0.59	-0.28
U	-0.49	0.32	0.09	0.25	0.07	-0.04	0.40	0.08	-0.28	0.52	-0.51	0.60	0.48	0.20
Cs	-0.56	0.70	0.19	0.15	-0.24	0.72	0.93	-0.20	-0.34	0.77	-0.43	0.63	0.23	-0.10
La	-0.47	0.16	-0.14	0.19	0.36	0.02	0.27	0.37	-0.23	0.44	-0.08	0.45	0.09	0.37
Ce	-0.44	0.08	-0.20	0.15	0.42	-0.04	0.21	0.43	-0.28	0.42	-0.08	0.39	0.09	0.42
Pr	-0.44	0.05	-0.25	0.15	0.47	-0.03	0.19	0.47	-0.28	0.41	-0.08	0.33	0.02	0.47
Nd	-0.45	0.06	-0.27	0.17	0.49	-0.05	0.16	0.49	-0.24	0.38	-0.08	0.30	-0.02	0.50
Sm	-0.43	-0.06	-0.35	0.17	0.64	-0.13	0.04	0.63	-0.22	0.28	-0.04	0.13	-0.14	0.64
Eu	-0.41	-0.12	-0.32	0.18	0.70	-0.19	-0.03	0.69	-0.18	0.19	0.06	0.06	-0.22	0.70
Gd	-0.48	-0.07	-0.34	0.23	0.74	-0.20	0.01	0.73	-0.17	0.22	0.01	0.08	-0.20	0.75
Tb	-0.50	-0.12	-0.33	0.19	0.85	-0.24	-0.05	0.84	-0.15	0.15	0.15	-0.02	-0.26	0.86
Dy	-0.52	-0.06	-0.32	0.22	0.84	-0.19	-0.01	0.83	-0.10	0.12	0.20	-0.05	-0.30	0.88
Ho	-0.50	-0.06	-0.19	0.31	0.82	-0.20	-0.04	0.80	0.00	-0.02	0.28	-0.08	-0.32	0.89
Er	-0.57	0.04	-0.11	0.35	0.80	-0.18	0.01	0.79	0.02	-0.01	0.36	-0.01	-0.21	0.90
Tm	-0.44	-0.11	-0.23	0.24	0.83	-0.21	-0.06	0.80	-0.04	-0.04	0.41	-0.09	-0.26	0.87
Yb	-0.48	-0.07	-0.11	0.22	0.81	-0.23	-0.02	0.81	-0.04	-0.02	0.55	0.01	-0.12	0.85
Lu	-0.53	0.02	-0.05	0.24	0.74	-0.24	0.04	0.74	-0.04	0.03	0.54	0.14	0.03	0.80

4.4.3.1 Elementos Traza y Elementos de Tierras Raras (REE)

Muchos elementos traza y REE son inmóviles durante los procesos sedimentarios (p. ej., diagénesis, transporte, Th, Sc y los elementos de alto campo de esfuerzo [HFSE], como Zr, Hf, Ta, Nb e Y). Por lo tanto se asume que son transportados e incorporados cuantitativamente a las rocas sedimentarias durante los procesos de intemperismo y transporte sedimentario (BHATIA y CROOK 1986; ROSER y NATHAN 1997; TOULKERIDES et al. 1999).

4.4.3.2 Elementos Trazas

4.4.3.2.1 Elementos trazas de ion grande “litofilos” (LILE): Rb, Cs, Ba, Sr

El contenido de Rb varía de $\sim 47 \pm 17.5$ ppm (Fosa de Monterrey; **Tabla 4.1**) a $\sim 70 \pm 37$ ppm en la Cuenca de Sabinas. Cs oscila entre $\sim 1.4 \pm 0.7$ ppm (Fosa de Monterrey) y $\sim 2.17 \pm 1.33$ ppm en la Cuenca de Sabinas. Las concentraciones de Ba en las areniscas de la Fosa de Monterrey es $\sim 513 \pm 303$ ppm, mientras que en la Cuenca de Sabinas es $\sim 553 \pm 423$ ppm. En tanto Sr va $\sim 101 \pm 109$ ppm en la Fosa de Monterrey y de $\sim 103 \pm 92$ en la Cuenca de Sabinas. Las muestras de la Cuenca de Sabinas son ligeramente más enriquecidas en LILE que las muestras de la Fosa de Monterrey. Sin embargo, estos valores son comparables con los valores promedio de la Corteza Continental Superior de TAYLOR y MCLENNAN (1981). Por otro lado, el K_2O presente en las muestras de la Fosa de Monterrey tiene altas correlaciones positivas con Rb ($r=0.83$; **Tabla 4.4**), bajas correlaciones positivas con Cs ($r=0.2$) y Ba ($r=0.25$), mientras que con Sr presenta una moderada correlación negativa ($r=-0.40$). K_2O en las muestras de la Arcosa Patula exhibe altas correlaciones positivas con Rb ($r=0.96$; **Tabla 4.4**), Ba ($r=0.74$) Cs ($r=0.77$) y moderadas correlaciones positivas con Sr ($r=0.51$). Las correlaciones positivas con K_2O indican que estos elementos trazas son controlados por la presencia de minerales arcillosos ricos en Potasio como Illita (MCLENNAN et al. 1983; FENG y KERRICH 1990; MARFIL et al. 1998; PRICE y VELBEL 2000; RODDAZ et al. 2006; KASANZU et al. 2008; LI et al. 2010; VERDECCHIA y BALDO 2010; ZAGHLOUL et al. 2010; **Tabla 4.4**), mientras que las correlaciones negativas K_2O contra Sr en la Fosa de Monterrey, marcan la influencia de cemento carbonatado (ver **Capítulo 3**). Por otro lado, el Sr en la Fosa de Monterrey exhibe altas correlaciones positivas con CaO ($r=0.98$), CaO_{carb} ($r=0.98$), CO_2 ($r=0.98$) y LOI ($r=0.98$), evidenciando que la incorporación o pérdida de este elemento puede ser controlada por la presencia del cemento carbonatado (**Tabla 4.4**). Los valores de correlación bajos en la Cuenca de Sabinas indican un menor aporte de cemento carbonatado y un aporte mayor CaO_{tot} derivado de la fracción silicatada (CaO^* ; $r=0.26$).

4.4.3.3 Elementos trazas de campo electrostático alto (FSE): Y, Zr, Nb, Hf, Th, U

Los elementos de alto campo de esfuerzo (HFSE), como Y, Zr, Nb, Hf, Th, U, son preferentemente fraccionados en la fase mineral durante los procesos de cristalización y anatexis (FENG y KERRICH 1990; WILSON 2007), dando como resultado el enriquecimiento que éstos presentan en las rocas félsicas. Como consecuencia de su inmovilidad, también reflejan la composición del área fuente en las rocas clásticas (BASU et al. 1982; TAYLOR y MCLENNAN 1985; FLOYD et al. 1989; ROLLINSON 1993; GILL et al. 1994; BOCK et al. 1998; BOCK et al. 2004; OCHOA et al. 2007). La concentración de los HFSE en ambos casos de estudio es muy similar (Tabla 4.1), mostrando la Arcosa Patula una desigualdad en las concentraciones de Sc y Th (ver Tabla 4.1). La concentración promedio de los HFSE en los casos analizados se muestra más baja en comparación a los valores reportados para la UCC de TAYLOR y MCLENNAN (1981), con excepción de Sc en la Cuenca de Sabinas, que tiene un promedio mayor (Figura 4.4).

Por otro lado, las muestras de las Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas presentan valores de correlación similares entre TiO_2 contra Zr ($r=0.93$; $r=0.86$), Nb ($r=0.97$; $r=0.92$), Hf ($r=0.93$; $r=0.87$), y entre Y ($r=0.68$); P_2O_5 contra Zr ($r=0.43$; $r=0.58$), Nb ($r=0.49$; $r=0.46$), Hf ($r=0.41$; $r=0.59$), e Y ($r=0.34$), sugiriendo que estos elementos están controlados principalmente por la abundancia de minerales pesados como circón, apatito, rutilo y monacita. La correlación de Y contra TiO_2 ($r=-0.15$) y P_2O_5 ($r=-0.39$) en las muestras de la Cuenca de Sabinas presentan valores negativos (Tabla 4.4), debido a que el Y está controlado por CaO_{tot} ($r=0.82$), CO_2 ($r=0.82$) y LOI

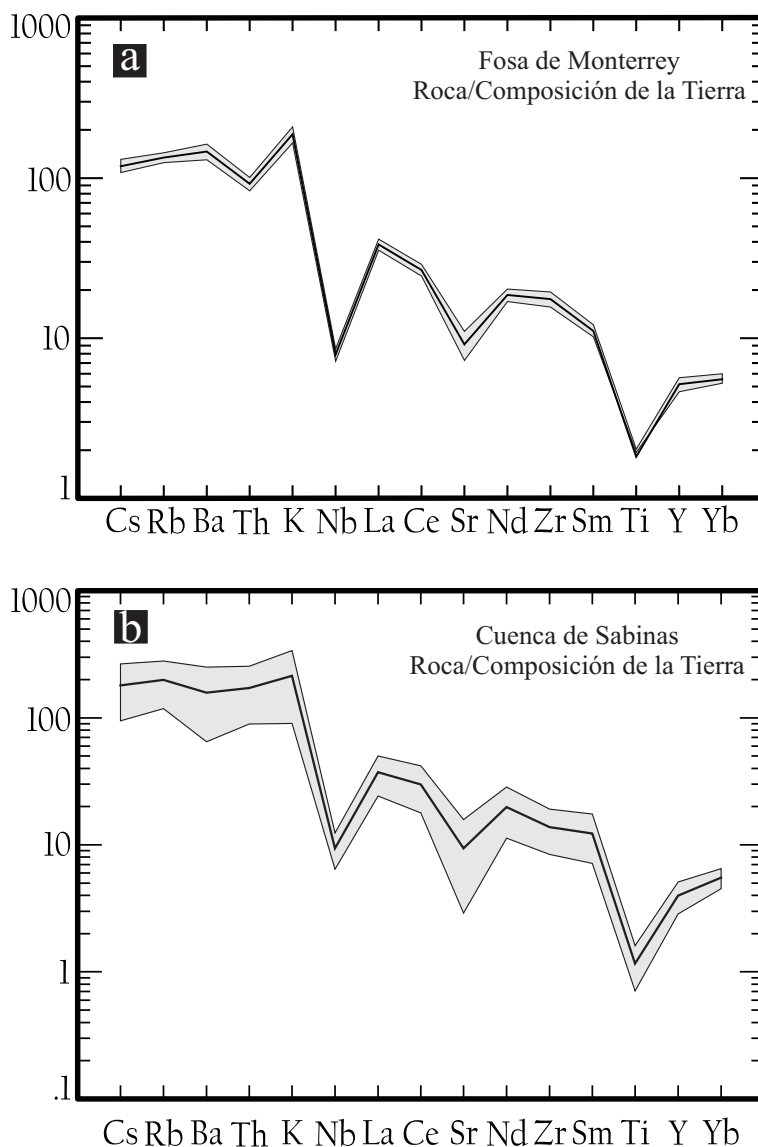


Fig. 4.4: Diagramas de multi-elementos *Spider* normalizados contra los valores de la Tierra total de HICKEY et al. (1986), donde se grafica la media y los límites de confianza al 99% de confianza. (a) Fosa de Monterrey (n=177); (b) Cuenca de Sabinas (n=15).

($r=0.88$; **Tabla 4.4**). Además, las correlaciones positivas que marcan estos elementos con Al_2O_3 (discriminando Y en las muestras de las Cuenca de Sabinas) en ambos casos de estudio (**Tabla 4.4**), indica su derivación de minerales arcillosos presentes en la matriz o por procesos de albitización.

Los patrones multi-elementos de las muestras analizadas normalizados contra los valores de la Composición Total de la Tierra propuestos por HICKEY et al. (1986). En dichos diagramas se observa que en las muestras de ambos casos de estudio abundan los elementos alcalinos (K), elementos litófilos (Rb, Sr, Ba, Cs) y escasean los elementos de alto campo de esfuerzo (Y, Zr, Nb, Hf, Ti) y en REE (La, Ce, Sm Yb). Las muestras de la Fosa de Monterrey exhiben anomalías negativas pronunciadas de Th, Nb, Sr y Ti. En tanto que las muestras de la Cuenca de Sabinas solo muestran anomalías negativas en Nb, Sr y Ti (**Figura 4.5**), indicando en ambos casos la influencia de material félsico derivado de antiguos bloques remanentes

de corteza continental superior (Gu et al., 2002).

4.4.3.4 Elementos de Transición (TTE): Co, Ni, V, Sc

La concentración de los elementos traza de transición "TTE" en las areniscas analizadas son muy similares a la que presenta la Corteza Continental Superior. De manera general, los TTE en ambos casos de estudio están correlacionados con Al_2O_3 , sugiriendo que éstos son concentrados principalmente en los filosilicatos. Adicionalmente, los TTS presentan correlaciones positivas con Fe_2O_3 , MgO , Na_2O y TiO_2 , evidenciando su derivación de minerales máficos y félsicos de los

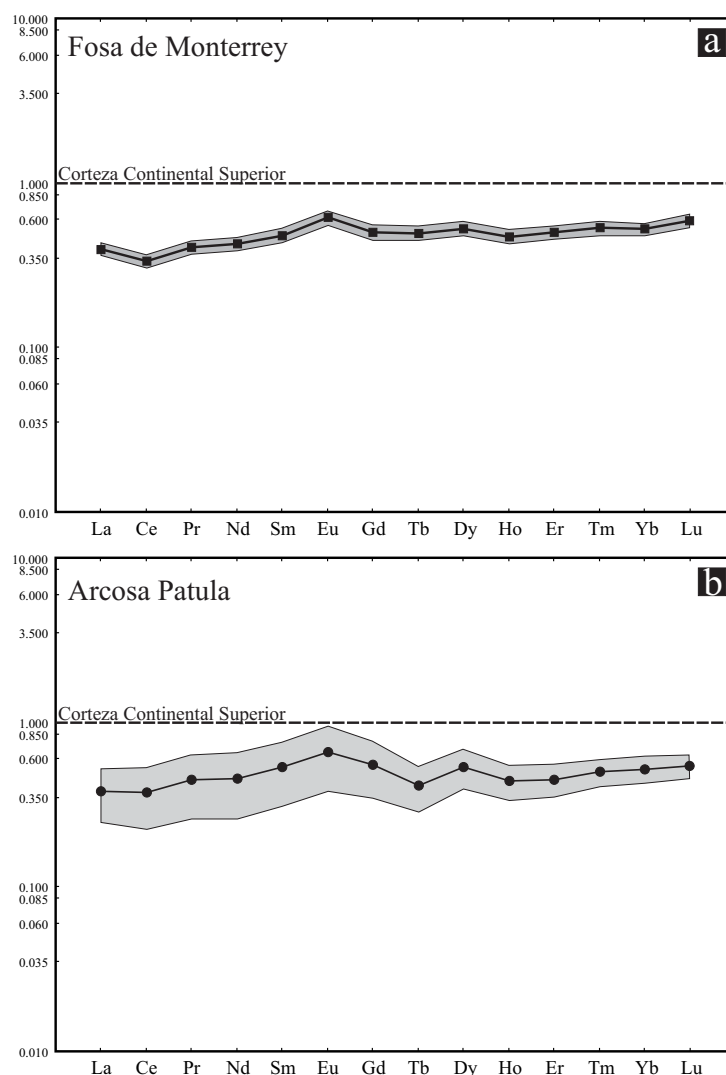


Fig. 4.5: Diagramas *Spider*, normalizados contra los valores de la Corteza Continental Superior según TAYLOR y MCLENNAN (1981). (a) Fosa de Monterrey (n=187); (b) Cuenca de Sabinas (n= 15).

fragmentos de rocas volcánicas y plutónicas, como también de la matriz (ver **Capítulo 3 y Apéndice 3**).

4.4.3.5 Elementos de Tierras Raras (REE)

Los elementos de tierras raras (REE) son divididos en elementos de tierras raras ligeras (LREE; La-Nd), elementos de tierras raras medianas (MREE; Sm-Dy) y elementos de tierras raras pesadas (HREE; Ho-Lu). Los elementos de tierras raras son considerados químicamente inmóviles, por lo cual se deduce que son transferidas en cantidades similares de las rocas fuentes a los sedimentos siliciclásticos durante los procesos de erosión, transporte y depósito (TAYLOR et al. 1983; MCLENNAN 1989; TAYLOR y MCLENNAN 1985; 1995; 2009). MCLENNAN et al. (1993), BOCK et al. (1998, 2004), GONZÁLEZ-ÁLVAREZ et al. (2006), proponen que la concentración total de los REE es independiente de los procesos diagenéticos. En la mayoría de los minerales formadores de rocas, los REE rellenan los sitios de coordinación ocho. Debido a que no existe un común en los elementos geoquímicos formadores de minerales; REE con cationes trivalentes tienden a reemplazar elementos con cationes análogos. Un ejemplo, de cierre de estos análogos son Ca^{2+} y Na^{+} con cargas y tamaños no balanceados que restringen la entrada de REE. De primera

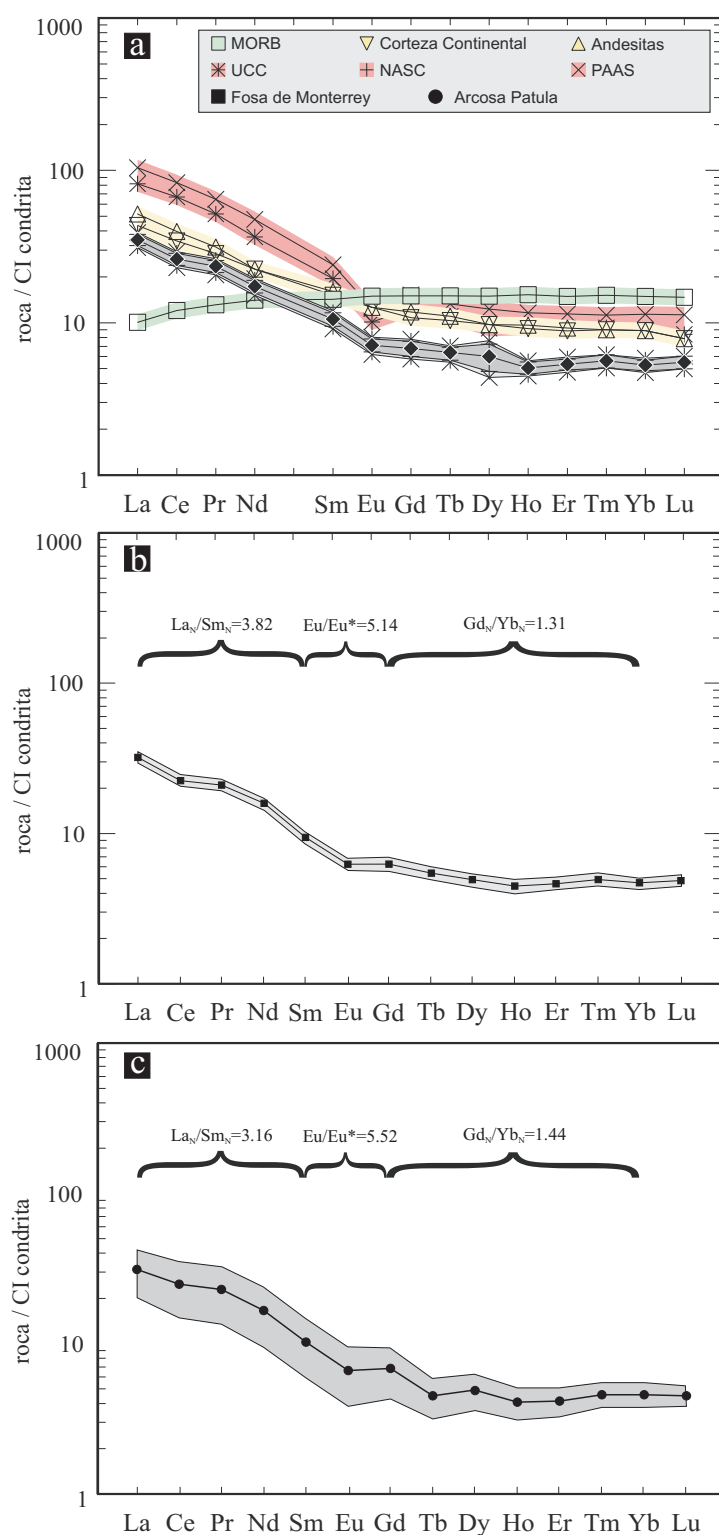


Fig. 4.6: Diagramas *Spider* normalizados contra condrita de acuerdo con TAYLOR y MCLENNAN (1985). (a) muestras de MORB, Corteza Continental, Andesitas, Corteza continental Superior, NASC) y PAAS, tomados de CONDIE (1981) y TAYLOR y MCLENNAN (1985); (b) Fosa de Monterrey (n=187); (c) Cuenca de Sabinas (n=15).

instancia, REE en minerales formadores de rocas sustituyen Ca^{2+} . McLENNAN (1989), describe un excelente ejemplo de reemplazo en plagioclasas, donde Eu^{+2} sustituye Ca^{2+} , en el sitio de Sr^{2+} . Este proceso es la causa de la anomalía positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$) en plagioclasas.

Los sedimentos enriquecidos en cuarzos tienden a mostrar valores bajos de REE, puesto que cuarzo contiene concentraciones más diluidas de REE en relación a otros minerales.

El patrón promedio de REE en las rocas sedimentarias es interpretado como el reflejo de la Corteza Continental Superior (McLENNAN 1989). Considerando el carácter inmóvil de las REE, dicho patrón es atribuido a la homogenización durante los procesos sedimentarios (*cf.*, TAYLOR y McLENNAN 1985). El promedio de los REE en las areniscas de la Fosa de Monterrey y de Cuenca de Sabinas es mostrado en la **Figura 4.5**. Ambos grupos presentan patrones similares a los de La Corteza Continental Superior, mostrando un mediano empobrecimiento respecto a estal, debido al efecto de dilución generada por la predominancia de cuarzo [ver **Capítulo 3**].

En el presente trabajo, se consideró el esquema de normalización contra la condrita de McLENNAN (1989). Adicionalmente a los patrones de REE, se han graficado los patrones de MORB, Corteza Continental, Andesitas, Corteza Continental Superior (UCC), NASC, PAAS, (CONDIE 1981 y TAYLOR y McLENNAN 1985; **Figura 4.5**). Comparado los patrones de la Fosa de Monterrey y de la Cuenca de Sabinas *versus* la composición de la Corteza Continental Superior (UCC), la composición promedio de la Corteza Continental y andesitas, se observa un empobrecimiento en los HREE, MREE y LREE con ligeras anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \sim 5.14$ y ~ 5.52 ; **Figura 4.5**). Este empobrecimiento general puede ser causado por el efecto de dilución propiciado por la presencia de cuarzo y arcillas, así como por la influencia de material felsico derivado de antiguos remanentes de corteza continental superior (**Figura 4.5**). Por otro lado, el patrón de los REE ha sido empleado para determinar el ambiente tectónico (margen pasivo o activo). Según este esquema, los patrones de REE de la Fosa de Monterrey y de la Cuenca de Sabinas muestran patrones similares a ambos ambientes, por lo cual no es recomendable emplear este esquema para determinar su afinidad tectónica.

El efecto de los minerales pesados en la composición de roca total, principalmente en la concentración de los REE, ha sido considerado por TAYLOR y McLENNAN (1985), BHATIA y CROOK (1986), McLENNAN et al. (1990), McLENNAN y TAYLOR (1991), TOTTEN et al. (2000), JENCHEN (2001) y LAMBECK et al. (2008), quienes consideran los minerales pesados como circón, granate y monazita como transportadores importantes de HREE.

Por otro lado, HOLE et al. (1992) demostraron que los elementos de tierras raras y Yb, son removidos durante los procesos ocurridos en la diagénesis tardía, controlados principalmente por la presencia de titanita autigénica, ocurriendo en cementantes secundarios. En las muestras de la Fosa de Monterrey los REE muestran correlaciones positivas altas con Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 (**Tabla**

4.4); la abundancia de estos elementos es principalmente controlada por los minerales pesados como titanita, rutilo, apatito, así como también por plagioclasa y filosilicatos. Las bajas correlaciones positivas que los REE presentan contra CO₂, CaO_{tot} y LOI; indican que son poco influenciadas por la precipitación de minerales autigénicos como la titanita, generada por la precipitación de fluidos durante la diagénesis. En tanto los REE en las muestras de la Cuenca de Sabinas registran altas correlaciones positivas con relación a CaO_{tot}, CO₂ y LOI, indicando que su abundancia relativa deriva posiblemente de cemento carbonatado o bien de minerales autigénicos como titanita.

En el análisis de procedencia el valor de Eu es de especial interés. Usualmente Eu se enriquece [anomalía positiva de Eu] o se empobrece [anomalía negativa] en relación con los valores de la condrita. Dicha anomalía puede ser cuantificada por el término de Eu/Eu*, donde Eu* representa el valor normalizado con respecto a los patrones de REE propuestos por McLENNAN (1989). La anomalía de Eu/Eu* se calcula de la siguiente manera:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N * Gd_N)}}$$

donde "N" denota los valores normalizados contra condrita de acuerdo con McLENNAN (1989).

Los tipos de procedencia muestran diferentes valores de Eu/Eu*, siendo utilizados en combinación con otras relaciones, por ejemplo Th/Sc y Cr/Ni (CONDIE 1967; CONDIE et al. 1970; TAYLOR et al. 1983; McLENNAN et al. 1993; HISCOTT 1984; CONDIE 1986; JENCHEN 2001; CRITELLI et al. 2008). El valor promedio de Eu/Eu* en las muestras de la Fosa de Monterrey es de ~5.14 y en la Cuenca de Sabinas de ~5.52 (Figura 4.5), reflejando un valor ligeramente positivo de Eu/Eu* con respecto a la Corteza Continental Superior (Figura 4.5).

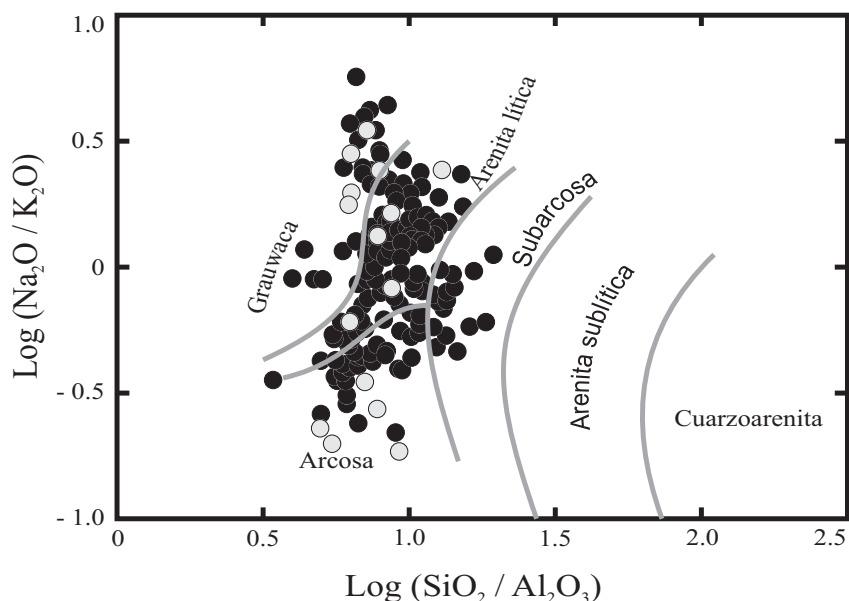


Fig. 4.7: Diagrama log (Na₂O/K₂O)-logSi₂O/Al₂O₃, para clasificar sedimentos (PETTJOHN et al. 1972). Los círculos negros marcan a las muestras de la Fosa de Monterrey, los círculos grises representan las muestras de la Cuenca de Sabinas.

4.4.3.6 Clasificación

De manera análoga al análisis petrográfico, la composición de roca total puede ser empleada para clasificar las rocas sedimentarias. El sistema de clasificación de areniscas propuesto por PETTIJOHN et al. (1972), es un esquema desarrollado con sedimentos de diversas partes del mundo, siendo empleado en el presente trabajo por las similitudes que presenta con el esquema de clasificación petrográfica de McBRIDE (1963; **Capítulo 3**). Dicho esquema, maximiza las relaciones que presenta cuarzo (SiO_2) con la matriz (Al_2O_3) y la relación entre plagioclasa (Na_2O) y feldespato (K_2O); **Figura 4.7**. Según dicho esquema, la mayoría de las muestras de la Fosa de Monterrey son clasificadas como arenitas líticas, que varían a arcosas-subarcosas y grauvacas; las muestras de la Cuenca de Sabinas se clasifican como como arcosas-arenitas líticas y grauvacas (**Figura 4.7**).

4.4.3.7 Composición del área fuente

4.4.3.7.1 Empleo de elementos mayores

Diversos autores han empleado la concentración de los elementos mayores para documentar la composición del área fuente. El diagrama de funciones discriminantes propuesto por ROSER y KORSCH (1988) es un ejemplo clásico que permite distinguir sedimentos que derivan de fuentes máficas, intermedias, félsicas o cuarzosas recicladas. El diagrama se basa en las concentraciones de los óxidos de Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na y K, considerados como los más estables

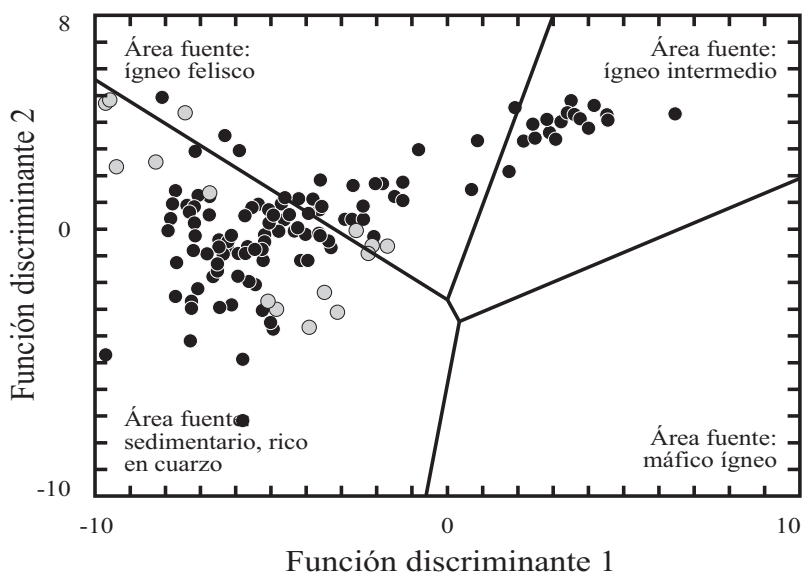


Fig. 4.8: Diagrama para discriminar la composición del área fuente, empleando a los elementos mayores (según ROSER y KORSCH 1988). Círculos negros: Fosa de Monterrey, n=187; círculos grises Cuenca de Sabinas, n=15.

y eficientes para determinar estas cuatro procedencias. Las funciones discriminantes no involucran al óxido de Si, por la influencia biogénica que éste puede presentar, del mismo modo que CaO_{carb} (**Figura 4.8**).

Las muestras de la Fosa de Monterrey indican proceder principalmente de fuentes sedimentarias ricas en cuarzo y secundariamente de áreas ígneas félsicas e intermedias. En tanto que las de la Cuenca de Sabinas registran en su mayoría áreas fuentes ricas en cuarzo y en menor proporción

fuentes ígneas félsicas. La concentración de los elementos mayores puede ser ampliamente afectada y modificada por los procesos de intemperismo y diagénesis, por lo cual es recomendable emplear elementos inmóviles para documentar la composición del área fuente.

4.4.3.7.2 Empleo de elementos traza y lantánidos

TAYLOR y MCLENNAN (1985) y MCLENNAN y TAYLOR (1991) sugieren que los elementos de tierras raras, elementos de alto campo de esfuerzo y Sc, son de especial interés para monitorear la composición del área fuente. Estos elementos tienen poca residencia en la columna de agua y son transferidos de manera cuantitativa al registro sedimentario. Adicionalmente, éstos se emplean para relacionar elementos incompatibles con compatibles, ayudando notoriamente a diferenciar los componentes félsicos de los máficos (MCLENNAN et al. 1983, 1990; TAYLOR y MCLENNAN 1985; WRONKIEWICZ y CONDIE 1990; CULLERS 1994; COX et al. 1995; FEDO et al. 1995; CULLERS y BERENDSEN 1998; YAN et al. 2000; VARGA et al. 2007). Ligado a esto, los patrones de REE se han empleado para inferir las fuentes de las rocas sedimentarias, desde rocas básicas, que muestran bajas relaciones de LREE/HREE sin anomalías de Eu, hasta rocas silíceas que usualmente presentan altas relaciones de LHREE/HREE y anomalías negativas de Eu (p. ej., CULLER y GRAF 1983). Por esta razón, los patrones de los REE pueden ser preservados en las rocas sedimentarias (TAYLOR y MCLENNAN 1985; WRONKIEWICZ y CONDIE 1987, 1989).

Todas las muestras presentan patrones característicos para fuentes félsicas similares a un granito, como lo evidencia la fraccionación de las tierras raras ligeras LREE (**Figura 4.5**), la anomalía negativa de Eu (**Figura 4.5**) y el empobrecimiento en HREE (**Figura 4.5**; cf., TAYLOR y MCLENNAN 1985; SLACK y STEVENS 1994; HONDA et al. 2004; KASANZU et al. 2008).

Las relaciones entre elementos inmóviles y móviles como Th/Sc, La/Sc, Co/Th, Cr/Th, Cr/V, Ti/Nb y V/Ni, son considerado como indicadores de la composición del área fuente (cf., MCLENNAN et al. 1983, TAYLOR y MCLENNAN 1985; MCLENNAN et al. 1990; WRONKIEWICZ y CONDIE 1990; CULLERS 1994; JENCHEN 2001; MONGELLI 2004). Sin embargo, muestras que presenten correlaciones positivas con CaO_{carb} , CO_2 , P_2O_5 , pueden ser modificadas por el cemento carbonatado o por fosfatos ricos en Y (p. ej., HOLE et al. 1992; Lev et al. 1999; TONUI y DE CARITAT 2003; OCAMPO-DÍAZ y JENCHEN Sometido). En el presente trabajo, se realizó un análisis de correlación con el 99.9% de confianza de entre las relaciones elementales y los índices de alteración, con la finalidad de documentar si estas relaciones pueden ser empleadas en la determinación de la composición del área fuente. El análisis de correlación de las muestras de la Fosa de Monterrey arroja correlaciones positivas ($r > 0.5$) entre Nb/Y con CIA, PIA, CIW y W, La/Y con PIA y CIW y Ba/Sr con el PIA (**Tabla 4.5**); las muestras de la Cuenca de Sabinas indican correlaciones positivas de Zr/Hf con CIW y W,

Th/Sc con W, Th/U con W, Zr/Sc con CIA, PIA y W, Zr/Hf con CIA y PIA, La/Sm con CIA, PIA, CIW y W y Ba/Sr con W (Tabla 4.5).

Tabla 4. 5: Matrices de correlación entre los índices de alteración versus las relaciones elementales para determinar la composición del área fuente. Matriz izquierda: Fosa de Monterrey (n=187); Matriz derecha: Cuenca de Sabinas (n=15).

	CIA	PIA	CIW	M	F	W		CIA	PIA	CIW	M	F	W
Zr/Ti	-0.28	-0.29	-0.28	-0.33	0.56	-0.41	Zr/Ti	0.36	0.33	-0.18	0.00	0.16	-0.19
Nb/Y	0.75	0.79	0.77	-0.52	0.10	0.76	Nb/Y	0.22	0.37	0.87	-0.28	-0.53	0.78
Th/Sc	-0.25	-0.23	-0.24	-0.26	0.37	-0.20	Th/Sc	0.39	0.38	0.46	0.38	-0.77	0.68
Th/U	0.46	0.47	0.46	-0.53	0.35	0.33	Th/U	0.42	0.40	0.44	0.14	-0.59	0.60
Th/Co	-0.02	0.00	0.00	-0.39	0.42	-0.06	Th/Co	-0.64	-0.61	0.04	-0.40	0.27	-0.08
Zr/Sc	-0.24	-0.22	-0.22	-0.27	0.36	-0.17	Zr/Sc	0.58	0.58	0.39	0.53	-0.71	0.52
Zr/Hf	-0.22	-0.22	-0.22	-0.21	0.35	-0.24	Zr/Hf	0.65	0.65	0.31	0.53	-0.67	0.46
Ti/Nb	0.41	0.41	0.41	0.30	-0.53	0.43	Ti/Nb	0.37	0.36	0.25	0.64	-0.61	0.33
La/Y	0.49	0.52	0.52	-0.55	0.34	0.39	La/Y	-0.14	-0.10	0.44	-0.21	-0.18	0.33
La/Yb	-0.69	-0.69	-0.68	0.17	0.19	-0.65	La/Yb	-0.57	-0.58	-0.65	0.00	0.58	-0.67
La/Th	-0.69	-0.69	-0.68	0.17	0.19	-0.65	La/Th	-0.57	-0.58	-0.65	0.00	0.58	-0.67
La/Co	-0.51	-0.50	-0.49	-0.16	0.42	-0.47	La/Co	-0.68	-0.69	-0.25	-0.26	0.43	-0.35
La/Ni	-0.31	-0.31	-0.29	-0.33	0.53	-0.37	La/Ni	-0.71	-0.77	-0.30	-0.34	0.51	-0.40
La/Sc	-0.56	-0.55	-0.55	-0.09	0.37	-0.51	La/Sc	-0.14	-0.18	0.04	0.18	-0.13	0.04
La/Sm	0.26	0.32	0.31	-0.31	0.10	0.38	La/Sm	0.58	0.67	0.76	-0.02	-0.68	0.80
Sc/Ni	-0.01	-0.04	-0.02	-0.18	0.26	-0.14	Sc/Ni	-0.55	-0.58	-0.42	-0.47	0.64	-0.46
Ba/Sr	0.79	0.80	0.82	-0.41	0.03	0.69	Ba/Sr	0.27	0.27	0.64	-0.30	-0.46	0.71
Ba/Rb	-0.23	-0.23	-0.23	0.08	0.00	-0.16	Ba/Rb	-0.09	-0.10	0.17	-0.22	0.03	0.10
K/Ba	0.26	0.25	0.25	-0.33	0.25	0.14	K/Ba	-0.13	-0.02	0.26	-0.11	-0.05	0.13
K/Rb	0.43	0.40	0.43	-0.66	0.54	0.21	K/Rb	-0.48	-0.37	0.42	-0.53	0.14	0.15
K/Cs	0.25	0.22	0.25	-0.55	0.55	-0.01	K/Cs	-0.72	-0.69	-0.03	-0.54	0.55	-0.32
ΣLREE	-0.47	-0.49	-0.49	0.19	0.06	-0.44	ΣLREE	-0.54	-0.50	-0.09	0.01	0.09	-0.11
ΣMREE	-0.63	-0.64	-0.65	0.34	-0.03	-0.57	ΣMREE	-0.69	-0.67	-0.45	0.09	0.32	-0.42
ΣHREE	-0.52	-0.53	-0.55	0.35	-0.10	-0.44	ΣHREE	-0.56	-0.51	-0.56	0.41	0.17	-0.45

Es importante mencionar que el análisis de correlación en grupos con pocas muestras puede indicar correlaciones artificiales, por lo que se requiere una interpretación "sensible," tomando en cuenta solo las correlaciones >0.5 con los máximos niveles de confianza (>99.9999% → $r < 0.00001$)

Considerando los resultados arrojados por el análisis de correlación, se han empleado las relaciones elementales de correlaciones negativas con los índices de alteración, con el propósito de documentar la naturaleza de las rocas fuentes. Además, se ha empleado un Índice de Madurez Textural (IMT) que utiliza la relación de los elementos mayores como óxidos [% en peso], determinado de la siguiente manera:

$$IMT = \frac{SiO_2 * 100}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + CaO * + Na_2O + K_2O + TiO_2}$$

Este Índice de Madurez Textural considera que SiO₂ deriva de cuarzo, mientras que el resto de los elementos derivan de las micas, feldspatos, matriz y minerales pesados como rutilo, apatito, olivino y piroxeno (ver análisis de Cluster y Factores). Los valores del IMT son sensibles y pueden ser modificados por: **(1)** el contenido de cuarzo, sobre todo cuando éste presenta bordes de

crecimiento sintaxiales; **(2)** la alteración de feldespato a minerales arcillosos (diagéneis); **(3)** al contenido de matriz; **(4)** reemplazo de matriz y relleno de poro por cemento; y **(5)** la precipitación de cuarzo como cementante.

Tomando en consideración los resultados del análisis de correlación de los índices de alteración con las relaciones elementales, como también el Índice de Madurez Textural, se han empleado dos relaciones elementales como son Ti/Nb y Sm/Nd para determinar la composición del área fuente y las relaciones conforme al grado de madurez textural.

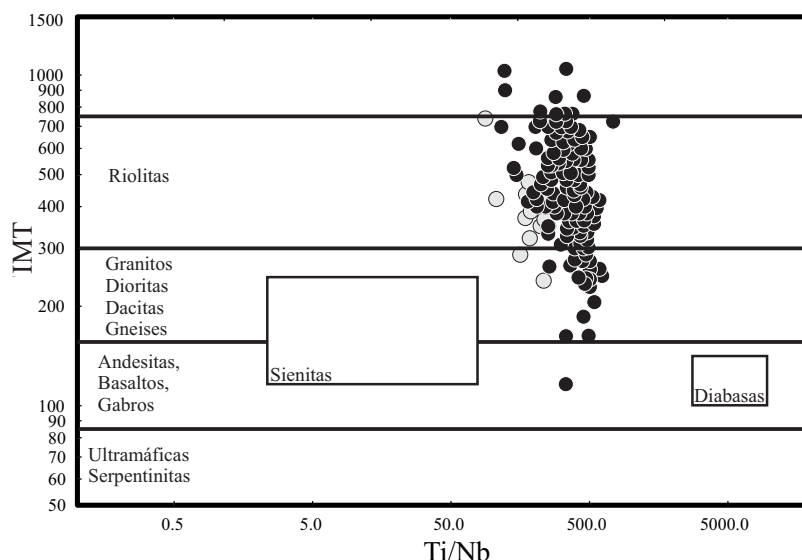


Fig. 4.9: Diagrama bi-variable del Índice de Madurez Textural (IMT) contra Ti/Nb. Los círculos negros: Fosa de Monterrey; los círculos en gris: Cuenca de Sabinas. Los campos se determinaron por medio de las relaciones que presentan las muestras reportadas por los autores previamente citados

En el diagrama IMT relacionado con Ti/Nb, las muestras la Fosa de Monterrey indican un aporte principal de rocas fuentes graníticas

y riolíticas, con menores aportes de andesitas, gneisses, dioritas y dacitas **(Figura 4.9)**. En tanto que las areniscas de la Cuenca de Sabinas reflejan principalmente rocas riolíticas, con aportes menores de granitos y riolitas **(Figura 4.9)**.

Los valores del IMT en las rocas ultramáficas y serpentinitas van de 0.1 hasta ~85. Los gabro-andesitas tienen valores que oscilan entre ~85 y ~170. Las dacitas-dioritas-granitos y gneisses, muestran valores que varían de ~170 hasta ~300. Los valores de las riolitas varían de ~300 hasta ~800. Los valores de estas rocas fueron calculados de acuerdo a los datos que documentan geoquímicamente esta variedad de rocas reportadas por HARLEY (1985), JONES et al. (1995), GOVINDARAJU (1994), FREYDIER et al. (2000), TALAVERA-MENDOZA y GUERRERO-SUASTEGUI (2000), BURIANEK et al. (2003), GARCÍA-DÍAZ (2004), GUERRERO-SUASTEGUI (2004), KÖKSAL et al. (2004), KEPPIE et al. (2006), ZHANG et al. (2006), SAVAL'EVA et al. (2006), SEN (2007), GARCÍA-OBREGÓN (2007), SAYIT y GÖNCÜOĞLU (2009).

El diagrama IMT *versus* Sm/Nd, arroja resultados comparables a la **Figura 4.9**, evidenciado que la Fosa de Monterrey tiene fuentes de detritos de composición riolítica y granítica con influencia de rocas gnéissicas, tonalíticas, dioríticas y escasas andesitas y basaltos (**Figura 4.10**). Por otro lado, los sedimentos de la Cuenca de Sabinas son derivados de rocas de composición riolítica y granítica, con aportes de fuentes diorítica y tonalítica (**Figura 4.10**).

Aparte de los diagramas anteriores, se han empleado diagramas propuestos por diversos

autores para documentar y corroborar la composición del área fuente. En el diagrama La/Th *versus* Hf de FLOYD y LEVERIDGE (1987), se

observa que las muestras de la Fosa de Monterrey tienen una predominancia de fuentes de arcos ácidos, mezcla de fuentes félsicas/básicas y en menor proporción componentes sedimentarios antiguos con escasas fuentes de arcos de islas toleíticos (**Figura 4.11**). En tanto la Arcosa Patula tiene un aporte principal de arcos ácidos con escasas proporciones

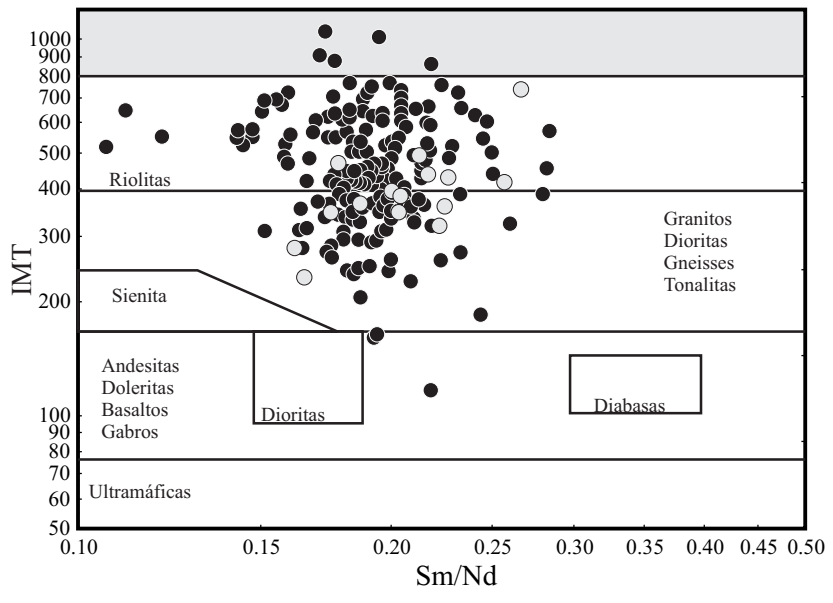


Fig. 4.10: Diagrama bi-variable Índice de Madurez Textural (IMT) *versus* Sm/Nd. Círculos negros: Fosa de Monterrey; círculos grises: Cuenca de Sabinas. Los campos se determinaron por medio de las relaciones de las muestras reportadas por los autores previamente citados.

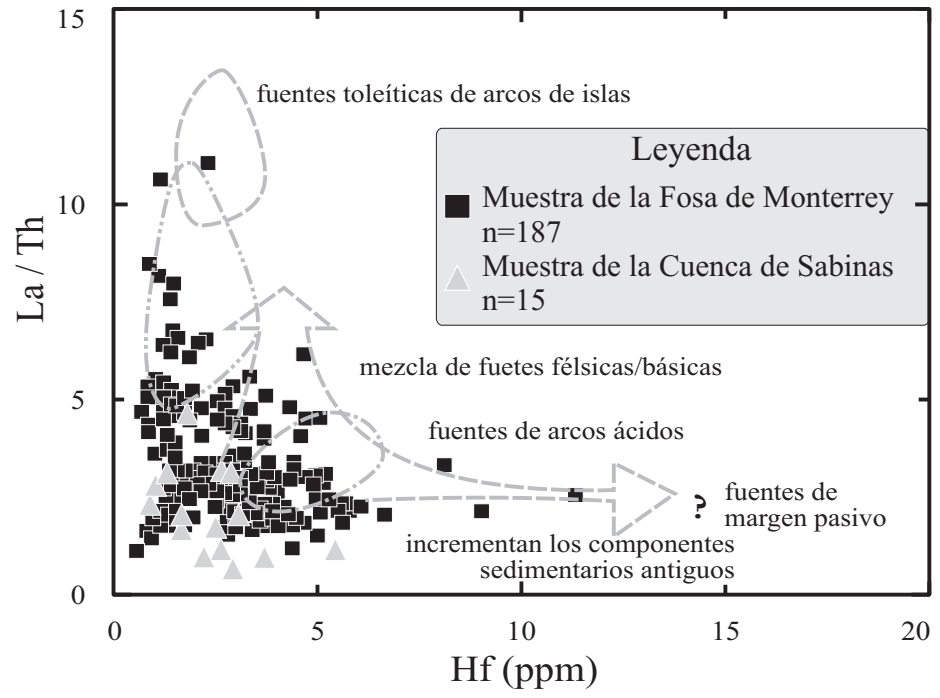


Fig. 4.11: Hf vs. La/Th - Diagrama para diferenciar áreas fuentes (según FLOYD y LEVERIDGE 1987).

de componentes sedimentarios antiguos y mezcla de fuentes félsicas/básicas (Figura 4.11).

En el diagrama ternario V-Ni-Th*10 (PLANK y LANGMUIR 1998), las muestras de la Fosa de Monterrey marcan una influencia de rocas félsicas con aporte de material máfico (99% de predicción), mientras que la Arcosa Patula tiene influencia netamente de rocas félsicas con el 99% de predicción (Figura 4.12).

Durante el proceso de transporte se puede adherir nuevo material derivado de fuentes alternas a la fuente inicial, modificando con ello la composición final de los sedimentos siliciclásticos. Por ejemplo, si la fuente inicial es un granito, debe tener firmas geoquímicas de granitos, como también remanentes petrográficos que evidencian la firma granítica, como fragmentos líticos plutónicos, feldespatos y plagioclasas. Sin embargo, cuando al primer registro sedimentario le es adherido material derivado de rocas madres de otras composiciones (p. ej., líticos volcánicos o metamórficos), la firma geoquímica es modificada de manera significativa. Por está razón se han considerado las características petrográficas descritas en el **Capítulo 3** (p. ej., abundancia de líticos volcánicos), para realizar un análisis discriminante a partir de la información geoquímica.

La función discriminante 1, implica: **(1)** la adición de elementos relacionados con rocas félsicas, por ejemplo las concentraciones de Zr, Hf, son más abundantes en rocas plutónicas; **(2)** la diferenciación de fuentes ricas en Ba, como son los granitoides post-orogénicos; **(3)** la diferenciación del protolito metamórfico psamítico en relación al pelítico, mostrando que las rocas psamíticas y de alto grado metamórfico se caracterizan por el enriquecimiento en el Ga, Cs, Eu, Tb, Pr y Ho; **(4)** la posible liberación o captura de elementos de tierras raras y de elementos de alto campo de esfuerzo por

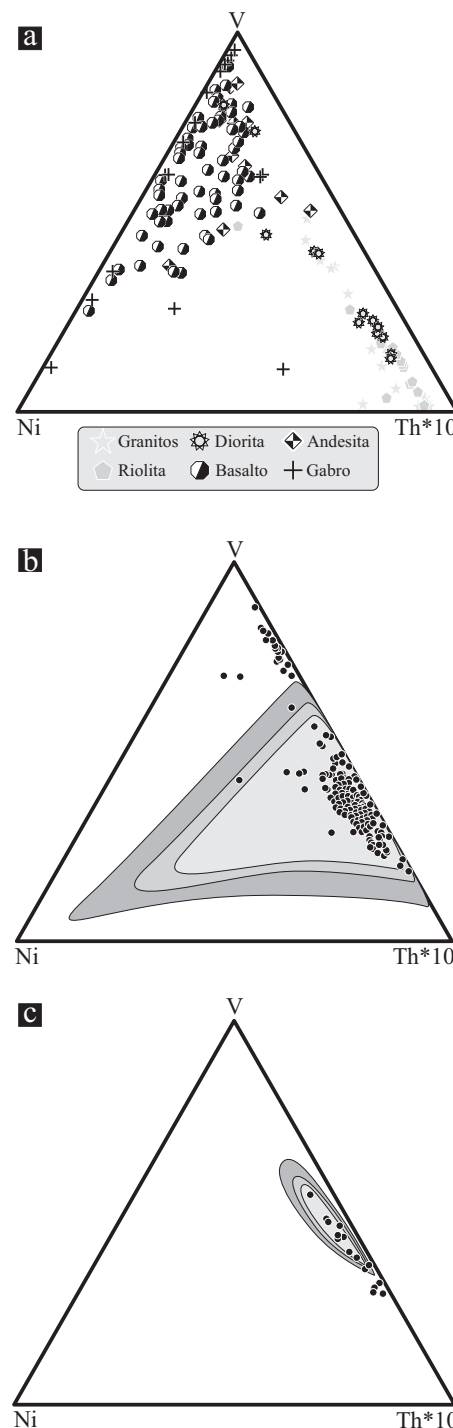


Fig. 4.12: Diagrama ternario V-Ni-Th*10 de PLANK y LANGMUIR (1998). (a) muestras de las referencias citadas en el texto; (b) muestras de la Fosa de Monterrey, n=177. (c) proyectan las muestras de la Cuenca de Sabinas, n=15. Los círculos representan a las regiones de predicción ALN, al 0.90, 0.95 y 0.99.

minerales ricos en fósforo y por estratos ricos en fosforitas, reflejado en el empobrecimiento o enriquecimiento de los elementos de tierras raras (p. ej., Lu y Tb); **(5)** el aporte de Ga procedente de minerales de origen metamórfico como los feldespatos y las micas.

De manera similar a la Función Discriminante 1, los elementos que son adheridos a la Función Discriminante 2 son esencialmente aquellos que representan a rocas plutónicas y metamórficas y en menor grado volcánicas, por ejemplo: Nb, Dy, Ho, y Er, son más abundantes en rocas metamórficas psamíticas y en granitos o granodioritas. Además son agregados los elementos que reflejan: *(i)* material carbonatado y evaporítico; *(ii)* yesos y dolomita, como en el caso de Sr. **(Figura 3.13).**

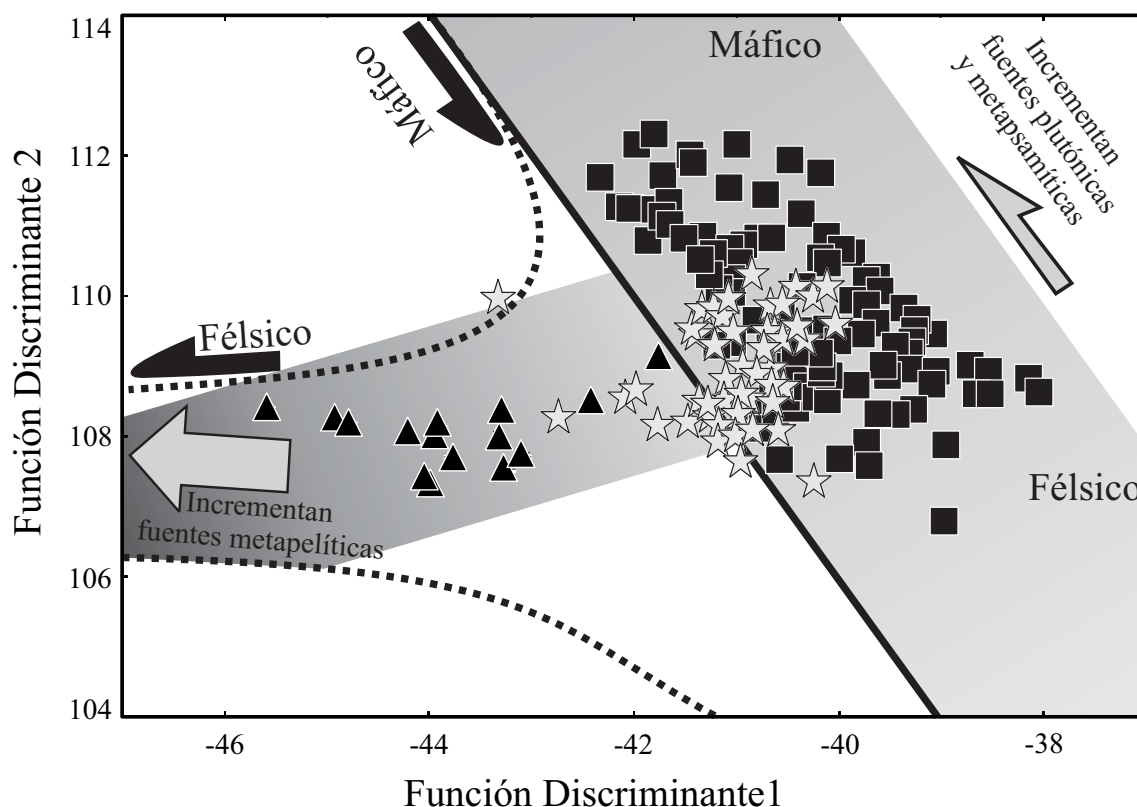


Fig. 4.13: Diagrama bi-variado que compara a la Función Discriminante 1 con la Función Discriminante 2. Fosa de Monterrey (cuadrados), Cuenca de Sabinas (triángulos), Miembro Arenoso Galena (estrellas; OCAMPO-DÍAZ y JENCHEN, sometido).

$$\begin{aligned} \text{Función Discriminante 1} = & (\text{Sc} \cdot 0.71078) + (\text{V} \cdot 0.55576) + (\text{Co} \cdot -0.25111) + (\text{Ni} \cdot -0.36246) + \\ & (\text{Zn} \cdot 0.15032) + (\text{Ga} \cdot 0.00471) + (\text{Rb} \cdot -0.02554) + (\text{Sr} \cdot -0.52397) + (\text{Y} \cdot 2.68415) + (\text{Zr} \cdot 0.33821) + (\text{Nb} \cdot \\ & -0.05647) + (\text{Ba} \cdot 0.30951) + (\text{Hf} \cdot 0.01746) + (\text{Ta} \cdot 0.69146) + (\text{Pb} \cdot 0.46378) + (\text{Th} \cdot -0.44674) + \\ & (\text{U} \cdot 0.66531) + (\text{Cs} \cdot 0.47757) + (\text{La} \cdot -0.03546) + (\text{Ce} \cdot 0.14296) + (\text{Pr} \cdot 1.29474) + (\text{Nd} \cdot -0.40749) + (\text{Sm} \cdot \\ & -1.30486) + (\text{Eu} \cdot 0.28898) + (\text{Gd} \cdot -0.29072) + (\text{Tb} \cdot 2.16428) + (\text{Dy} \cdot -2.78617) + (\text{Ho} \cdot 0.35785) + (\text{Er} \cdot \\ & -1.37004) + (\text{Tm} \cdot -0.61258) + (\text{Yb} \cdot -0.10024) + (\text{Lu} \cdot 0.24035) + 6.26722. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Función Discriminante 2} = & (\text{Sc} \cdot -0.03586) + (\text{V} \cdot -0.09533) + (\text{Co} \cdot -0.66835) + (\text{Ni} \cdot 0.67298) + (\text{Zn} \cdot \\ & -0.21322) + (\text{Ga} \cdot -0.21831) + (\text{Rb} \cdot -0.25983) + (\text{Sr} \cdot 0.30381) + (\text{Y} \cdot -0.82905) + (\text{Zr} \cdot 1.01177) + \\ & (\text{Nb} \cdot 0.58510) + (\text{Ba} \cdot -0.09838) + (\text{Hf} \cdot -0.81084) + (\text{Ta} \cdot -0.13270) + (\text{Pb} \cdot 0.22792) + (\text{Th} \cdot -0.15336) + (\text{U} \cdot \\ & -0.08830) + (\text{Cs} \cdot -0.61566) + (\text{La} \cdot 0.95069) + (\text{Ce} \cdot -0.63814) + (\text{Pr} \cdot 1.37870) + (\text{Nd} \cdot -1.59971) + (\text{Sm} \cdot \\ & -0.47895) + (\text{Eu} \cdot 0.41469) + (\text{Gd} \cdot -1.05484) + (\text{Tb} \cdot -0.92715) + (\text{Dy} \cdot 0.72797) + (\text{Ho} \cdot 0.29955) + \\ & (\text{Er} \cdot 2.12761) + (\text{Tm} \cdot -0.11947) + (\text{Yb} \cdot -0.53889) + (\text{Lu} \cdot 0.37039) + 4.55121. \end{aligned}$$

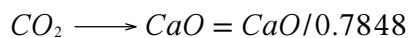
4.4.3.8 Grado de Intemperismo

4.4.3.8.1 Índice de Alteración Química

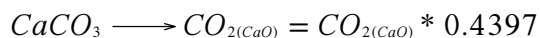
El Índice de Alteración Química (CIA) introducido por NESBITT y YOUNG (1982), es empleado para cuantificar de manera general el grado de intemperismo (MCLENNAN et al. 1993). Durante el intemperismo químico de rocas ígneas, Al_2O_3 tiende a incrementarse en los sedimentos o suelos, mientras que los elementos alcalinos y alcalinos térreos como CaO , Na_2O y K_2O disminuyen (NESBITT y YOUNG 1982; FEDO et al. 1995; VAN DE KAMP y LEAKE 1996; TOULKERIDES et al. 1999; NESBITT 2003). Por esta razón, el CIA debe ser calculado empleando las siguientes proporciones molares con:

4.4.3.8.2 Cálculo de CaO^* derivado de CaO :

- (1) Se calcula CO_2 procedente de CaO



- (2) Del CO_2 obtenido de CaO , se estima $CaCO_3$



- (3) Obtenido $CaCO_3$ de CaO se calcula CaO^*

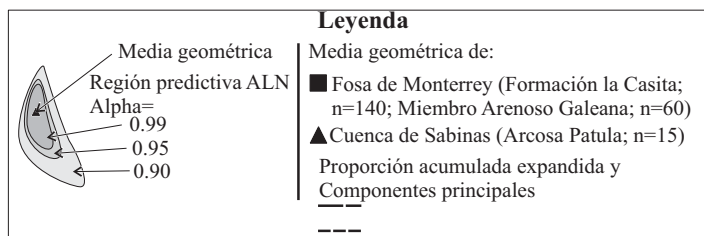
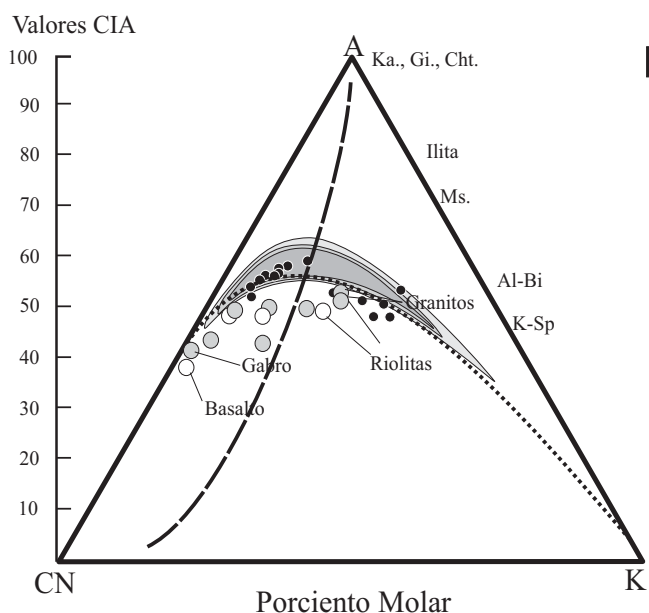
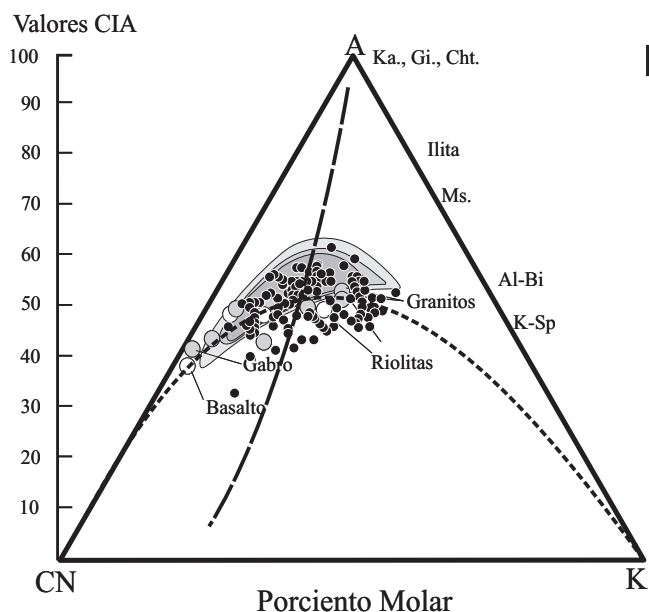
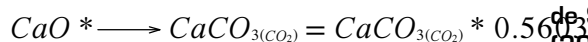


Fig. 4.14: Diagramas ternarios A-CN-K de NESBITT y YOUNG (1982). Diagrama superior: Fosa de Monterrey, diagrama inferior: Cuenca de Sabinas. Los valores de rocas ígneas fueron tomados de NESBITT (2003). Abreviaciones: Ka = Kaolinita; Gib = Gibbsita; Cht = Clorita; Sm = Esmevita; Ms = Moscovita; Pl = Plagioclasa; Bi = Biotita; K-Sp = Feldespato potásico; Hb = Horblenda; Di = Diopsida; Opx = Orthopiroxenos; Cc = Calcita; Ox = Óxidos de Hierro.

[4] Los resultados de estos cálculos son en % en peso, posteriormente se transforman a por cientos molares y son reemplazados en la ecuación propuesta por FEDO et al. (1995).

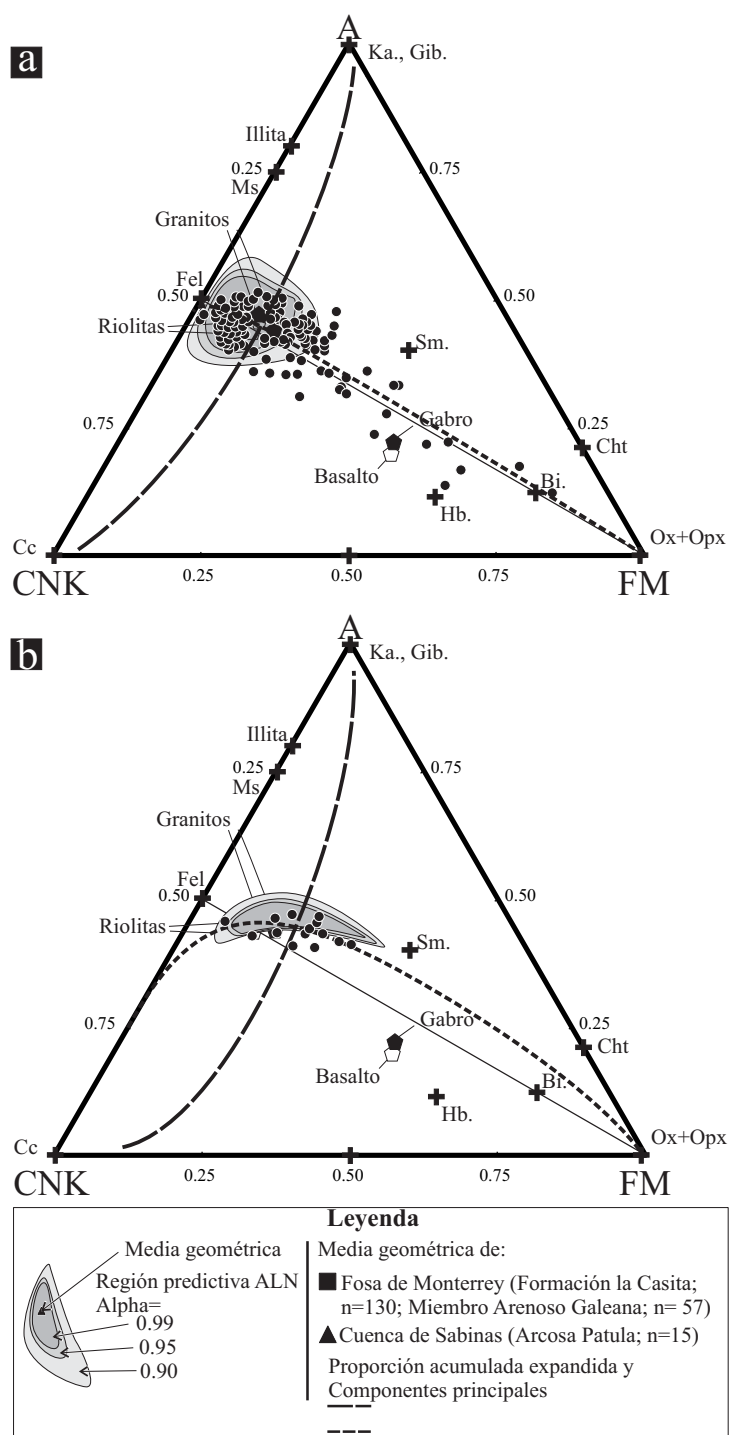
[5] Una vez obtenido los valores de CaO^* , tanto de CaO^* y de CO_2 en % molar, son transformados a % en peso, para poder emplearlos en el cálculo de CIA y W de la siguiente manera:

$$CaO^* (\% \text{ en peso}) = CaO^* (\text{molar}) * 56.08$$

[6] Cuando se tienen los dos valores de CaO^* , se dividen $CaO^*_{(CaO)} / CaO^*_{(CO_2)}$

Los valores promedio de CIA de la Fosa de Monterrey (CIA: 51) y de la Arcosa Patula (CIA: 54; **Tabla 4.6**), marcan un moderado grado de intemperismo. Los valores altos en las muestras pueden ser explicados por las características petrográficas observadas, como los sedimentos reciclados y el contenido de matriz (ver **Capítulo 3**), lo cual puede ser heredado durante diversos ciclos de intemperismo. En tanto los valores <40 son más difíciles de justificar, debido a que representan ígneas no alteradas (CIA: 50; McLENNAN et al. 1993). Varias interpretaciones posibles sobre las bajas concentraciones del CIA son: *(i)* la adición

de elementos alcalinos y alcalino térreos por la incursión de minerales arcillosos del tipo esmectita



o de componentes máficos durante el depósito; *(ii)* por infiltración de arcillas o por procesos formadores de suelos, posterior al depósito, y *(iii)* por la formación de fases carbonatadas en los sedimentos durante la diagénesis.

Tabla 4. 6: Valores medios con la desviación estándar (SD) de las muestras de la Fosa de Monterrey y de la Cuenca de Sabinas.

4.4.3.9 Tendencias del intemperismo

Las tendencias del intemperismo de los sedimentos pueden apreciarse en diagramas ternarios empleando las proporciones

	Fosa de Monterrey, n=177		Cuenca de Sabinas, n=15	
	Media	SD	Media	SD
CIA	51.0	4.0	54.4	3.5
CIW	61.0	6.9	65.7	6.1
PIA	51.5	6.1	55.7	5.0
M	11.2	10.1	12.1	6.5
F	75.3	16.2	72.9	11.4
W	13.5	8.7	15.0	6.3
Th/U	3.2	1.0	8.0	3.3

moleculares de $Al_2O_3-(Na_2O-CaO^*)-K_2O$ y $Al_2O_3-(Na_2O+CaO^*+K_2O)-(FeO_r+MgO)$, donde FeO_r representa Fe total recalculado del contenido en Fe_2O_3 . De acuerdo con MCLENNAN et al. (1993) los diagramas ternarios pueden ser llamados diagramas A-NC-K y A-NCK-

FM (**Figuras 4.14 y 4.15**). El Al_2O_3 incrementa en los sedimentos durante la alteración de las rocas fuentes y los elementos alcalinos y alcalinos térreos se reducen; esto significa que el intemperismo tiende hacia el vértice Al_2O_3 , representando la conversión en arcillas de materiales inestables como vidrio volcánico, feldespato y mica (MCLENNAN et al. 1993).

Un ejemplo de esta conversión es la transformación de feldespato potásico a caolinita durante el intemperismo $(2KAISi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + H_4SiO_4 + 2K^+)$ (BJØRLYKKE 1989). Durante este proceso, potasio (K^+) es liberado y removido de los sedimentos. La formación de K^+ y Al_2O_3 derivados de feldespato son transformados en minerales ricos en Al_2O_3 , localizados en la cima del diagrama ternario. Los valores del CIA de ésta reacción oscilan de 50 (roca fuente) a 100 (Arcillas; NESBITT y YOUNG 1982).

Las transformaciones de los minerales en los procesos diagenéticos o metasomáticos, por ejemplo, la transformación de caolinita en clorita, tiende a seguir la posición de un mineral a otro en el diagrama (TOULKERIDES et al. 1999), por esta razón las transformaciones minerales no necesitan seguir la tendencia hacia la esquina de Al_2O_3 .

Las mezclas e intercambios de varias tendencias de intemperismo y transformaciones minerales. En la **Figura 4.14**, la tendencia de intemperismo de las muestras de la Fosa de Monterrey va desde la parte media del vértice CN hacia la de granito con el 99% de predicción. Las regiones de predicción indican la alteración de basaltos, gabros, riolitas y granitos. Las muestras de la Arcosa Patula presentan regiones de predicción más homogéneas (**Figura 4.14**), distribuidas en la parte intermedia de los vértices A-CN-K, con tendencias al vértice K, entre los campos de gabro-basalto-

riolita-granito, con una tendencia clara hacia el campo de la illita y de la Al. En ambos casos, el Componente Principal 2 muestra los valores de captura más altos [0.32, 0.55, 0.13; 0.35, 0.51, 0.13, respectivamente], evidenciando los valores moderados-bajos del CIA y el control de los elementos alcalinos y alcalino térreos en las muestras analizadas.

De manera similar, en el diagrama A-CN-K-FM (Figura 4.15) las muestras de la Fosa de Monterrey presentan una distribución de sus regiones de predicción en la parte intermedia del vértice A-CN-K, abarcando los campos de riolitas y granitos. Sin embargo, un grupo de muestras presenta una tendencia hacia el vértice FM que caracteriza a los campos de basalto-gabro-esmectita-ilita). En tanto las regiones de predicción de la Cuenca de Sabinas son proyectadas en la parte central del vértice CN-K-A, abarcando los campos de granitos y riolitas, con poca influencia de elementos ferromagnesianos [vértice F-M]. En ambos casos de estudio, los diagramas ternarios A-CN-K y A-CN-K-FM indican bajos niveles de intemperismo, lo cual es comprobado por los promedios bajos del CIA [51 y 54.4] y por los valores de captura del componente principal 2 [0.43, 0.44, 0.13 y 0.38, 0.5, 0.13].

4.4.3.9.1 Diagrama Máfico - Félsico - Intemperismo "W"

El diagrama MFW de OHTA y ARAI (2007) fue realizado de un índice estadístico

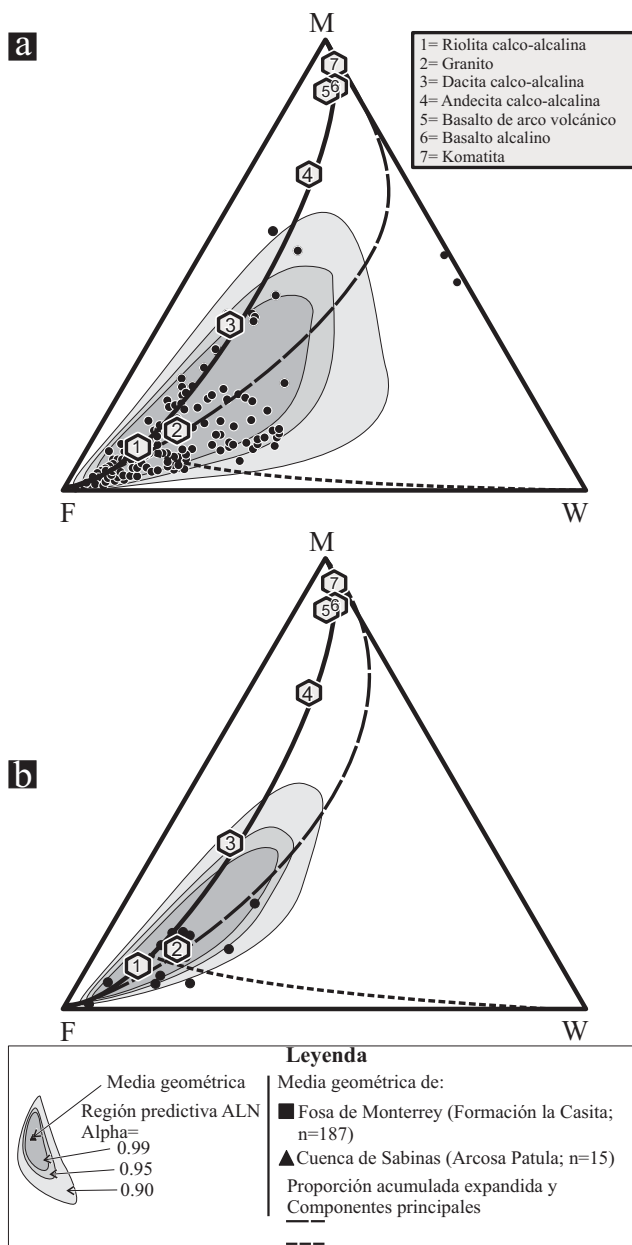


Fig. 4.16: Diagramas M-F-W de OHTA y ARAI (2007). (a) Fosa de Monterrey (n=187); (b) Cuenca de Sabinas (n=15).

$$M = [-0.395 \times \ln(\text{SiO}_2)] + [0.206 \times \ln(\text{TiO}_2)] - [0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3)] + [0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3)] + [0.246 \times \ln(\text{MgO})] + [0.368 \times \ln(\text{CaO}^*)] + [0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O})] - [0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O})] + 2.266$$

$$F = [0.191 \times \ln(\text{SiO}_2)] - [0.397 \times \ln(\text{TiO}_2)] + [0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3)] - [0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3)] - [0.243 \times \ln(\text{MgO})] + [0.079 \times \ln(\text{CaO}^*)] + [0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O})] + [0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O})] - 0.892$$

$$W = [0.203 \times \ln(\text{SiO}_2)] + [0.191 \times \ln(\text{TiO}_2)] + [0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3)] + [0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3)] - [0.002 \times \ln(\text{MgO})] - [0.448 \times \ln(\text{CaO}^*)] - [0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O})] + [0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O})] - 1.374$$

empírico propuesto a partir de diversas observaciones realizadas en perfiles de intemperismo de rocas ígneas. Ocho elementos mayores definen a este diagrama, marcando una mayor sensibilidad a los procesos de intemperismo químico que los diagramas A-CN-K y A-CNK-FM que solo son definidos por cuatro y seis óxidos respectivamente. Los vértices M y F representan la litología de rocas ígneas máficas y félsicas no alteradas. El vértice W mide el grado de intemperismo de la roca fuente. Las tendencias de intemperismo de las rocas ígneas félsicas tienden a seguir una curva cerrada a la línea F-W, mientras que las tendencias del intemperismo de rocas máficas siguen una curva restringida con la línea M-W. Las rocas de la Arcosa Patula son graficadas en la línea F-W, mostrando bajas tendencias de intemperismo de rocas de composiciones riolíticas calco-alcalinas-granito-dacita calco-alcalinas. Entretanto que las muestras de la Fosa de Monterrey reflejan un mayor grado de Intemperismo como también una mayor diversidad en la composición de las rocas no alteradas, proyectándose en los campos de rocas de composición riolítica calco-alcalina-granito-dacita calco-alcalina-andesita calco-alcalina (**Figura 4.16**). Las muestras de ambos casos que se proyectan en las cercanías del campo F, reflejan moderados contenidos de feldespatos y fragmentos líticos (**Figura 4.16**). El componente principal que determina al vértice M-F muestra los valores de captura más altos en las muestras de la Arcosa Patula, 0.53, 0.13, 0.34, mientras que los valores del componente principal que establece al vértice de intemperismo es bajo, 0.5, 0.37, 0.13. En las muestras de la Fosa de Monterrey los componentes principales evidencian la diversidad de rocas fuentes como también el mayor grado de alteración [Componente Principal 1: 0.51, 0.13, 0.36; Componente Principal 2: 0.52, 0.35, 0.13; **Figura 4.15**]. Las variaciones en el contenido de CaO* en ambos casos, tiende a mover los valores de las muestras de los vértices M y F hacia el vértice W.

4.4.3.9.2 Índice de Intemperismo Químico (CIW)

HARNOIS (1988) propuso el Índice de Intemperismo Químico (**C**hemical **I**ndex of **W**eathering; CIW) para determinar el grado de alteración química inducida por el intemperismo químico. De manera similar al CIA, el CIW se calcula por la relación de Al₂O₃, CaO* y Na₂O, en proporciones moleculares, bajo la siguiente relación:

$$CIW = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O} \right] * 100$$

EL CIW se diferencia del CIA por excluir K₂O debido a que puede ser lixiviado o incrementado durante los procesos de intemperismo químico o durante el metasomatismo potásico/diagénesis temprana (GALLOWAY 1974; DAS y HAAKE 2003; CAJA 2004). De manera similar al CIA, las muestras de la Fosa de Monterrey presentan un valor promedio de 60.9±6.9, mientras que las de la Arcosa Patula tiene valores promedio de 65.7±6; (**Tabla 4.6**), sugiriendo en ambos casos moderados grados de alteración química.

4.4.3.9.3 Índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA)

FEDO et al. (1995) introducen el término de Índice de Alteración de las Plagioclasas "PIA" que permite estimar de manera cuantitativa el grado de alteración que han experimentado las plagioclasas. El PIA es calculado por la siguiente ecuación, empleando la concentración de CaO*:

$$PIA = \left[\frac{100 * (Al_2O_3 - K_2O)}{(Al_2O_3 + CaO * + Na_2O - K_2O)} \right]$$

El valor promedio del PIA en las muestras de la Fosa de Monterrey es de $\sim 51.5 \pm 6.1$, mientras que el de la Cuenca de Sabinas es ligeramente más elevado, oscilando entre ~ 55.7 y 5.0 ; **Tabla 4.6**. Estos valores indican una alteración moderada de las plagioclasas por procesos de intemperismo químico [p. ej., transformación en minerales arcillosos de tipo sericita].

4.4.3.9.4 Relación Th/U

Con el incremento de la alteración, la relación de Th/U de las rocas sedimentarias incrementa por la oxidación y pérdida de Uranio (TAYLOR y McLENNAN 1985, 1995; CORCORAN 2005; DOKUZ y TANYOLU 2006; BLINSKI 2008; CRITELLI et al. 2008; ZAGHLOUL et al. 2010); por lo cual esta relación puede ser usada como un índice de intemperismo (GU et al. 2002). Los valores promedio de la relación Th/U en los sedimentos de la Fosa de Monterrey son de 3.2 ± 1 , mientras que en la Cuenca de Sabinas son de 8.0 ± 3.3 . En ambos casos, esta relación presenta correlaciones positivas con CIA, PIA, CIW y W (**Tabla 4.6**), en donde los coeficientes de correlación más elevados son los asociados a la Cuenca de Sabinas (CIA, PIA, CIW y W con Th/U; $r = 0.42, 0.4, 0.44, 0.60$; **Tabla 4.6**). Estos valores son concordantes con el índice W en ambos casos de estudio.

4.4.3.9.5 Influencia de la Diagénesis en la composición química³

Los procesos diagenéticos en las rocas sedimentarias clásticas tienden a modificar de manera significativa la porosidad y su composición final (RASMUSSEN y GLOVER 1994; MARFIL et al. 1998; BERGER et al. 1999; PRICE y VELBEL 2000; WALDERHAUG 2000; WALDERHAUG et al. 2000; CAJA 2004; INGS et al. 2005; PE-PIPER et al. 2008; PETERSON 2009). La porosidad puede ser reducida por: *(i)* compactación mecánica de los granos, *(ii)* precipitación de cemento en la porosidad primaria; *(iii)* reacciones minerales que forman y generan la expansión de los hidruro-minerales de tipo montmorillonita y kaolinita asociados a los feldespatos y micas; y *(iv)* presión-solución que da como resultado el incremento de la compactación y precipitación y/o reemplazamiento de cemento

³ La determinación de la influencia, el grado y los tipos de diagénesis son realizadas por las observaciones obtenidas, por medio de técnicas muy costosas como son, difracción de Rayos X, química de minerales, catodoluminiscencia en roca total y en las diferentes fases diagenéticas, microscopio electrónico de barrido, isótopos estables y radiogénicos. Por lo cual, en este trabajo, solamente se hace mención de las implicaciones que está puede presentar en la composición final de los sedimentos clásticos del NE de México.

[MERINO 1975; BJØRLYKKE 1983; CHILINGARIAN y WOLF 1988a y 1988b; MARSAGLIA 1989]. Además, la composición geoquímica puede ser modificada por: *(i)* la precipitación de cementos calcíticos o dolomíticos, que incrementa las concentraciones de CaO, MgO y MnO (DWORKIN y LAND 1994; KIMBELL y HUMPHREY 1994; HARTMANN et al. 2000; HENDRY et al. 2000; BENITO et al. 2001); *(ii)* el reemplazo/la sustitución de los feldespatos y plagioclasas por cementos calcíticos o por minerales arcillosos de tipo kaolinita o sericita, propiciando los incrementos de CaO, MgO, Al₂O₃ y Fe₂O₃ y los decrementos de K₂O y Na₂O (CURTIS 1978; EHRENBERG y JAKOBSEN 2001, EHRENBERG et al. 2002; DUTTON et al. 2002); *(iii)* la concentración de los elementos traza litófilos y de transición puede ser modificada por el reemplazo/ la sustitución del feldespato y plagioclasa por minerales arcillosos (p. ej., caolinita y sericita), y su reemplazamiento por cemento carbonatado, propiciando el aumento de Sr (CAJA 2004 y MANSURBEG et al. 2009); *(iv)* las concentraciones y los patrones de los elementos de tierras raras pueden ser modificadas por la precipitación de titanita autigénica, por la liberación/precipitación del agua de poro, o bien ser capturados/liberados por sedimentos ricos en materia orgánica y fosforitas (MIŁODOWSKI y ZALASIEWICZ 1991; HOLE et al. 1992; CURTIS 1995; BRUHN et al. 1996; LEV et al. 1999; BOUCH et al. 2002).

De acuerdo con el análisis de Cluster y de Factores, se han considerado Al₂O₃ y CO₂ como los principales elementos que modifican la concentración de los elementos mayores, considerando que Aluminio representaría productos de la mayor alteración del feldespato y plagioclasa y que el CO₂ deriva del cemento carbonatado. Además, se han considerado los incrementos del Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, MgO, MnO en relación con Al₂O₃ y CO₂, asumiendo que dicho incremento puede ser el resultado de procesos diagenéticos como la albitización o cementación. En tanto que cuando éstos muestran patrones de enriquecimiento con respecto a TiO₂ y P₂O₅, pueden ser considerados como cambios en la composición de la roca madre o bien como precipitación de minerales autigénicos como titanita autigénica o como generación de fosforitas.

En la Fosa de Monterrey Al₂O₃ presenta siete niveles de enriquecimiento, observándose un incremento en su concentración desde la base hacia la cima del perfil. En la base, Al₂O₃ solo muestra una relación con Na₂O, marcando los inicios de la albitización. En la parte media y en la cima, se observa el incremento de Fe₂O₃, MgO, K₂O, TiO₂ y P₂O₅, indicando cambios en las áreas fuentes, como también incrementos relacionados con los procesos de albitización (**Figura 4.17**).

El CO₂ muestra cinco picos de incrementos principales y está relacionado principalmente con CaO y MnO. Sin embargo, en las muestras Sc-3, Sc-9 y Sc-15 se observan incrementos de Fe₂O₃, MgO, y Na₂O, indicando la mayor incorporación de cementos calcíticos, dolomíticos, calcíticos ricos en hierro, ankerita o siderita, o la posible participación de los cuerpos evaporíticos (**Figura 4.17**).

Solo la muestra Sc-11 presenta incrementos que involucran a todos los elementos, implicando posiblemente procesos de albitización, precipitación de cementos, como también el

reemplazo/sustitución de las plagioclasas y la precipitación de minerales arcillosos como la ankerita (**Figura 4.17**).

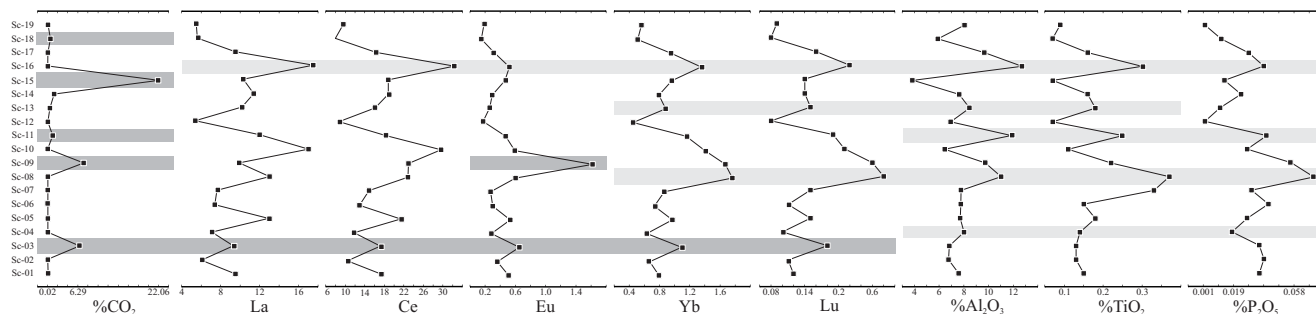


Fig. 4.17: Tendencias verticales de los elementos mayores de las muestras de la Fosa de Monterrey, n=187. Los rectángulos en color gris claro marcan los elementos relacionados con los incrementos de Al_2O_3 , mientras que los rectángulos en color gris oscuro remarcan los elementos ligados con los incrementos de CO_2 .

Al_2O_3 en las muestra de la Cuenca de Sabinas presenta cinco incrementos principales, mostrando su concentraciones mayores hacia la cima de la secuencia. En la base se observan pequeños incrementos relacionados con aumentos en las concentraciones de Na_2O , K_2O y TiO_2 (**Figura 4.18**). En tanto que hacia la cima presentan incrementos de Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 y P_2O_5 . El aumento en Al_2O_3 – K_2O – TiO_2 en la base de la secuencia, puede implicar la alteración de los feldespatos a kaolinita, como también cambios en el área fuente. En tanto que los incrementos de este óxido hacia la cima, marca los procesos de albitización de las plagioclasas, el reemplazo/la sustitución del feldespato por caolinita y cambios en el área fuente como lo indica el decremento de Na_2O y el incremento en la concentración de K_2O (muestras Gv-11 a Gv-3).

La tendencia vertical de CO_2 muestra cuatro picos de enriquecimiento asociado principalmente con CaO y MnO y P_2O_5 . Los picos de incremento de CO_2 , MnO , P_2O_5 están relacionados con el incremento del porcentaje de cemento calcítico y ankerita, y en proporciones menores de cementos dolomíticos y calcíticos ricos en hierro (**Figura 4.18**).

Lo descrito previamente evidencia que la composición química total de las muestras de ambas cuencas presentan cambios significativos ligados con procesos diagenéticos como la precipitación/reemplazo/sustitución de cementos, la albitización y el reemplazo de feldespato.

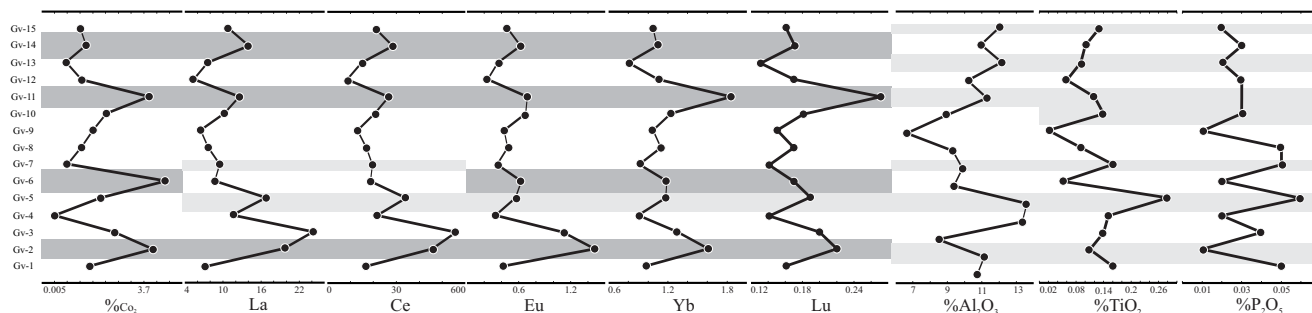
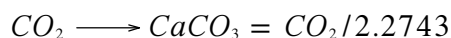


Fig. 4.18: Tendencias verticales de los elementos mayores de las muestras de la Cuenca de Sabinas, n=15. Los rectángulos en color gris claro marcan los elementos relacionados con los incrementos de Al_2O_3 , mientras que los rectángulos en color gris oscuro remarcan los elementos ligados con los incrementos de CO_2 .

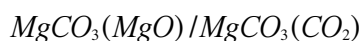
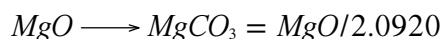
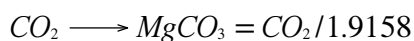
4.4.3.9.6 Tipos de Cementos

Los cementos más comunes en las areniscas son la calcita, calcita férrica, dolomita, ankerita y siderita. A partir de la abundancia de los elementos mayores como CO_2 , Fe_2O_3 , MgO y empleando los factores de conversión estequiométricos propuestos por HEINRICHS Y HERRMANN (1990), se han estimado en el presente trabajo los tipos de cementos de la siguiente manera:

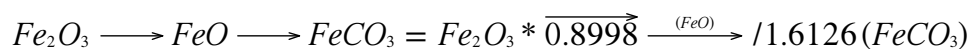
El cemento carbonatado calcítico fue estimado empleando la concentración de CO_2 :



El cemento dolomítico se dedujo empleando las concentraciones de CO_2 y MgO :



La siderita fue calculada empleando la concentración de Fe_2O_3 :



Los resultados de estos cálculos fueron graficados en el diagrama ternario propuesto por CAJA (2004), donde se observa que las muestras de la Fosa de Monterrey tienen un predominio de cementos calcíticos y dolomíticos, en tanto que los sedimentos de las Cuenca de Sabinas muestran una mayor influencia de cemento siderítico o bien de superficies de oxidación (Figura 4.19). En ambos casos los componentes principales son controlados por $CaCO_3$ y $MgCO_3$, con valores de captura de 0.58, 0.14 y 0.28; 0.59, 0.14, 0.27, respectivamente (Figura 4.19).

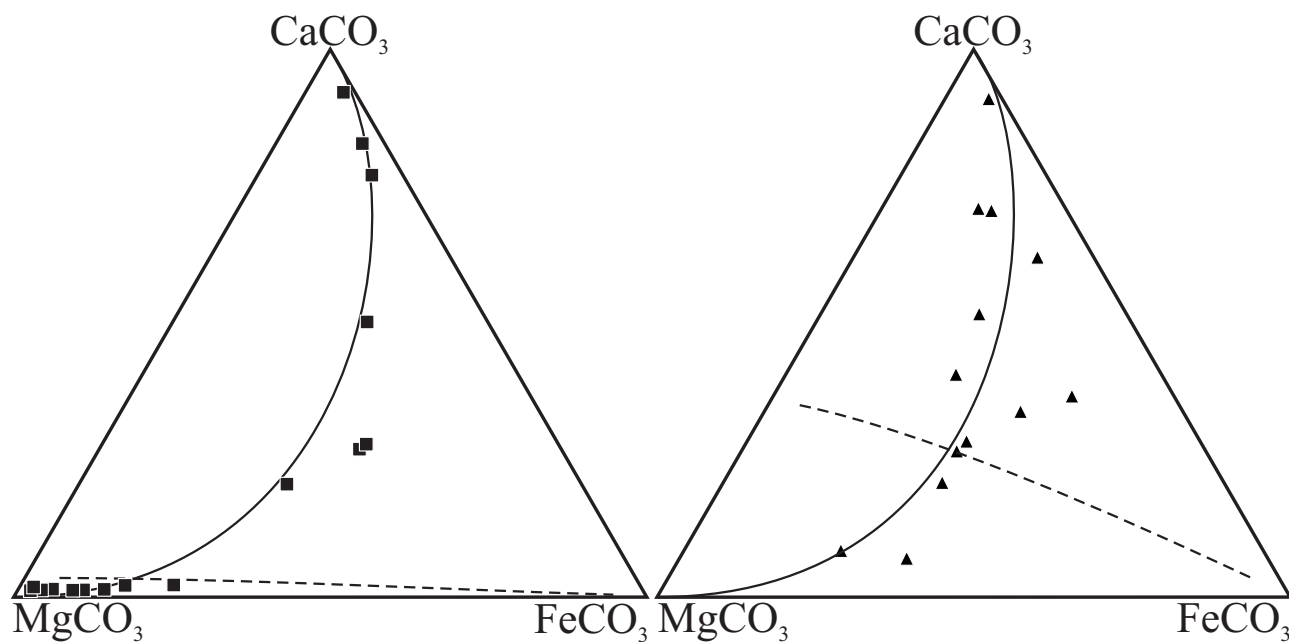


Fig. 4.19: Diagramas ternarios de los tipos de cementos: CaCO_3 = cemento calcítico; MgCO_3 = cemento dolomítico; FeCO_3 = cemento ankerítico. Sección Santa Cruz, Fosa de Monterrey (izquierda, $n=19$); Cuenca de Sabinas (derecha, $n= 15$).

4.4.3.9.7 Albitización

Geoquímicamente, el proceso de albitización implica el reemplazamiento de Ca^{2+} por Na^+ mediante un proceso de disolución/precipitación, y la normal generación de subproductos como calcita y dickita (HELMOLD 1985; BJØRKUM et al. 1993; WINTSCH Y KVALE 1994; SALEM et al. 2000; MANSURBEG et al. 2009). Petrográficamente, se han documentado en las muestras de ambas cuencas, albitas reemplazadas parcialmente por cementos o bien precipitando alrededor de los granos albitizados, asociados éstos posiblemente con dickita que pudo haber actuado como receptor de Al^{3+} liberado durante el procesos de albitización (ver **Capítulo 3** y **Apéndice 3**). Considerando el reemplazo/ la sustitución de Ca^{2+} por Na^+ , más la adición de Al_2O_3 y la precipitación de CaCO_3 , se han graficado las muestras de ambas cuencas, considerando que el resultado de $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}$ puede indicar procesos de poca albitización, mientras que el incremento en $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}$, evidencia procesos de albitización avanzados y a la precipitación de los diversos cementos descritos en párrafos anteriores (CaCO_3 , MgCO_3 y FeCO_3).

Los resultados de la adición de estos elementos más los diferentes tipos de cementos (CaCO_3 , MgCO_3 y FeCO_3), fueron graficados en un diagrama ternario; se observa que las muestras de la Fosa de Monterrey presentan los valores más elevados de albitización ($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}$) y de la influencia de los tipos de cementos (**Figuras 4.19–4.20**). Las areniscas de la Cuenca de Sabinas muestran valores de albitización ligeramente más bajos, con menor influencia de los cementos. En ambos

casos, el componente principal de mayor captura es el que enlaza al vértice de los cementos con el de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}$ (más albitización), con valores de captura de 0.4, 0.47, 0.13, para ambos casos (Figura 4.20).

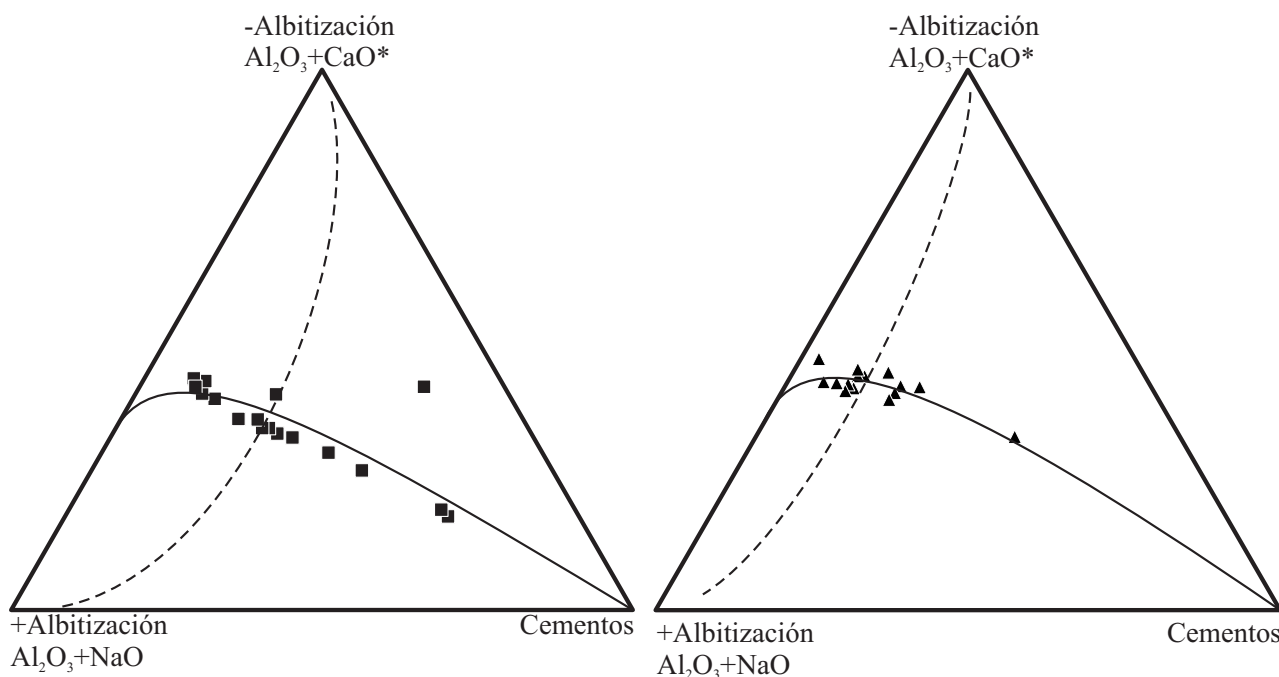


Fig. 4.20: Diagramas ternarios para predeterminar la influencia de los procesos de albitización y cementación, basado en las relaciones de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^*$ [-albitización]- $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{NaO}$ (+albitización) y los Cementos ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3$). Fosa de Monterrey (diagrama izquierda), Cuenca de Sabinas (derecha). La línea negra representa el componente principal ligado a los procesos de mayor albitización y cementación. La línea negra punteada marca al componente principal relacionado con el incremento de la albitización o adición de Na_2O .

Lo previamente descrito hace referencia a las posibles modificaciones en la concentración de los elementos mayores debido a los procesos de cementación y albitización. Ahora bien, diversos autores ha documentado la influencia de la diagénesis en la concentración de los elementos trazas y elementos de tierras raras por medio de la precipitación de minerales autigénicos como la titanita, o bien por el encapsulamiento/liberación de minerales o sedimentos ricos en fósforo (MIŁODOWSKI y ZALASIEWICZ 1991; HOLE et al. 1992; LEV et al. 1999; BOUCH et al. 2002).

Una forma de visualizar dichos procesos es empleando las tendencias verticales de las concentraciones de CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 respecto a los elementos de tierras raras como La, Ce, Eu, Yb y Lu. Según CULLERS et al. (1979), CONDIE (1980), MCLENNAN et al. (1980), TAYLOR y MCLENNAN (1981), TAYLOR y MCLENNAN (1985), CULLERS et al. (1988), CONDIE (1993), CONDIE et al. (1995), COX et al. (1995) y CULLERS (2000), todos los elementos de tierras raras son estables durante los

procesos de intemperismo y diagénesis y son incorporados al material sedimentario en concentraciones similares a la roca madre. Si es así, se esperaría que:

- los REE sean insensibles a cambios de CO_2 (CaCO_3 ; MgCO_3)
- los REE sean insensibles a Al_2O_3 ,
- los REE sean sensibles a variaciones de TiO_2 ,
- los REE sean insensibles a cambios de P_2O_5

Considerando eso, en las tendencias verticales de las muestras de Santa Cruz (parte central de la Fosa de Monterrey; ver **Figura 1.1**) se observa que solamente la muestra Sc-03 ubicada en la base de la sección, presenta un incremento en la concentración de La, Ce, Eu, Yb y Lu asociado con el aumento de CO_2 , mientras que la muestra Sc-09 situada en la parte media solo presenta el incremento de Eu (**Figura 4.21**). En este caso no se observan incrementos relacionados con cambios de las áreas fuentes (indicador: TiO_2) o la participación de minerales fosfatados representados por P_2O_5 . La muestra Sc-08 (parte media del perfil), presenta un enriquecimiento de Yb y Lu relacionado con el aumento de Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 hacia la cima de este perfil, el incremento de todos los REE muestra influencia de estos tres óxidos (**Figura 4.21**).

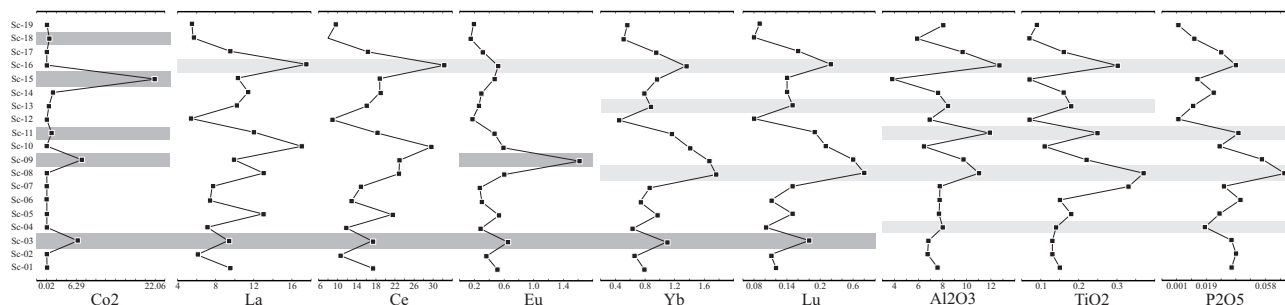


Fig. 4.21: Tendencias verticales de CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 y elementos selectos de tierras raras de las muestras del área de Santa Cruz ($n=19$). Los rectángulos en color gris claro marcan los elementos relacionados con los incrementos de Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 ; los rectángulos en color gris oscuro marcan los elementos ligados a los incrementos de CO_2 .

Por otro lado, en los patrones de la tendencia vertical de los REE respecto a CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 en los sedimentos de la Cuenca de Sabinas, se observan *(i)* cuatro incrementos relacionados con CO_2 , que implican incrementos en la concentración de los REE situados en la base de la secuencia y hasta la cima de la Cuenca de Sabinas, respecto a CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 ; **Figura 4.22**; *(ii)* dos incrementos de REE ligados al incremento de Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 ; y *(iii)* diversos incrementos de TiO_2 y P_2O_5 que no tienen relación con CO_2 y Al_2O_3 ; (**Figura 4.22**).

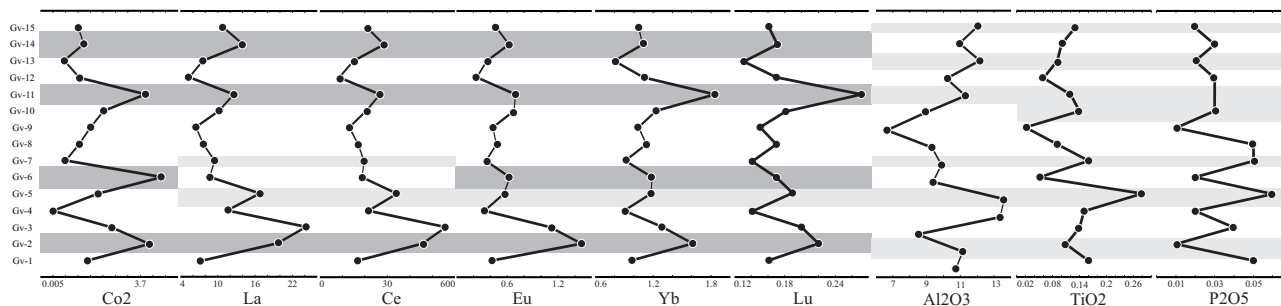


Fig. 4.22: Tendencias verticales de CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 y de elementos selectos de tierras raras de las muestras del área de Santa Cruz, en la Fosa de Monterrey, $n=19$. Los rectángulos en color gris claro marcan los elementos relacionados con los incrementos de Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 mientras que los rectángulos en color gris oscuro remarcan los elementos ligados con los incrementos de CO_2 .

De manera experimental, se han realizado diagramas bi-variables de comparación entre CO_2 y Al_2O_3 contra ΣLREE , ΣMREE y ΣHREE , además de los resultados del análisis de correlación y de Cluster jerárquicos en modo-R mostrados en las **Tablas 4.2–4.3** y **Figuras 4.2–4.3**, con la finalidad de proponer de manera empírica el posible origen de estos incrementos. La movilidad o influencias de estos elementos en relación a las posibles modificaciones que han sufrido los REE fue evaluada empleando los límites de confianza del 99% de dichos elementos, considerando que todas las muestras proyectadas fuera de la región de confianza pueden ser influenciados por los procesos de albitización y la precipitación/reemplazo/sustitución por cementos carbonatados, o bien por cambios en la composición del área fuente.

Se observa que las muestras de Santa Cruz presentan una mayor adición de ΣLREE , ΣMREE y ΣHREE por procesos de albitización que por procesos de precipitación/sustitución de cementos (**Figura 4.23**).

Las concentraciones de TiO_2 en cuatro muestras están relacionadas con cambios en la composición del área fuente (**Figura 4.23**).

Las muestras de la Cuenca de Sabinas, por la concentración de ΣLREE , ΣMREE y ΣHREE , marcan una mayor influencia por la precipitación/sustitución de cementos, como también por procesos de albitización (**Figura 4.24**). Observándose también que solamente tres muestras presentan cambios en la composición del área fuente, como lo evidencia la estabilidad de las concentraciones de TiO_2 (**Figura 4.24**).

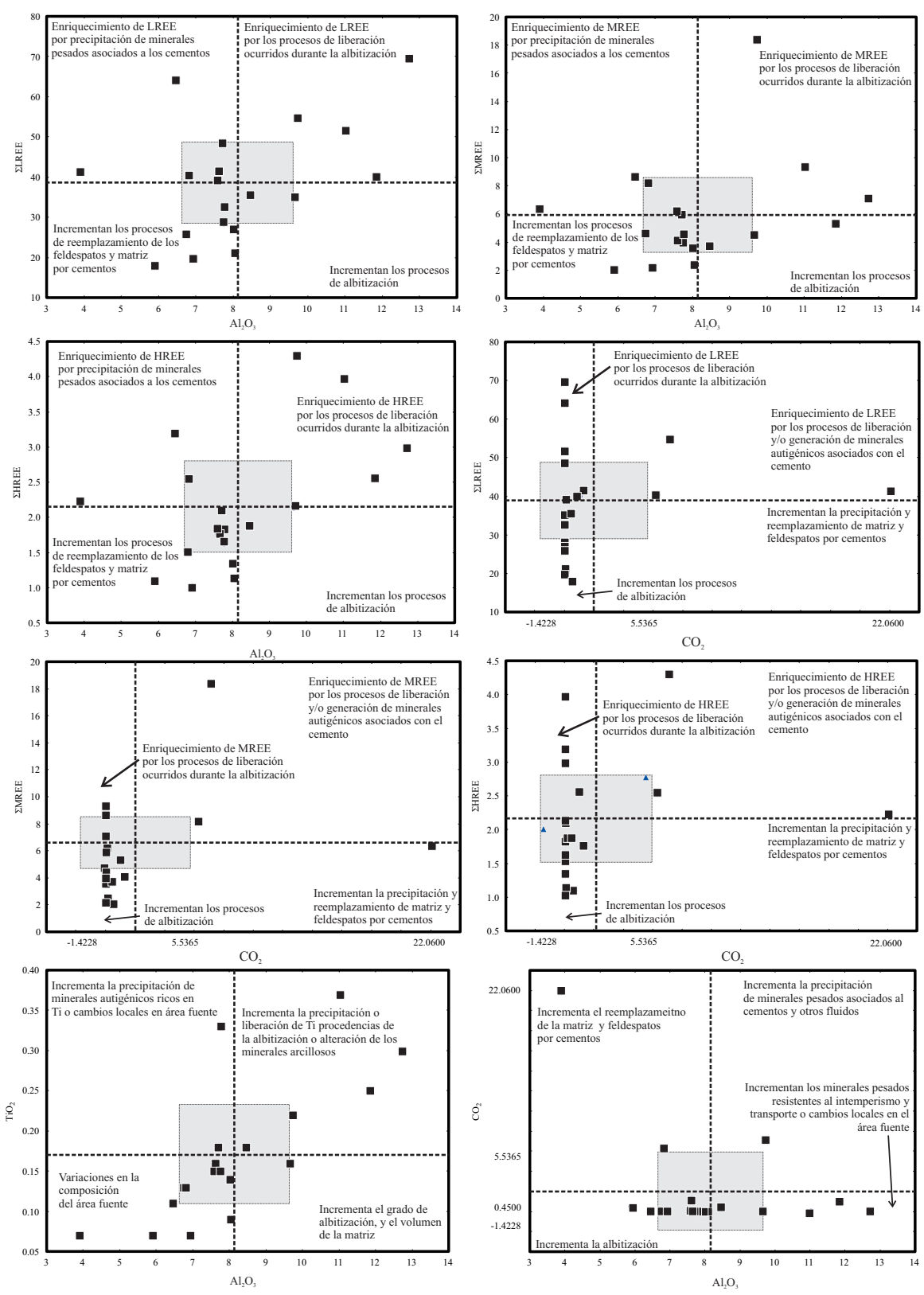


Fig. 4.23: Diagramas bi-variables $\Sigma LREE$, $\Sigma MREE$ y $\Sigma HREE$ versus Al_2O_3 y CO_2 ; TiO_2 y CO_2 versus Al_2O_3 , de las muestras del área de Santa Cruz en la Fosa de Monterrey, n=19. El rectángulo gris indica el límite de confianza para estos elementos.

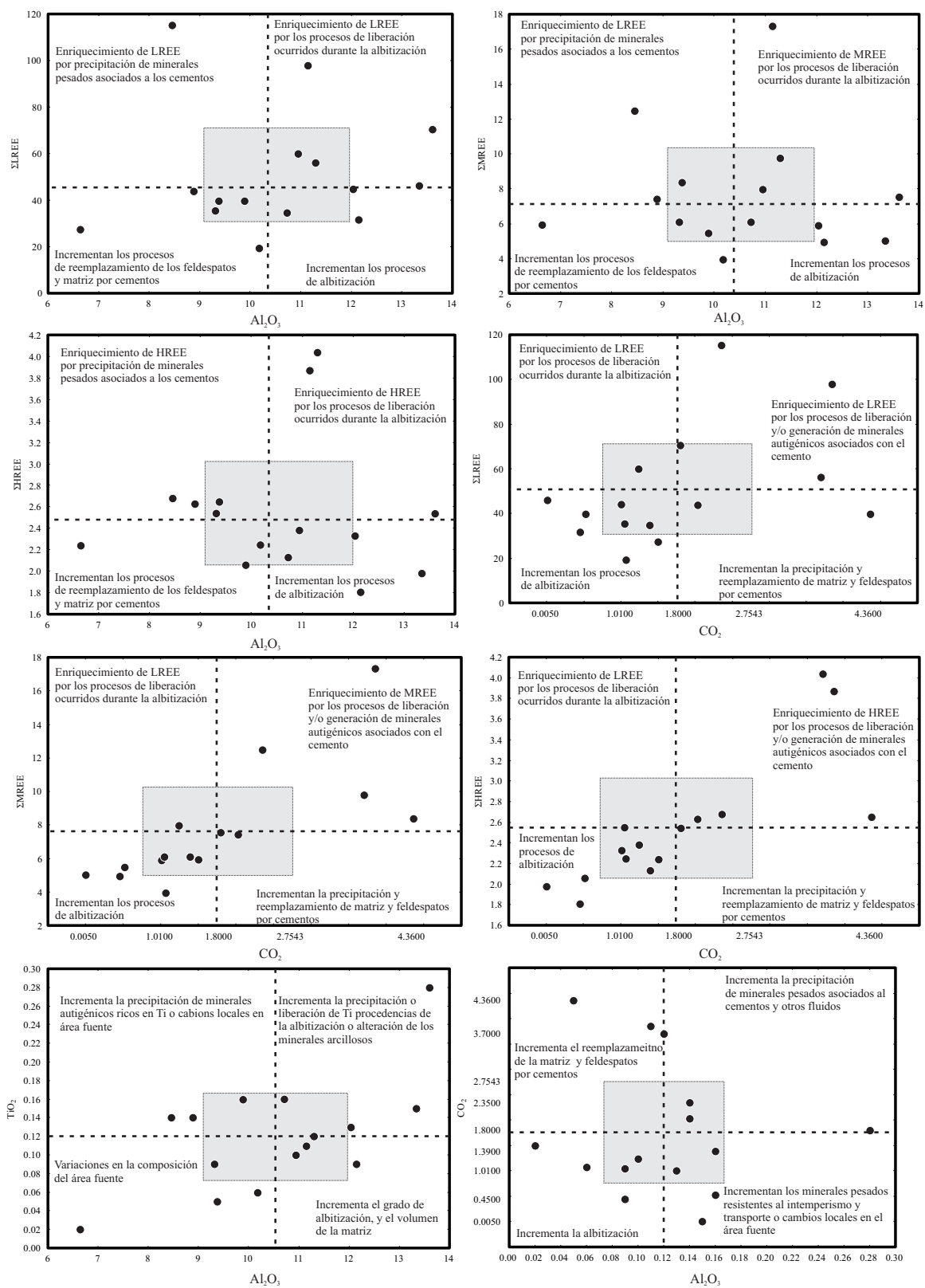


Fig. 4.24: Diagramas bi-variables $\Sigma LREE$, $\Sigma MREE$ y $\Sigma HREE$ versus Al_2O_3 y CO_2 ; TiO_2 y CO_2 versus Al_2O_3 , de las muestras de la Cuenca de Sabinas, n=15. El rectángulo gris indica el límite de confianza para estos elementos.

5 GEOCROLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS⁴

5.1 INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la datación absoluta de circones detríticos por medio de **LA-ICP-MS** ha impulsado el análisis de procedencia de rocas sedimentarias siliciclásticas, sobre todo en combinación con técnicas tradicionales como petrografía sedimentaria y análisis de paleo-corrientes (p. ej., DICKINSON y SUCZEK 1979; DICKINSON 1985; GAZZI-DICKINSON, INGERSOLL et al. 1984; y GAZZI-ZUFFA de WELTJE 2002), ayudando a distinguir de forma significativa la diferenciación de las áreas fuentes (p. ej., GEHRELS y DICKINSON 1995; GEHRELS y STEWART 1998; GEHRELS 2000; STEWART et al. 2001; DICKINSON y GEHRELS 2003; LAWTON et al. 2009).

El presente capítulo documenta la posible composición y ubicación de las áreas fuentes de la Formación La Casita en los afloramientos del Cañón El Chorro, Cañón Picachos, Cañón Santa Cruz (Fosa de Monterrey) y de la Arcosa Patula en la Sierra de La Gavia (Cuenca de Sabinas; ver **Figura 1.1-1.4**, ver **Capítulo 1**) por medio de la geocronología de circones detríticos.

5.2 MATERIALES Y MÉTODOS

La geocronología de los circones se realizó en el Arizona *LaserChron* mediante un espectrómetro de masas por inducción de plasma acoplado a un multicollector ablación laser (**LAMC-ICPMS**). De acuerdo con la metodología de GEHRELS et al. (2006) se montaron de 500 a 1000 circones detríticos en resina epóxica, considerando las características magnéticas y tamaño de grano. Los circones se analizaron por medio de un rayo láser disparado al centro de los cristales. En el presente trabajo se analizaron para cada muestra 100 circones detríticos. La información obtenida fue filtrada de acuerdo con la precisión de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, con un error de 5%, y la discordia al 30%. Según LUDWING (2003), los resultados fueron graficados en diagramas de concordia de Pb-U del tipo Tera-Wasserburg y diagramas probabilísticos de edad relativa, considerando como edades significativas aquellas que se encuentran representadas por el solapamiento de tres análisis.

⁴ Este capítulo será sometido en:

1) OCAMPO-DÍAZ, Y. Z. E., JENCHEN U., TALAVERA-MENDOZA, O., VALENCIA V.A., MEDINA-FERRUSQUIA, H. C., GUERRERO-SUASTEGUI M., (En Preparación): Procedencia de las intercalaciones clásticas del NE de México, (Formación La Casita y Arcosa Patula): Nuevas perspectivas sobre las vías del transporte de sedimentos durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.

5.3 GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS

La información se agrupó de acuerdo a los diferentes lapsos de eventos tectónicos reportados en el NE de México como conjuntos petro-tectónicos (p. ej., Arcos del Triásico Tardío-Jurásico Medio). Las muestras analizadas corresponden a la Unidad 2A (Sc-7) Unidad 2B (Ch-15, Sc-12) y Unidad 3 (Pc-8) de la Formación La Casita, así como también de la base y parte media de la Arcosa Patula (Gv-9 y Gv-12); **Figuras 1.1 y 1.3; Capítulo 1**). En total se distinguieron ocho poblaciones de circones descritas de A a G.

5.3.1 POBLACIÓN DE GRANOS “A”: PALEOPROTEROZOICOS-NEOPROTEROZOICOS (>1000 MA)

Los granos del Precámbrico están presentes en todas las muestras. Principalmente se encuentran en edades que oscilan entre los 1000 y los 1300 Ma (**Figura 5.1**). Las muestras que presentan la mayor población de circones detríticos precámbricos son las muestras Ch-15 y Sc-7 del Cañón El Chorro y del Cañón Santa Cruz (**Apéndice 5**; [21%]; [14%]) y la menor población las Gv-12 y Gv-9 ([2%]; [1%]) de la Sierra de La Gavia. Los picos principales de la Población “A” se ubican en: **(1)** 1845.6 Ma, 1221.6 Ma, 1069.2 Ma, Ch-15; **(2)** 1076.3 Ma; Sc-12= 1142.5 Ma Pc-8; **(3)** 948.5 y 1034.25 Ma, Sc-7; y **(4)** 1646.1y 954 Ma (**Figuras 5.1–5.3**).

5.3.2 POBLACIÓN DE GRANOS “B”: NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO MEDIO (700-500 MA)

Los circones detríticos de la Población “B” (NeoProterozoico-Cámbrico Medio; 500–700 Ma), están presentes en las muestras: Gv-9, n=2; Pc-8, n=1; y Ch-15, n=1 (**Figuras 5.1–5.3**). Dentro de este rango de edad, los picos principales se muestran en: **(1)** 577.1 Ma, Pc-8; **(2)** 556.8 Ma, Ch-15; y **(3)** 545.4 Ma, Gv-9 (**Figuras 5.2–5.3; Apéndice 5**).

5.3.3 POBLACIÓN DE GRANOS “C”: CÁMBRICO-ORDOVÍCICO MEDIO (500-450 MA)

Esta población se presenta en las muestras Pc-8 y Ch-15 ([n=1]; [n=2]; **Figuras 5.1–5.3**). Los picos principales dentro de la población “C” se ubican en: **(1)** 468.0 Ma, Ch-15; y **(2)** 469.2 Ma, Pc-8 (**Apéndice 5**).

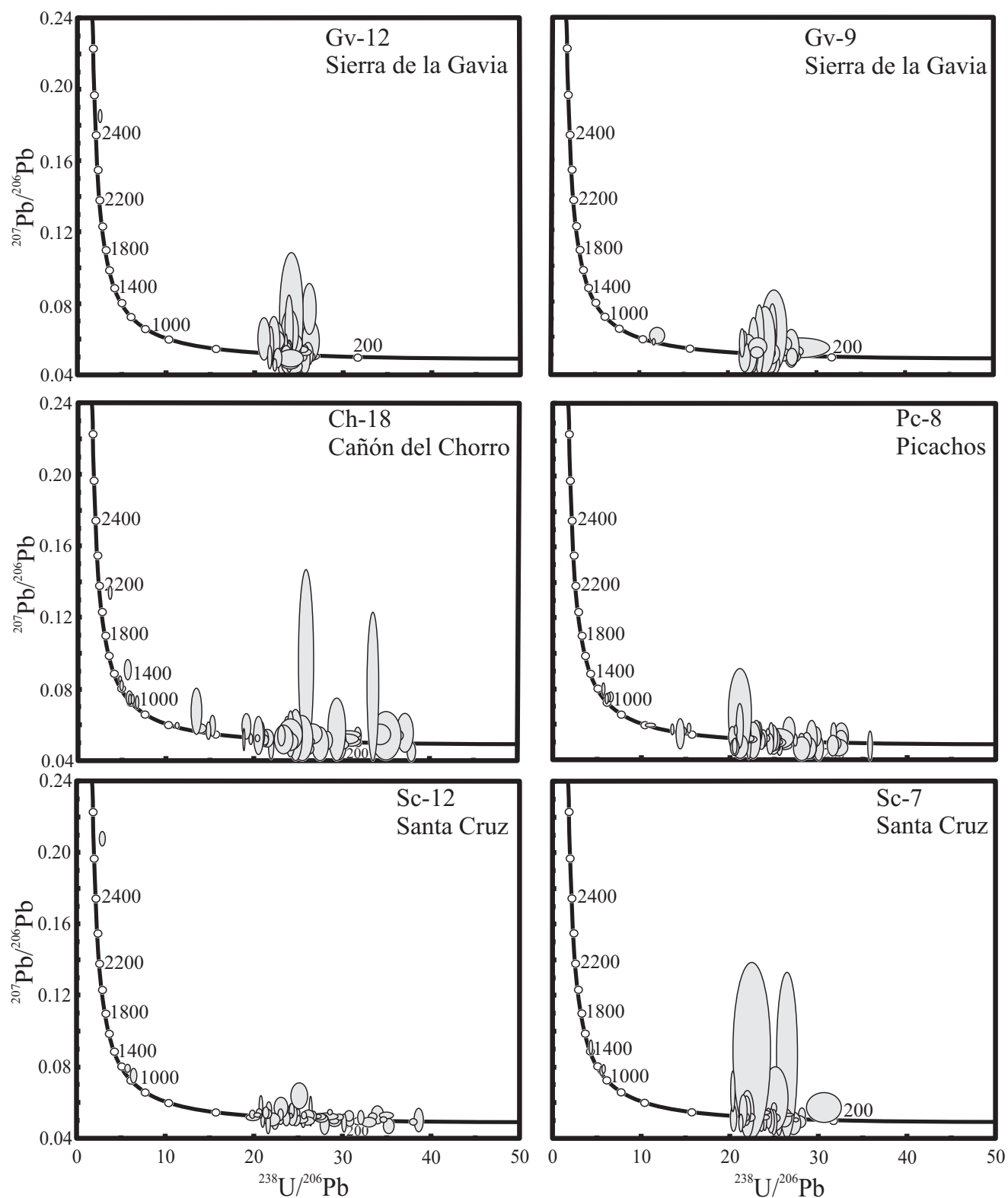


Fig. 5.1: Diagramas individuales TERA-WASSERBURG de la información de U-Pb de las muestras analizadas.

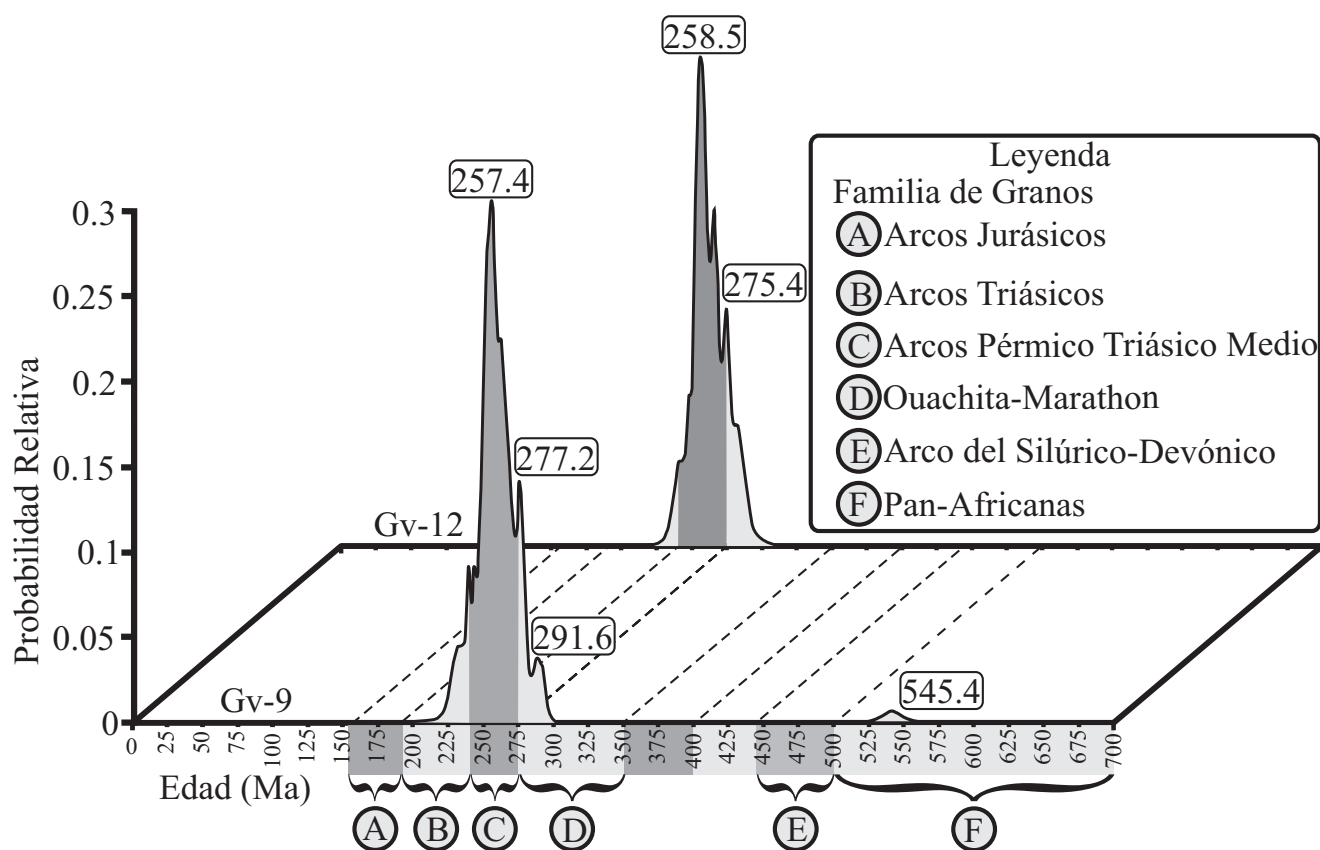


Fig. 5. 2: Curvas de probabilidad relativa de las edades de U-Pb de las muestras individuales de la Arcosa Patula con respecto a la media de las edades.

5.3.4 POBLACIÓN DE GRANOS “D”: CARBONÍFERO TEMPRANO-PÉRMICO TEMPRANO (350-275 MA)

Los circones detríticos de la población “D” están presentes en todas las muestras analizadas. La muestra Pc-8 contiene el porcentaje más alto (37%; **Apéndice 5; Figura 5.1**), el resto muestra valores porcentuales que oscilan entre 11% y 18%. Dentro de este rango de edad se presentan picos altos en todas las muestras [(291.6 Ma, Gv-12) [275.4 Ma, Gv-9]; [334.8 Ma, Ch-15]; [306.7 Ma, Pc-8]; [296.5 Ma, Sc-7]; [3.4.5 Ma, Sc-12]; **Figuras 5.2-5.3**].

5.3.5 POBLACIÓN DE GRANOS “E”: PÉRMICO TEMPRANO-TRIÁSICO MEDIO “E” (275-240 MA)

La mayor concentración de circones detríticos está asociada con la Población “E”. La Arcosa Patula presenta más del 75% ([78%, Gv-12]; [76%, Gv-9]; **Apéndice 5**). La muestra Sc-7 contiene el 66%. Los porcentajes de las muestras Sc-12, Pc-8 y Ch-15, están en el rango del ~40% ([40%,

Sc-12]; [35%, Pc-8]; [44%, Ch-15]; **Apéndice 5 y Figuras 5.2 y 5.3**). Los picos principales son: [[257.4 Ma, Gv-12]; [258.5 Ma, Gv-7]; [254.4 Ma, Ch-15]; [248.2 Ma, Pc-8]; [268.7; Sc-7]; [255.5 Ma, Sc-12,]; **Figuras 5.2-5.3**).

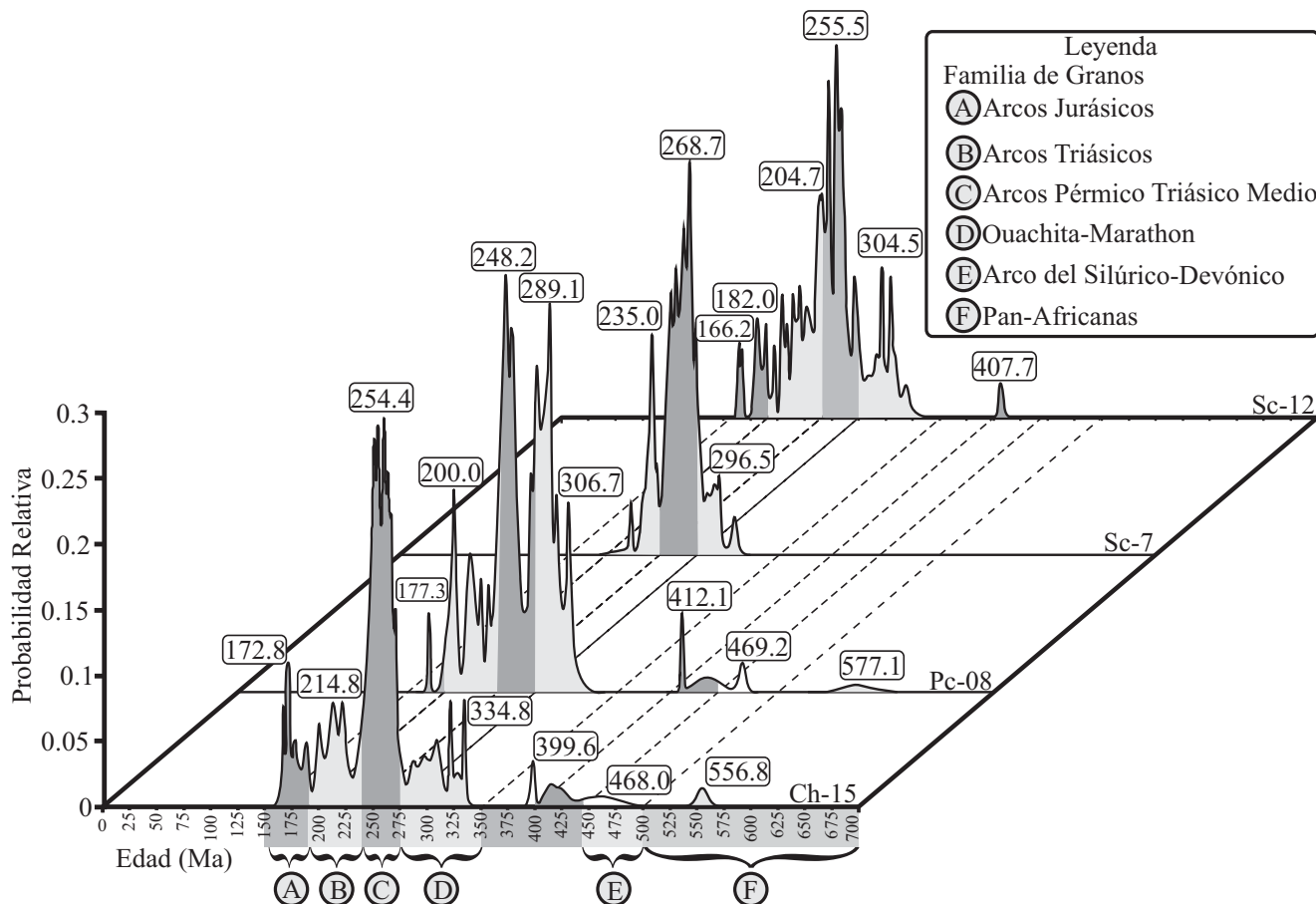


Fig. 5. 3: Curvas de probabilidad relativa de las edades de U-Pb de las muestras individuales de la Formación La Casita con respecto a la media de las edades. Simbología en la Figura 5.2.

5.3.6 POBLACIÓN DE GRANOS “F”: TRIÁSICO MEDIO-JURÁSICO TEMPRANO (240-190 MA)

Los porcentajes de circones detríticos que presenta este lapso son más abundantes en las muestras Sc-12 y Pc-8 ([24%] y [19%], **Figura 5.1; Apéndice 5**), mientras que las Sc-7 y Ch-15 contienen porcentajes que oscila entre 15% y 12%. Las muestras de la Arcosa Patula contienen los porcentajes más bajos ([7%, Gv-9]; [2%, Gv-12]; **Figuras 5.1-5.3**). La población “F” muestra los picos principales en: **(1)** 214.8 Ma, Ch-15; **(2)** 200.0 Ma, Pc-8; **(3)** 235.0 Ma, Sc-7; y **(4)** 204.7 Ma, Sc-12 (**Figuras 5.1 y 5.3**).

5.3.7 POBLACIÓN DE GRANOS “G”: JURÁSICO TEMPRANO-JURÁSICO TARDÍO (190-150 MA)

La población de circones detríticos “G” se restringe a tres muestras de la Formación La Casita: Sc-12, Ch-15 y Pc-8 ([9%, n=9]; [7%, n=7]; [1%, n=1] **Apéndice 5; Figuras 5.1 y 5.3**). Los picos principales se concentran en: **(1)** 172.8 Ma, Ch-15; **(2)** 177.35 Ma, Pc-8 y **(3)** 165.25 Ma, Sc-12 (Figura 5.3).

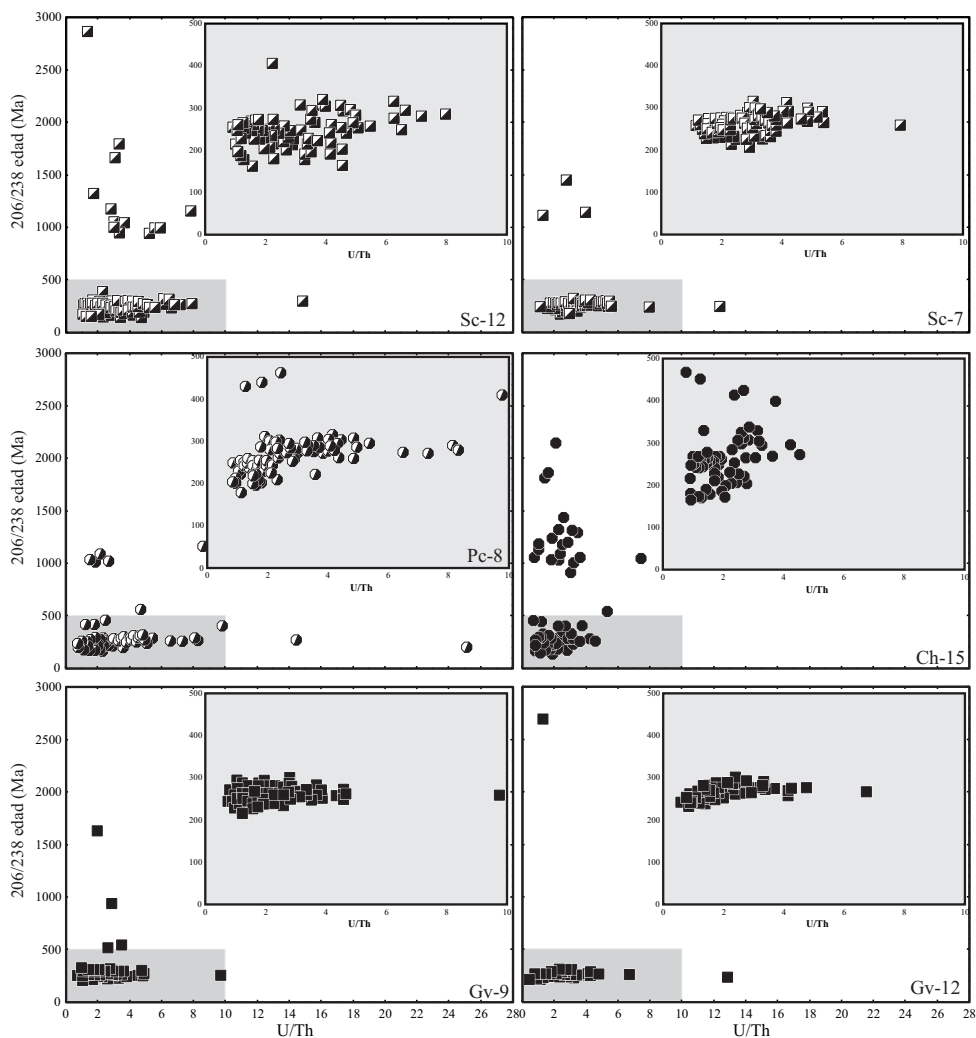


Fig. 5. 4: Diagrama binario de U/Th en relación a la mejor edad. El recuadro gris representa el detalle mostrado en la esquina superior derecha.

5.4 COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE

La relación U/Th se ha empleado para determinar el área fuente [magmático comparado con metamórfico]. Los circones contienen típicamente entre 10 y 1000 ppm de Thorio y entre 50 y 1000 ppm de Uranio, mostrando relaciones de U/Th que oscilan entre 0.1 y 6 para aquellos con un origen ígneo y U/Th >7 para aquellos de origen metamórfico; RUBATTO y GEBAUER 2000; RUBATTO 2002; BELOUSOVA et al. 2002; HOSKIN y SCHALTEGGER 2003; DE BARROS et al. 2010).

Los circones detríticos del presente estudio tienen en su mayoría relaciones de U/Th <7 (**Figuras 5.4 y 5.5**), indicando un predominio de rocas fuentes plutónicas o volcánicas (**Figura 5.4**), siendo las muestras de la Formación La Casita las que presentan la mayor cantidad de circones de origen metamórfico (U/Th >7; **Figura 5.4 y 5.5**).

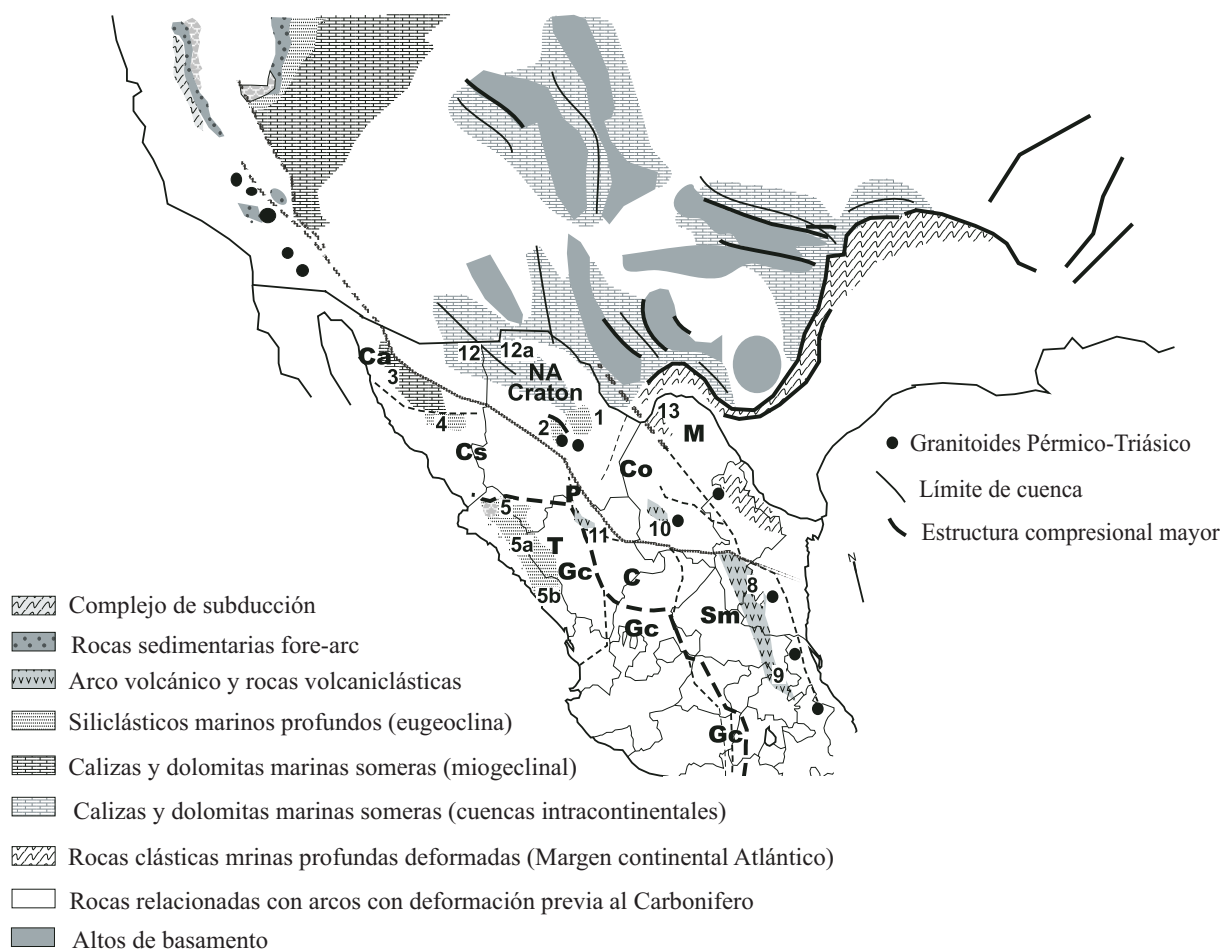


Fig. 5. 5: Distribución de los conjuntos petro-tectónicos que dieron origen a México, mostrando la localización de afloramientos de rocas Carboníferas-Pérmicas. Los patrones indican los ambientes deposicionales y el ambiente tectónico. 1-Plomosas-Placer de Guadalupe; 2-Sierra del Cuervo (1 y 2 representan la extensión sur del Cratón de Norte América); 3-Región de Caborca; 4- Región de Mazatlán y sur de Sonora; 5- El Fuerte, 5a-San José de García, y 5b-Mazatlán Sinaloa; 8-Oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas; 9-Formación Tuzancoa en la Región de Huayacocotla-Molango, Hidalgo; 10-Las Delicias, Coahuila; 11-Santa María del Oro, Durango; 12 y 12a-Sierra Los Chinos, Coahuila y NW de Sonora; Sierra del Carmen, Coahuila. Línea negra gruesa corresponde al límite con el terreno Guerrero compuesto (Gc), incluyendo al terreno Tahue (T). Otros terrenos son Sierra Madre (SM), Coahuila (Co), Maya (M), Parral (P), Caborca (Ca), Cortes (Cs) y Central (C); Tomada de CENTENO-GARCÍA (2005) y referencia citadas en el texto.

5.5 DISCUSIÓN SOBRE LA LOCALIZACIÓN DE LAS ÁREAS FUENTES

Las posibles localizaciones de áreas fuentes o conjuntos petro-tectónicos son:

1. Las escasas poblaciones de circones detríticos de la Población "A" caracterizan a rocas cristalinas del Proterozoico que conforman el basamento Grenvilleano del noreste de México, [Complejo Novillo; ORTEGA-GUITÉRRIZ et al. 1995; RUIZ et al. 1988; LÓPEZ et al. 2001]. Los basamentos cristalinos actualmente afloran en las inmediaciones de Ciudad Victoria, Tamaulipas (**Figura 5.5**).
2. La población de circones detríticos "B" evidencia rocas fuentes relacionadas a bloques de basamentos, denominados Pan-Africano-Brasiliano, documentados en el noreste de México por LÓPEZ et al. (2001), VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. (2009), LAWTON et al. (2009). Dichos autores registran estas edades dentro de conglomerados de la Formación Las Uvas y en Formaciones del Jurásico Temprano en San Luís Potosí por LÓPEZ et al. (2001) y VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. (2009; **Figura 5.5**).
3. Los circones detríticos de la población "C" caracterizan rocas plutónicas relacionadas con un arco continental Silúrico-Devónico que se desarrolló durante la Orogenia Apalacheana [procesos previo a la acreción de Gondwana con Laurentia; STEINER y WALKER 1996; MARTENS et al. 2006; MARTENS 2009]. Estas rocas plutónicas se han documentado únicamente en el sur de los Apalaches y en esporádicos afloramientos de Bélice y el noroeste de Guatemala (STEINER y WALKER 1996; MARTENS et al. 2006; DICKINSON y GEHRELS 2003).
4. La población de circones detríticos "D" representa el Carbonífero Temprano-Pérmico Temprano cuando culmina la Orogenia Apalachiana llevándose acabo el ensamble del Supercontinente Pangea. Durante este lapso de desarrollaron: **(1)** arcos continentales conformados por rocas volcánicas de composición basáltico-dacítica y rocas plutónicas de composición granítica-granodiorítica-diorítica, que en el NE de México se han documentado dentro del Bloque de Coahuila [Arco de Las Delicias], Isla La Mula, Isla de Monclova, Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán, Formación La Yerba, Riolita Aserradero y Formación Guacamaya; y **(2)** rocas metamórficas de grado bajo constituidas por esquistos psamíticos y pelíticos de moscovita, documentadas en la Sierra del Carmen, Mina La Encantada que forman parte del Cratón Coahuila-Texas y en los Esquistos de Aramberri, que se han interpretado como el resultado de la sutura de Gondwana con Laurentia (**Figura 5.5**).
5. La población detrítica del Pérmico Temprano-Triásico Medio "E" indica procedencias de los Arcos establecidos en este periodo, que están constituidos por rocas volcánicas de composición andesítica-riolítica, rocas plutónicas de composición granítica-granodiorítica y

rocas volcanoclásticas conformadas por tobas adesíticas-riolíticas. En el noreste de México se han documentado afloramientos en el Potrero de La Mula, Valle de San Marcos, Valle Las Delicias, Archipiélago de Tamaulipas, Cañón del Alamar y San Pablo, Nuevo León por GRAJALES-NISHIMURA et al. (1992), JONES et al. (1995) y MCKEE et al. (1990) (**Figura 5.5**), así como también en los pozos realizados por PEMEX en la parte sur del Bloque de Coahuila (p. ej., Pozo Payla 1-A y Mayrán-1), y en las inmediaciones de la Sierra del Papagayos (Pozo Ramones-1; EGUILUZ DE ANTUÑANO, 2001; GARCÍA-ZAVALA, 2008; **Figura 5.5**).

6. La Población "F" indica áreas fuentes de los Arcos Continentales del Triásico Medio-Jurásico Temprano (Arco de Nazas) que están constituidos por rocas volcánicas de composiciones andesíticas-riolíticas, rocas volcanoclásticas conformadas por tobas andesíticas-dacitas con o sin texturas vítreas. (BARTOLLINI et al. 2003; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008). Estas rocas se han documentado en la Sierra de Nazas, Sierra de Coapas, Sierra de Ahuichila y en el Valle de Huizachal (BARTOLLINI et al. 2003; FASTOVSKY et al. 2005; RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011).
7. La población de circones del Jurásico Temprano-Jurásico Tardío "G" evidencia un ensamble petro-tectónico relacionado con rocas volcánicas de composición intermedia, rocas volcanoclásticas y rocas plutónicas subvolcánicas relacionadas con el máximo desarrollo del Arco Cordillerano de Nazas, (BUSBY-SPERA 1988; DICKINSON y LAWTON 2001; BASSET y BUSBY 2005; LAWTON et al. 2009). Estas rocas se han documentado en Montemorelos, General Terán y Linares, Nuevo León (pozo Terán-1; pozo Linares-1; EGUILUZ DE ANTUÑANO, 2001; ÁLVAREZ-SAN ROMÁN, 2008; **Figura 5.5**). Por otro lado, también se han interpretado como la edad de emplazamiento de diques y sillis, relacionados con la apertura del Golfo de México (RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011).

6 CÁTODOLUMINISCENCIA EN CUARZO

6.1 INTRODUCCIÓN

El espectro de color, obtenido con Cátodoluminiscencia (CL) en frío en cuarzos detríticos es una herramienta importante para determinar la composición del área fuente que dio origen a las rocas siliciclásticas, siendo un complemento del análisis petrográfico tradicional, al análisis geoquímico de roca total y a la información geocronológica (ver **Capítulos 3-5**).

El Análisis de Cátodoluminiscencia en cuarzos detríticos está fundamentado con base en que el espectro de color es:

1. resultado de la temperatura de enfriamiento y/o metamorfismo (ZINKERNAGEL 1978);
2. estable durante los procesos diagenéticos
3. dependiente de la composición y defectos de la estructura cristalina de los minerales (GOTZE et al. 2001).

Diversos autores sugieren que los tipos de cuarzos pueden ser diferenciados por medio de sus propiedades ópticas: el color, inclusiones minerales, estructura de deformación y particularmente por las propiedades de CL (p. ej., ZINKERNAGEL 1978; FUCHTBAUER 1988; BOGGS et al. 2002; BERNET y BASSETT 2005). El origen de la CL es poco comprendido y solamente se ha establecido un simple esquema de color (ZINKERNAGEL 1978; MATTER y RAMSEYER 1985).

En el presente capítulo se comparan y confrontan los espectros de color de cuarzos presentes en las secuencias clásticas estudiadas y la determinación de la composición del área fuente. Además de la realización un Análisis Estadístico Multivariado para mejorar los modelos establecidos y corroborar estas interpretaciones.

6.2 MATERIALES Y MÉTODOS

Para realizar estudios de CL fueron seleccionadas veinte seis muestras de areniscas de grano medio-grueso que petrográficamente muestran pocos cambios depositacionales y modificaciones diagenéticas (p. ej., cemento calcítico). Muestras con alto contenido de cemento calcítico (>7%) fueron tratadas durante 30 minutos con HCl diluido al 20% debido a que el cemento genera una fuerte luminiscencia que opaca la de los cuarzos.

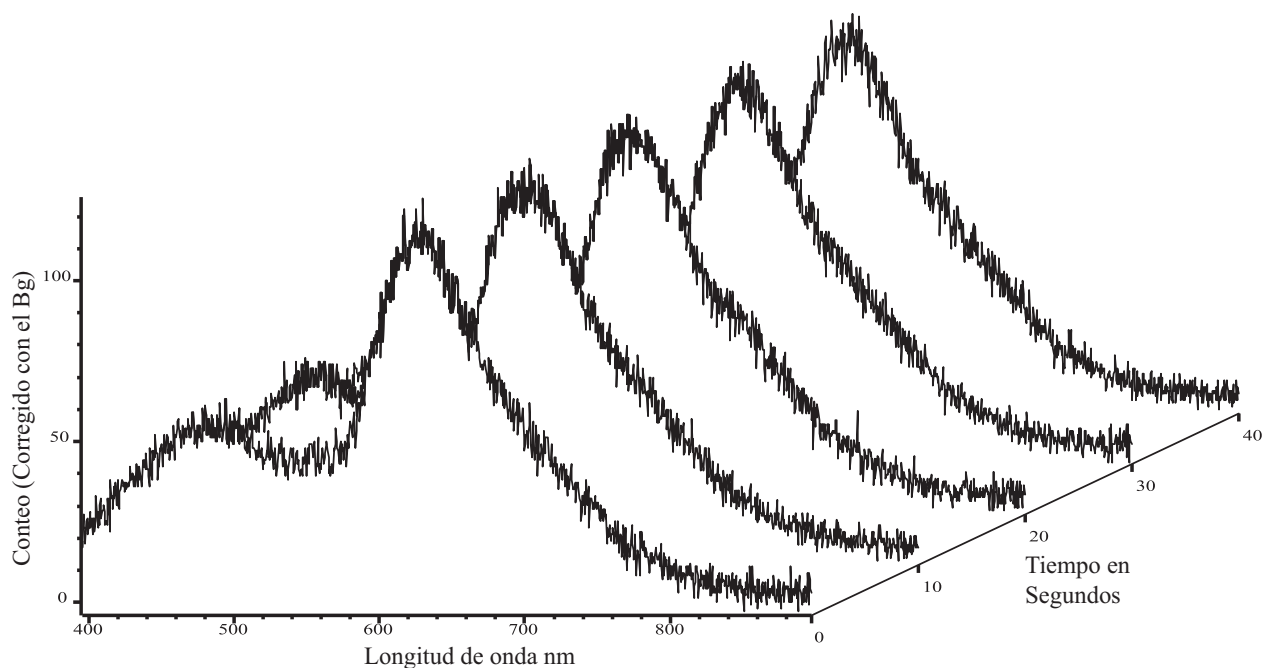


Fig. 6. 1: Espectro de luminiscencia de un cuarzo de color rojo, expuesto durante 40 segundos con mediciones cada 10 segundos, para visualizar la pérdida de luminiscencia.

Los Análisis de Cátodoluminiscencia se realizaron en secciones delgadas estándar cubiertas con grafito. Las secciones delgadas se analizaron con un microscopio de luminiscencia que cuenta con un cátodo caliente (*Hot-Cathode-Luminescence Microscope*) al que se le acopló un detector de señal ANDORE-CCD, este análisis fue realizado en el **Westfälische Wilhelm-Universität Münster, Alemania**. Los espectros de CL fueron medidos en granos de cuarzos seleccionados con un tamaño de grano de 130 nm en todas las muestras. El área analizada fue un diámetro de observación de 40 mm. El sistema opera a 13 kv con una corriente de 5mA. El espectro se analizó a temperaturas de 270 y 264 °C. La calibración de las longitudes de onda se efectuó con lámparas de Hg y Ar. La adquisición de los espectros se realizó en longitudes de onda que oscilan entre 375 y 890 nm con resoluciones ≤ 1.04 nm. Todos los espectros obtenidos se corrigieron con respecto a un *background* adquirido en un periodo de 100×1.063 s, sumando un total de 106.3 s.

Varios autores han observado que los minerales expuestos a la luz de CL por largos periodos (120 segundos) tiende a mostrar variaciones en su intensidad y color produciendo una señal errónea (p. ej., NEUSER et al. 1989; 1996; GÖTZE y ZIMMERLE 2000; BOGGS et al. 2002; BASSETT et al. 2006; BOGGS y KRINSLEY 2006). De manera experimental, se ha probado la pérdida de luminiscencia exponiendo diferentes cuarzos a una larga exposición de CL observando lo siguiente:

1. la alteración del color CL y del espectro (intensidad) es dependiente del tiempo de exposición y de las condiciones de excitación (p. ej., intensidad de voltaje);
2. la señal de CL de los cuarzos detríticos es suficientemente alta para ser afectada por las pequeñas variaciones de la señal del *background*,
3. las variaciones del espectro son menores, mostrando que solamente el pico de la longitud de onda del intervalo azul decrece de manera insignificante, mientras que el pico rojo presenta un ligero incremento (Figuras 6.1 –6.3).

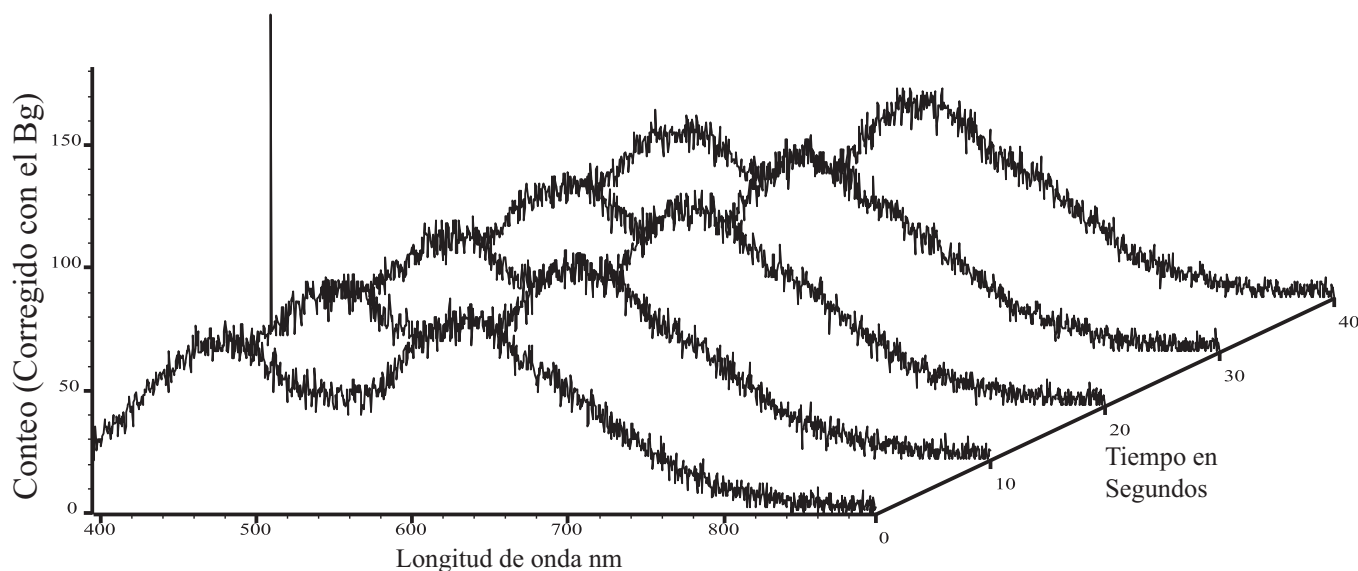


Fig. 6. 2: Espectro de luminiscencia de un cuarzo de color azul medio, expuesto durante 40 segundos, con toma de datos a intervalos de 10 segundos, para visualizar la pérdida de luminiscencia.

Considerando que las variaciones observadas en los espectros de color de las muestras sometidas por tiempos que variaron de moderados a largos fueron pequeñas (<300 segundos), se consideró que el color de luminiscencia es óptimo para determinar el origen de diferentes cuarzos.

6.3 LUMINISCENCIA Y ESPECTROS DE COLOR EN CUARZOS DETRÍTICOS Y SU RELACIÓN CON LA PROCEDENCIA

Según ZINKERNAGEL (1978) y GÖTZE y ZIMMERLE (2000) la cristalización a temperaturas altas y el enfriamiento rápido generan colores rojos o azul cielo, que son comunes en rocas volcánicas o rocas afectadas por metamorfismo de contacto. Cuando las temperaturas de cristalización son

bajas y el enfriamiento lento, la señal de CL en los cuarzos es menos intensa y los granos muestran un color azul medio. El color azul medio es común en rocas plutónicas, debido a que éstas cristalizan a más bajas temperaturas. Este color se caracteriza por mostrar bandas de emisión de mediana intensidad y fosas poco profundas.

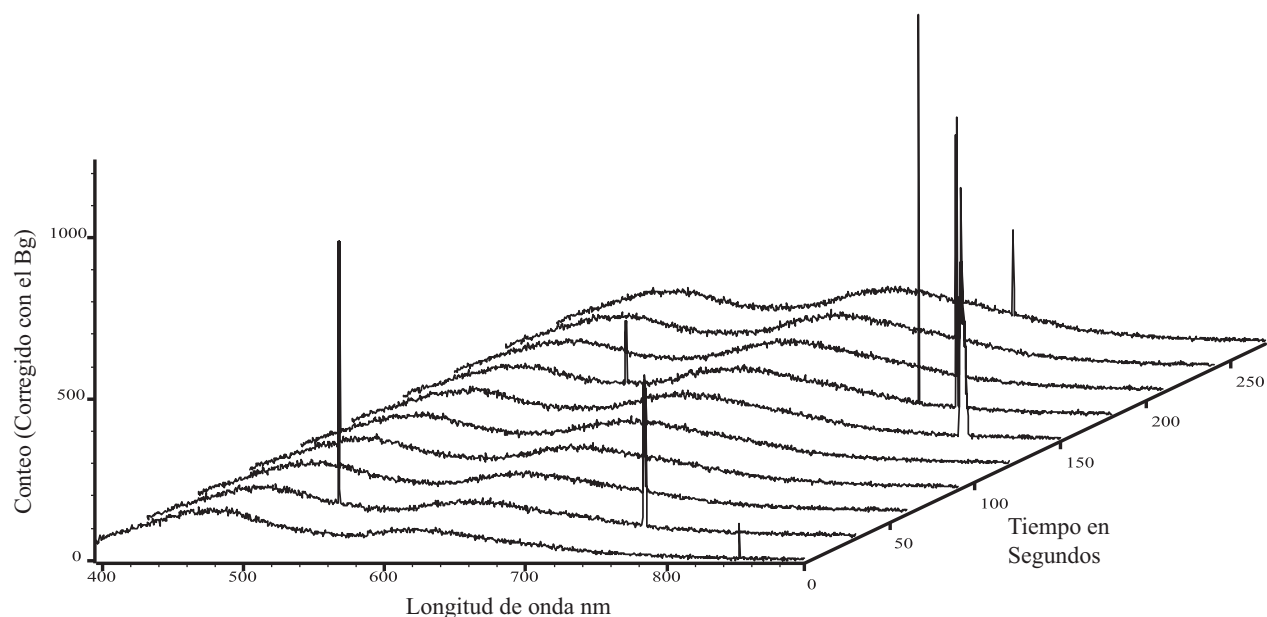


Fig. 6. 3: Espectro de luminiscencia de un cuarzo de color azul cielo, expuesto durante 2,560 segundos, para visualizar la pérdida de luminiscencia.

El color de luminiscencia rojo muestra un espectro de CL que está dominado por un pico alto en la banda roja, mostrando un pico pequeño dentro del intervalo azul y una fosa pronunciada entre ambas bandas. En tanto el color azul claro presenta un pico azul pronunciado en la banda azul. Los colores intermedios como el violeta exhiben picos de alturas similares en las bandas rojas y azules.

La señal original de CL puede ser alterada durante procesos de metamorfismo regional (*cf.*, ZINKERNAGEL, 1978). Los granos que usualmente muestran un color café, tienen un predominio del pico rojo y un pico azul mucho menos pronunciado. Las bandas emitidas se sitúan dentro de grandes longitudes de onda, mientras que la fosa exhibe longitudes de onda más cortas que los cuarzos con luminiscencia azul o roja. GÖTZE et al. (2001) y GÖTTE y RICHTER (2006) sugieren que los procesos relacionados a metamorfismo de alto grado puede cambiar el color de CL original a un color azul oscuro debido a la percepción óptica de la persona.

Los cuarzos con bordes de crecimiento sintaxiales y aquellos que cristalizan a menos de 300 °C no muestran luminiscencia, por lo que el espectro de CL puede presentar ausencia de bandas de emisión. Sin embargo, otros autores han observado diferentes colores de CL en cuarzos autigénicos. Dichos colores varían de azul medio a verde a café rojizo, caracterizados por una vida corta, tendiendo a cambiar a café oscuro después de pocos segundos o minutos de ser bombardeados por la lluvia de electrones (*cf.*, ZINKERNAGEL 1978).

La mayoría de los estudios de procedencia que han aplicado la CL han considerado las propiedades ópticas de CL (p. ej., el color). Sin embargo, el reconocimiento óptico de los colores es muy subjetivo ya que este varía de un operador a otro.

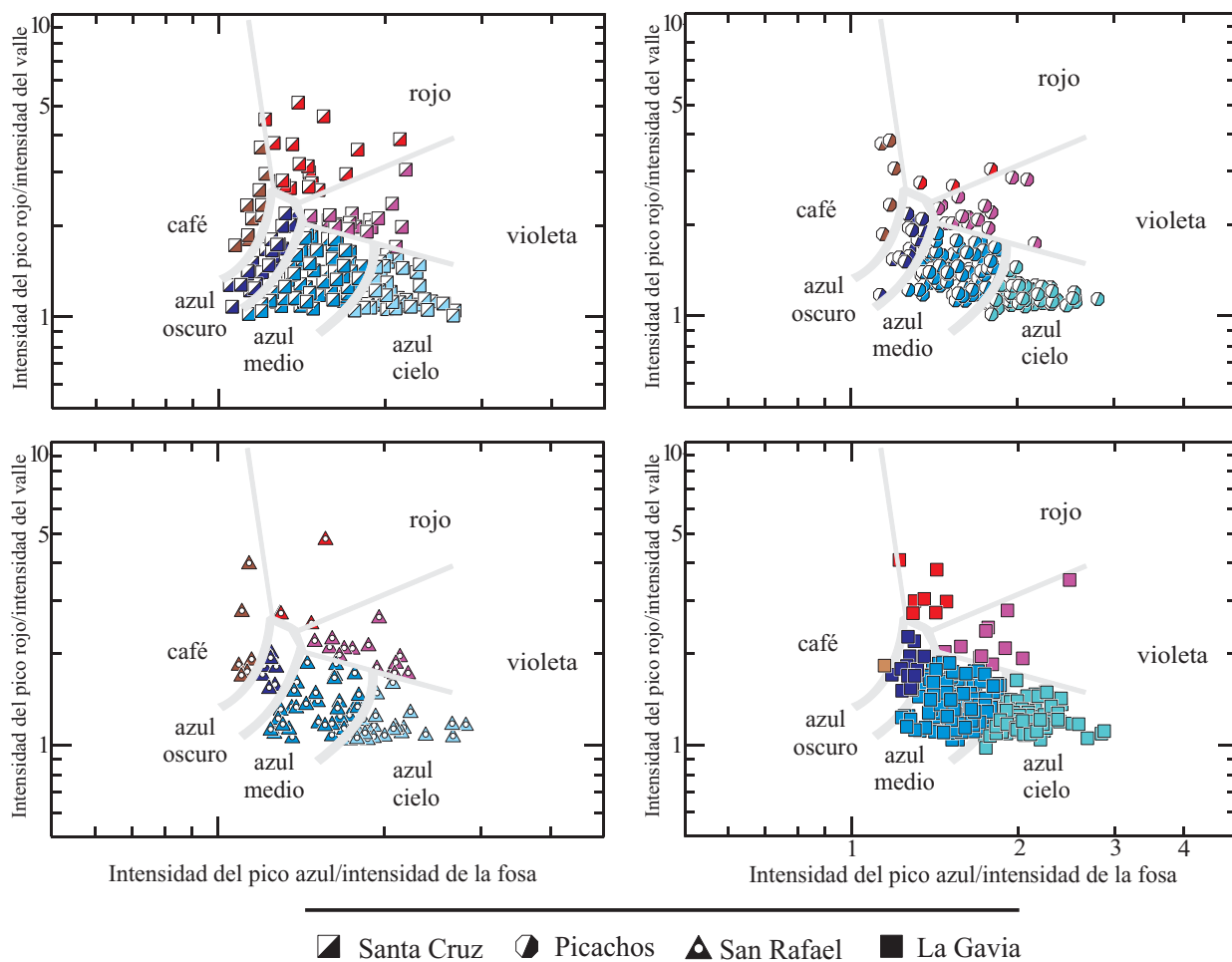


Fig. 6. 4: Diagrama binario que compara las intensidades relativas del pico rojo y azul contra la intensidad de la fosa (según AUGUSTSSON, 2003).

Por otro lado, ZINKERNAGEL (1978), propone los espectros de colores de CL típicos en diversos tipos de cuarzos. Posteriormente, AUGUSTSSON (2003) y AUGUSTSSON y BAHLBURG (2003) clasifican el color en términos de la relación que presenta la longitud de onda azul y la roja con relación a la posición de la fosa, sugiriendo que “*el espectro de CL usualmente está dominado por dos bandas de emisión. La primera banda corresponde a la longitud de onda del color azul situada entre los 460–490 nm, y la segunda se localiza dentro del intervalo de 610–640 nm, siendo la del color rojo*”. Las bandas de emisión son causadas por los defectos estructurales intrínsecos y por los huecos en los centros de los oxígenos libres (GÖTZE et al., 2001). El valle o fosa situada entre el pico azul y rojo se puede localizar en diferentes intervalos de longitudes de onda, dependiendo de las diferentes posiciones, simetría, altura y amplitud de los picos.

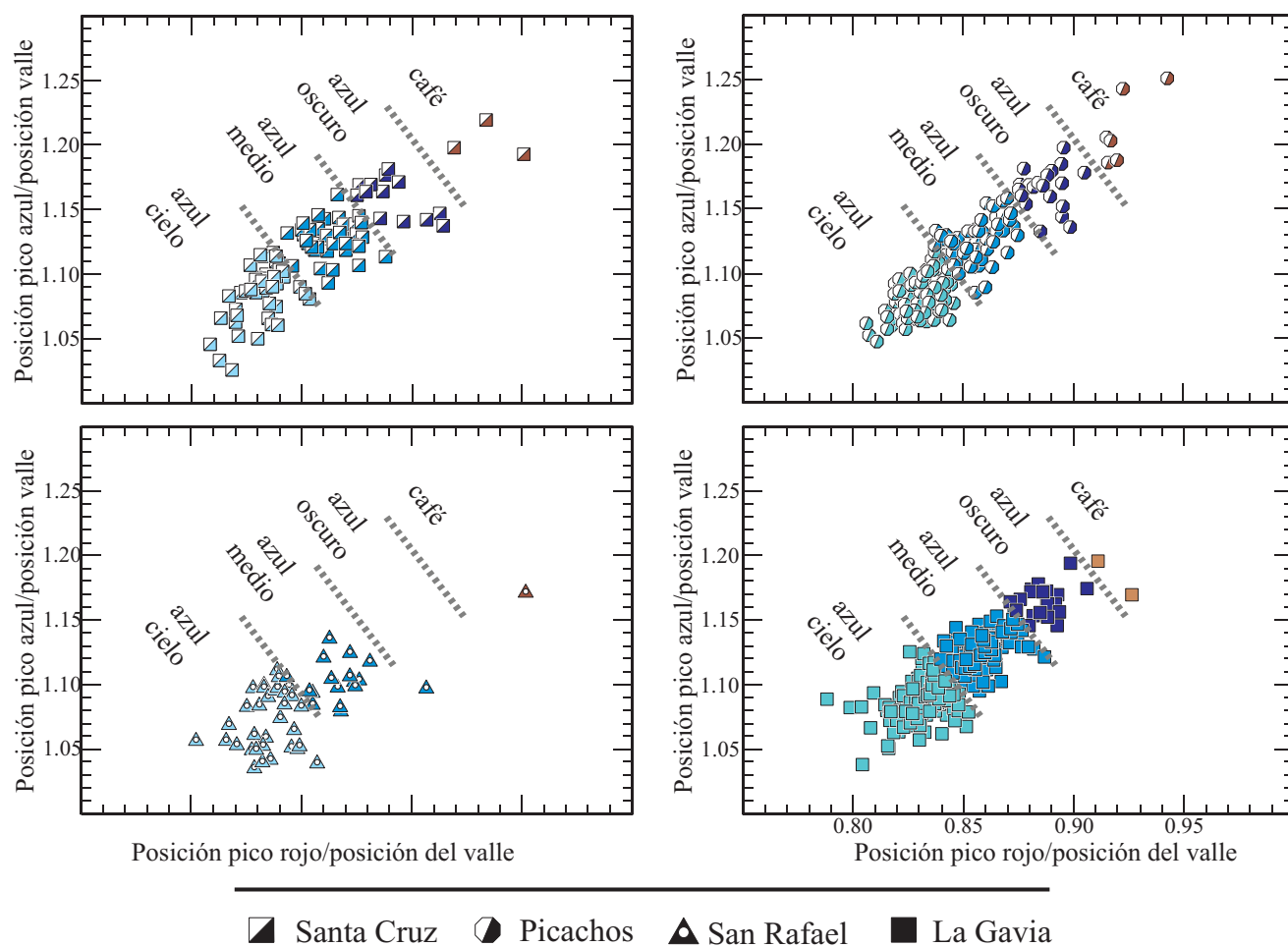


Fig. 6. 5: Diagrama binario de las posiciones del pico rojo y azul en relación a la posición de la fosa (según AUGUSTSSON, 2003). No se incluyeron los cuarzos de color rojo y violeta

Según AUGUSTSSON (2003) y AUGUSTSSON y BAHLBURG (2003, pagina 20:), "... la posición aparente de los picos rojos y azules, como sus intensidades son buenos indicadores de procedencia en las rocas sedimentarias..."; (Figuras 6.4 y 6.5). Se realizó además un Análisis Discriminante empleando la transformación *clr* logarítmica de la posición e intensidad de los picos rojos, azules y fosa para determinar el color de acuerdo a las características que presentan las longitudes de onda de cada cuarzo detrítico analizado (Figuras 6.6 y 6.7) conforme a la metodología de AUGUSTSSON (2003) mostrada en las Figuras 6.4 y 6.5.

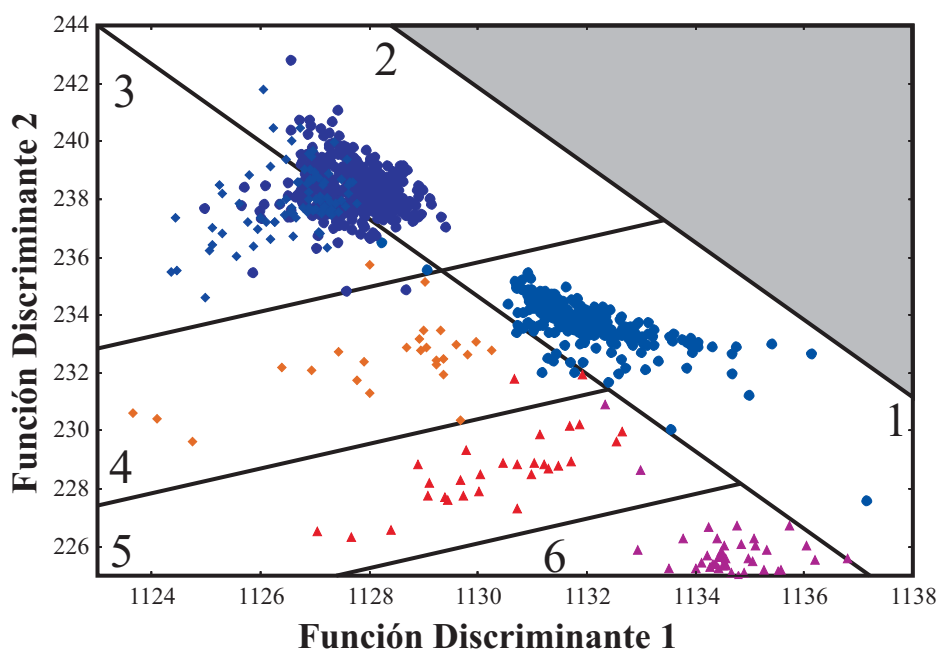


Fig. 6. 6: Diagrama de las funciones discriminantes 1 y 2 para determinar el color de los cuarzoes detríticos. $FD1 = -19.7097 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul}) + 2.9982 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul, intensidad}) - 14.2556 * (clr\text{-}log\text{ posición pico rojo}) + 1172.76 * (clr\text{-}log\text{ intensidad pico rojo}) + 627.29$; $FD2 = 49.2472 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul}) + 0.1649 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul, intensidad}) + 7.0627 * (clr\text{-}log\text{ posición pico rojo}) - 1.5844 * (clr\text{-}log\text{ intensidad pico rojo}) + 170.953$. -1= azul cielo; 2= azul oscuro; 3= azul medio; 4) café; 5) rojo; 6) violeta.

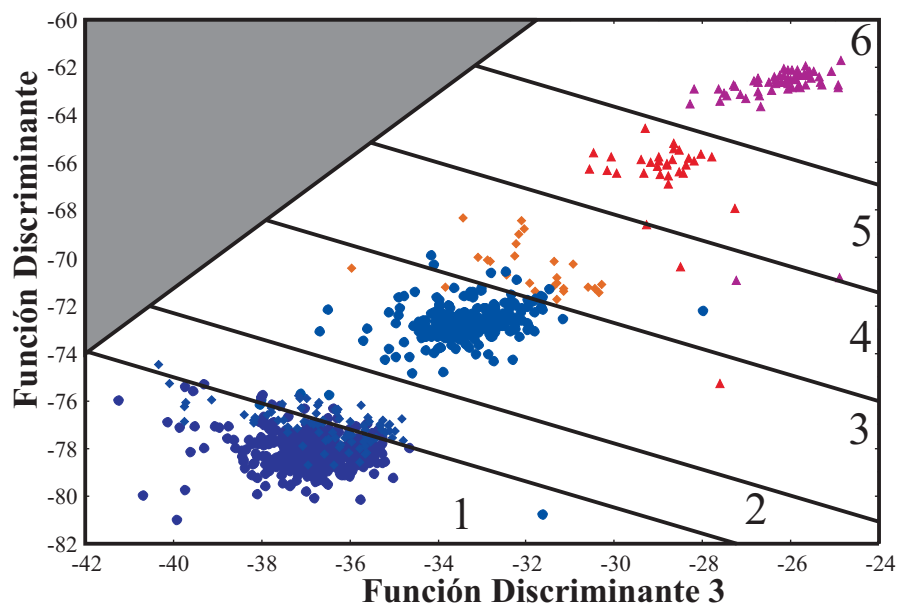


Fig. 6. 7: Diagrama de las funciones discriminantes 3 y 4 para determinar el color de los cuarzoes detríticos. $FD3 = -53.2437 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul}) - 2.0509 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul, intensidad}) + 2.5809 * (clr\text{-}log\text{ posición pico rojo}) + 0.1927 * (clr\text{-}log\text{ intensidad pico rojo}) + 23.233$; $FD4 = -8.6012 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul}) - 1.6924 * (clr\text{-}log\text{ posición pico azul, intensidad}) - 48.9799 * (clr\text{-}log\text{ posición pico rojo}) + 0.8354 * (clr\text{-}log\text{ intensidad pico rojo}) + 7.749$. -1= azul cielo; 2= azul oscuro; 3= azul medio; 4) café; 5) rojo; 6) violeta.

6.3.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Uno de los principales problemas que existe en la determinación del origen de los cuarzos por medio de los espectros de colores obtenidos con CL es el de asignarle un origen a los cuarzos con espectros de color azul marino. Este color se ha documentado en cuarzos que derivan de fuentes de medio-alto grado metamórfico, como también en fuentes plutónicas (ZINKERLANKE 1978; GÖTZE et al. 2001; AUGUSTSSON y BAHLBURG 2003). En el presente estudio se ha realizado un Análisis Multivariado que incluye al análisis de Componentes Principales y el Análisis de Cluster Jerárquico de modo-R, con la finalidad de lograr asignar un origen a estos cuarzos de color azul marino.

6.3.1.1 Análisis de Componentes Principales

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica que combina las numerosas variables que conforman un sistema y las convierte en variables latentes independientes dentro de una base de datos multivariable (Componentes Principales). El ACP ha sido propuesto por SWAN y SANDILANDS (1995) para realizar una búsqueda dentro de una matriz de coordenadas ortogonales y con ello poder explicar la gran variabilidad dentro de la información composicional de los datos. De manera idealizada, los componentes principales pueden ser independientes de otros componentes. En el presente trabajo se efectuó un ACP a partir de los resultados obtenidos del Análisis de CL en cuarzos detríticos (p. ej., color azul cielo, rojo) de las muestras analizadas.

Los resultados del ACP se graficaron en Diagramas Binarios, según VON EYNATTEN et al. (2003), BUCCIANI y ESPÓSITO (2004), TOLOSANA-DELGADO et al. (2005) y OHTA y ARAI (2007). Este método se basa en una técnica estadística para el análisis de la información composicional propuesta por AITCHISON (1986) y EGOZCUE et al. (2003) y AITCHISON (2003) siendo necesario considerar las siguientes bases teóricas:

1. La información composicional obtenida por medio del análisis de los espectros de color con CL representa una muestra en un espacio natural dentro de un *simplex*, que fue graficada como una muestra a escala eucladiana en un espacio real, utilizando la transformación clr-logarítmica (AITCHISON, 1986).
2. Las coordenadas de los PCA fueron transformadas a un *simplex* de dos dimensiones (diagrama binario), empleando un mapeo inverso de las transformaciones logarítmicas isométricas (ilr-logarítmica; GABRIEL 1971; AITCHISON y GREENACRE 2002; OHTA y ARAI 2007).

La transformación logarítmica de la información tiene como objetivo la distribución normal de los datos (cf., AITCHISON y SHEN 1980; AITCHISON 1986; BARCELÓ-VIDAL et al. 1996; REYMENT 1999;

AITCHISON et al. 2000; WELTJE 2002], siendo esto un pre-requisito para realizar el Análisis de Componentes Principales [e.g. AITCHISON et al. 2004; OHTA y ARAI 2007].

Tabla 6. 1: Valores de los factores 1-6 obtenidos del Análisis de Componentes Principales

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5	Factor 6
Rojo	-0.353432	0.512255	0.713931	-0.156449	0.266236	0.087319
Violeta	-0.801147	0.235658	-0.130129	-0.265603	-0.385718	0.257626
Azul Cielo	-0.784522	-0.254051	-0.173701	-0.358376	0.156794	-0.369855
Azul medio	0.398093	-0.731883	0.125984	-0.467906	0.096081	0.248657
Azul marino	0.734019	0.339741	0.220454	-0.370136	-0.303860	-0.260501
Café	0.342863	0.619830	-0.583821	-0.266225	0.270887	0.114688

Los resultados del Análisis de Componentes Principales de los valores de *c/r* de los colores presentes en los cuarzos detríticos, arroja seis componentes principales. El Componente Principal 1 muestra correlaciones positivas entre las coordenadas de proyección de los cuarzos de color azul medio, azul marino y café. El Componente Principal 2 indica correlaciones positivas entre las coordenadas de proyección del cuarzo rojo y violeta, y entre el café y azul oscuro, **Tabla 6.1**. Los valores de captura más altos del total de la variabilidad es de 36.62% para CP1, y 23.63% para el CP2, sumando colectivamente 60.25% por lo que se han considerado como los componentes que explican las características principales de las muestras.

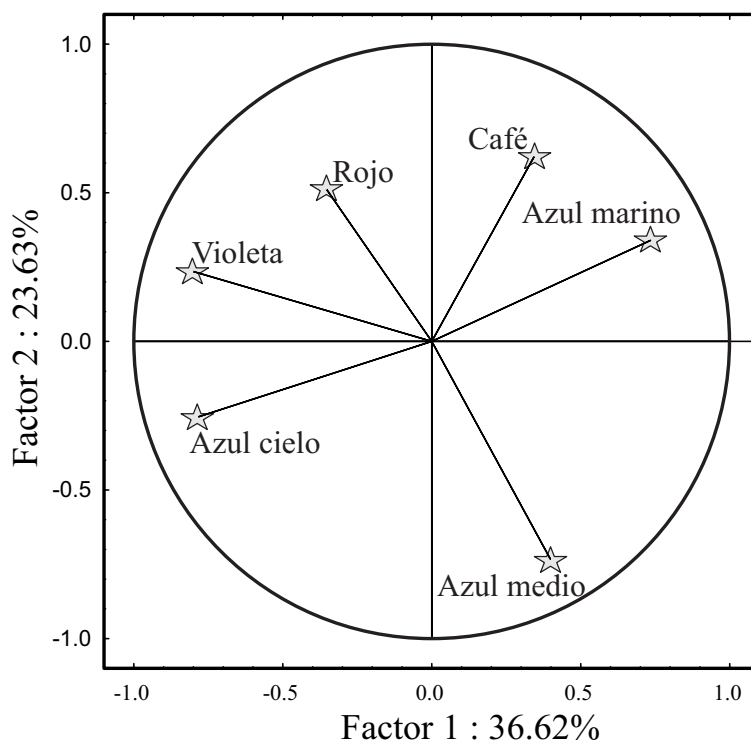


Fig. 6. 8: Diagrama de los factores 1 y 2, obtenido mediante el Análisis de Componentes Principales, empleando la transformación *c/r*-logarótmica de los espectros de color.

Los granos de cuarzos de color azul son graficados en el cuadrante superior derecho (**Figura 6.8**), evidenciando una correlación positiva con el cuarzo de color café. Los cuarzos de color rojo y violeta se proyectan en el cuadrante superior izquierdo (**Figura 6.8**), mostrando el carácter volcánico con el cual se relacionan estos espectros de colores. En tanto que

los cuarzos de color azul cielo y azul medio se proyectan en los cuadrantes inferior izquierdo y derecho respectivamente, marcando diferencias entre los cuarzos de origen plutónico, por ejemplo en las temperaturas de enfriamiento, o bien si son plutónicos o hipabisales (Figura 6.8).

6.3.2 ANÁLISIS DE CLUSTER JERÁRQUICO EN MODO-R

El Análisis de Cluster Jerárquico en modo-R de los datos *c/r*-logarítmicos de los espectros de color, muestra una sola rama constituida por 5 grupos. El grupo que presenta las distancias de enlace más cercanas es el de los cuarzos con luminiscencia roja violeta seguido por el de los cuarzos con espectros de color café y azul marino, mostrando las distancias de enlaces más distantes las muestran los espectros azul medio y azul cielo (Figura 6.9). Los resultados de este análisis son concordantes con los obtenidos con el Análisis de Componentes Principales, mostrando la relación que existe entre los espectros de color café y azul marino (Figura 6.9 y Tabla 6.1).

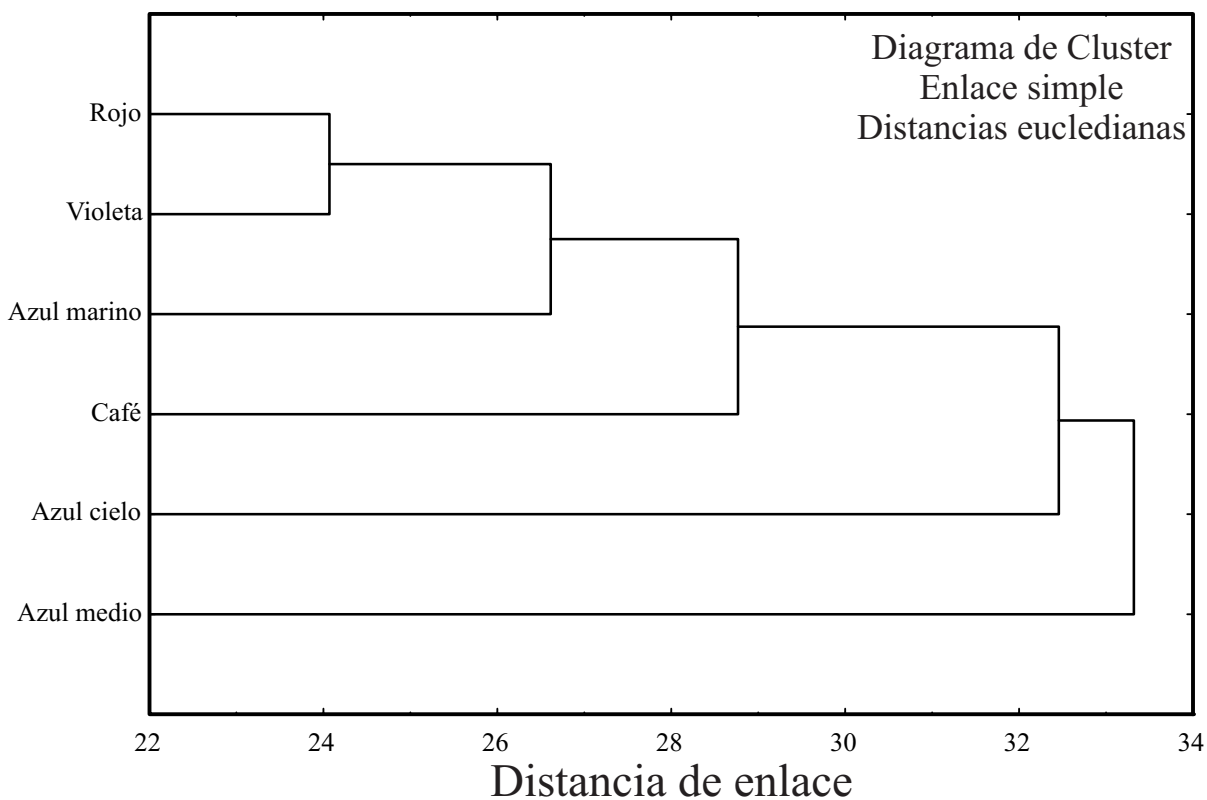


Fig. 6. 9: Diagrama de Cluster en modo-R (método de Enlace Simple de las distancias euclidianas) de los espectros de color de los cuarzos.

Tomando en consideración los resultados obtenidos mediante el análisis de los espectros de color de acuerdo con AUGUSTSSON (2003) y AUGUSTSSON y BAHLBURG (2003) mostrado en las Figuras 6.4 y 6.5, como también los resultados obtenidos con el Análisis Discriminante presentado en las Figuras 6.6 y 6.7 y corroborados por el Análisis de Componentes Principales y de Cluster Jerárquicos

(Figuras 6.8 y 6.9 y Tabla 6.1), se han interpretado los espectros de color de los cuarzos detríticos de la siguiente manera:

6.3.3 CUARZO DE ORIGEN VOLCÁNICO

Los cuarzos que presentan espectros de colores rojo y violeta han sido relacionados con un origen volcánico (cf., ZINKERNAGEL 1978; GÖTZE et al. 2001; AUGUSTSSON y BAHLBURG 2003). El espectro de luminiscencia rojo presenta un pico alto localizado dentro del intervalo de longitud de onda roja, con un pico pequeño dentro del espectro azul. El color violeta muestra alturas similares en los picos rojos y azules, pero el rojo es ligeramente más elevado.

6.3.4 CUARZO DE ORIGEN PLUTÓNICO

De acuerdo con ZINKERNAGEL (1978) los granos de cuarzo de origen plutónico muestran un color de luminiscencia azul medio y azul cielo. El color azul medio presenta una fosa dentro del espectro de luminiscencia típico del color azul cielo, posicionándose en longitudes de onda más grandes que los espectros de los cuarzos con luminiscencia azul marino o café, siendo causado por la predominancia del pico azul.

6.3.5 CUARZO DE ORIGEN METAMÓRFICO

GÖTZE et al. (2001) y AUGUSTSSON (2003) sugieren que los cuarzos: **(1)** que fueron enfriados de manera lenta a bajas temperaturas de cristalización y/o **(2)** que fueron afectados por metamorfismo regional (luminiscencia azul oscuro y café) muestran grandes longitudes de onda mayores en los dos picos que las de aquellos que cristalizan más rápido a temperaturas altas (particularmente con luminiscencia azul cielo). ZINKERLANGE (1978) y WALDERHAUG y RYKKJE (2000) sugieren que el color de luminiscencia azul marino está relacionado con rocas metamórficas de grado medio-alto y el color café con rocas metamórficas de grado bajo (ZINKERNAGEL 1978; AUGUSTSSON 2003).

6.4 INTERPRETACIÓN DE LOS ESPECTROS DE COLOR EN CUARZOS DETRÍTICOS

El espectro de color de los cuarzos detríticos se ha interpretado de acuerdo con el esquema de colores propuestos por ZINKENAGEL 1978; AUGUSTSSON y BALBURGH 2003; WALDERHAUG y RYKKJE 2000; GÖTZE et al. 2001, entre otros.

El análisis revela cuarzos detríticos de color rojo- azul (cielo, medio y oscuro) y café en todas las muestras analizadas. De manera particular las muestras de: **(1)** Picachos muestran azul medio (47%), azul cielo (33%, azul oscuro (9%), violeta (7%), café (3%) y rojo (1%), **Figura 6.12**. El área de Santa Cruz contiene azul medio (38%), azul cielo (21%), azul oscuro (20%), rojo y violeta (7%) y café

(6%). El área de San Rafael tiene azul medio (41%), azul cielo (17%), azul oscuro y violeta (13%), café (12%) y rojo (3%). La Arcosa Patula contiene azul medio (58%), azul cielo (34%), y azul oscuro, café y rojo (3%; **Figura 6.12**).

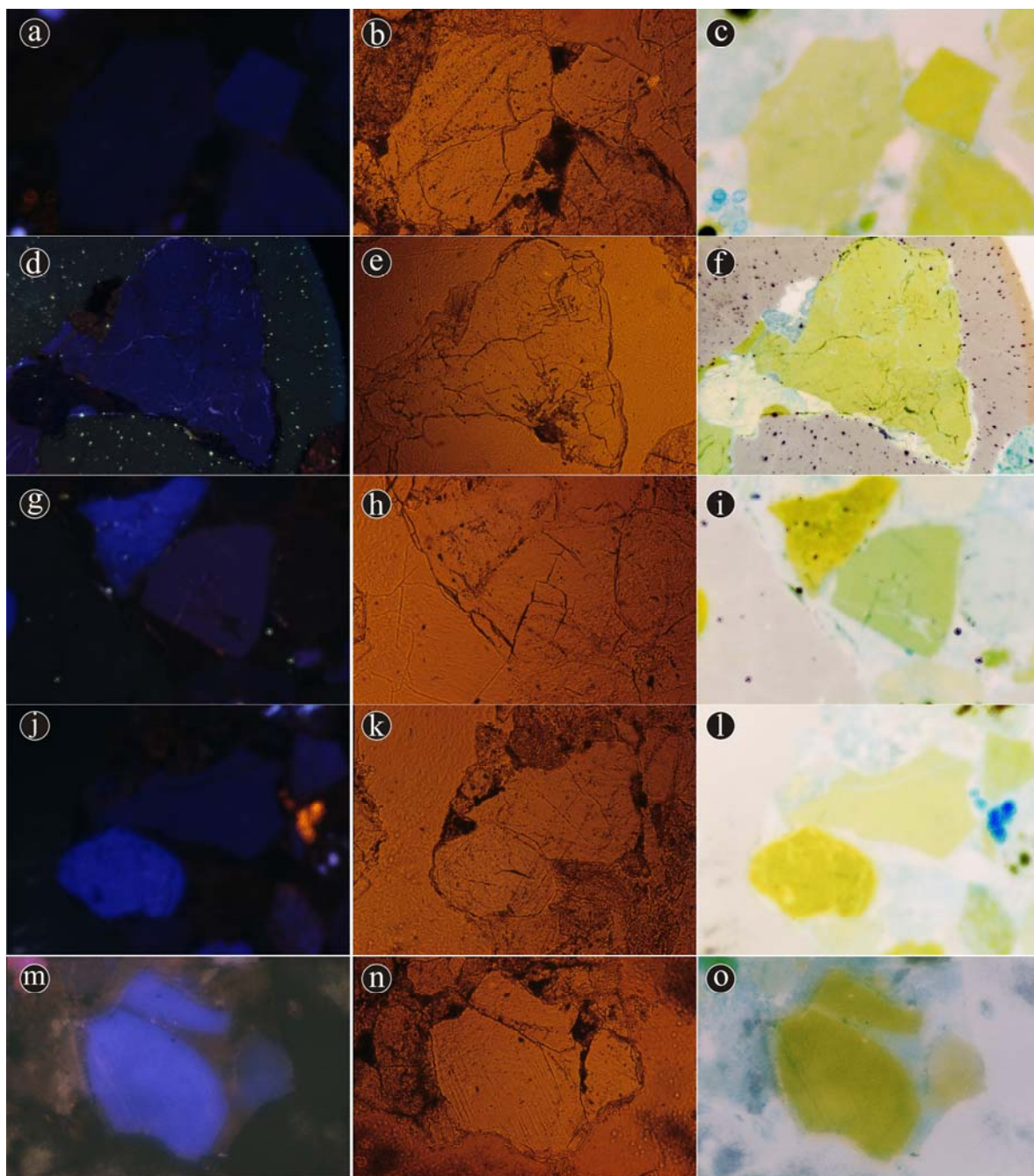


Fig. 6. 10: Microfotografías de los tipos de cuarzos observados bajo luz polarizada con cátodo acoplado, (a)-(c) cuarzo azul oscuro en NX, NII y color invertido; (d)-(f) cuarzo azul oscuro en NX, NII y color invertido; (g)-(i) cuarzo azul medio en NX, NII y color invertido; (j)-l) cuarzo azul medio en NX, NII y color invertido; (m)-(o) cuarzo azul cielo en NX, NII y en relieve invertido.

6.4.1 CUARZO PLUTÓNICO (AZUL MEDIO-AZUL CIELO)

La población más alta de cuarzos detríticos de origen plutónico la presenta la Arcosa Patula, mientras que las muestras de Santa Cruz tienen la población más baja de cuarzos de origen plutónico [Figuras 6.10g-o, 6.12].

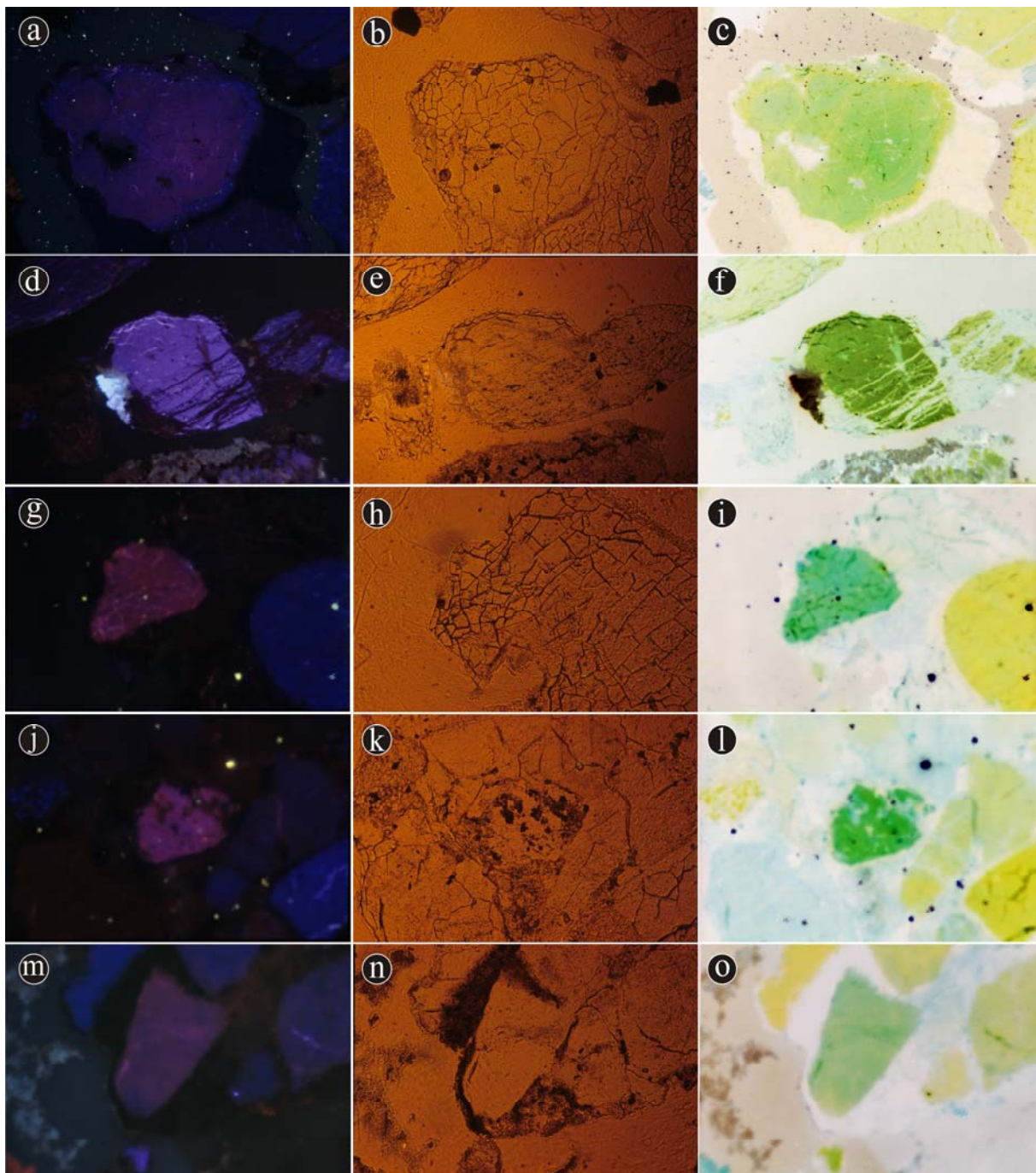
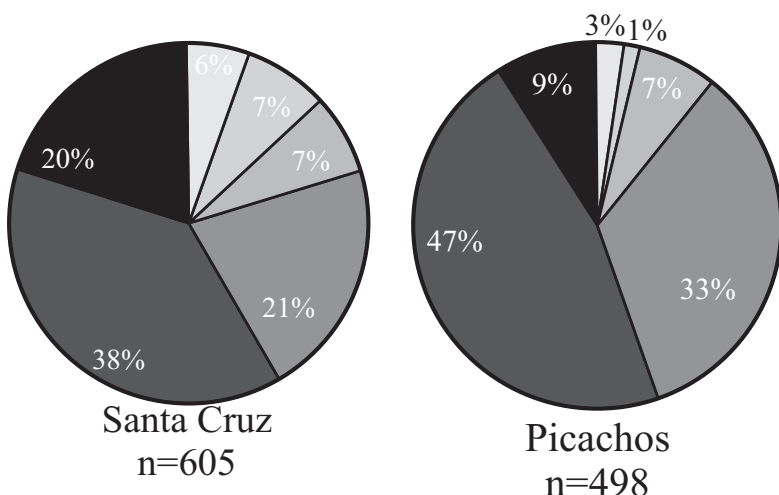


Fig. 6. 11: Microfotografías de los tipos de cuarzos observados bajo luz polarizada con cátodo acoplado-(a)-(c) y (d)-(f) cuarzo violeta en NX, NII y relieve invertido; (g)-(i), (j)-(l), cuarzos rojos en NX, NII y relieve invertido; (m)-(o) cuarzo café en NX, NII, y relieve invertido.

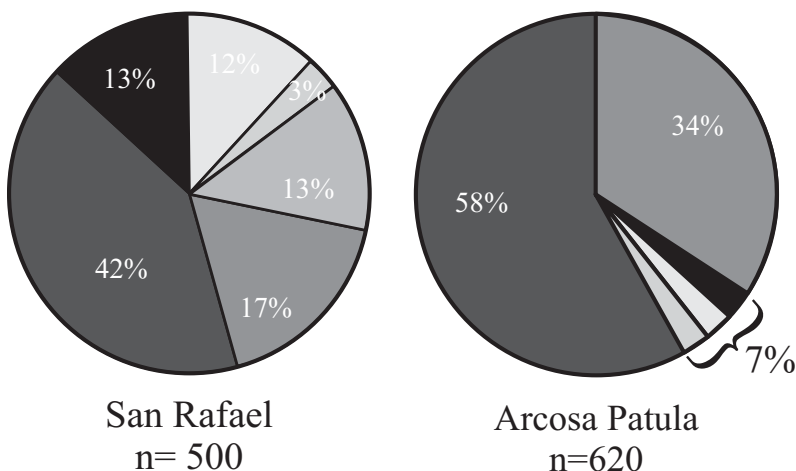
6.4.2 CUARZO VOLCÁNICO (ROJO Y VIOLETA)

El área de Santa Cruz contiene la población más alta de cuarzos volcánicos [41%; Figuras 6.11g-o y 6.12]. En tanto que las áreas de San Rafael y Picachos presentan porcentajes similares de cuarzos de origen volcánico [35% y 33%; Figura 6.12].



6.4.3 CUARZO METAMÓRFICO (CAFÉ Y AZUL MARINO)

El área de Santa Cruz muestra la población más elevada de cuarzos azul oscuro [20%; Figura 6.12], mientras que San Rafael contiene la mayor concentración de cuarzos con luminiscencia café [36%; Figuras 6.10a-f, 6.12].



6.5 PROCEDENCIA

Los cuarzos de las muestras seleccionadas reflejan áreas fuentes de composiciones similares (plutónicas, volcánicas y metamórficas; Figura 6.13). Las muestras de Picachos y de la Arcosa Patula tienen mayor

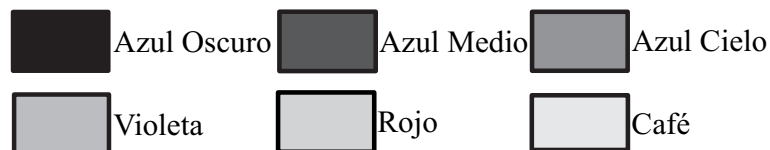


Fig. 6. 12: Diagramas circulares en forma de quesos, que muestra los porcentajes de los tipos de cuarzos determinados mediante el análisis de los espectros de color mostrados en las figuras 6.4-6.5, y del análisis de Componentes Principales y de Cluster Jerárquico.

contenido de cuarzos plutónicos, mientras que las muestras de Santa Cruz contienen la concentración más elevada de fuentes volcánicas. Las muestras de San Rafael indican una mayor afinidad con rocas de bajo grado metamórfico (Figura 6.13).

Los granos de cuarzo con un potencial plutónico (luminiscencia azul medio-cielo) y volcánicos con luminiscencia roja son los más abundantes, mientras que los de origen metamórfico de grado bajo-alto con luminiscencia azul oscuro o café son escasos (Figuras 6.12 y 6.13).

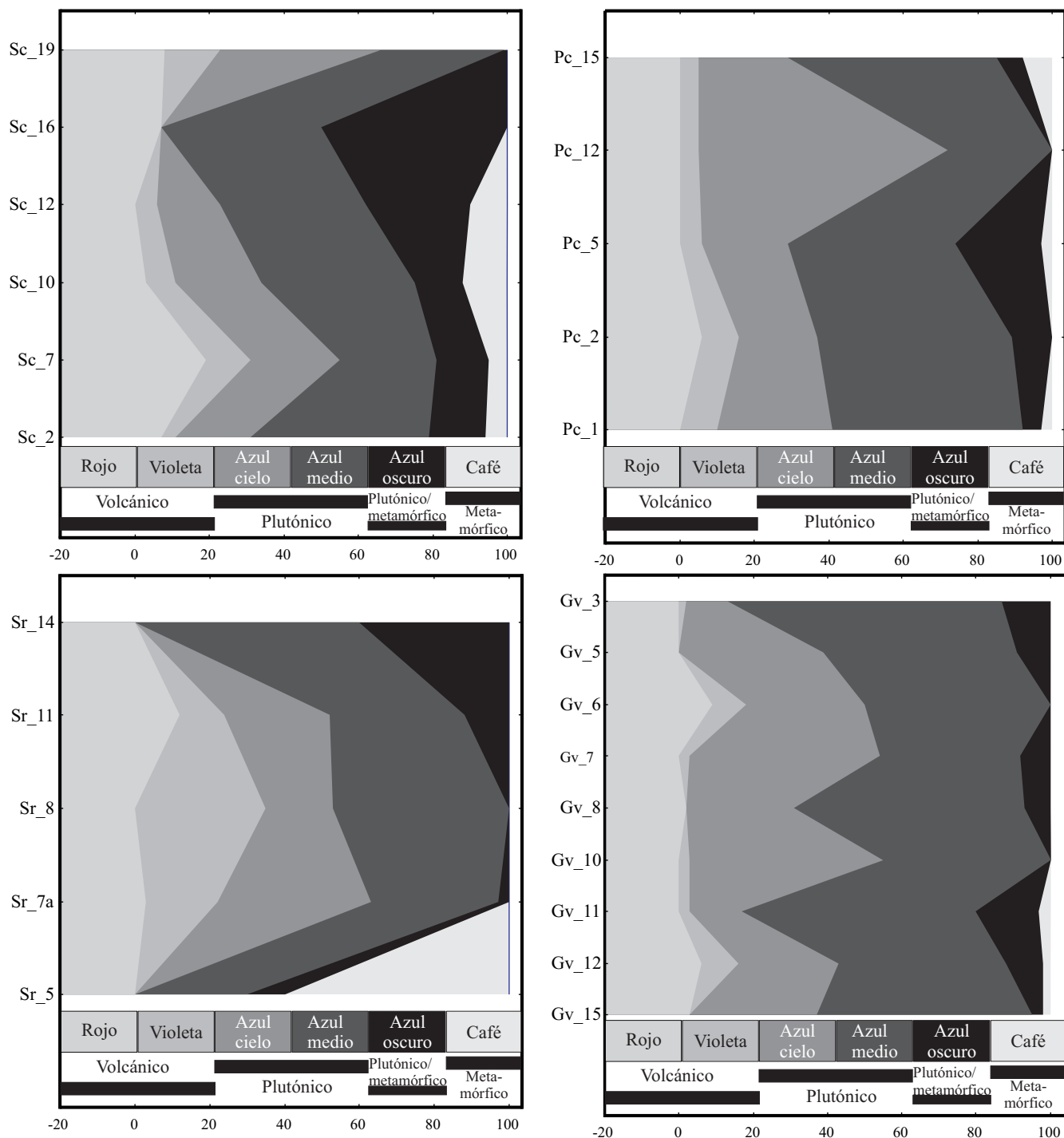


Fig. 6. 13: Diagramas que muestran la tendencia vertical de los espectros de color en las áreas de Santa Cruz (Sc); Picachos (Pc); San Rafael (Sr) y Sierra de la Gavia (Gv). Escala horizontal en por cientos.

Además, se ha realizado un Análisis Discriminante para determinar con mayor confiabilidad estadística el origen de los cuarzos detríticos presentes en las muestras analizadas. Este Análisis Discriminante toma en consideración los valores c/r -logarítmicos de la intensidad y posición de los

picos rojos y azules. Dentro de este diagrama se observa que las muestras de la Fosa de Monterrey tienen una mayor abundancia de cuarzos de origen plutónico, seguidos por los cuarzos de origen volcánico y en menor grado los cuarzos de origen metamórfico (Figura 6.13).

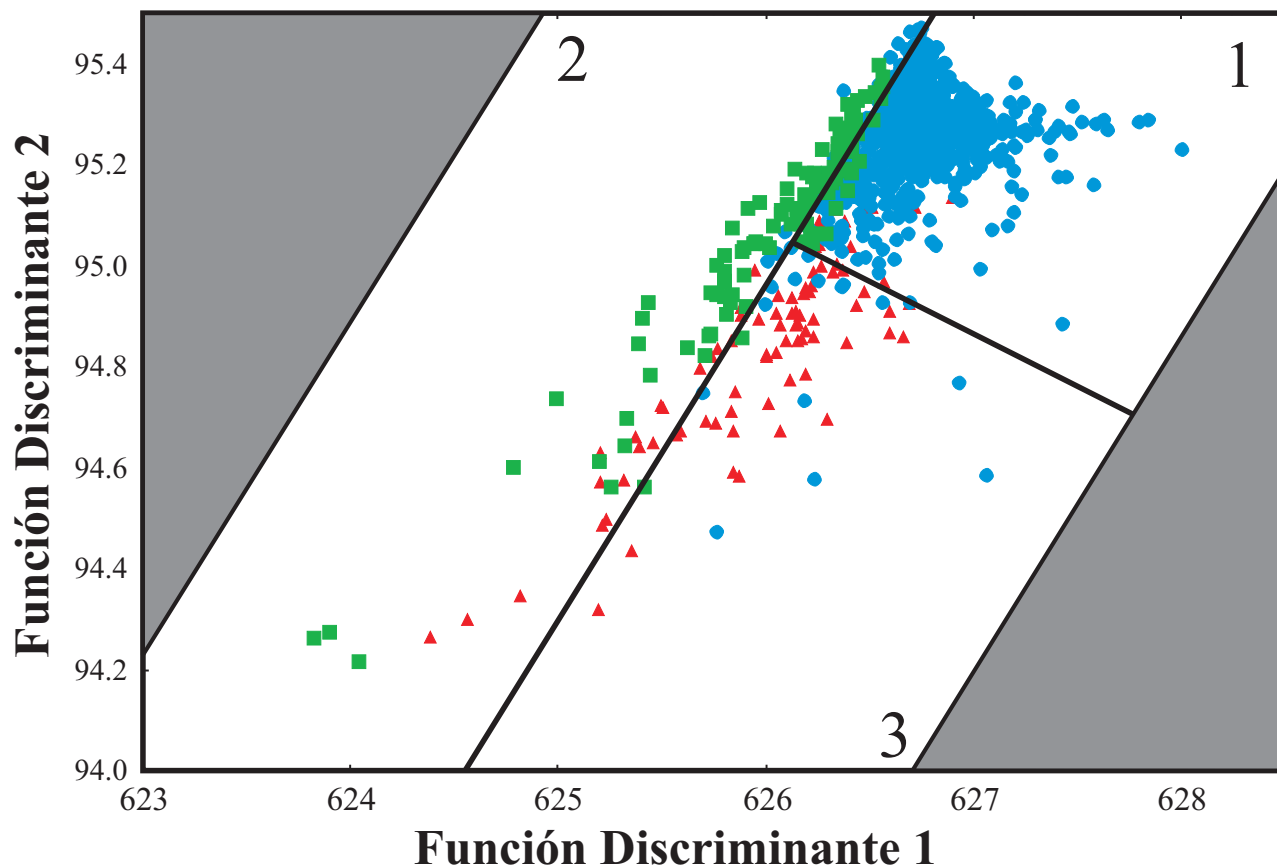


Fig. 6. 14: Diagrama de Funciones Discriminantes. Los campos representan 1= cuarzos de origen plutónico; 2= cuarzos de origen metamórfico y 3= cuarzos de origen volcánico.

$$FD\ 1 = \text{clr-posición del pico azul} * (-0.1762) + \text{clr-intensidad del pico azul} * (0.93492) + \text{clr-posición del pico rojo} * (-0.23944) + \text{clr-intensidad del pico rojo} * (-1.31842) + 627.297980392033$$

$$FD\ 2 = \text{clr-posición del pico azul} * (0.888091) + \text{clr-intensidad del pico azul} * (0.115463) + \text{clr-posición del pico rojo} * (0.05492) + \text{clr-intensidad del pico rojo} * (-0.483533) + 94.3867380438626.$$

7 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

El presente capítulo sintetiza los resultados sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y catodoluminiscencia mostrados en los **Capítulos 2-6** con la finalidad de caracterizar, ubicar y documentar las áreas fuentes, la procedencia y los procesos tectónicos que dieron origen a las secuencias clásticas analizadas.

7.1 PETROGRAFÍA

El análisis petrográfico y modos detríticos indican que:

- (1)** Las petrofacies correspondientes a la Formación La Casita (A y B) muestran áreas fuentes controladas por los ensambles volcánicos (Rv; p. ej., riolita, dacitas, tobas,) y en menor grado por los ensambles plutónicos (Rp; p.ej., líticos plutónicos), sedimentarios (Rs; p.ej., calizas, lutitas) y de granos (Rg; p. ej., líticos metapsamíticos/felsíticos₂₋₄), ver **Capítulo 3, Figuras 3.15 - 3.16**.
- (2)** Las areniscas de la Arcosa Patula muestran dos petrofacies (A y C) caracterizadas por:
 - (a)** La Petrofacies A tiene áreas fuentes controladas por los ensambles sedimentarios (Rs; p.ej., lutitas, areniscas) con aportes menores de los ensambles volcánicos (Rv; dacitas y andesitas), plutónicos (Rp; líticos plutónicos) y de granos (Rg; metapelíticos₂₋₃).
 - (b)** La petrofacies C tiene un predominio de ensambles plutónicos y de granos (Rp, Rg), sedimentarios (Rs), con aportes menores de los ensambles volcánicos (Rv).
- (3)** Las características petrográficas de los cuarzos analizados indican que; *(i)* la petrofacies A presenta predominancia de cuarzos derivados de rocas graníticas y metamórficas de grado medio-alto (**Figura 3.13**); *(ii)*, la petrofacies B presenta cuarzos de origen granítico y *(iii)* la petrofacies C los cuarzos indican un origen plutónico con menor aporte de metamórficos de grado medio-alto.
- (4)** Las muestras de ambos casos de estudio se caracterizan por un incremento en el contenido de fragmentos líticos metamórficos y plutónicos.
- (5)** Ambas secuencias fueron depositadas dentro de valles y fosas con climas semi-áridos y semi-templados (ver **Figura 3.18**).
- (6)** Las relaciones MMI y MI muestran que las petrofacies B se caracteriza por grados de madurez textural similares a los de la Arcosa Patula (Petrofacies A y C), tanto que las de San Rafael presentan los valores más elevados (**Figura 3.17**).
- (7)** Los modos detríticos de las petrofacies, en el diagrama QmFL de DICKINSON et al. (1989), indican que los de la petrofacies A (**Tabla 3.2**) marcan procedencia de orógenos reciclados-basamentos levantados-transición continental ($Qm_{55}F_{33}L_8$; **Figura 7.1**), los de la petrofacies B

evidencian procedencias de orógenos reciclados ($Qm_{45}F_{34}L_{21}$), y los de la Petrofacies C indican procedencias de basamentos levantados ($Qm_{49}F_{47}L_4$; **Figura 7.1**). En tanto que la secuencia de procedencia A del Miembro Arenoso Galeana ($Qm_{54}F_{30}L_{16}$; **Figura 7.1**; cf., OCAMPO-DÍAZ et al. sometido), evidencia fuentes de arcos disectados y orógenos reciclados y la secuencia de procedencia B marca procedencias de la zona de mezcla – transición continental (**Figura 7.1**).

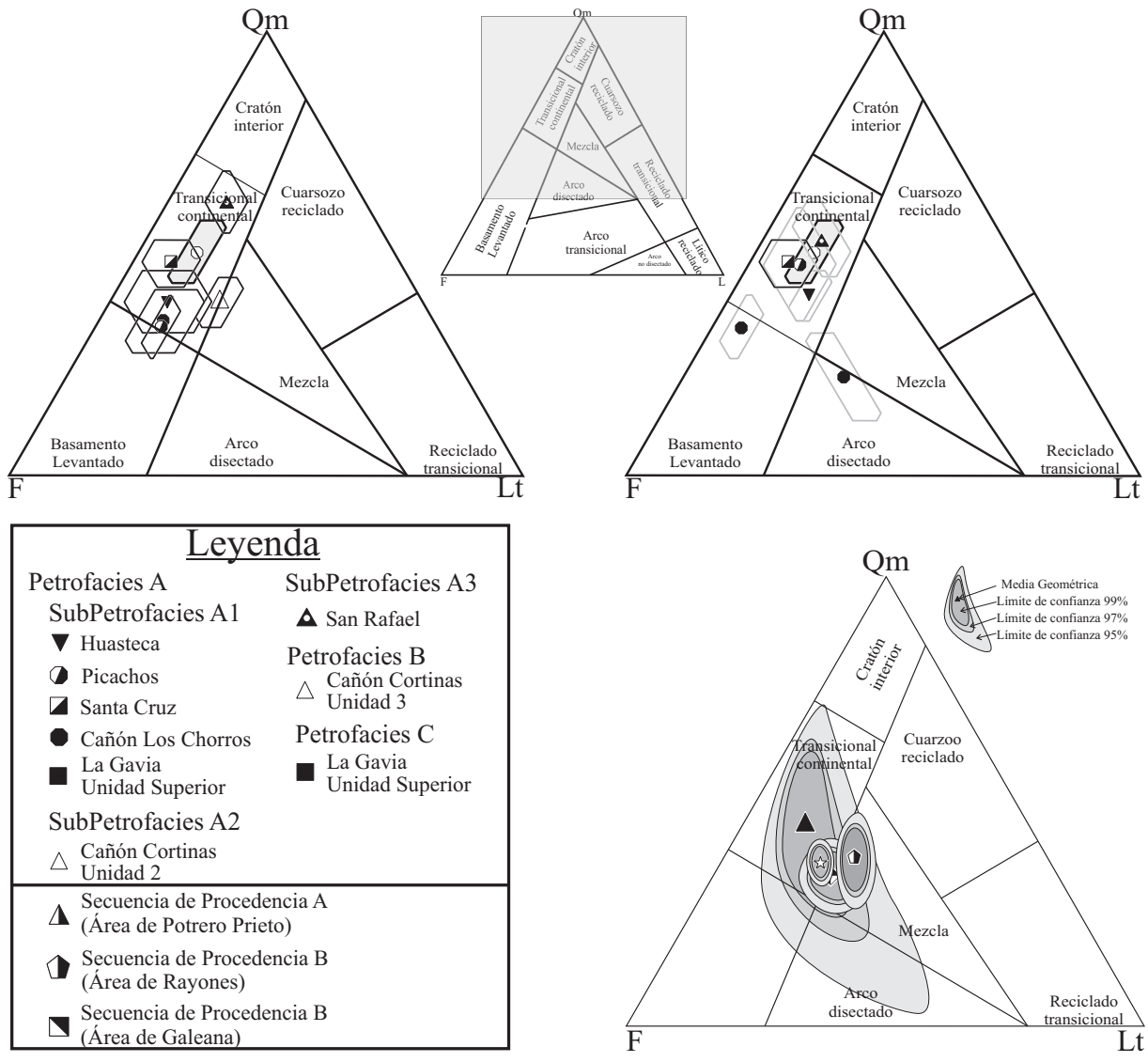


Fig. 7. 1: Diagramas ternarios QmFLt según DICKINSON et al. (1983) modificado por OCAMPO-DÍAZ et al. (sometido), para discriminar el ambiente tectónico de las intercalaciones clásticas del Noreste de México. En los diagramas superiores se muestran las petrofacies de la Formación La Casita y la Arcosa Patula. En el diagrama inferior se proyectan las muestras del Miembro Arenoso Galeana.

(8) Los modos detríticos en el diagrama QFL (GARZANTI et al. 2001, modificado por MARSAGLIA et al. 2007), indican que las petrofacies A y C tienen afinidades con *riffts* disectados ($Q_{59}F_{31}L_{10}$; $Q_{49}F_{44}L_7$; **Figura 7.2**), la petrofacies B muestra influencia del *rifft* volcánico no disectado y *rifft* disectado ($Q_{45}F_{27}L_{28}$; **Figura 7.2**). Las muestras del Miembro Arenoso Galeana en la región

sur de la Fosa de Monterrey registran procedencias de *rift* disectado con *rift* no disectado influenciado por rocas de sutura u orógenos (Q₆₁F₂₉L₁₀; **Figura 7.2**).

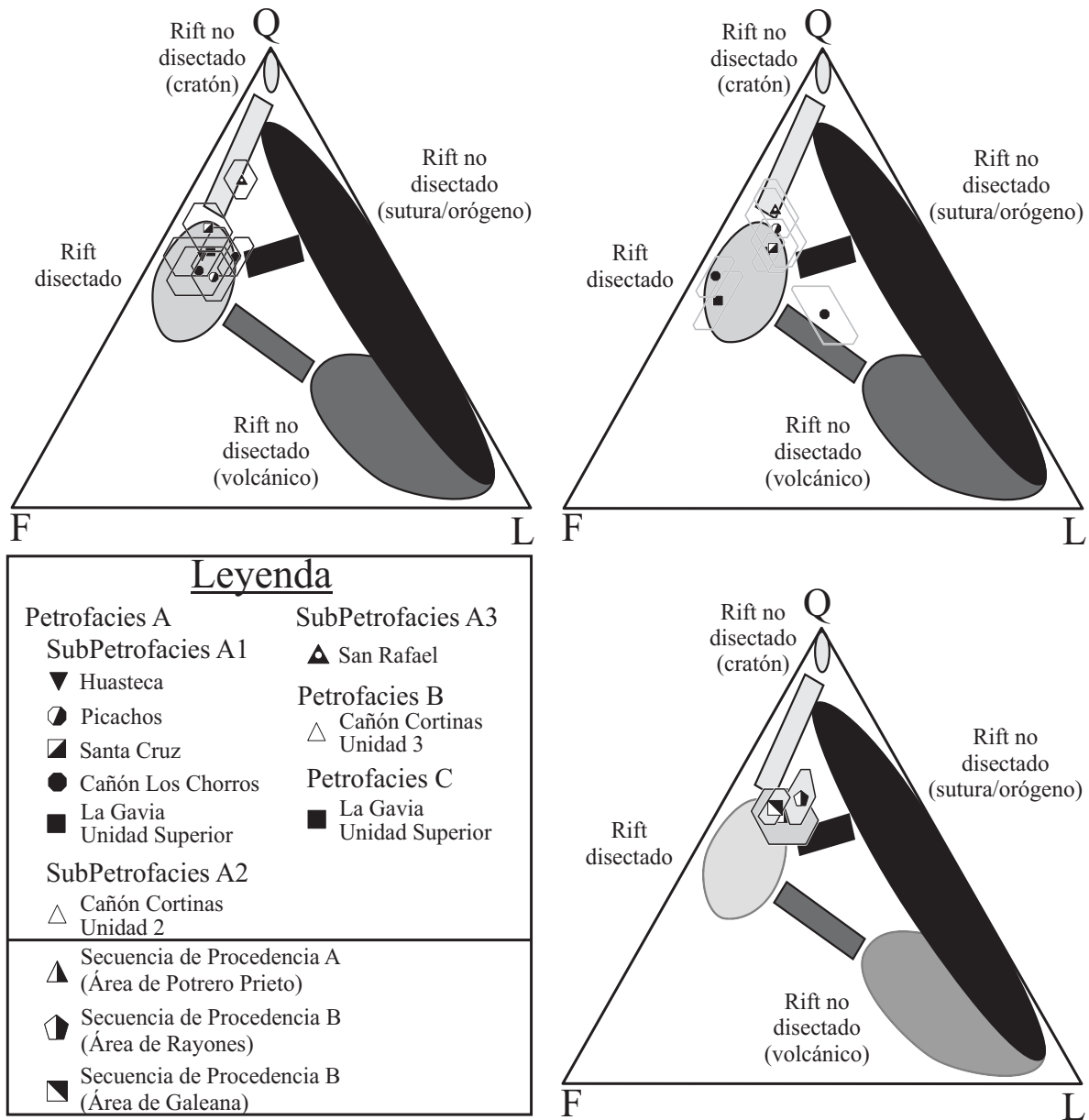


Fig. 7. 2: Diagramas QFL para discriminar ambiente tectónico en cuencas de tipo *rift*, tomado de GARZANTI et al. (2001), modificado por MARSAGLIA et al. (2007). Los diagramas superiores representan a las muestras de la Formación La Casita y Arcosa Patula, representando la media aritmética y su desviación estándar. Diagrama inferior, muestras del Miembro Arenoso Galena, tomadas de OCAMPO-DÍAZ et al. (sometido).

(9) Los valores del InReSe son sensibles a los cambios relacionados con factores autocíclicos y alocíclicos registrados en las discordancias documentadas dentro de la columna estratigráfica del Noreste de México por OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (sometido). En este caso las discordancias ligadas con procesos autocíclicos deberán presentar valores más elevados que aquellas relacionadas con procesos alocíclicos. Se han comparado muestras

de dos secuencias del Miembro Arenoso Galeana que presentan en su base una discordancia angular (áreas de Galeana y este de Potrero Prieto). Las muestras del área de Galeana indican valores de **InReSe** ~ 0.82 , mientras que las del este de Potrero Prieto indican valores de **InReSe** ~ 0.73 . Estos valores evidencian que la discordancia en el área de Galeana es autocíclica, ligada con procesos de sedimentación y subsidencia como lo ha propuesto OCAMPO-DÍAZ (2007), y que la discordancia del este de Potrero Prieto es de carácter alocíclica, relacionada con procesos de exhumación y reanudación de áreas fuentes (Figura 7.3).

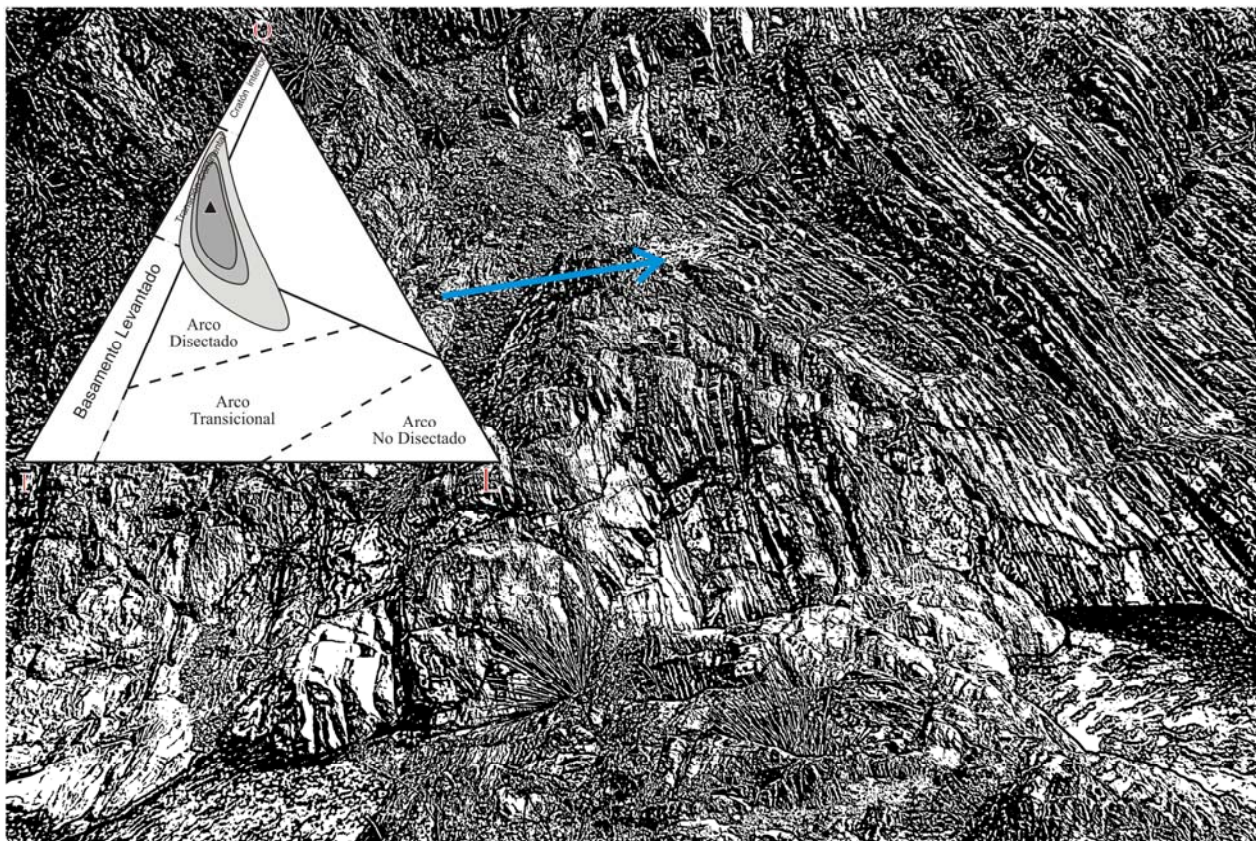


Fig. 7. 3: Discordancia angular de origen alocíclica relacionada con procesos de exhumación y reanudación de áreas fuentes. A la derecha de la fotografía se observan las calizas y lutitas de la Formación Taraises. La flecha indica el límite de la discordancia. Diagrama GFL que grafica las muestras del Miembro Arenoso Galeana ubicadas al este de Potrero Prieto. Nótese como las regiones de confianza se extienden hacia el campo de Arco disectado.

- (10) Los valores del Índice de Reciclamiento Sedimentario (**InReSe**) para la Formación La Casita y el Miembro Arenoso Galeana, Formación Taraises son documentados por OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (sometido; ver **Anexo**) con valores de ~ 0.69 y ~ 0.62 , respectivamente. De acuerdo con estos autores (i) los valores del **InReSe** cercanos a 0 indican el rejuvenecimiento o generación de nuevas áreas fuentes, mientras que los valores cercanos

a 1 implican el reciclamiento o canibalismo de unidades inferiores. Bajo este esquema, la disminución en el valor del **InReSe** de las muestras del Cretácico Temprano implica la reanudación, exhumación y erosión profunda de los ensamblajes petro-tectónicos durante este lapso (**Figura 7.4**); y *(ii)* la Formación La Boca representa el evento de máximo aporte y rejuvenecimiento de material clástico, estando altamente ligada con el magmatismo continental de Nazas-Chapolapa-Todos Santos, caracterizada por valores de **InReSe** más bajos (~ 0.37), reflejando el mayor aporte de material volcánico ($Lm/Lv \sim 0.27$), feldespatos $F/Qt \sim 0.63$ y fragmentos metamórficos y/o cristalinos $Qp/Qm \sim 0.35$ (**Figura 7.4**).

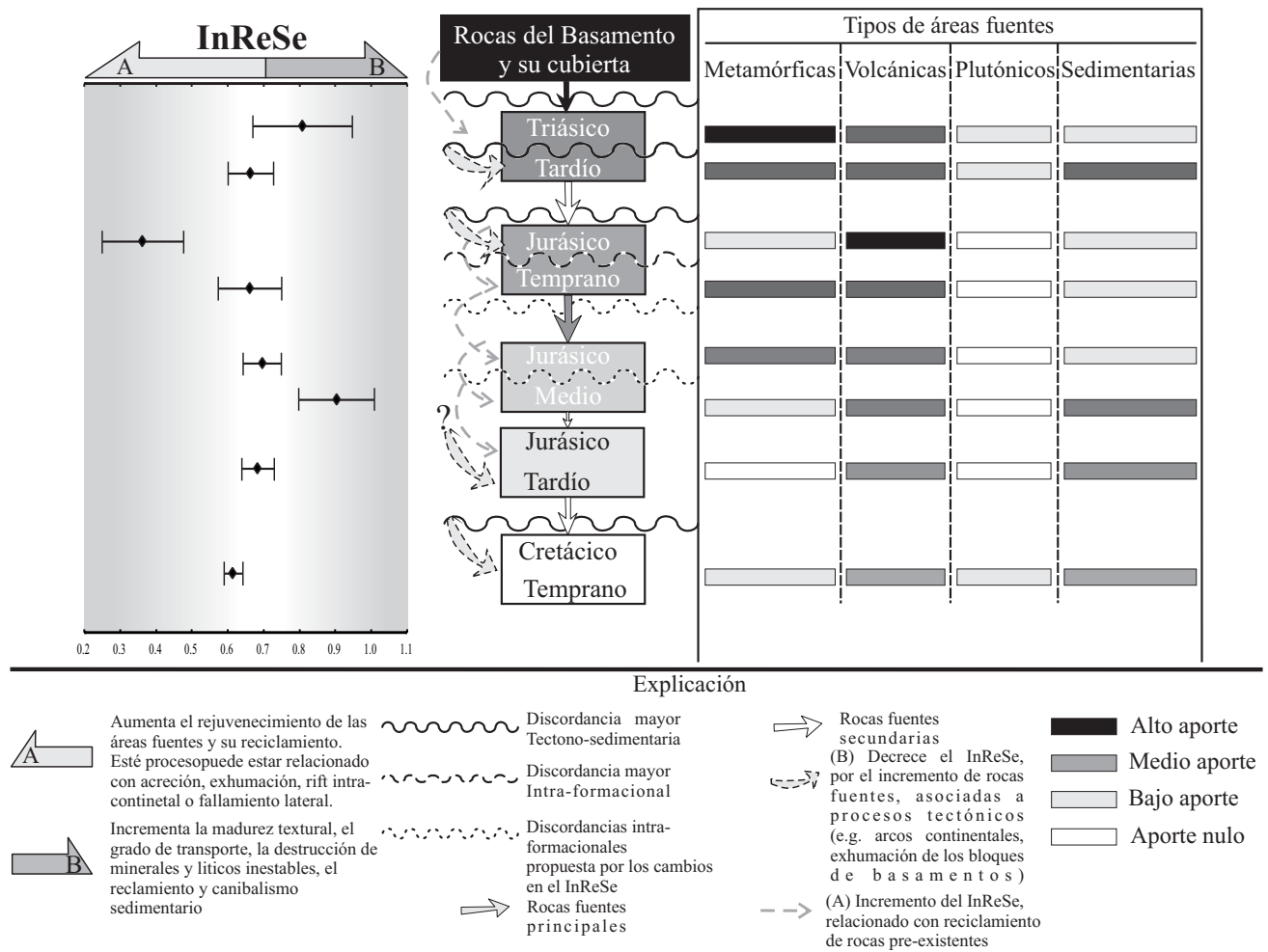


Fig. 7. 4: Esquema de las posibles áreas fuentes de las secuencias clásticas de la Fosa de Monterrey y los cambios que presenta el **InReSe** en relación con las discordancias y los cambios de aporte de sedimentos (Tomada de OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (sometido)).

7.2 GEOQUÍMICA

El análisis de la información geoquímica indica que:

- (1) El análisis de correlación indica que los LILE son controlados por los feldespatos y por el cemento calcítico como lo marcan las correlaciones positivas contra K_2O y CaO_{carb} y CO_2
- (2) Las concentraciones promedio de los HFSE son más bajas que los valores de la corteza continental superior de TAYLOR y MCLENNAN (1981), mostrando correlaciones positivas con Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 , evidenciando *(i)* la fraccionación de los HFSE en los minerales pesados como rutilo, circón, apatito, monacita; *(ii)* la influencia de los minerales arcillosos en la modificación de la concentración; y *(iii)* el posible aporte de HSFE derivado de minerales autigénicos (p. ej., Titanita) o por aporte de sedimentos fosforíticos.
- (3) La abundancia de los elementos de transición es similar a la de la Corteza Continental Superior, presentando correlaciones positivas con Fe_2O_3 , MgO , Na_2O y TiO_2 , indicando su derivación de minerales máficos y félsicos de los fragmentos de rocas volcánicas y plutónicas, como también de la matriz y el cemento.
- (4) Los valores promedio de los REE son similares a los de la corteza continental de TAYLOR y MCLENNAN (1985), siendo más empobrecidas los de la Fosa de Monterrey. En ambos casos el análisis estadístico de los sedimentos de la Fosa de Monterrey muestra correlaciones positivas con Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 , evidenciando la posible incorporación por los procesos de liberación ocurridos durante la albitización, como también del aporte de minerales pesados y ricos en fósforo como rutilo, titanita y fosforitas. En tanto, las muestras de la Cuenca de Sabinas, exhiben correlaciones positivas con CO_2 y CaO_{tot} , evidenciando el posible aporte de REE durante los procesos de diagénesis.
- (5) El Análisis Discriminante de elementos mayores indica que la Fosa de Monterrey tiene una mayor variedad de áreas fuentes: fuentes que incluyen sedimentarias ricas en cuarzo, ígneas félsicas e ígneas intermedias. Los sedimentos de la Cuenca de Sabinas presentan áreas fuentes sedimentarias ricas en cuarzo y de rocas ígneas félsicas.
- (6) Los patrones de REE en ambas cuencas son característicos de rocas félsicas, caracterizados por la fraccionación de REE, una anomalía negativa de Europio y el empobrecimiento de las HREE.
- (7) Las relaciones de Ti/Nb y Sm/Nd indican rocas de composición granítica, diorítica, dacítica, gnéssica, riolítica, tonalítica y en menor grado esquistosa, como posibles fuentes de los sedimentos de la Fosa de Monterrey. Los sedimentos de la Cuenca de Sabinas

derivaron de rocas de composición riolítica, granítica, diorítica, dacítica, tonalítica y esquistos pelíticos (ver **Capítulo 4; Figuras 4.9–4.12**).

- (8)** El Análisis Discriminante que emplea todos los elementos de trazas, incluyendo REE, evidencia que las muestras de la Cuenca de Sabinas están más enriquecidas en rocas metapelíticas, mientras que la Fosa de Monterrey tiene una mayor adición de líticos metamórficos psamíticos.
- (9)** Los valores del CIA en ambos casos tienen promedios de ~55 y sus regiones de predicción se distribuyen en los campos de basaltos, gabros, riolitas y granitos en el diagrama A–CN–K, mientras que en el diagrama A–CNK–FM, las regiones de predicción de los sedimentos de la Fosa de Monterrey son graficados en las inmediaciones de las riolitas y granitos, con aporte de basaltos y gabros, en tanto que las regiones de predicción de las muestras de la Cuenca de Sabinas son proyectadas en los campos de las riolitas y granitos con tendencia hacia el campo de la esmectita

- (10)** En ambos casos las regiones de predicción en el diagrama M–F–W comprueban el bajo grado de intemperismo y la composición de las áreas fuentes obtenidas

- (11)** Diagenéticamente, la Fosa de Monterrey tiene mayor influencia en la modificación de la concentración de los elementos mayores por procesos de albitización–

cementación, mientras que la Cuenca de Sabinas se encuentra influenciada por procesos de cementación.

- (12)** Los cementos de los sedimentos de la Fosa de Monterrey son calcíticos y dolomíticos, con pocos porcentajes de cementos ricos en hierro [p. ej., ankerita o siderita].
- (13)** La Cuenca de Sabinas, presenta mayor afluencia de cementos ricos en hierro (FeCO_3).

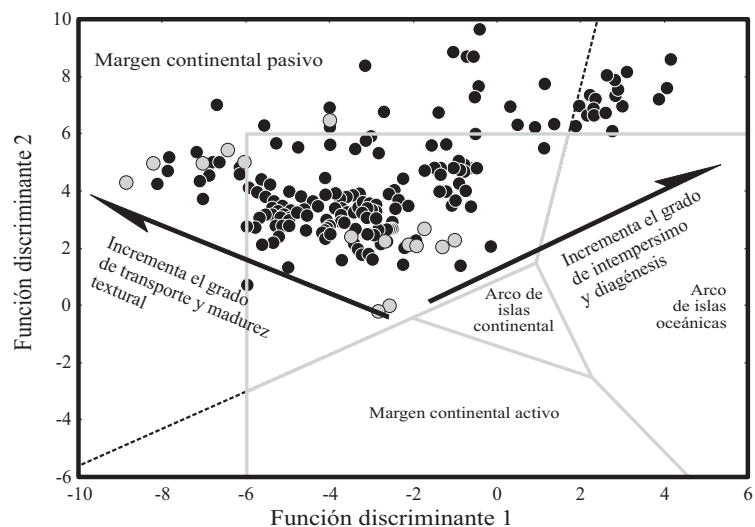


Fig. 7. 5: Diagrama bi-variable para determinar el ambiente tectónico que enfrenta a las funciones discriminantes propuestas por BATHIA (1983). Los círculos negros representan a las muestras de la Fosa de Monterrey (círculos negros); Cuenca de Sabinas (color gris).

[14] La concentración de REE en la Fosa de Monterrey puede estar siendo modificada por los procesos de liberación o encapsulamiento durante la albitización que puede ocurrir en los minerales ricos en fósforo por cambios en la composición del área fuente y, en menor grado, por la precipitación/reemplazo de minerales autígenicos. En tanto que en las muestras de la Cuenca de Sabinas la concentración de REE esta controlada por la precipitación/reemplazo por cementos, así como por la liberación y encapsulamiento ocurrido durante la albitización. Finalmente pocas muestras cambios en el área fuente.

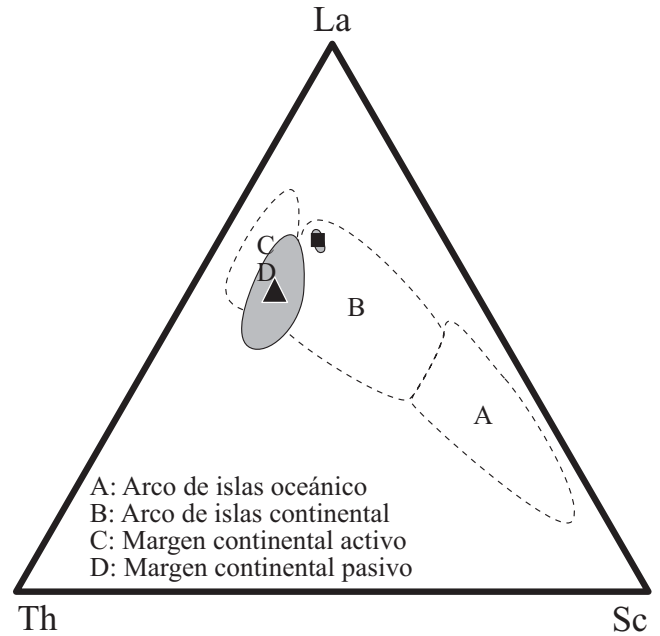


Fig. 7. 6: Diagrama que enfrenta al Th vs. La vs. Sc, para la discriminación de ambientes tectónicos de acuerdo con TAYLOR y McLENNAN (1985). Simbología en la Figura 7.5.

[15] De acuerdo con BATHIA (1983) la mayor parte de las muestras de la Fosa de Monterrey proceden de márgenes continentales pasivos y pocas muestras proceden de arcos de islas oceánicas (Figura 7.5). En contraste las muestras de la Cuenca de Sabinas exhiben procedencias de márgenes continentales pasivos. Es muy importante mencionar que varias muestras graficadas fuera de los campos establecidos por BATHIA (1983; Figura 7.5).

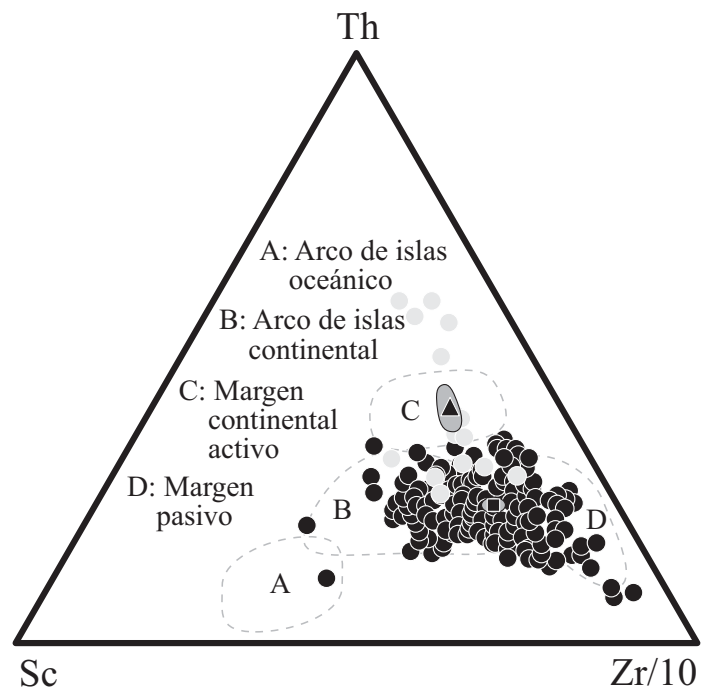


Fig. 7. 7: Diagrama Th-Sc-Zr/10 de BATHIA y CROOK (1986). Simbología explicada en la figura anterior.

[16] Las relaciones que presentan La-Sc-Th en las muestras de la Fosa de Monterrey, indican procedencias de arcos de islas

continentales con el 99% de confianza, en tanto las muestras de la Arcosa Patula evidencian procedencias de arcos de islas continentales con influencias de márgenes continentales pasivos y activos con el 99% de confianza (*cf.*, TAYLOR y MCLENNAN 1985; **Figura 7.6**).

- (17)** La relación que guardan el $\text{Th}-\text{Sc}-\text{Zr}/10$ indica que las muestras de la Fosa de Monterrey tienen firma de arcos de islas continentales y las de la Cuenca de Sabinas corresponden a márgenes continentales activos, en ambos casos con el 99% de confianza (*cf.*, BHATIA y CROOK 1986; **Figura 7.7**). Además, se observa que los sedimentos de la Fosa de Monterrey presentan modificación por enriquecimiento en Zr y cambios locales en el área fuente; mientras que las areniscas de la Cuenca de Sabinas muestran un cambio notorio entre la unidad inferior y superior (enriquecimiento de Th) ocurridos por cambios locales en el área fuente (**Figura 7.7**).

7.3 GEOCRONOLOGÍA

El análisis geocronológico indica que:

- (1)** La relación U/Th de los circones detríticos indica un predominio de rocas fuentes magmáticas (plutónicas y volcánicas; $\text{U}/\text{Th}<7$) con aportes menores de circones de origen metamórfico ($\text{U}/\text{Th}>7$; ver **Capítulo 5** y **Figuras 5.4** y **5.5**).
- (2)** Las poblaciones de circones detríticos sugieren que:
- (a)** La Formación La Casita recibió aportes de los Arcos del Jurásico Temprano–Medio, del Arco de Las Delicias, Arcos Pérmico–Triásicos, de rocas exóticas relacionadas con el evento Pan–Africano–Brasiliano y del Basamento Cristalino Precámbrico.
- (b)** La Arcosa Patula tiene aportes principales de los Arcos Pérmico–Triásicos, Arco de Las Delicias, del Cratón de Coahuila–Texas.
- (c)** La Formación San Marcos indica procedencia de los Arcos Cordilleranos de Nazas y fuentes distales del Precámbrico documentado en la parte frontal del Grenville ($\sim 1.2-1.4$ Ga) y en la provincia de Yavapal–Mazatzai ($\sim 1.6-1.9$ Ga; **Figura 7.8**). Estos datos evidencian largas distancias de transporte por grandes sistemas fluvio–aluviales, como la ha propuesto DICKINSON y GEHRELS (2009; 2010) para las secuencias del Triásico en el Plateau de Colorado.

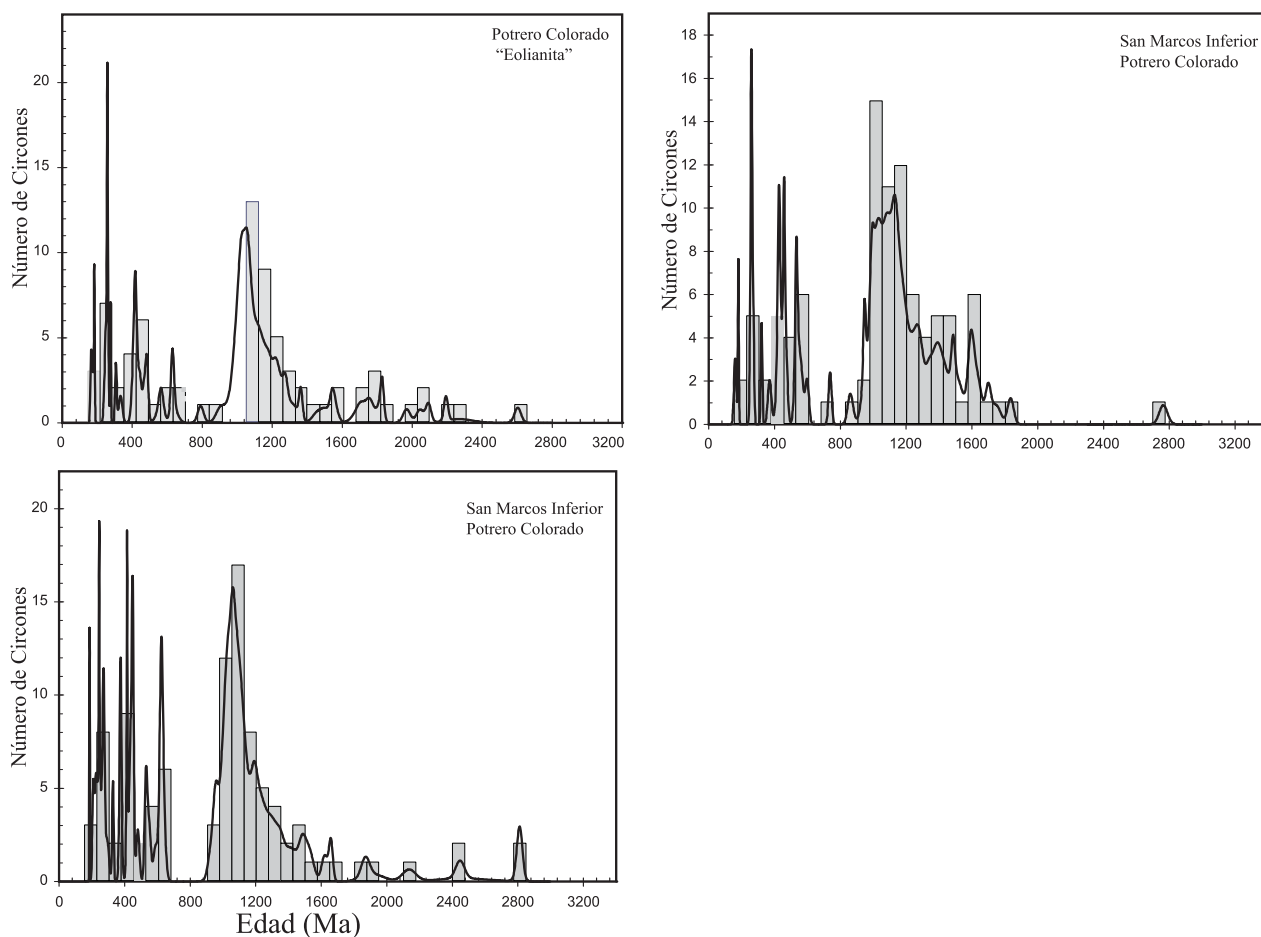


Fig. 7. 8: Curvas de probabilidad relativa e histogramas de frecuencia de las edades de U-Pb de las muestras individuales de las eolianitas y de la Formación San Marcos en el Potrero Colorado en relación a la media de las edades. Información inédita propiedad de Tim Lawton.

7.4 CÁTODOLUMINISCENCIA

El análisis de los espectros de color en cuarzos detríticos evidencia que:

- (1)** Las Unidades 2 y 3 de la Formación La Casita y de la Arcosa Patula tienen cualitativamente áreas fuentes similares, dominadas principalmente por cuarzo de origen plutónico, volcánico y metamórfico de bajo-alto grado (ver **Capítulo 6**). Cuantitativamente se observa que:
 - (a)** En las muestras de la Formación La Casita los cuarzos de origen plutónico y metamórfico se enriquecen hacia la cima (**Figura 6.13**).
 - (b)** Los cuarzos de origen plutónico y metamórfico de bajo-medio grado en las muestras de la Arcosa Patula tienden a incrementarse hacia la cima (**Figura 6.13**).
 - (c)** El Análisis Estadístico Multivariado empleado en la información composicional representada por la posición e intensidad de los picos rojos, azules y de la fosa, permitió discernir el origen

de los cuarzos que presentan luminiscencia de color azul marino, indicando un posible origen metamórfico (Figuras 6.6 –6.9 y 6.14, Tabla 6.1).

7.5 SEDIMENTOLOGÍA

El análisis y restauración de los datos de paleo–corrientes indica que la fuente de sedimentos en los cañones de Cortinas y El Chorro, se localizó en la región sur del Bloque de Coahuila, mientras que los afloramientos de los cañones de La Huasteca, Picachos, Santa Cruz, Potrero Prieto,

Galeana y Rayones derivan de fuentes situadas al oriente, posiblemente del Archipiélago de Tamaulipas (Figuras 2.26–2.30).

7.6 EVIDENCIAS DE LA EXHUMACIÓN DE LOS BLOQUES DE BASAMENTO

(1) El incremento en el contenido de líticos plutónicos y metafelsíticos/psamíticos₂₋₄, metapelíticos₂₋₄, de cuarzos de origen plutónico y metamórfico, y de circones detríticos de edades Precámbricas y Paleozoicas en la Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas, indican procesos de exhumación relacionados con sistemas extensivos ligados con fallamiento de tipo normal o lateral, muy parecidos a los documentados por GARZANTI et al. (2001), en el Mar Rojo y el Golfo de Aden.

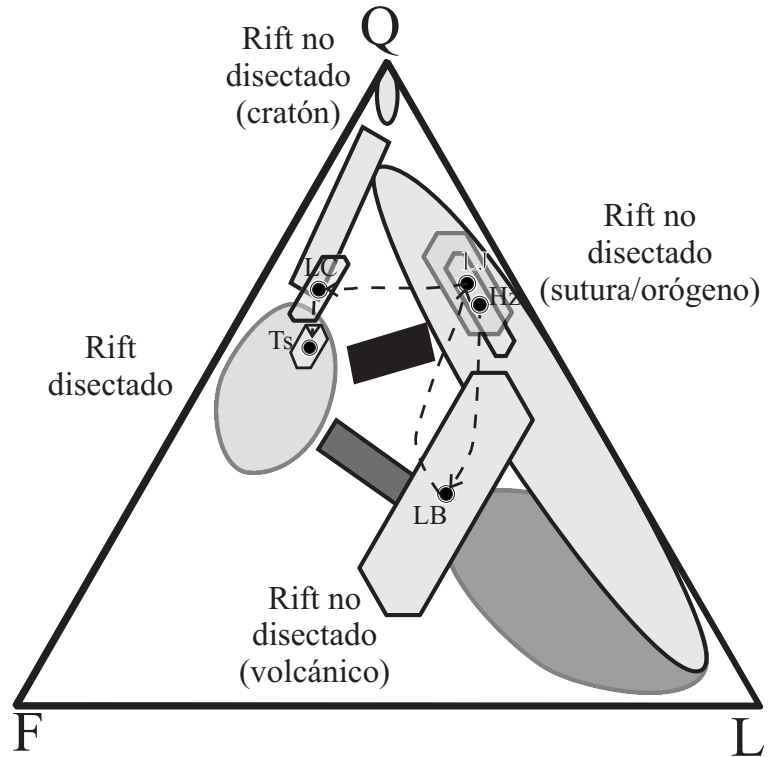


Fig. 7. 9: Diagrama QFL para discriminar el ambiente tectónico en cuencas de tipo rift. Según GARZANTI et al., (2001), modificado por MARSAGLIA et al., (2007). Los polígonos representan la desviación estándar de las formaciones: HZ: Huizachal, LB: La Boca, LJ: La Joya, LC: La Casita y Ts: Taraises, Tomadas de OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (Sometido)

(2) Los ambientes tectónicos de rift no disectado volcánico y rift disectado son concordantes con la propuesta de OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (sometido), que proponen que las formaciones La Casita y Taraises (Miembro Arenoso Galeana) en el sur de la Fosa de Monterrey, fueron depositadas dentro de un rift disectado (Figura 7.9). Las formaciones Huizachal y La Joya registran la erosión de un rift disectado ligado con procesos de sutura y

la Formación La Boca marca el depósito y erosión de un *rift* disectado volcánico con tendencias al *rift* no disectado de sutura/orógeno (Figura 7.9).

(3) Debido al proceso de exhumación ocurrido durante el Tithoniano Tardío-Berriasiano fueron erosionadas rocas del Arco Cordillerano de Nazas y los ensamblajes del Pérmico-Triásico, Paleozoico y Precámbrico que delimitan a la Fosa de Monterrey, como lo indica el predominio de fragmentos líticos volcánicos en la petrofacies A [(solo las muestras de la Fosa de Monterrey]; ver **Capítulo 3, Tablas 3.2–3.3, Apéndice 3 y Figura 7.10 y 7.11**), las poblaciones de circones detríticos **F y G** (ver **Capítulo 5 y Apéndice 5**) y la gran abundancia de cuarzos volcánicos con luminiscencia roja y violeta (ver **Capítulo 6 y Figuras 6.4–6.7**).

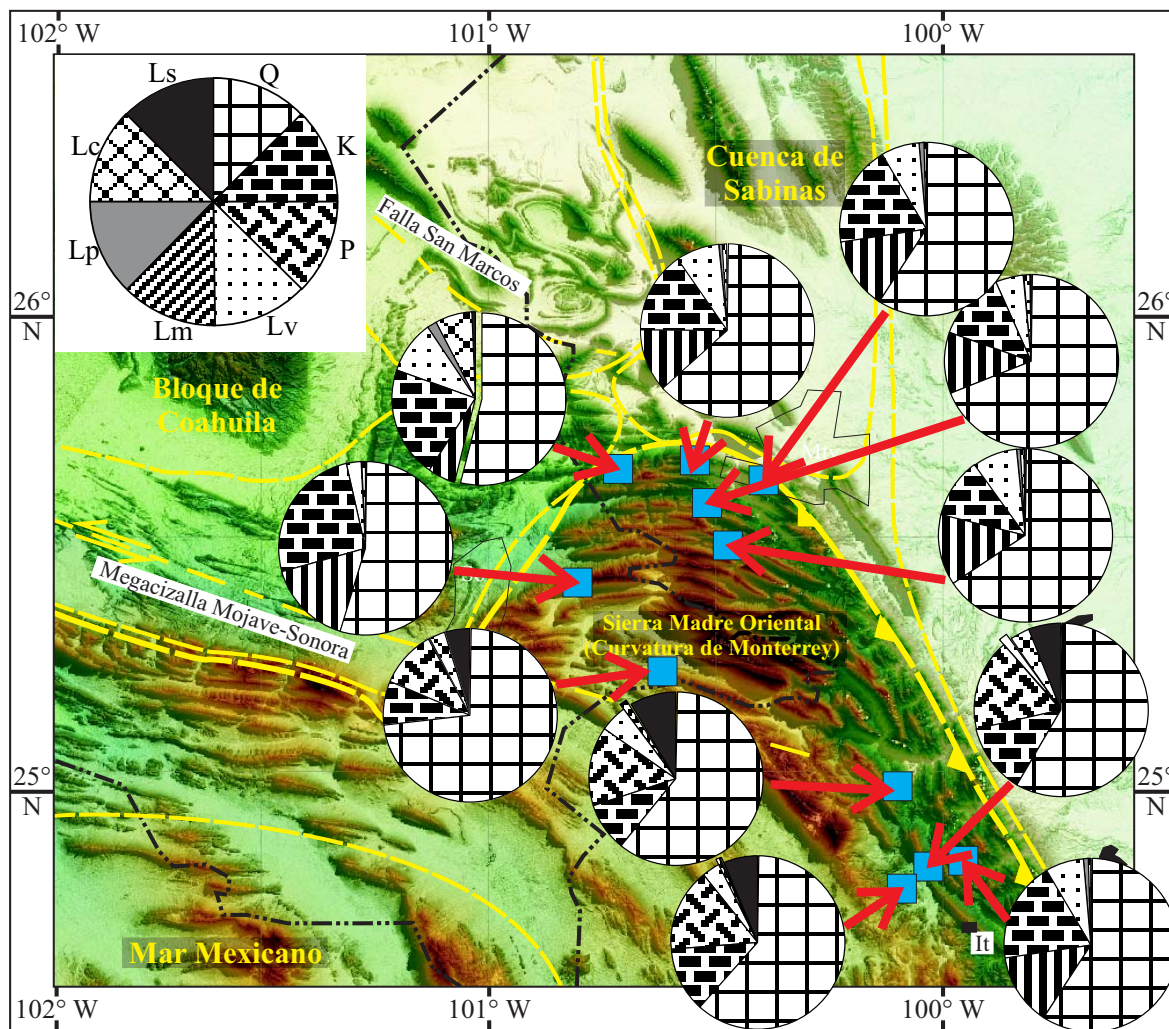


Fig. 7. 10: Distribución espacio-temporal durante el Tithoniano Tardío-Berriasiano de los porcentajes de los parámetros indicadores de la composición del área fuente. Modelo digital de elevación tomada de MASUCH-OESTERREICH (2007). Q= Cuarzo, K= Feldespatos, P= Plagioclasas, Lv= líticos volcánicos, Lm= líticos metamórficos, Lp= líticos plutónicos, Lc= líticos carbonatados, Ls= líticos sedimentarios.

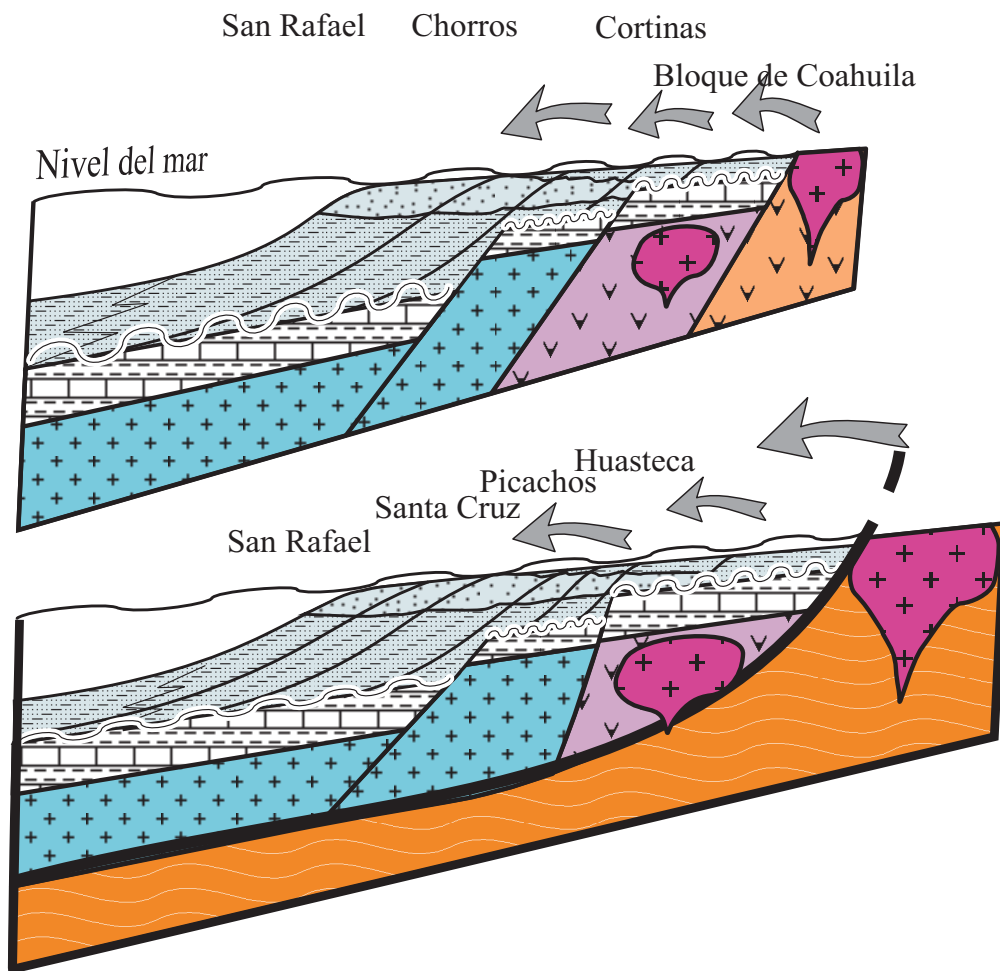


Fig. 7. 11: Sketch que representa al depósito inferior de la Unidad 2 de la Formación La Casita en la Fosa de Monterrey y el aporte de las rocas madres que le dieron origen. La imagen superior corresponde a lo parte Sur del Bloque de Coahuila y la figura inferior a la parte Norte del Archipiélago de Tamaulipas.

- (4) La continua exhumación de los ensambles petro-tectónicos y, por consiguiente, el aumento relativo del nivel del mar, durante el depósito de la parte superior de la Unidad 2 en el Berriasiano, propiciaron: *(i)* la migración de los sistemas fluviales situados en la porción sureste del Bloque de Coahuila (ver **Capítulo 2**); *(ii)* el incremento en el contenido de fragmentos líticos plutónicos y metamórficos (ver **Capítulo 3**); y *(iii)* el aumento en la concentración de cuarzos con luminiscencia de color azul cielo, azul medio, azul marino y café (ver **Capítulo 6** y **Figuras 6.13** y **7.10** y **7.11**).
- (5) El análisis de procedencia indica que el Valanginiense Temprano-Hauteriviense Medio en el Noreste de México representa el mayor tiempo de exhumación y erosión profunda de los ensambles petro-tectónicos, favoreciendo con ello el depósito de las formaciones San Marcos, Barril Viejo, Arcosa Patula en la Cuenca de Sabinas, la Unidad 3 de la Formación La Casita y el Miembro Arenoso Galeana dentro de la Fosa de Monterrey, **Figura 7.12**.

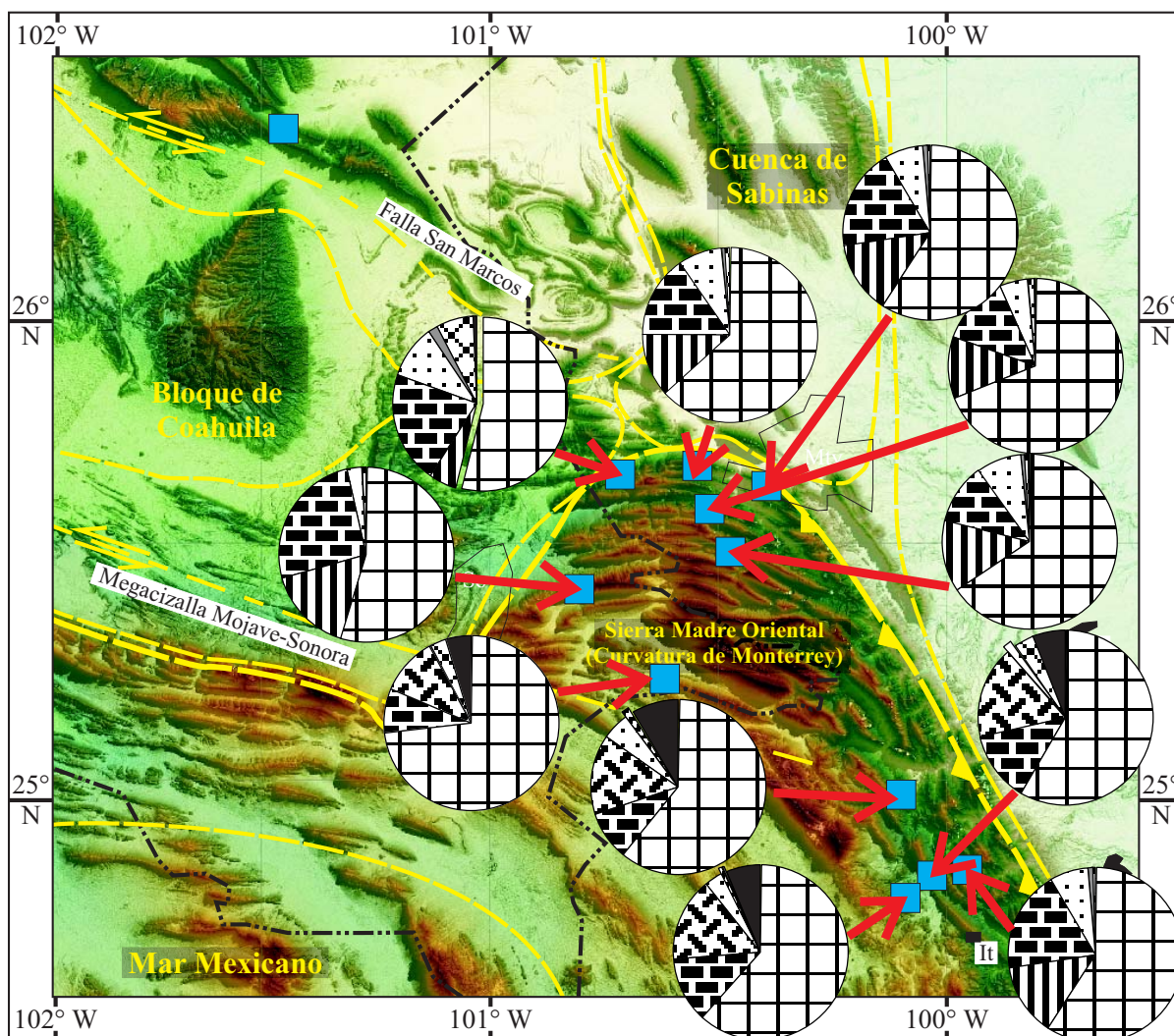


Fig. 7. 12: Distribución espacio-temporal durante el Valanginiano-Hauteriviano Medio de los porcentajes de los parámetros indicadores de la composición del área fuente. Modelo digital de elevación digital tomado de MASUCH-OESTERREICH (2007). Q= Cuarzo, K= Feldspatos, P= Plagioclasas, Lv= líticos volcánicos, Lm= líticos metamórficos, Lp= líticos plutónicos, Lc= líticos carbonatados, Ls= líticos sedimentarios.

(6) En el Valanginiano–Hauteriviano Medio, los procesos de exhumación y la erosión profunda de los conjuntos petro–tectónicos que bordean a la Fosa de Monterrey involucraron a las rocas del Complejo Metamórfico Novillo, Arcos Pérmico–Triásicos situados dentro del Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán y a los ensambles petro–tectónicos que conforman al Bloque de Coahuila (p. ej., MICHALZIK 1988; OCAMPO-DÍAZ 2007; GRAY et al. 2008; **Figura 7.12**). Durante este lapso se depositaron las petrofacies A y C que comprenden a la Unidad 3 de la Formación La Casita, las secuencias A y B que proceden del Miembro Arenoso Galeana (OCAMPO-DÍAZ et al. sometido), **Figura 7.13**. Las areniscas de

petrofacies A que comprenden a la Unidad 3 (subpetrofacies A1 y A3) se caracterizan por mostrar el incremento de detritos de origen plutónico y de medio-alto grado metamórfico, con menor aporte de rocas volcánicas. El enriquecimiento en fragmentos líticos metamórficos, indica la erosión profunda de las rocas cristalinas (**Figuras 7.12-7.13**) La petrofacies B correspondiente a la Unidad 3 en el Cañón Cortinas, muestra un incremento en el contenido de fragmentos líticos carbonatados, metamórficos de bajo-medio grado y volcánicos de composición adesítica-riolítica, evidenciando la migración y reactivación de los sistemas fluviales y del lóbulo deltaico y el depósito del Lente San Juan (**Capítulo 2**). Esta interpretación se comprueba por el incremento de circones de las familias **A** y **B** (ver **Capítulo 5; Figuras 5.1 y 5.3**) y el incremento de cuarzos con luminiscencia de color azul marino, azul medio, azul cielo y café, relacionados con cuarzos de origen plutónico y metamórfico (ver **Capítulo 6; Figura 6.13**).

- (7)** La unidad inferior de la Arcosa Patula (Petrofacies A), refleja áreas fuentes de composición plutónica, volcánica y metamórfica de bajo grado (ver **Capítulo 3, 4 y 6**) procedentes de los Arcos Pérmico-Triásicos, Arco de Las Delicias y Cratón de Coahuila-Texas. Esta interpretación se comprueba por: *(i)* la presencia de líticos volcánicos, plutónicos, sedimentarios y metamórficos de bajo grado dentro de la petrofacies A (subpetrofacies A1), descritos en el **Capítulo 3; (ii)** la abundancia de cuarzos con luminiscencia azul cielo, azul medio y en menor abundancia rojo, violeta, café y azul marino (ver **Capítulo 6**); *(iii)* la abundancia de poblaciones de circones detritos D-F, descritas en el **Capítulo 5**. La Unidad superior representada por la Petrofacies C, muestra fuentes de rocas graníticas y granodioríticas, posiblemente de la Isla de La Mula o de Monclova, rocas metamórficas de bajo grado del Cratón de Coahuila Texas, y en menor proporción fragmentos de rocas volcánicas de composición andesítica-riolítica del Arco de Las Delicias (ver **Capítulo 3**), como lo indican *(i)* las relaciones $Q_p/Q_m \sim 0.1$, $L_v/L_t \sim 0.5$, $P/K \sim 1.9$ (**Figuras 3.13-3.16**; ver **Capítulo 3**); *(ii)* la abundancia de cuarzos con luminiscencia azul cielo y azul medio, con poca presencia de rojo, violeta, café y azul oscuro (ver **Capítulo 6**); *(iii)* las relaciones de Ti/Nb y Sm/Nd , mostradas en las **Figuras 4.9-4.12** del **Capítulo 4**; y *(iv)* las familias de circones detríticos descritos en el **Capítulo 5**.

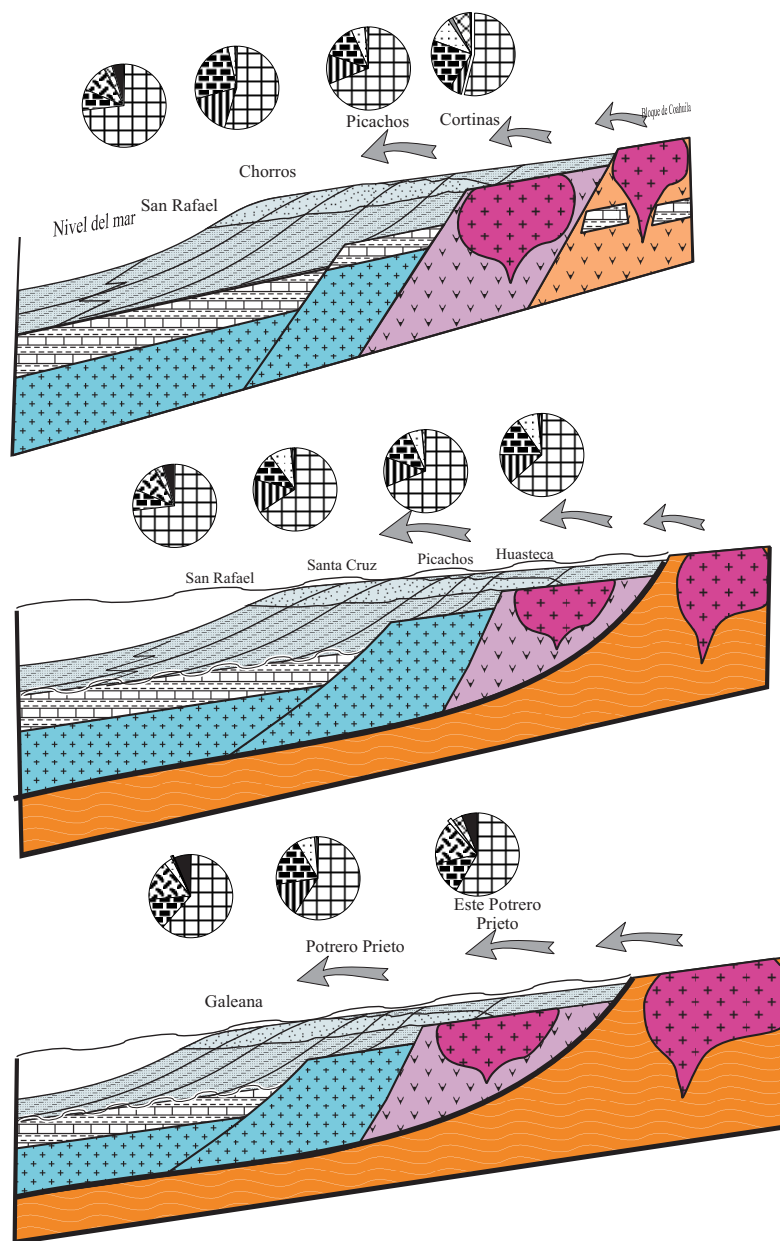


Fig. 7. 13: Sketch que representa el depósito de la Unidad 3 de la Formación La Casita en la Fosa de Monterrey y el aporte de las rocas madres que le dieron origen. La imagen superior corresponde a la parte Sur del Bloque de Coahuila. La figura ubicada en la parte media la parte Norte-central del Archipiélago de Tamaulipas. La figura inferior corresponde a la región Sur del Archipiélago de Tamaulipas, representando a las Areniscas del Miembro Arenoso Galeana (Modificada de Ocampo-Díaz et al., sometido).

(8) Los procesos de exhumación y reanudación de áreas fuentes son reflejados en la abundancia y concentración de elementos trazas y REE. En este caso, el análisis discriminante mostrado en el **Capítulo 4 (Figura 4.13)** ha permitido evaluar dichos procesos, indicando que las muestras de la Formación La Casita reflejan una mayor adición de material plutónico y metamórfico [metapsamítico/felsítico] ligado a procesos alocíclicos,

como también a posibles procesos de reciclamiento interno asociados con procesos autocíclicos. Las areniscas del Miembro Arenoso Galeana registran una mayor mezcla de fuentes volcánicas, metapelíticas₂, metapsamíticas/felsíticas₂₋₃ y plutónicas, evidenciado la reanudación de la exhumación en el sector sur del Archipiélago de Tamaulipas. Las areniscas de la Arcosa Patula registran la erosión profunda de rocas metapelíticas, rocas volcánicas y plutónicas en la región de la Cuenca de Sabinas.

(9) Los patrones de paleo-corrientes, el cambio de la composición del área fuente en el Cañón Cortinas (**Figuras 7.10 y 7.12**), los diferentes lapsos de exhumación y los cambios laterales de facies (ver **Capítulo 2**) evidencian que las fallas que delimitan a los ensambles petro-tectónicos mostraron una cinemática de tipo lateral izquierdo con fallas normales o laterales subordinadas. Esta información es muy similar a la proveniente de los sistemas relacionados con movimientos oblicuos o bien sistemas de tipo *pull-apart* o *strike-slip* como han sido documentados por BALLANCE y READING (1980), ROBERTSON y WOODCOCK (1980), SILVESTER (1988), HENRY et al. (2007) y OCAMPO-DÍAZ (2007).

(10) La evolución sedimentológica de las diez asociaciones de facies documentadas en la presente tesis, sumadas a las interpretaciones sedimentológicas de MICKALZIK (1998), EGUILUZ DE ANTUÑO (1990), OCAMPO-DÍAZ (2007) y OCAMPO-DÍAZ et al. (2008), evidencian la ocurrencia de una línea de costa deltaica durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (ver **Capítulo 2**). La morfología del sistema costero fue modulada principalmente por los procesos extensionales ligados con el sistema *strike-slip* (p. ej., reactivación, migración y reanudación de los sistemas fluviales) y en menor grado por los procesos de redistribución de sedimentos dentro de la cuenca (p. ej., oleaje, mareas, corrientes costeras; ver **Capítulo 2 y Figuras 2.26-2.30**). Ejemplos de sistemas *strike-slip* y *pull-apart* con desarrollo de líneas de costas deltaicas han sido documentados en la Cuenca Terciaria de Ombilín al oeste de Sumatra por WHATELEY y JORDAN (1989), en la Cuenca de Abarán en España por VAN DER STRAATEN (1990) y en la margen continental oeste de Canadá por DIETRICH et al. (1993).

7.7 DISCUSIÓN

7.7.1 ¿EXISTIÓ CONEXIÓN EN LAS VÍAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DE LA CUENCA DE SABINAS Y LA FOSA DE MONTERREY?

Tradicionalmente se ha propuesto que, **entre** la región sur de la Cuenca de Sabinas y la región norte de la Fosa de Monterrey existió conexión entre las vías de transporte de sedimentos clásticos (p. ej., CHARLESTON 1974; EGUILUZ DE ANTUÑO 2001). Dicha conexión debió de permitir el aporte de material derivado del “conjunto petro-tectónico Paleozoico” (Cratón de Coahuila-Texas). La

influencia del Cratón de Coahuila-Texas debería ser evidente en la abundancia de líticos metapelíticos₂, metapelíticos₃ y metapsamíticos/metafelsíticos₂ en las areniscas de los afloramientos más próximos a la Cuenca de Sabinas, en este caso en el afloramiento del Cañón Cortinas.

Con la finalidad de corroborar esta hipótesis, se realizó un Análisis Estadístico Multivariado de las muestras de la Arcosa Patula y del Cañón Cortinas, empleando el Análisis de Componentes Principales, la transformación de diagramas ternarios a binarios, y la transformación al-logarítmica de los datos de acuerdo con WELTJE (2002 y 2006) además de la evaluación de variaciones en la abundancia de las relaciones indicadoras de cambios en el área fuente, mostrando que:

(1) El análisis de componentes principales indica que; *(i)* la Arcosa Patula proviene de áreas fuentes que se caracterizan por rocas metamórficas de bajo grado (Lms₂, Lmp₂, Qp>3), líticos carbonatados esparíticos (Lscs) y rocas plutónicas de composiciones graníticas o granodioríticas (Qmo, Lp; **Figura 7.14**), y *(ii)* la Formación La Casita en el área del Cañón Cortinas tiene áreas fuentes más variadas que incluyen: rocas volcánicas de composiciones andesíticas-riolíticas, tobaceas (Lsvf y Lsvtob), rocas carbonatadas micríticas (Lscm), rocas siliciclásticas pre-existentes recicladas (Lslu, Lsar) y rocas metamórficas de grado medio-alto? (Lmf₃₋₄; **Figura 7.14**).

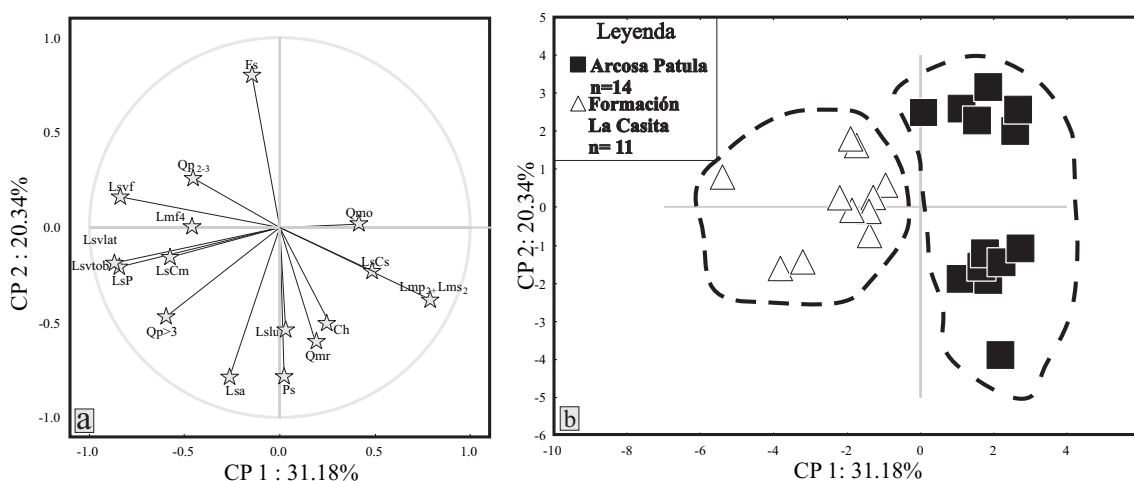


Fig. 7. 14: (a) Diagrama binario de composiciones petrográficas de los parámetros obtenidos por medio del análisis estadístico que compara los CP1 vs. CP2; (b) diagrama binario para discriminar las dos áreas de estudio que enfrentan a los CP1. con CP2 (Según OCAMPO-DÍAZ, sometido)

(2) La transformación de los diagramas ternarios a binarios que emplean regiones de confianza de relaciones sensitivas de composición del área fuente, permite inferir que: *(i)* la Arcosa Patula está más enriquecida en líticos de bajo grado metamórfico, relacionados posiblemente con rocas de las Montañas Ouachita con un 99% de nivel de confianza, y con

los intrusivos graníticos o granodioríticos de edades Pérmico-Triásicas (**Figura 7.15**); *(ii)* la Formación La Casita tiene afinidad con arcos volcánicos del Paleozoico (Arco de Las Delicias), arcos Pérmico-Triásicos y del Jurásico Temprano y con rocas metamórficas de medio-alto grado, posiblemente pertenecientes al Complejo Novillo o a bloques exóticos que conforman el basamento de los Terrenos Coahuila y Sierra Madre (**Figura 7.15**).

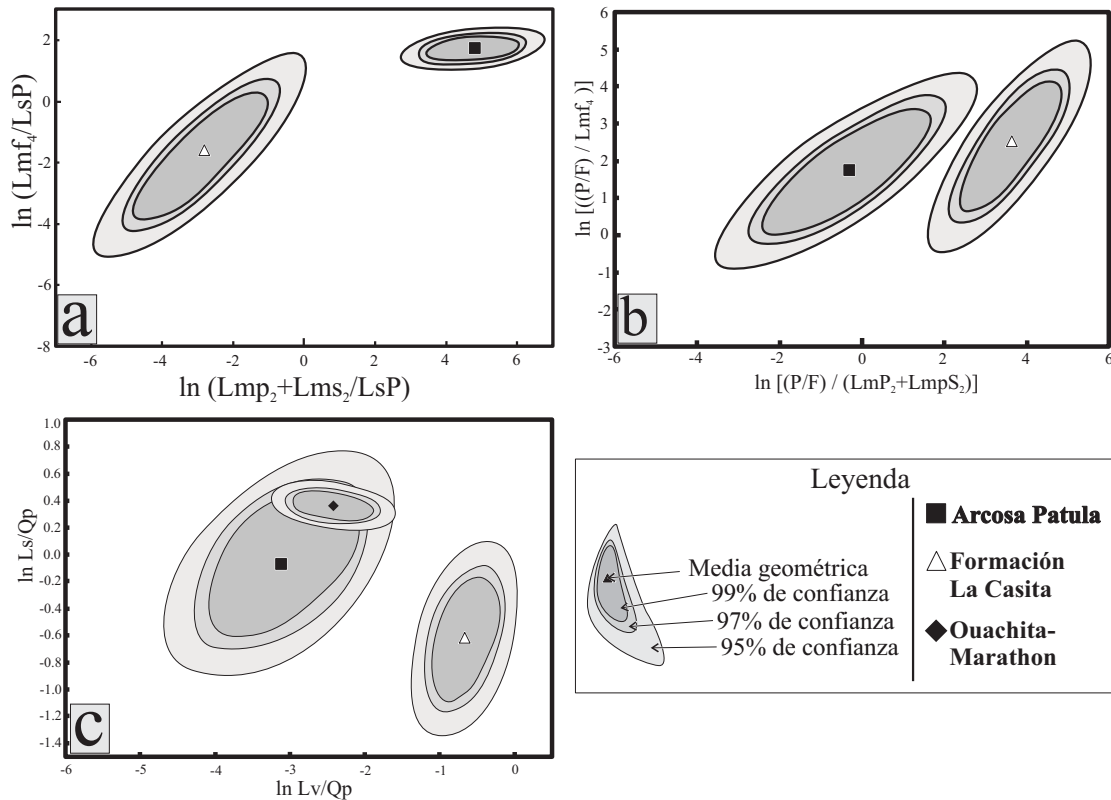


Fig. 7. 15: Diagramas binarios que comparan las relaciones obtenidas por las transformaciones clorlogarítmicas de: (a) Lmf_4/LsP con $[Lmp_2+Lms_2]/LsP$; (b) $[P/F]/Lmf_4$ y $[P/F]/[LmP_2+LmS_2]$; (c) Ls/Qp con Lv/Qp , modificado de INGERSOLL y SUZCEK (1979); Tomada de OCAMPO-DÍAZ (sometido).

(3) El análisis de las tendencias verticales de las relaciones indicadoras de cambios en el área fuente (p. ej., $P/F+Qm$; **Figura 7.16**) y su comportamiento indican que: *(i)* la Arcosa Patula involucró dos pulsos de aporte principales de sedimentos situados uno en la base y parte media y otro ubicado en la cima de la secuencia que representa el reciclamiento de sedimentos subyacentes *(ii)* La Formación La Casita muestra un máximo aporte en la parte media de la secuencia. Estos patrones evidencian que los pulsos de aporte de sedimentos están relacionados con grandes movimientos de las fallas del basamento, donde los patrones verticales que muestra la Arcosa Patula evidencian que fallas normales o laterales fueron activas produciendo dos levantamientos importantes durante el Hauteriviano; así

como el patrón que presenta la Formación La Casita evidencia que bloques de composiciones andesíticas-riolíticas, graníticas-granodioríticas y metamórficas de medio-alto grado estuvieron expuestos durante el mismo lapso, siendo exhumados posiblemente por fallas de tipo normal o lateral.

(4) Sumado a estos resultados, la ausencia de circones detríticos procedentes del Arco Cordillerano de Nazas en las muestras de la Arcosa Patula indica la desconexión/ruptura de las vías de transporte de sedimentos con dirección Sur-Norte como lo ha postulado GRAY et al. 2008 [ver **Capítulo 5**].

(5) El Análisis Discriminante mostrado en la **Figura 4.13 comprueba** la ausencia de transporte de líticos metapelíticos desde la Cuenca de Sabinas hacia la región norte de la Fosa de Monterrey, como también la ausencia de transporte de sedimentos metafelsíticos/metapsamíticos de grado medio-alto de la Fosa de Monterrey hacia la Cuenca de sabinas, como lo ha propuesto GRAY et al. (2008).

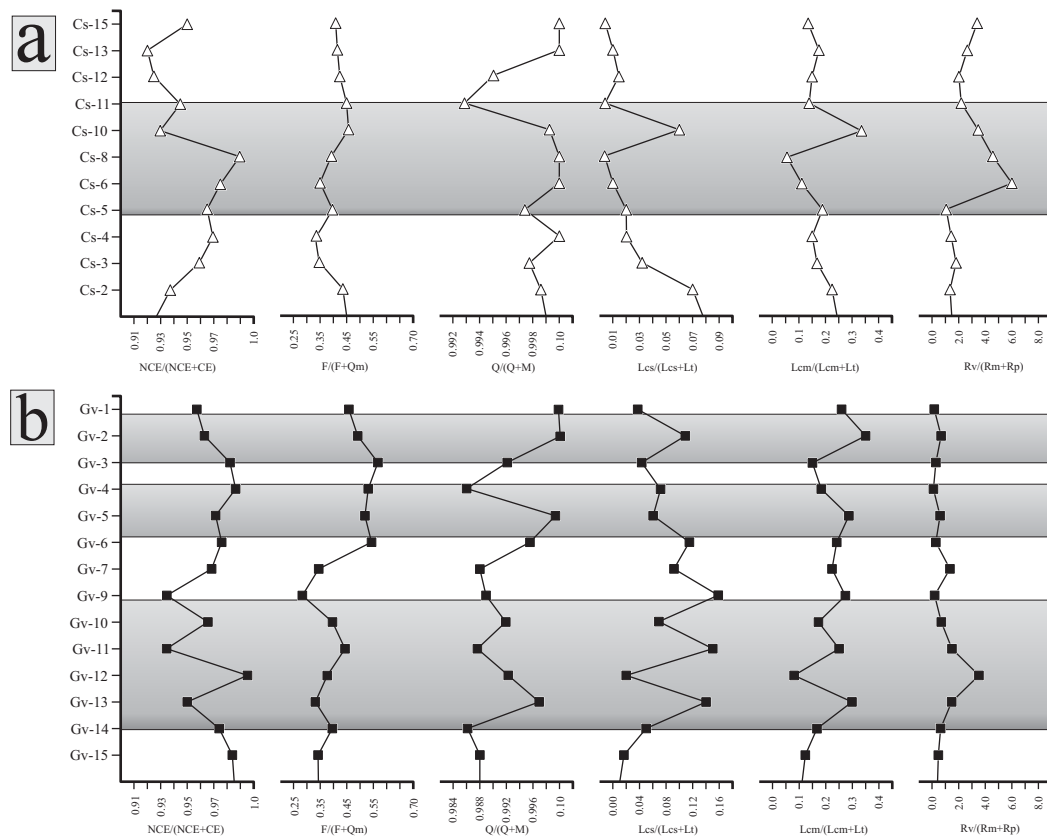


Fig. 7. 16: (a) y (b) Tendencias verticales que muestran las diferentes relaciones petrográficas, indicadores de procedencias, grado de transporte y composición del área fuente en la Formación La Casita y en la Arcosa Patula [tomada de OCAMPO-DÍAZ, sometido].

(6) Las diferencias en los procesos diagenéticos [p. ej., Albitización o Cementación], indican diferentes condiciones de sedimentación y alteración relacionadas con la migración de fluidos durante el depósito, litificación o pre-metamorfismo [p. ej., migración del agua de poro

o flujos de aguas subterráneas]. La migración o conexión de dichos fluidos se encuentra estrechamente relacionada con los límites de las cuencas sedimentarias o con grandes sistemas de fallas

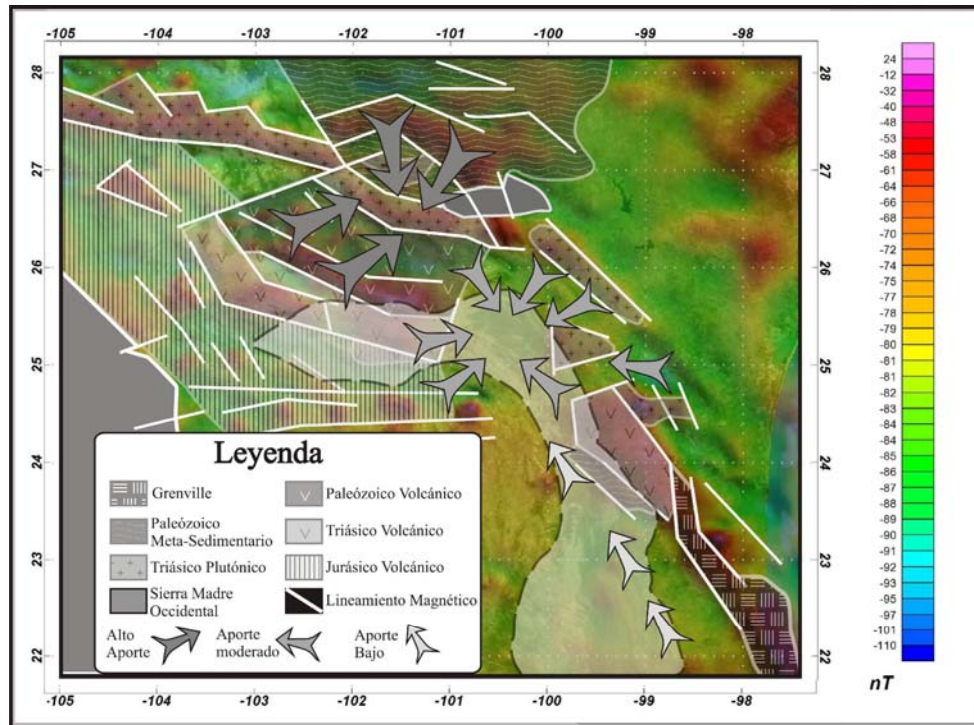


Fig. 7. 17: Mapa que muestra la distribución de las rocas pre-Oxfordianas que dieron origen a las secuencias clásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el noreste de México, basado en las frecuencias de las anomalías magnéticas reducidas al polo (toma de Dapple). Los límites geológicos se basan en los datos de pozos reportados por EGUILUZ DE ATUÑANO (2001), ÁLVAREZ-SAN ROMÁN (2008) y GARCÍA-ZAVALA (2008).

- (7) La ausencia de conexión entre las vías de transporte indica que las grandes fallas de basamento que delimitan a los ensambles petro-tectónicos fueron activas y delimitaron el transporte de sedimentos hasta el Hauteriviano Medio (p. ej., Falla de San Marcos que delimita a los arcos Pérmico-Triásicos del Bloque de Coahuila o el Lineamiento de Saltillo-Monterrey que marca el límite entre el Bloque de Coahuila y las rocas volcánicas y plutónicas del Triásico). Estas fallas han mostrado cinemáticas tanto lateral izquierda como normal (p. ej., ANDERSON y SILVER 1979; TARDY 1980; TARDY et al. 1989; EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001; **Figura 7.17**).
- (8) Considerando los puntos tratados previamente, se ha elaborado un mapa de procedencia y vías de transporte de sedimentos empleando la distribución de los ensambles petro-tectónicos, como también lineamientos regionales y locales, montados sobre datos aeromagnéticos reducidos al polo (**Figura 7.17**).

8 EVOLUCIÓN E IMPLICACIÓN TECTÓNICA DE LA FOSA DE MONTERREY Y CUENCA DE SABINAS Y LAS RELACIONES CON EL CIRCUM GOLFO DE MÉXICO Y EL CARIBE

8.1 INTRODUCCIÓN

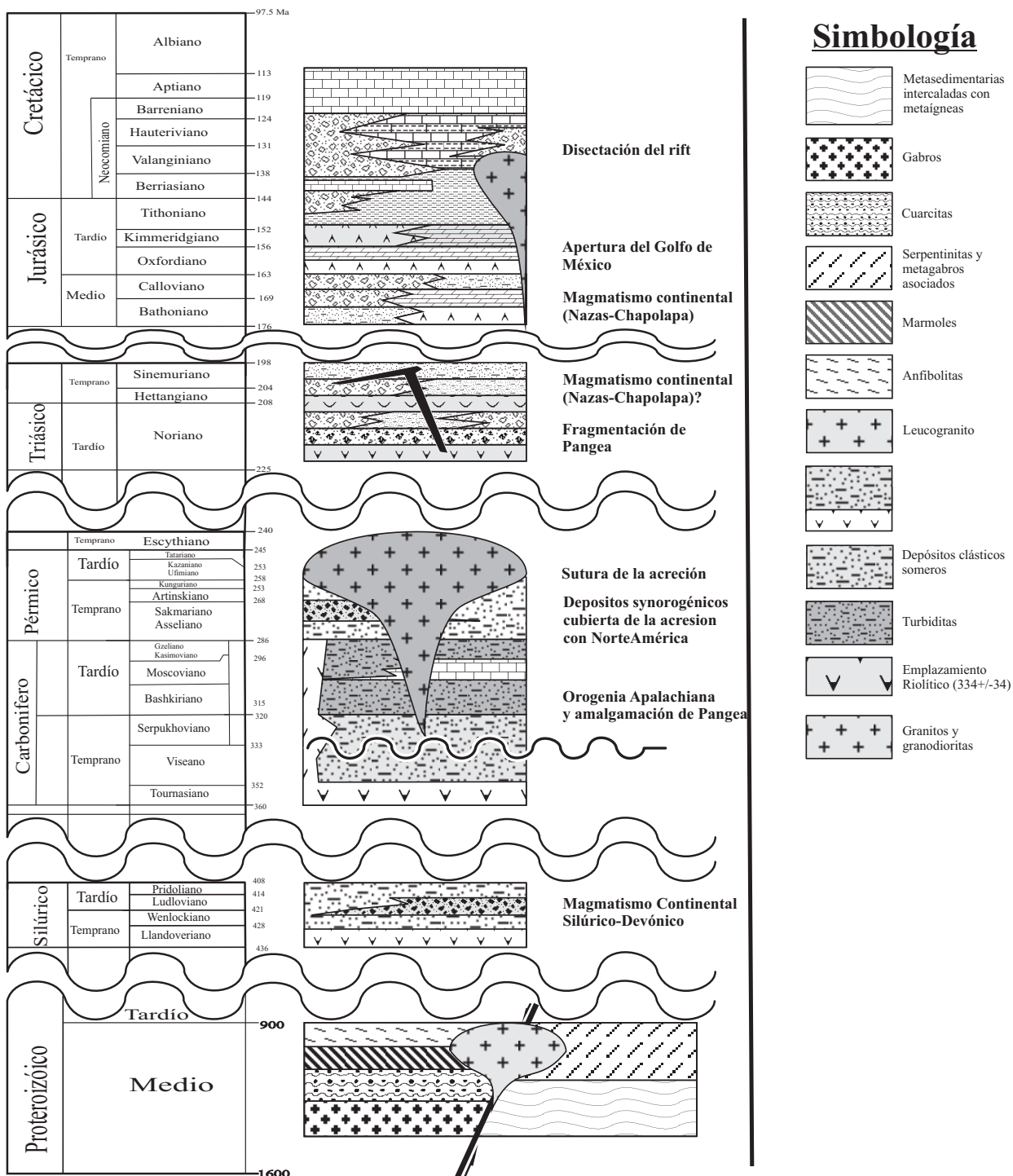
La Geología de México puede ser dividida en dos regiones geotectónicas mayores: **(1)** México Nuclear o Central y **(2)** México Cordillerano o Paleo-Pacífico (p. ej., TARDY 1980; CAMPA y CONEY 1983; SEDLOCK et al. 1993; CENTENO-GARCÍA 2005). El México Nuclear está conformado por conjuntos petro-tectónicos ligados al Cratón de América del Norte y por ensamblajes petro-tectónicos relacionados con la formación y fragmentación de los Supercontinentes Rodinia y Pangea (Terrenos Mixteca, Maya, Juárez, Chihuahua y Coahuila; CAMPA y CONEY 1983). El México Cordillerano está constituido tanto por arcos continentales emplazados dentro de los bordes continentales como por arcos de islas procedentes de la margen paleo-pacífica que fueron amalgamados-acrecionados desde el Paleozoico Tardío hasta el Cretácico Temprano (Terrenos Guerrero, Caborca y Sierra Madre; SEDLOCK et al. 1993; DICKINSON y LAWTON 2001; KEPPIE 2004; CENTENO-GARCÍA 2005). Considerando este esquema, el área de estudio incluye dos terrenos tectono-estratigráficos: **(1)** Terreno Coahuila que conforma la Cuenca de Sabinas y **(2)** Terreno Sierra Madre del cual es parte la Fosa de Monterrey (CAMPA y CONEY 1983), y por consiguiente comparte una historia asociada tanto al México Nuclear, como al México Cordillerano.

Este capítulo sintetiza los resultados obtenidos por las distintas metodologías y reinterpreta los modelos paleogeográficos propuestos para la región de México, Caribe y Sur de EE.UU (circum Golfo de México) durante el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano.

8.2 DESARROLLO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL PRE-TRIÁSICO

El basamento del Terreno Sierra Madre está constituido por el Gneiss Novillo (~1,000 Ma), formado esencialmente por un complejo ortogneisico cuarzofeldespático-anortositico que incluye anortositas masivas y una secuencia de paragneisses cuarzofeldespáticos con algunas capas de mármol y esquisto granítico. Yuxtapuestos por contacto tectónico al Gneiss Novillo formando una zona de milonitas y ultramilonitas (ORTEGA-GUTIÉRREZ 1978; ORTEGA-GUTIÉRREZ et al. 1995), intercalados con mica-esquistos, rocas verdes, metapedernales y pocas rocas carbonatadas, siendo común encontrar grandes cuerpos de serpentinitas con textura y estructura esquistosa relictas que indica

un complejo de subducción paleozoico (p. ej., CARRILLO-BRAVO 1961, ORTEGA-GUTIÉRREZ 1978; RAMÍREZ-RAMÍREZ 1992; **Figura 8.1**).



Las rocas sedimentarias de edad Paleozoica afloran en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Las edades de estas rocas varían de 400 hasta 250 M.a, siendo representadas: *(i)* conglomerados y areniscas que subyacen a calizas fosilíferas con abundantes braquiópodos, trilobites, corales y ostras (Formación Cañón de Caballeros, Silúrico-Devónico; CARRILLO-BRAVO 1961); *(ii)* rocas riolíticas en la base que posteriormente presentan ~40 metros de lutitas de color gris oscuro (Formación La Yerba, Devónico); *(iii)* alternancia rítmica de lutitas y areniscas con alto contenido faunístico de braquiópodos espiriféridos, con niveles canalizados con altas concentraciones de coquinas (Formación Vicente Guerrero, Carbonífero Temprano; CARRILLO-BRAVO 1961; GURSKY y MICHALZIK 1989; SÁNCHEZ-ZAVALA et al. 1999; STEWART et al. 1999); *(iv)* conglomerado basal, caliza, caliza arenosa, arenisca y lutita con alto contenido de corales y crinoides (Formación Del Monte; Pensilvánico Temprano; CARRILLO-BRAVO 1961); y *(v)* alternancia rítmica de lutitas y areniscas, con lentes conglomeráticos ricos en crinoides y briozoarios (Formación Guacamaya; Pérmico

Temprano; **Figura 8.1**).

Tanto el Complejo Novillo, el Esquisto Granejo y su cubierta sedimentaria, fueron intrusionadas por plutones de composición granítica, granodiorítica, tonalitas de hornblenda y dioritas de cuarzo del Pérmico-Triásico.

Estos cuerpos han sido documentados en el borde frontal de la Sierra Madre Oriental en pozos exploratorios de PEMEX (p. ej., Pozo

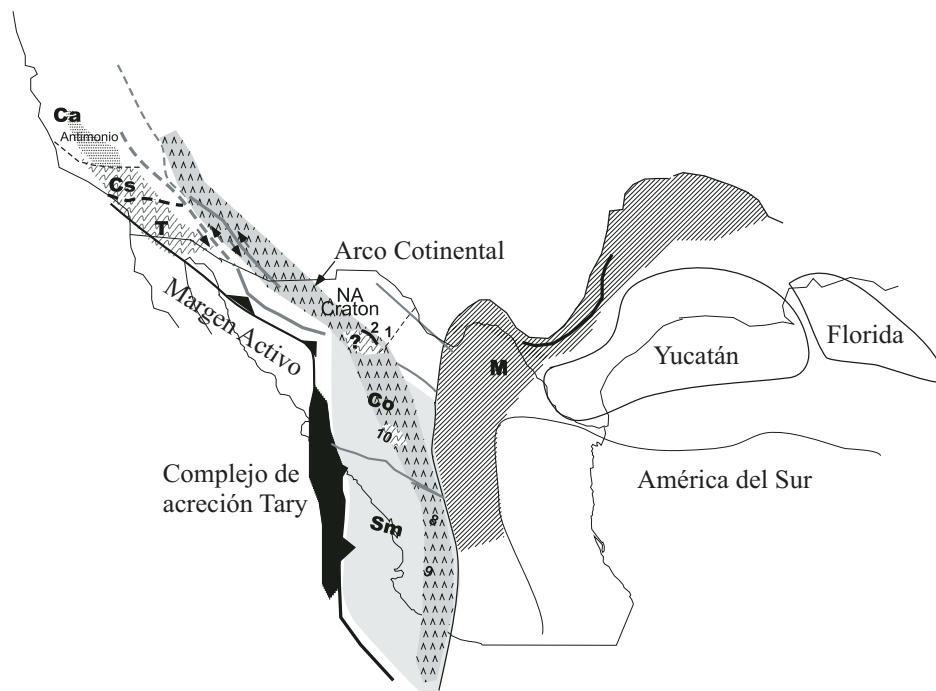


Fig.8. 2: Configuración paleo-geográfica durante el Pérmico-Triásico. Note el cinturón de granitos ubicado en el este de México, formando parte de los arcos continentales característicos para este lapso. La deformación de las rocas en los Terrenos Cortés y Tahue ocurrió en el Pérmico Tardío-Triásico Temprano (Orogenia de Sonora). Contemporáneamente se efectuaba la deformación en Chihuahua y Las Delicias (Tomada de CENTENO-GARCÍA 2005).

Terán-1 y Pozo Linares-1 realizados por PEMEX) por estudios geofísicos elaborados por varios autores (p. ej., PINDELL y DEWEY 1982; PINDELL et al. 1988; MICKUS y MONTANA 1999; BARTOLINI y MICKUS 2001; MICKUS et al. 2009; **Figura 8.1**).

La génesis del Gneiss Novillo se ha relacionado con el Cinturón Grenvilliano (PATTCHET et al. 1987; RUÍZ et al. 1988; GRAJALES-NISHIMURA et al. 1999; RAMÍREZ-ESPINOZA 2001; KEPPIE et al. 2008; KEPPIE y ORTEGA 2010), mientras que el Esquisto Granjeno y el Esquisto de Aramberri están relacionados con la clausura del Océano Rheico o bien con el Cinturón de Sutura Ouachita-Marathon (DOWE 2004; DOWE et al. 2005; NANCE et al. 2007; KEPPIE et al. 2008; NANCE y LINNEMANN 2008; NANCE et al. 2007; 2010; BARBOZA-GUIDIÑO et al. 2010). Por otra parte, las rocas plutónicas representan una serie de arcos de edad Pérmico-Triásica, conformados durante el cierre del Supercontinente Pangea (PINDELL 1985; DALLMEYER 1988; BARTOK 1993; CONDIE 2004; BRADLEY 2008; **Figura 8.2**).

El basamento del Terreno Coahuila está formado por rocas volcánicas calco-alcálicas y rocas metamórficas de bajo grado. Las rocas volcánicas muestran una secuencia vulcano-sedimentaria de edad Paleozoica constituida por: **(1)** flujos de pilas volcánicas de composición andesítica-dacítica, intrusionadas por plutones hypabisales cuarzos monzodioríticos; **(2)** rocas meta-sedimentarias con fusulínidos, corales y crinoides; **(3)** pizarras y meta-areniscas con olitostromas, conglomerados poligmíticos con abundantes clastos de caliza, andesita, dacita, riolita y granitoide; **(4)** rocas volcánicas félsicas de composición riolítica y dacitas intercaladas con tobas; granitos, calizas con fusulínidos, y algunas rocas meta-sedimentarias; **(5)** tobas riolíticas, tobas de caída, tobas de cenizas; **(6)** depósitos de *flysch* intrusionados por diques dacíticos pérmicos (MCKEE et al. 1999; LÓPEZ et al. 2001; **Figura 8.3**). Esta secuencia de rocas constituye el Arco de Las Delicias (MCKEE et al. 1988). Las rocas metamórficas están formadas por intercalaciones delgadas de esquistos de moscovita gráfica, mármoles grafiticos y en menores cantidades cuarcitas con abundantes vetas de cuarzo (SMITH 1986; MONTGOMERY 1988; CARPENTER 1997), documentadas en la Sierra del Carmen, Península Burro-Peyotes, Mina La Encantada y en Potrero Colorado (CHARLESTON 1981) así como en diversos pozos perforados por PEMEX (EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001). Las rocas paleozoicas fueron del Sierra Madre fueron intrusionadas por plutones de composiciones granítica, granodiorítica y tonalítica, documentados en el Potrero de la Mula y pozos exploratorios como el Pécten-1 (JONES et al. 1984; EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001).

Las rocas volcánicas calco-alcálicas y la secuencia vulcano-sedimentaria han sido interpretadas como un arco continental amalgamado/acrecionado al Borde Paleo-Pacífico durante el Evento Ouachita-Marathon (Pensilvánico-Pérmico Temprano; DICKINSON y LAWTON 2001a; KEPPIE 2004; CENTENO-GARCÍA 2005; **Figura 8.2**). En tanto los esquistos de la Sierra del Carmen representan el Evento de Sutura Ouachita-Marathon durante el cierre de Pangea (277 ± 10 Ma; Rb/Sr en roca total; HANDSCHY et al. 1987; CARPENTER 1997; DICKINSON y LAWTON 2001a; POOLE et al. 2005).

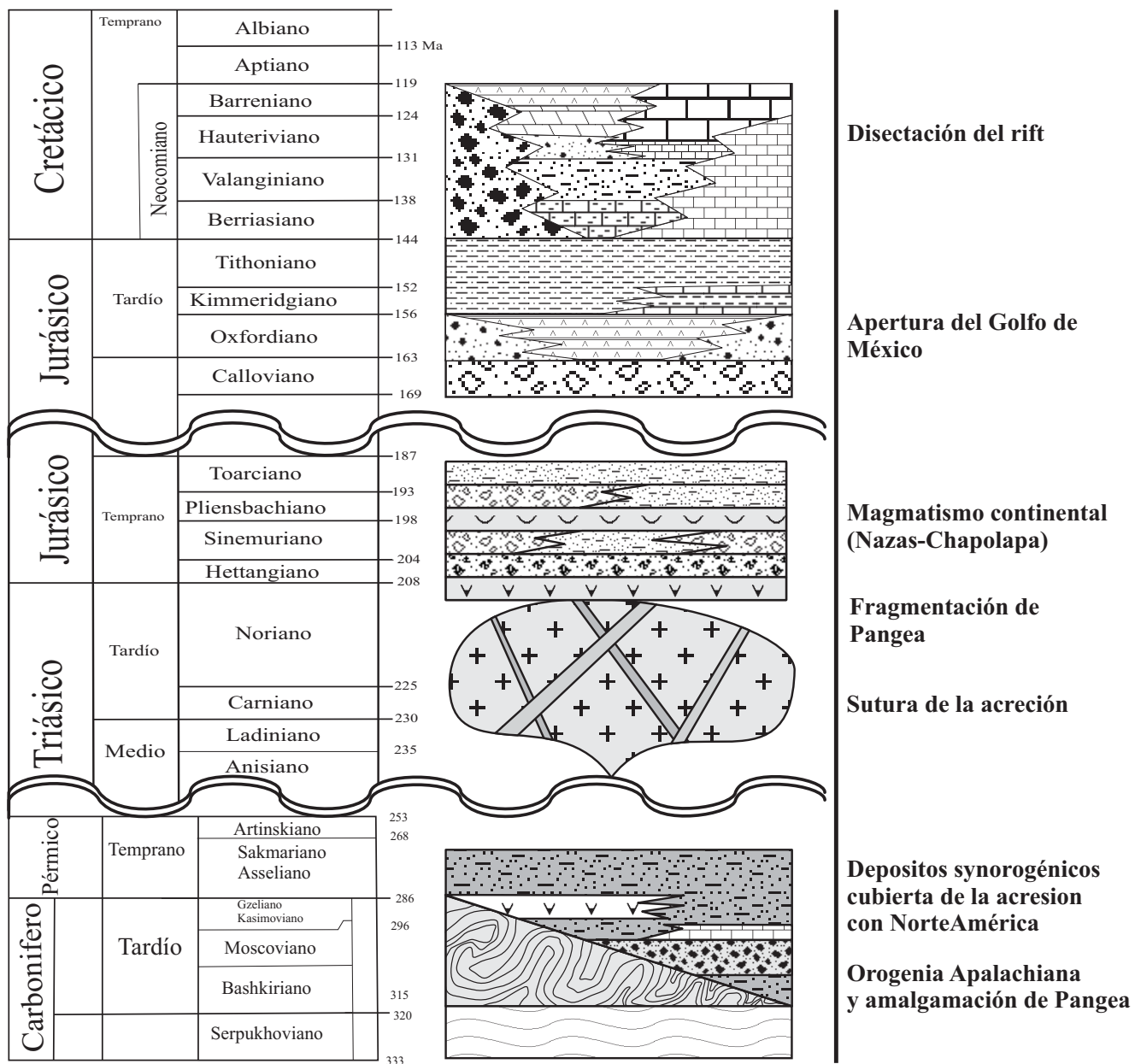


Fig.8. 3: Columna tectono–estratigráfica de la Cuenca de Sabinas con énfasis en las rocas de basamento, compilada de las referencias citadas en el texto. Leyenda en la figura 8.1.

Los primeros estadios de la ruptura del Supercontinente Pangea durante el Triásico Tardío aunado con la traslación de América de Sur, propiciaron la sedimentación de potentes secuencias clásticas características de ambientes fluvio-aluviales, lacustres, constituidas por lutitas, areniscas, conglomerados y brechas, así como rocas volcánicas asociadas a las formaciones Huizachal y Huayacocotla (MIXON et al. 1959; MICHALZIK 1991; RUEDA-GAXIOLA et al. 1993; RUEDA-GAXIOLA 1998; RUEDA-GAXIOLA et al. 1999; RUBIO-CISNEROS 2008a, 2008b; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2010).

La Formación Huizachal progada con depósitos de la Formación Zacatecas, que ha sido interpretada como secuencias de tipo *flysch* depositados en ambientes de abanicos submarinos, los cuales fueron acumulados en una plataforma-talud dentro de una cuenca oceánica marginal situada en la margen occidental de Pangea, denominada como Cuenca de Arteaga (CENTENO-GARCÍA y SILVA-ROMO 1997; BARBOZA-GUDIÑO et al. 1999; SILVA-ROMO et. al. 2000; HOPPE et al. 2002; CENTENO-GARCÍA 2005; **Figura 8.4**). BARBOZA-GUDIÑO et al. (2010) sugieren procedencias de bloque continental y orógeno reciclado con tres poblaciones de circones detríticos: **(1)** Grenvilliana (900-1300 Ma); **(2)** Pan-Africana-Brasiliana (500-700 Ma), y **(3)** la fracción dominante Pérmico-Triásica (240-280 Ma; **Figura8.4**). Las secuencias clásticas del Triásico en México se restringen a la región Peri-Gondwánica, explicando con ello la ausencia de afloramientos en el Terreno Coahuila.

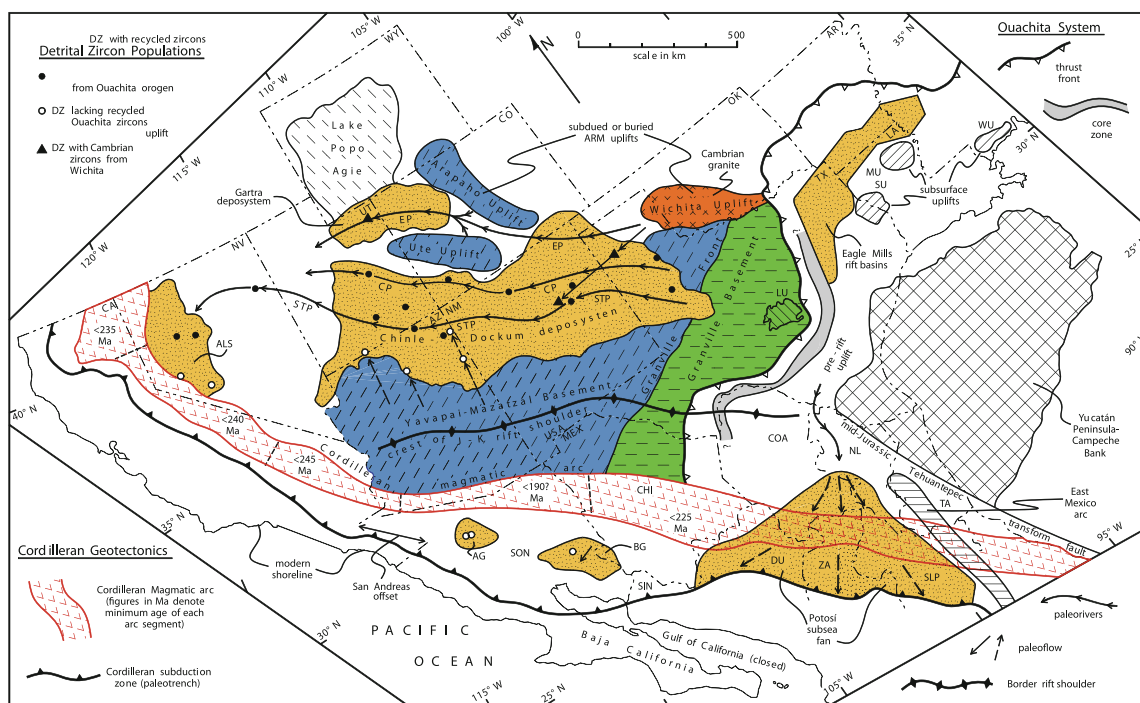


Fig.8. 4: Reconstrucción paleogeográfica de México para el Triásico Tardío. Las flechas indican las posibles procedencias de los sedimentos y áreas con mayor erosión. El abanico Potosí, se extiende por la parte central de México y sobre el piso oceánico que se expande en la Cuenca de Arteaga (tomada de DICKINSON y GEHELIS 2008; 2010).

8.3 HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA FOSA DE MONTERREY Y DE LA CUENCA DE SABINAS

El desarrollo pre-Triásico de México muestra conjuntos petro-tectónicos con afinidad a diversos eventos tectono-magmáticos, ligados con macro-placas relacionadas con el ensamble y ruptura de los supercontinentes Rodinia y Pangea (p. ej., MURPHY et al. 2004). La evolución geológica de

México, durante el Mesozoico Medio (Jurásico Temprano) está altamente relacionada con eventos tectono-magmáticos producidos tanto en el margen atlántico como en el paleo-pacífico. El evento principal, ocurrido en el margen atlántico fue la continua fragmentación de Pangea, principalmente con la migración de América del Norte, América del Sur y África, que dió origen a diversas micro-placas (Yucatán-Florida; VAN DER VOO et al. 1976; LAUBACH y JACKSON 1990; MARTON y BUFFER 1994; MARTON 1995; MARTON y BUFFER 1999), influyendo en el origen y apertura del Golfo de México como también en su relación con el Caribe durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (ANDERSON y SCHMIDT 1983; CONEY 1983; SALVADOR 1987; ROSS y SCOTSE 1988; WINKLER y BUFFLER 1988; PINDELL y BARRETT 1990; SALVADOR 1991a; MESCHEDÉ y FRISCH 1998; MANN 1999; ROGERS 2003; BIRD 2004; BIRD et al. 2005; HUNT 2005; PINDELL et al. 2006; BIRD et al. 2007; DEMETS et al. 2007; MANN 2007; ROGERS y MANN 2007; ROGER et al. 2007a; JAMES 2009a, 2009b; MILSON 2009; PINDELL y KENNAN 2009; DICKINSON et al. 2010). Por otro lado, el margen Paleo-Pacífico se caracterizó por el desarrollo de arcos volcánicos

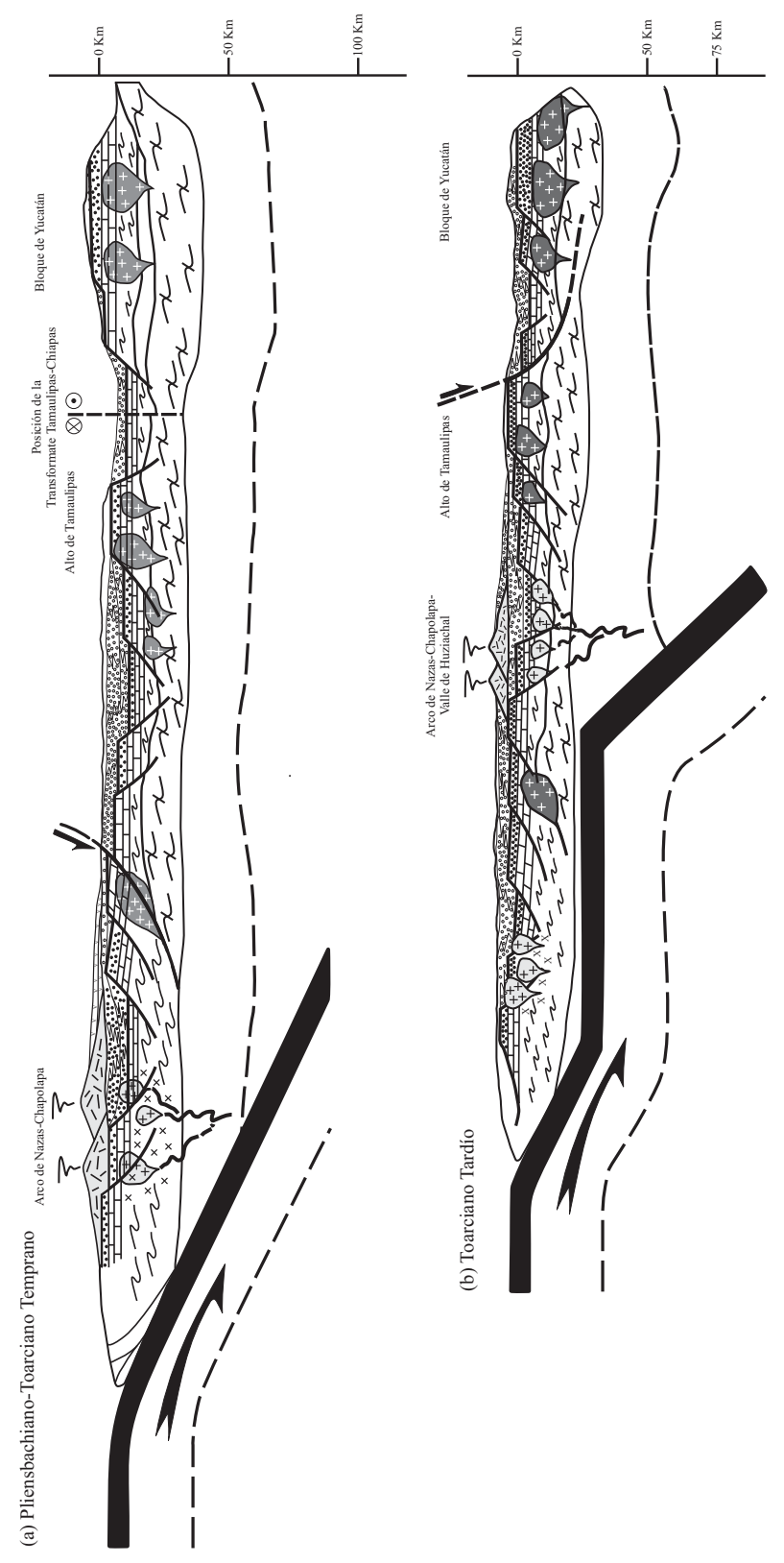


Fig.8. 5: Modelos de evolución del Noreste de México durante: (a) Plesbiachiano-Toarciario Temprano (~185-181 Ma) y (b) Toarciario Tardío (~176 Ma). Modificada de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada con las referencias citadas.

continentales tipo andino y arcos de islas intra-oceánicas, asociados con márgenes activos durante el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano (e.g.: Formación Nazas, Formación La Boca, Grupo Antimonio, Formación Lily, Terreno Guerrero y Secuencias Vulcano-sedimentarias Taxco-Taxco Viejo; GRAJALES–NISHIMURA et al. 1992; AIKEN et al. 1997; BARTOLINI 1998; TORRES et al. 1999; BARTOLINI y MICKUZ 2001; DICKINSON y LAWTON 2001a, 2001b; PINDEL y KENNAN 2002; GARCÍA-DÍAZ 2004; GUERRERO-SUASTEGUI 2004; BUSBY et al. 2005; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; ESCALONA-ALCAZAR et al. 2009; GONZÁLEZ-LEÓN et al. 2009; MARTINI et al. 2009; VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. 2009; DÍAZ-JERÓNIMO 2010).

8.3.1 JURÁSICO TEMPRANO –MEDIO (PLIENSBACHIANO–AALENIANO [~189.5–171.6 MA])

La configuración paleogeográfica de México durante el Pliensbachiano-Aaleniano, está controlada principalmente por una subducción frontal alojada en el margen Paleo-Pacífico desde California hasta Colombia (DICKINSON y LAWTON 2001a; GARCÍA-DÍAZ 2004; PINDELL et al. 2009). Durante este lapso, la apertura del Golfo de México aún está restringida, teniendo como resultado sedimentación continental dentro de pequeños *horsts* y *grabens* ligados con la separación de América del Sur y África (**Figuras 8.5a y 8.6**). Sin embargo, en la parte del Atlántico Norte la ruptura es mayor, generando sedimentación epicontinental ligada con el Evento Transgresivo Tethisiano (KIRKLAND y GERHARD 1971). Durante este tiempo, el Bloque de Yucatán se ubicaba junto a la costa de Tamaulipas (GODINEZ-URBAN 2009; **Figuras 8.5a y 8.6**). El margen convergente, alojado en el Paleo-Borde Continental Pacífico, desarrolló grandes cuerpos vulcano–plutónicos y secuencias vulcano–sedimentarias relacionadas con arcos continentales del Arco de Nazas-Chapolapa-Todos Santos (BARTOLINI 1998; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008), emplazados sobre los conjuntos petro-tectónicos más antiguos (p. ej., Complejo Novillo; BARBOZA-GUDIÑO et al. 1998; BARTOLINI y MICKUS 2001; BARTOLINI et al. 2003; CENTENO-GARCÍA 2005; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; RUBIO-CISNEROS y LAWTON. 2011; **Figuras 8.5a y 8.6**). Las rocas volcánicas son entre intermedias y félsicas, variando de riolitas, riodacitas, dacitas y escasas andesitas con edades reportadas de 230 Ma hasta 189 ± 0.2 Ma (BARTOLINI 1998; BARTOLINI et al. 2003; FASTOVSKY et al. 2005; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; GONZÁLEZ-LEÓN et al. 2009). Las secuencias vulcano-sedimentarias relacionadas al Arco de Nazas-Chapolapa-Todos Santos, se caracterizan por tobas de cenizas y lapillí, depósitos de lahar y flujos de escombros depositados en las inmediaciones de los aparatos volcánicos (MIXON et al. 1959; BUSBY-SPERA 1988a y 1988b; SCHERMER y BUSBY 1994; FACKLER-ADAMS et al. 1997; BARTOLINI 1998; CRITELLI et al. 2002; BUSBY 2004; FASTOVSKY et al. 2005; RUBIO-CISNEROS et al. En prensa).

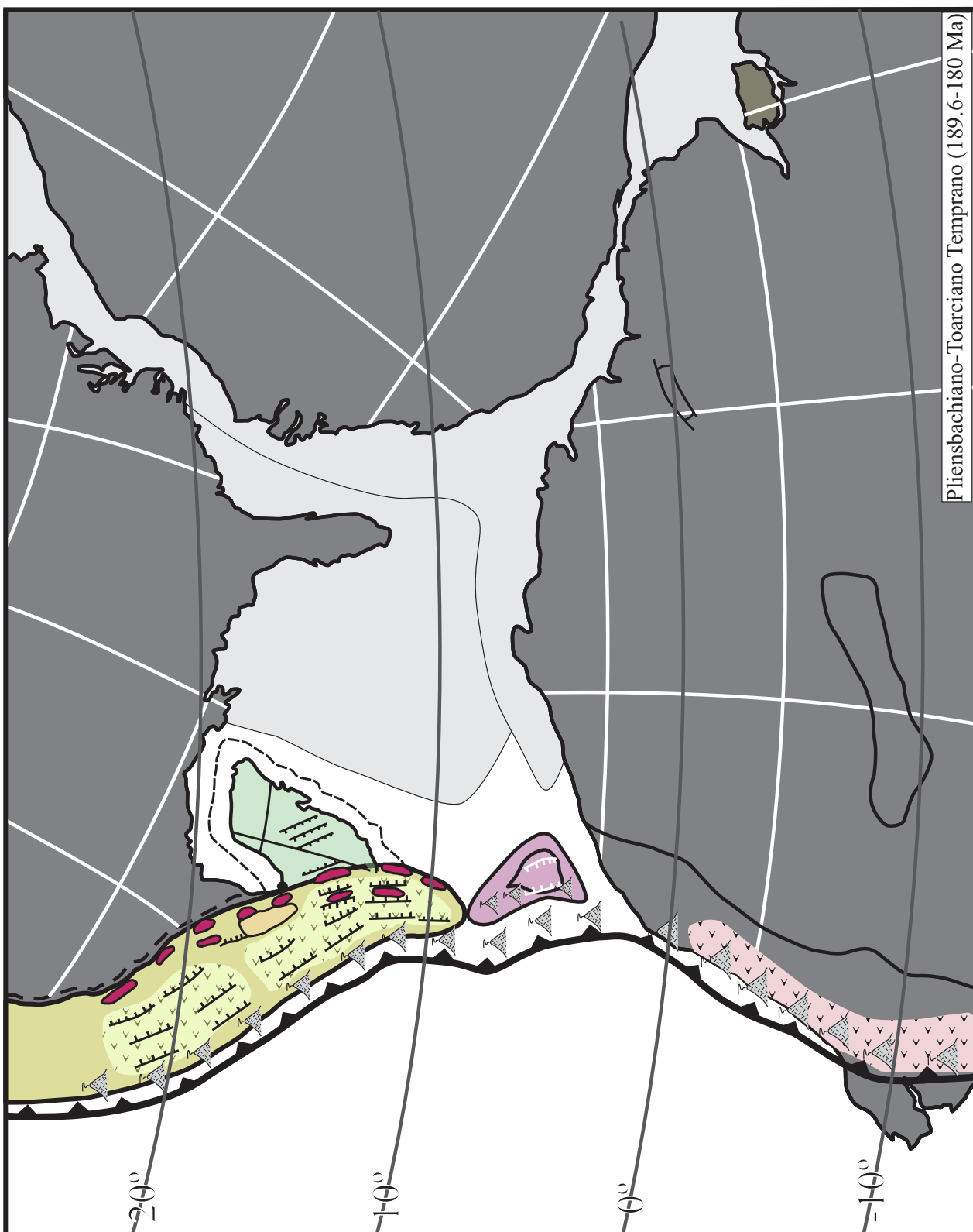


Fig.8. 6: Reconstrucción paleogeográfica durante el Pliensbachiano-Toarciario Temprano (189.6-180 Ma). Base paleogeográfica tomada y modificada de DERCOURT et al. (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada de las referencias citadas.

Durante el Toarciano Tardío (~180 Ma), el límite frontal de la subducción migra en forma de subducción en rampa desde el oeste (partes de Zacatecas y Durango) hacia el este (Valle de Huizachal) con prolongación hacia el Bloque de Yucatán (**Figuras 8.5b y 8.7**). Esta migración propició el emplazamiento de domos riolíticos, riodácíticos y dacíticos dentro del Basamento Grenvilliano - Paleozoico (FASTOVSKY et al. 2005; GARCÍA-OBREGÓN 2007; RUBIO-CISNEROS et al. En prensa). Mientras tanto ocurría; primero el emplazamiento de arcos continentales, en la región del Valle de Huizachal-Arramberri-Bloque de Yucatán (Formación La Boca-Serie pre-Huizachal-Formación Todos Santos; GODÍNEZ-URBAN 2009; RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011). En la región de Zacatecas y Durango se efectuaba la erosión de cuerpos volcánicos y de secuencias vulcano-sedimentarias situados en el borde frontal (Formación La Joya; OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS, sometido; **Figura 8.7**); y segundo la sedimentación de grandes secuencias sedimentarias características de ambientes continentales y marginales en cuencas, interpretadas como frente-arco, tras-arco e intra-arco (p. ej., BUSBY-SPERA 1988a; BUSBY et al. 1998; BASSETT y BUSBY 2005; BUSBY et al. 2005; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008; VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. 2009; RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011; RUBIO-CISNEROS et al. En prensa).

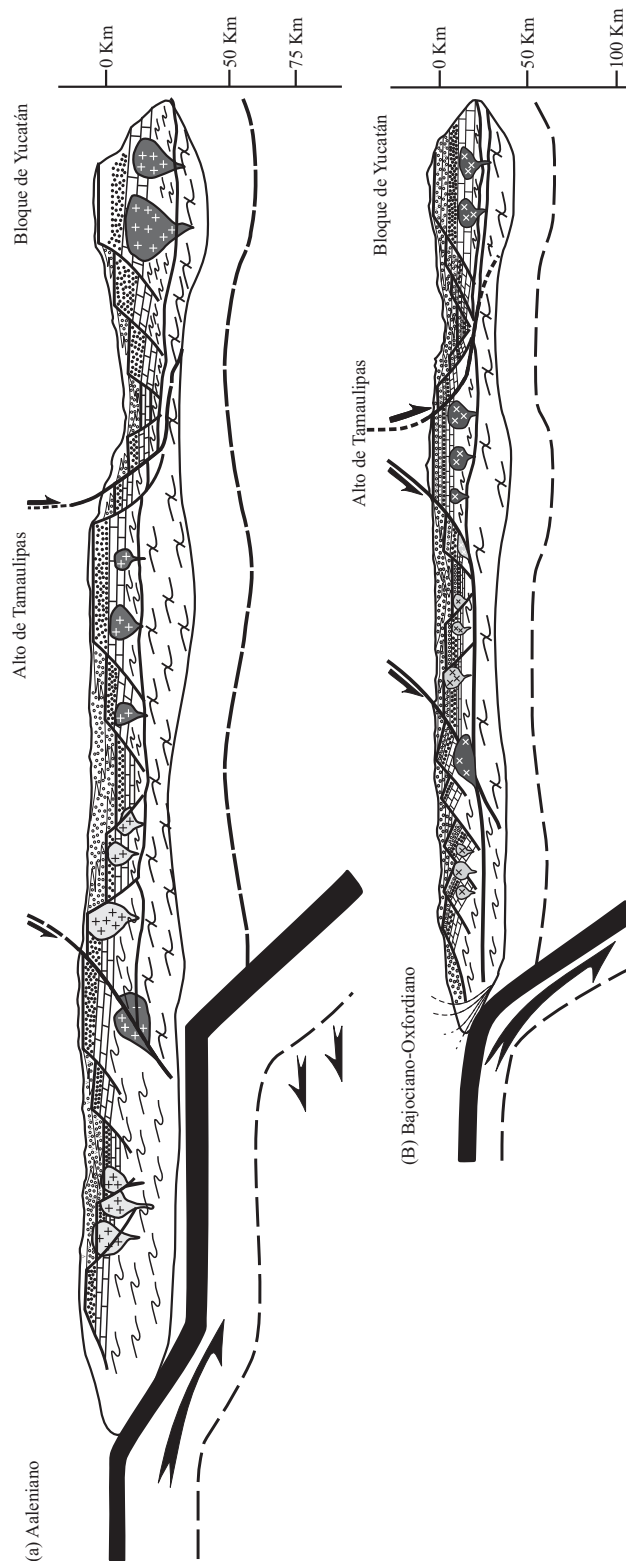


Fig.8. 7: Modelos de evolución del Noreste de México durante: (a) Plesbiachiano-Toarciano Temprano (~185-181 Ma) y (b) Toarciano Tardío (~176 Ma). Modificada de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada con las referencias citadas

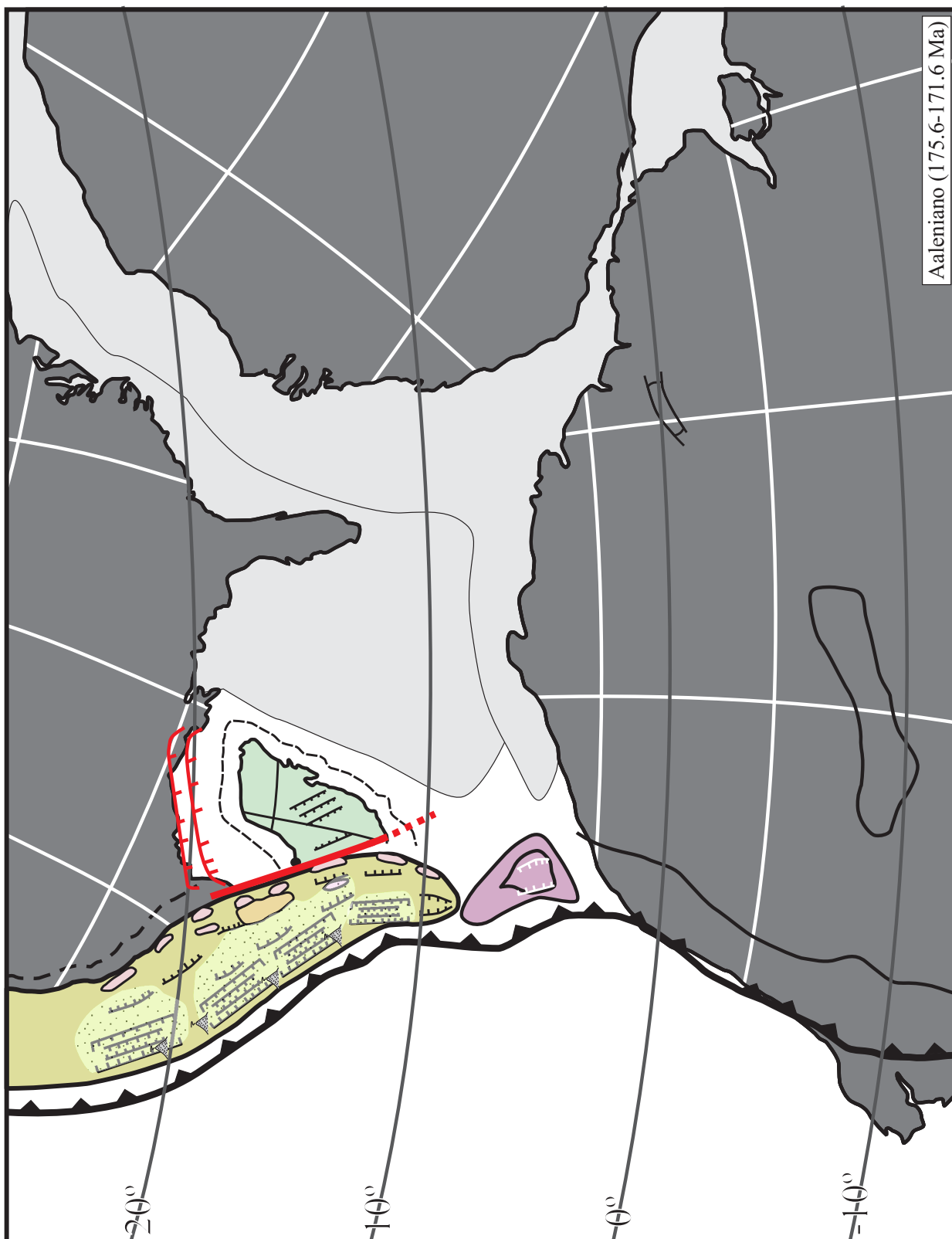


Fig.8. 8: Reconstrucción paleogeográfica durante el Aaleniano (~175.6-171.6 Ma). Base paleogeográfica tomada y modificada de DER COURT et al., (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada de las referencias citadas.

El proceso de erosión ocurrido durante el Toarciense Tardío ocurrió por una subducción sub-horizontal (de rampa), propiciando exhumación y erosión de los ensambles petro-tectónicos Precámbricos, Paleozoicos, Pérmico-Triásico y Jurásico Temprano. De igual manera favoreció el depósito de grandes secuencias de capas rojas (p. ej., Formación La Joya) y el rejuvenecimiento de las fallas de basamento en la región de Valle de Huizachal (OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS, sometido).

La paleogeografía del Aaleniano (~175.6-171.6 Ma) está controlada principalmente por la subducción frontal en forma de rampa, situada en el margen del Paleo-Pacífico y por una mayor fragmentación de América del Norte-América del Sur-África (MARTON y BUFFER 1994; PINDELL y KENNAN 2002; BIRD 2004; BIRD et al. 2005; PINDELL et al. 2006; FILLON 2007; PINDELL et al. 2009). A ~173 Ma, la subducción de la Placa Paleo-Pacífica mostró un retroceso y migró de la trinchera hacia la costa occidental en forma *roll-back slab*, generando la migración del arco magmático continental cordillerano hacia Zacatecas, San Luís, Potosí, Sonora y California (DICKINSON 2004; ANDERSON et al. 2005a; BUSBY et al. 2005; GONZÁLEZ-LEÓN 2005; WRIGHT y WYLD 2007; GONZÁLEZ-LEÓN et al. 2009; **Figuras 7.8a y 7.9**).

Durante el *roll-back slab* de la Placa Paleo-Pacífica se inicia la ascensión de la astenosfera, propiciando la exhumación de los arcos continentales del Jurásico Temprano y bloques de basamentos como el Complejo Novillo y los arcos Pérmico-Triásicos (**Figura 7.8a**). Los procesos de exhumación en el NE de México están ligados a fallamiento de tipo normal

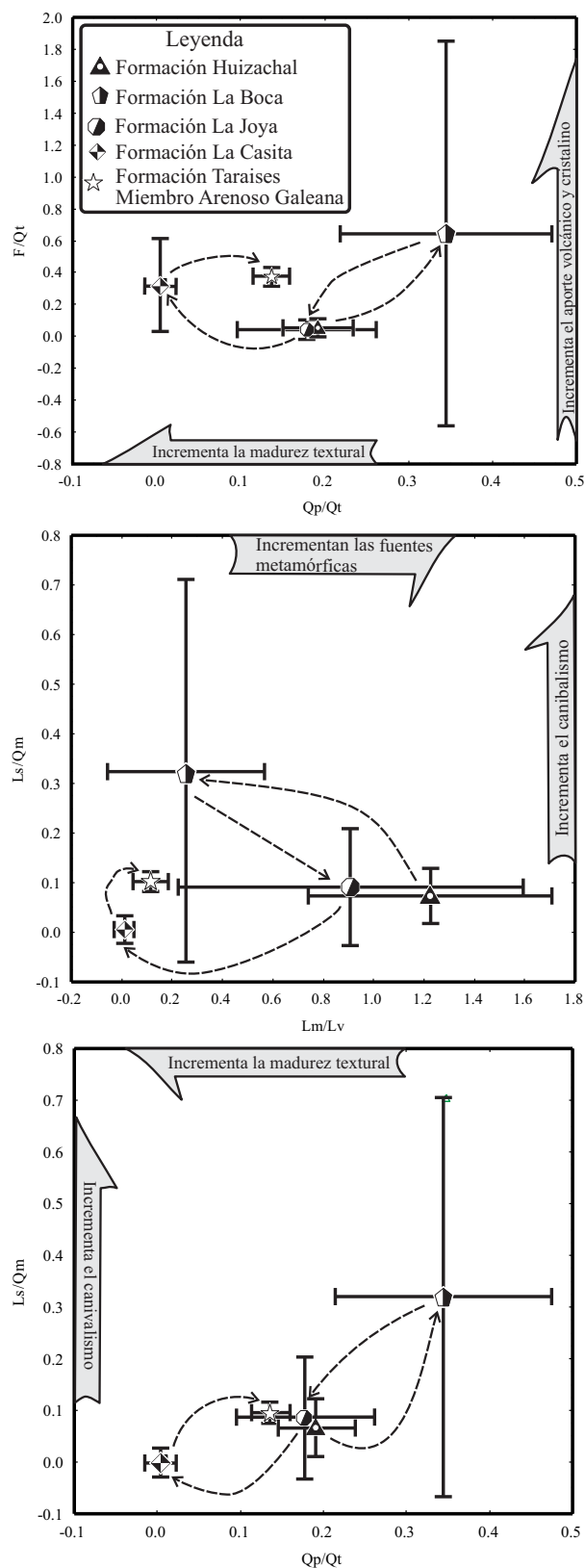


Fig.8. 9: Diagramas binarios que enfrentan los parámetros a) F/Qt versus Qp/Qt ; b) Ls/Qm versus Lm/Lv ; c) Ls/Qm versus Qp/Qt (Tomada de OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (Sometido)).

relacionado con: *(i)* los límites reológicos que presentan los diversos ensambles petro-tectónicos (p. ej., Gneiss Novillo en relación a los arcos Pérmico-Triásicos o bien Esquisto Granjeno versus al Cuerpo de Serpentinitas), *(ii)* fallas o discontinuidades heredadas y *(iii)* con adelgazamiento cortical que genera la ascensión de la astenosfera (CONDIE 1986; DALLMEYER 1988; SHOLZ y CONTRERAS 1988; PROSSER 1993; INGERSOLL y BUSBY 1995; MIALL 1999; ALLEN y DENSMORE 2000; BRUIJNE y ANDRIESSEN 2000; GUPTA y COWIE 2000; EINSELE 2000; BAKER et al. 2002; CORNER et al. 2002; MENZIES et al. 2002; ALLEN y ALLEN 2005; NITTOUER et al. 2007; BRADLEY 2008; HSIAO et al. 2010).

En tanto que en la margen atlántica, la fragmentación incipiente de América del Norte-América del Sur y África aunada con el *slab-roll-back* de la Placa Paleo-Pacífica da inicio a los primeros estadios de separación del Bloque de Yucatán (Figuras 7.8a y 7.9). En ambos casos los procesos ligados con la exhumación de los Ensamblajes Petro-Tectónicos, favorecieron la generación de cuencas de tipo tras-arco y posiblemente intra-arco en la parte de México Nuclear y dentro del Bloque de Yucatán, que fueron rellenadas con material derivado de los arcos del Jurásico Temprano y en menor grado por las rocas cristalinas del basamento dentro de ambientes fluvio-aluviales, lacustres y posiblemente

marino-marginales (MIXON 1963; MICHALZIK 1988; BARTOLLINI 1998; BARBOZA-GUIDIÑO et al. 1998; GODINEZ-URBAN 2009; VENEGAS-RODRIGUEZ et al. 2009; BARBOZA-GUIDIÑO et al. 2010; RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011).

Las reconstrucciones e interpretaciones paleogeográficas están fundamentadas por: **(1)** las edades de emplazamiento de los arcos continentales en la región de Miquihuana, Aramberri y Valle de Huizachal y dentro del Bloque de Yucatán FASTOSVKY et al. (2005), BARBOZA-GUIDIÑO et al. (2008),

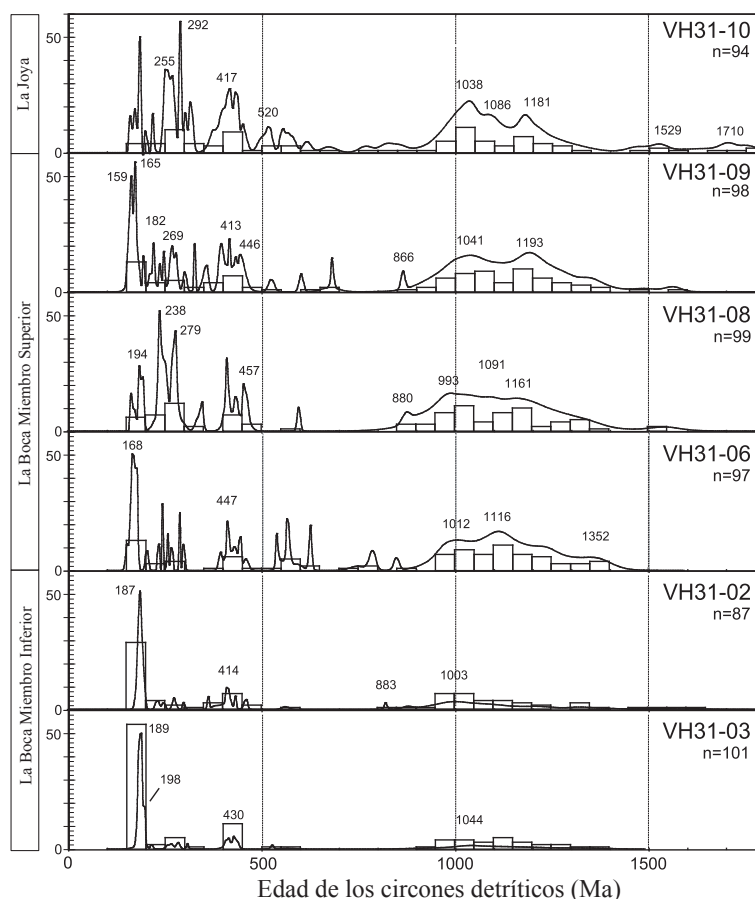


Fig. 8. 10: Curvas de probabilidad relativa de circones detríticos de las formaciones La Boca y La Joya en el Valle de Huizachal (Tomadas de RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011).

GODINEZ-URBAN (2009) y RUBIO-CISNEROS y LAWTON (2011) (**Figura 8.11**), que justifican la migración de la Placa Pacífica hacia la parte oriental del México Nuclear; **(2)** la concentración geoquímica de los elementos traza y tierras raras en los cuerpos ígneos en el Valle de Huizachal, Aramberri y Miquihuana, característicos de arcos continentales de tipo andino (p. ej., ligero enriquecimiento en LREE, valores <1 de la relación Nb/Y (FASTOVSKY et al. 2005; GARCÍA-OBREGÓN 2007; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2008); **(3)** la influencia de los ensamblajes petro-tectónicos Pre-Jurásicos en la composición de las secuencias volcánico-clásticas y clásticas durante los procesos de exhumación han sido documentados por VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. (2009) y BARBOZA-GUDIÑO et al. (2010) en el Estado de San Luis Potosí, GONZÁLEZ-LEÓN et al. (2005, 2009) en la región de Sonora, RUBIO-CISNEROS et al., (en prensa a, b), RUBIO CISNEROS y LAWTON (2011) y en el Valle de Huizachal por medio de la geocronología de circones detríticos, mostrando el enriquecimiento de los conjuntos grenvillianos y paleozoicos hacia la cima de la secuencia (**Figura 8.11**); y **(4)** el análisis composicional realizado en las secuencias clásticas del Triásico Tardío al Cretácico Temprano en la porción sur de la Fosa de Monterrey por OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS (sometido; Anexo), que indica que la Formación La Boca representa el evento de máximo aporte y rejuvenecimiento de material clástico, siendo altamente ligada con el magmatismo continental de Nazas-Chapolapa-Todos Santos, que reflejan el mayor aporte de material volcánico ($Lm/Lv \sim 0.27$), de feldespatos $F/Qt \sim 0.63$ y de fragmentos metamórficos y/o cristalinos $Qp/Qm \sim 0.35$ (ver **Capítulo 7 y Figuras 7.16 y 8.10**).

8.3.2 JURÁSICO MEDIO (BAJOCIANO-OXFORDIANO [$\sim 171.6 - 161.2$ MA])

La configuración paleogeográfica de México durante el Jurásico Medio está controlada por la separación de América de Norte-América del Sur-África y por el *roll-back* de la placa alojada en la margen Paleo-Pacífica (**Figuras 8.8b, 8.12 y 8.15**). El incremento en la fragmentación de Pangea, específicamente la mayor apertura del Atlántico Norte, da paso a dos grandes eventos: **(1)** mayor separación entre América del Norte y África, propiciando las primeras incursiones de la invasión del Mar del Tethys documentadas dentro de sedimentos de plataforma profunda y talud en los paleo-bordes continentales de Florida y Atlanta y en la parte norte de África (PHILLIPS y FORSYTH 1972; TARDY 1980; CORSO 1987; BIRD et al. 2005; DAVIS 2005; BIRD et al. 2007), y **(2)** la separación de América del Norte de América del Sur, que da inicio a los primeros estadios de la falla transformante de tipo lateral derecha Tehuantepec (SÁNCHEZ-BARRERA 1981; DICKINSON y LAWTON 2001a; PINDELL et al. 2006; DICKINSON 2009; MICKUS et al. 2009), y una mayor fragmentación del Bloque de Yucatán en la etapa *sin-rift* del Golfo de México, caracterizada por los primeros depósitos de evaporitas no-marinas (WINKLER y BUFFLER 1988; SALVADOR 1991c; MARTON y BUFFER 1994; MACRAE 1994; MARTON 1995; FILLON 2007).

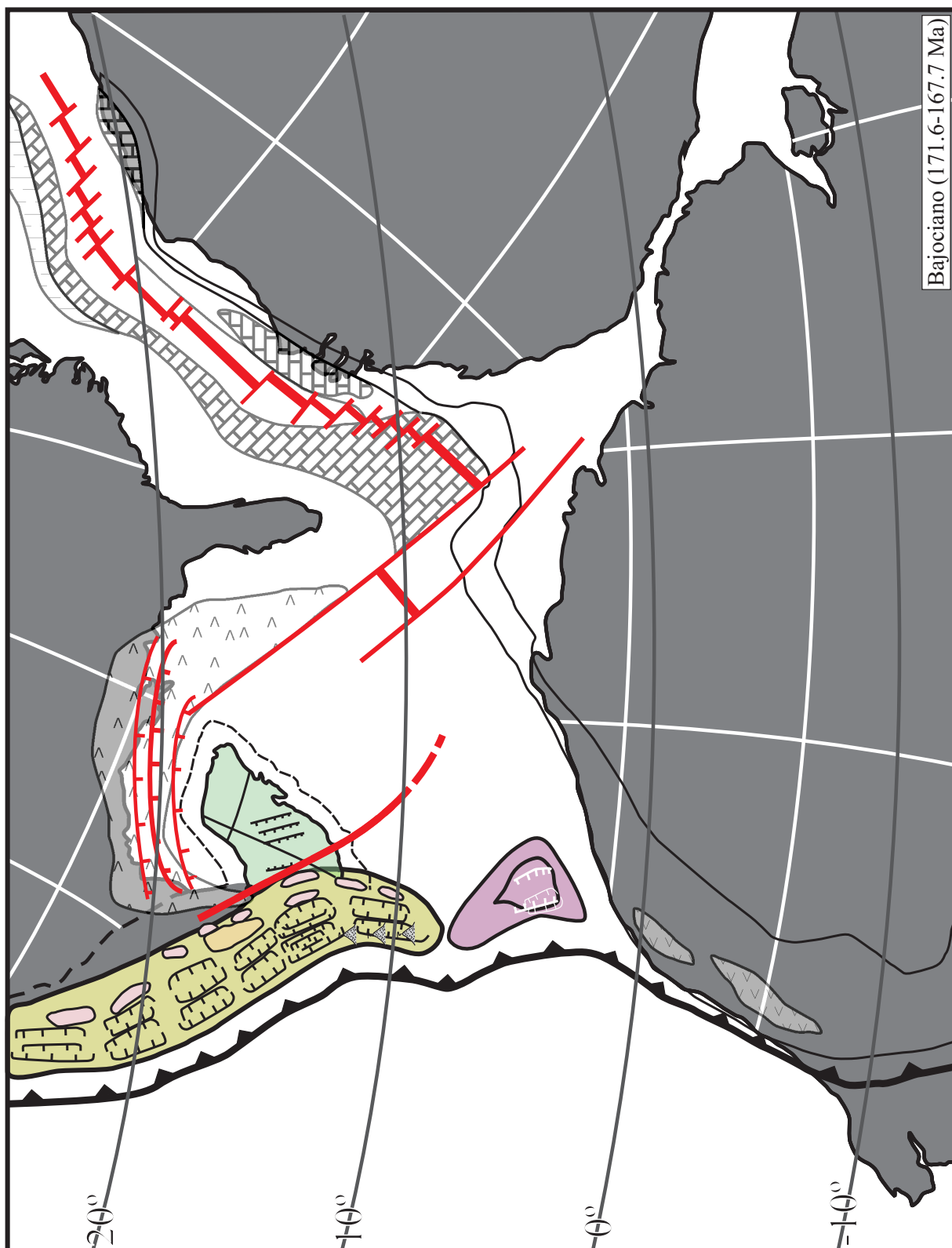


Fig.8. 11: Reconstrucción paleogeográfica durante el Bajociano (~171.6-167.7 Ma). Base paleogeográfica tomada y modificada de DERCOURT et al. (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementadas de las referencias citadas.

Durante el Bajociano (~171.6–167.7 Ma), la continua migración de la trinchera, inducida posiblemente por el *roll-back slab* de la Placa Paleo-Pacífica iniciada durante el Aleniano, favoreció una mayor ascensión de la astenosfera en los estados de Nuevo León, Tamaulipas, Zacatecas y Durango (**Figura 8.8b**). Así como, la migración de los arcos continentales hacia el borde pacífico, documentados principalmente en el Estado de Guerrero (Arco de Chapolapa y Ignimbrita Las Lluvias; GARCÍA-DÍAZ 2004) y en la Cuenca de Bisbee (Formación LiLy; BASSET y BUSBY 2005 y GONZALEZ-LEÓN et al. 2005; **Figura 8.12**). El incremento de la astenosfera en la parte del México Nuclear, particularmente en los estados de Tamaulipas y Zacatecas, y

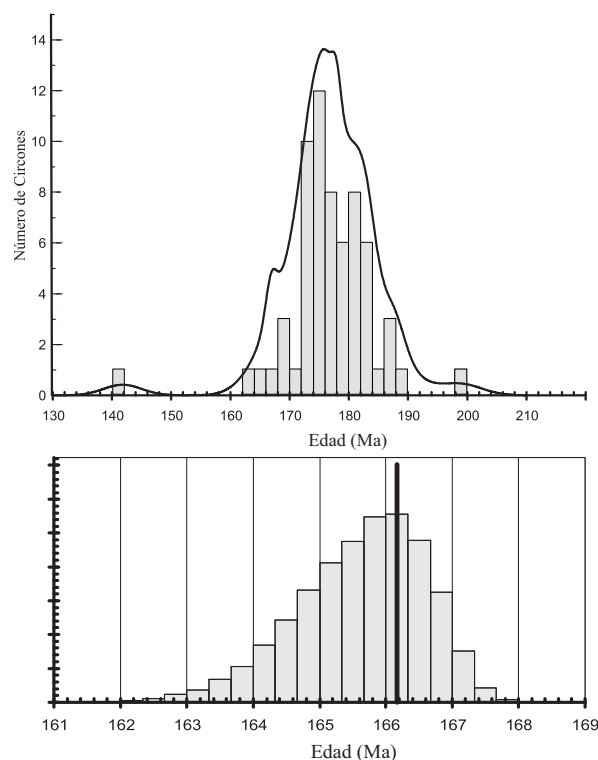


Fig.8. 12: Diagrama superior muestra la curva de probabilidad relativa de las edades obtenidas en circones detríticos de la Formación La Gloria. Diagrama Inferior, extracción de los circones jóvenes de la misma muestra. Información no publicada propiedad de Ti m Lawton.

roll-back, contribuyendo con ello el desarrollo de sistemas de *rift* intra-continentales, ligados con *decollements* regionales, asociados con los límites reológicos, existentes entre los conjuntos petro-tectónicos o bien con fallas asociadas con cuencas de tipo tras-arco y reciclamiento de las secuencias volcano-sedimentarias y sedimentarias con aporte moderado de los bloques de basamento, representadas en el noreste de México por la Formación La Joya y posiblemente por la Formación San Ricardo en el Bloque de Yucatán (RUBIO-CISNEROS y LAWTON 2011; OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS, sometido; **Figuras 7.16 y 8.10 y Capítulo 7**).

La configuración paleogeográfica de México en el lapso del Calloviano-Oxfordiano (~164.7–155.6 Ma), fue controlada principalmente por una mayor apertura del océano Atlántico y por una subducción oblicua en el margen Paleo-Pacífico. La continua fragmentación y apertura del océano Atlántico, específicamente con la continua migración de América del Norte y el distanciamiento de África, favoreció el desprendimiento mayor del Bloque de Yucatán, con una pequeña rotación anti-horaria de ~10° ligada a la transformante Tehuantepec (MOLINA-GARZA et al. 1992; DICKINSON y LAWTON 2001a; PINDELL y KENNAN 2009).

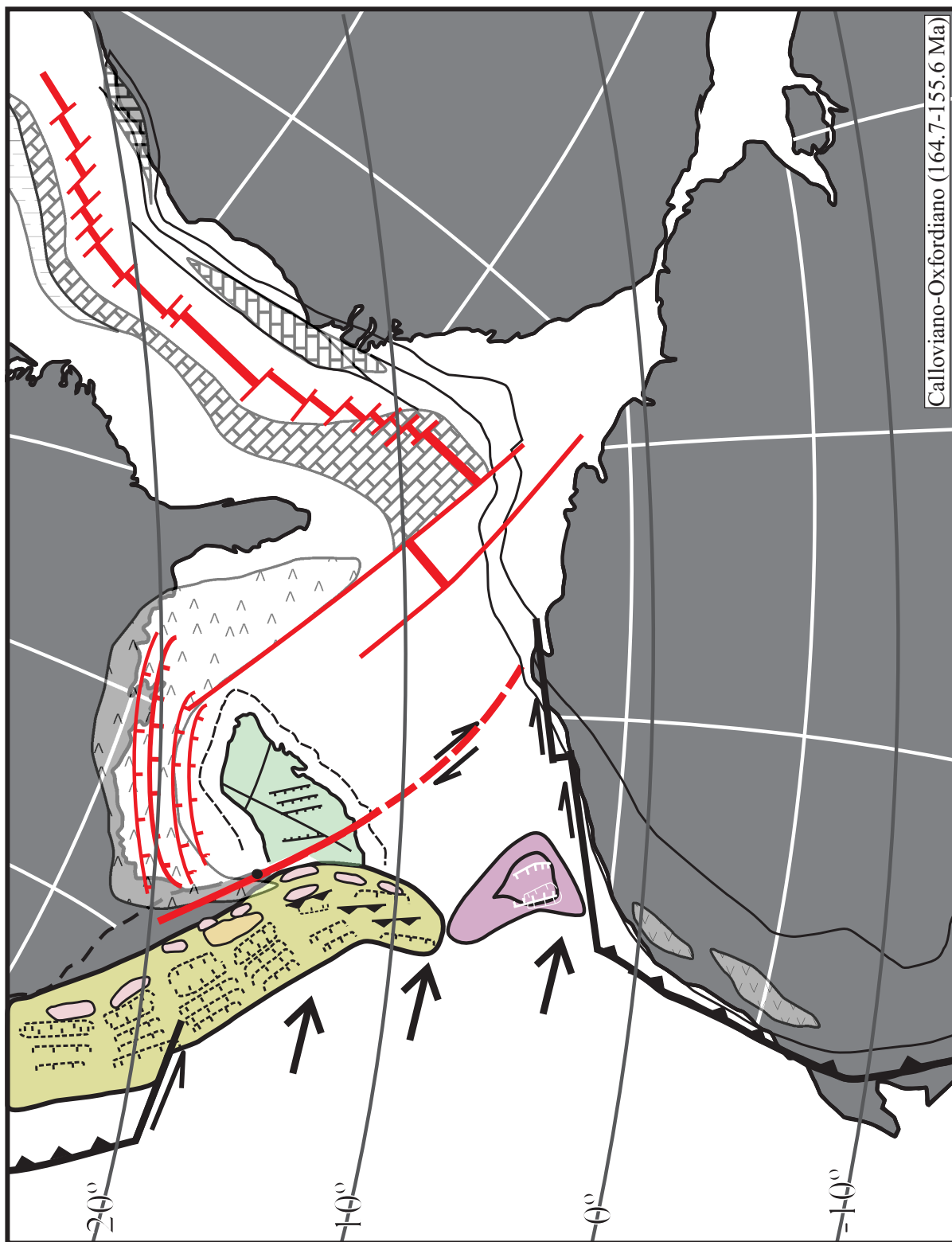


Fig.8. 13: Reconstrucción paleo-tectónica de México durante el Calloviano-Oxfordiano (164.7-155.6 Ma). Base paleogeográfica y modificada de DERCOURT et al. (1994) y de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada de las referencias citadas.

El desprendimiento y traslación del Bloque de Yucatán durante el Calloviano, propició: **(1)** el desarrollo de fallas normales sobre los conjuntos petro-tectónicos establecidos; **(2)** continuo depósito de sal no-marina documentada en los bordes de Texas, Florida, Bloque de Yucatán y Cuenca de Sal de Tabasco (SALVADOR 1987, 1991c; MARTON y BUFFER 1994; MACRAE 1994; MARTON 1995; ALANÍZ-ÁLVAREZ et al. 1996; FILLON 2007; PINDELL y KENNAN 2009); **(3)** sedimentación continental caracterizada por mostrar intercalaciones de capas rojas asociadas con sal no-marina depositadas en los bordes de los paleo-altos, derivados principalmente de los relictos del Arco Cordillerano de Nazas, y documentados en la Cuenca de Sabinas (Formación La Gloria), en la Fosa de Monterrey (Formación Olvido; **Figura 8.14**). En tanto que la margen atlántica, el Bloque de Yucatán durante el Oxfordiano muestra un mayor espaciamiento y rotación que propicia las primeras incursiones e influencia del Mar de Tethis⁵, favoreciendo el depósito de evaporita de las secuencias evaporíticas de la Formación Minas Viejas y carbonatos peri-mareales de la Formación Zuloaga dentro de un ambiente de sabka-laguna de Monterrey a Saltillo, dentro de un modelo de rampa carbonatada (GÖTTE 1988; MICHALZIK 1988; GÖTTE y MICHALZIK 1992).

Por otro lado, la margen pacífica que abarcó el sur de Sinaloa hasta la margen sur del Bloque Chortis⁶ estuvo controlada por una subducción oblicua de alto ángulo. Mientras que las regiones del norte de Sinaloa-Sonora-Arizona-California y la margen occidental de América del Sur estuvieron regidas por una subducción de ángulo medio. La subducción de ángulo alto, instaurada en la parte central de México favoreció el desarrollo de cuencas de tipo *rift* volcánico asociadas con fallas normales o posiblemente laterales, que propiciaron la exhumación y erosión de los ensambles petro-tectónicos del Jurásico Temprano-Medio de Nazas-Chapolapa en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, durante el Bathoniano Tardío-Calloviano Temprano; documentados como Formación La Joya (MIXON et al. 1959; RUEDA-GAXIOLA 1998; ANDERSON et al. 2005a; DAVIS 2005; GRAY et al. 2008; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2009; VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. 2009; BARBOZA-GUDIÑO et al. 2010; RUBIO-CISNEROS et al., en prensa; ver **Capítulo 7, Figuras 8.8b, 8.14**). En tanto que en la

⁵ El origen de los depósitos salinos y evaporíticos en el Noreste de México es controversial, puesto que MICHALZIK (1988), STÉPHAN et al. (1990), GÖTTE & MICHALZIK (1992), EGUILUZ DE ANTUÑANO (2001), PINDELL & KENNAN (2002) y JENCHEN (2007a), en base a la distribución de facies (e.g., profundización y cambios laterales de facies) y al contexto geodinámico, proponen que estos depósitos están relacionados con incursiones marinas del Pacífico. En tanto que MARTON 1994; MAARTON & BUFLER (1994), BIRD (2004), FILLON (2007), PINDELL & KENNAN (2009), proponen que estos depósitos están relacionados con las primeras incursiones del Mar de Tethis.

⁶ ROGERS, (2003), ROGERS & MANN, (2007), ROGERS et al. (2007) y MANN (2007), por medio de un análisis tectónico basado en el análisis de datos aeromagnéticos, geológicos y geoquímicos en la región central-norte de Honduras y la parte sur de México, proponen que el Bloque Chortis tiene características similares al Terreno Guerrero en la región de Teloloapan, Arcelia y Taxco-Taxco Viejo, como también a las rocas que conforman su basamento con el Complejo Acatlán. Por lo cual puede considerarse que durante el Jurásico Medio-Tardío, la posición del Bloque Chortis se ubicó en el extremo sur de México.

región sur de México, la subducción oblicua aunada con la migración del Bloque de Yucatán y su esfuerzo ejercido sobre el borde atlántico de México, favoreció la generación de pliegues y cabalgaduras relacionadas con la Orogenia Nevadiana (*cf.*, TARDY 1980; RAMÍREZ-ESPINOZA 1984; GARCÍA-DÍAZ 2004; VEGA-GRANILLO et al. 2008), favoreciendo con el depósito, durante el Jurásico Tardío en el sur de México (Terreno Mixteca). Por otra parte, la subducción de ángulo medio propició el desarrollo de los arcos continentales de Alisitos en Baja California, California, Arizona, Sonora y el Norte de Sinaloa (BUSBY-SPERA 1988b; SHERMER y BUSBY 1994; GOLDHAMMER 1999; CRITELLI et al. 2002; BUSBY 2004; BASSETT y BUSBY 2005, BUSBY et al. 2005, VEGA-GRANILLO et al. 2008; GONZÁLEZ-LEÓN et al. 2009).

La subducción oblicua en ambos casos da inicio a un sistema de fallas transformantes de tipo lateral izquierda, probablemente de la Megacizalla Mojave–Sonora⁷, en los estados de Sonora y California. Así como lateral derecha alojada al sur del Bloque Chortis, denominada como Proto–Boconno o Proto–Fosa de Los Caimanes (CARFANTAN 1986a y 1986b; VENABLE 1994; HUNT 2005; MANN 2007; PINDELL y KENNAN 2009; GUZMAN-SPEZIALE 2009; PINDELL et al. 2009; **Figura 8.14**). El sistema de fallamiento lateral izquierdo de la Megacizalla Mojave–Sonora dio inicio al desarrollo de cuencas de tipo *Pull–Apart* y *Strike–Slip* en las regiones de Nuevo México, Arizona, Sonora y Chihuahua, denominadas como Cuencas McCoy, Bisbee y Fosa de Chihuahua. De acuerdo con BUSBY et al. (2005) y BASSETT y BUSBY (2005), el inicio de los sistemas laterales propiciaron la exhumación–erosión de las secuencias de arcos continentales del Jurásico Temprano y Medio.

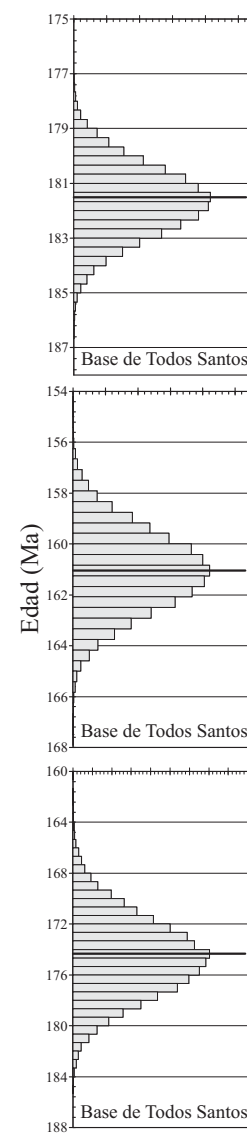


Fig. 8. 14: Extracción de las edades de circones más jóvenes de la Formación Todos Santos, Chiapas. Información no publicada propiedad de Tim Lawton.

⁷ La hipótesis principal, sobre la Megacizalla Mojave–Sonora, implica el desplazamiento de los conjuntos petro–tectónicos previos al Jurásico Medio (ANDERSON & SILVER, 1979) a través de una falla lateral izquierda procedente de la región de Mojave hasta Tamaulipas, en una distancia promedio de ~1200 kilómetros. Esta hipótesis ha sido debatida en los últimos años por IRIONDO et al., (2005) y MOLINA-GARZA & IRIONDO (2005), quienes proponen su inexistencia. En el presente trabajo se ha considerado la propuesta alterna de ROSAZ (1989), BASSETT & BUSBY (2005), BUSBY et al., (2005) quienes sugieren que durante el Jurásico Medio, se desarrollaron cuencas de tipo strike–slip desde la región de Mojave hasta la Cuenca de Sabinas, por medio de grandes fallas de tipo lateral izquierdo que no involucran al desplazamiento de los conjuntos petro–tectónicos.

Las interpretaciones descritas, están fundamentadas por: **(1)** los análisis sedimentológicos realizados por MICHALZIK (1988; 1991), GÖTTE y MICHALZIK (1992), FISCHER et al. (2007); **(2)** las edades más jóvenes reportadas en la Formación La Joya por VENEGAS-RODRÍGUEZ et al. (2009) en el Estado de San Luis Potosí; por RUBIO-CISNEROS y LAWTON (2011), en el Valle de Huizachal, Tamaulipas, GRAY et al. (2008) en el Estado de Tamaulipas, registran edades de ~155–158 Ma, que indican la edad de la instauración de un sistema de *rift*-volcánico (**Figura 8.15**); **(3)** las diferencias de las edades documentadas para la Formación La Joya que evidencian la migración del sistema de *rift* hacia el occidente, involucrando con ello el reciclamiento o canibalismo interno de la secuencia estratigráfica con indican los valores del “Índice de Reciclamiento Sedimentario” reportados por OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS, (sometido) y discordancias formacionales e intra formacionales presentes (ver **Capítulo 7** y **Figuras 7.16**); **(4)** la presencia de lechos rojos intercalados con sal no-marina de las formaciones Olvido y La Gloria, registran la erosión de los ensamblajes petro-tectónicos del Pre-Oxfordiano, propiciadas por la rotación del Bloque de Yucatán, en el Estado de Tamaulipas (EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001; HUNPREY y DÍAZ 2003); **(5)** las rocas que fueron exhumadas y dieron origen a los lechos rojos de las formaciones Olvido y La Gloria provinieron principalmente de arcos cordilleranos con edades del Jurásico Temprano-Medio como lo marcan las dataciones obtenidas por U-Pb en circones detríticos proporcionadas por Lawton (información personal; **Figura 8.13**); y **(6)** la profundización hacia el occidente de la Plataforma de Zuloaga que evidencia que las fallas normales del sistema de *rift* debieron tener inclinaciones hacia el occidente (MICHALZIK 1988; FISHER et al. 2007).

8.3.3 JURÁSICO TARDÍO (KIMMERIGDIANO–TITHONIANO [~155.6–145.5 MA])

La reconstrucción paleo-tectónica de México durante el Kimmerigdiano–Tithoniano está controlada por la separación de América del Norte de África, como respuesta a la continua ruptura del Atlántico Norte (**Figuras 8.16–8.20**) y a una subducción oblicua en la margen Paleo-Pacífica (**Figura 8.20**). El incremento en la fragmentación del Atlántico Norte propició la ocurrencia de una pluma del manto que a su vez produjo la generación del piso oceánico situado entre el límite sur de Texas y el norte del Bloque de Yucatán, y con ello mayor desprendimiento o etapa de *Drift*. La migración-rotación del Bloque de Yucatán favoreció la invasión del Mar de Tethys en el noreste de México (ADATTE et al. 1992; ADATTE et al. 1994a, 1994b; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; ADATTE et al. 1996a, 1996b), como también el desarrollo de pequeñas cuencas de tipo *rift* en la margen oriental de Tamaulipas (PINDELL 1985; WINKER y BUFFLER 1988; SALVADOR 1991a; MARTON y BUFFER 1994; MARTON 1995; BIRD 2004; BIRD et al. 2005; FILLON 2007).

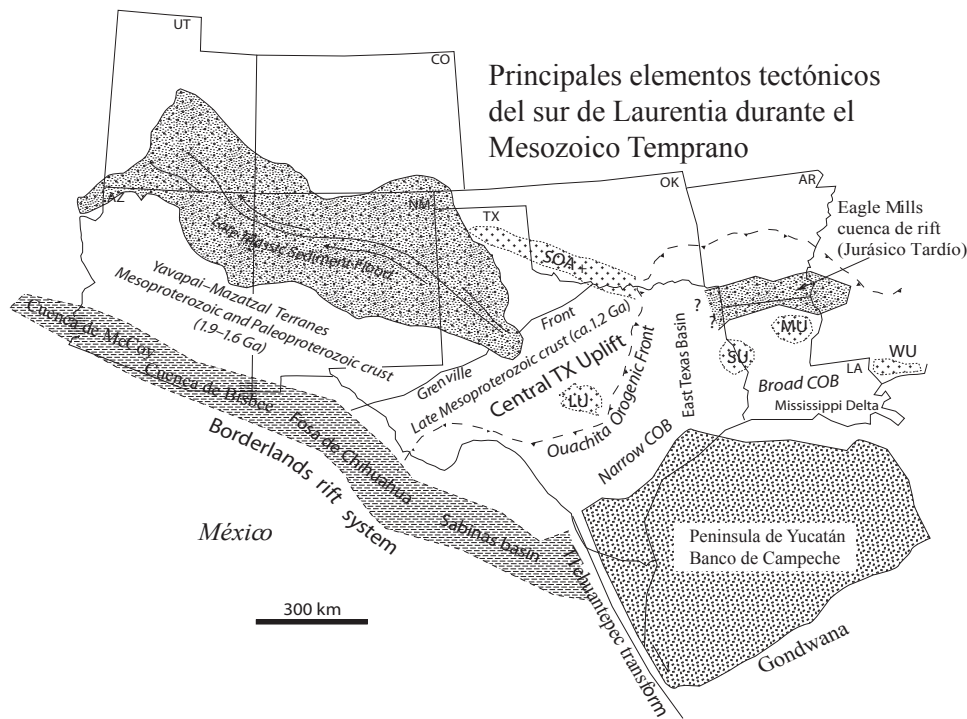


Fig.8. 15: Distribución del corredor *Strike-Slip-Pull-Apart* Mojave-Sonora con base en la distribución de los ensambles petro-tectónicos de América del Norte y el norte de México. Tomado de MICKUS et al. (2009). Nótese la restricción y terminación en la cuenca de Sabinas.

Con el incremento del nivel del mar y principalmente con la invasión del Mar de Thetis, en el norte de México, sur de Texas y Florida se depositaron secuencias mixtas clástico-carbonatadas denominadas en el norte de México como formaciones La Casita y La Caja; Formación Pimienta en el Golfo de México y Formación Cotton Valley en el sur de Texas, depositadas en ambientes de plataforma interna, plataforma externa y cuenca en condiciones de alta circulación de alimento y oxígeno (MICHALZIK 1988; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; OLMSTEAD 1998; VILLASEÑOR-MARTINEZ y GONZÁLEZ-ARREOLA 1998; CROSS 2001; BUCHY et al. 2003; VELASCO-SEGURA 2005; OLIVARES-RAMOS 2006; SANTANA-SALAS 2008).

En tanto que la subducción oblicua en la margen pacífica favoreció: **(1)** el desarrollo de arcos continentales en California, Arizona y parte Norte de Sonora; **(2)** mayor extensión del sistema de fallamiento de tipo lateral izquierdo Mojave-Sonora, caracterizado por múltiples fallas laterales ocurridas en los límites de los diferentes conjuntos petro-tectónicos, por ejemplo, las Fallas de San Marcos, La Babia y Monterrey-Saltillo; **(3)** mayor desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart* y *strike-slip*, que se extienden desde Arizona, Estados Unidos hasta Tamaulipas, México (cuencas McCoy-Sabinas). Dicho sistema de cuencas muestra su desarrollo en los límites del Cratón de América del Norte y en sur dentro los límites de los ensambles petro-tectónicos Pre-Triásico Medio que caracterizaron la margen Peri-Gondwánica (TARDY et al. 1989; ROSAZ 1989; MICKUS et al. 2009; MEDINA-FERRUSQUIA, 2010, Comunicación Personal; **Figura 8.16**).

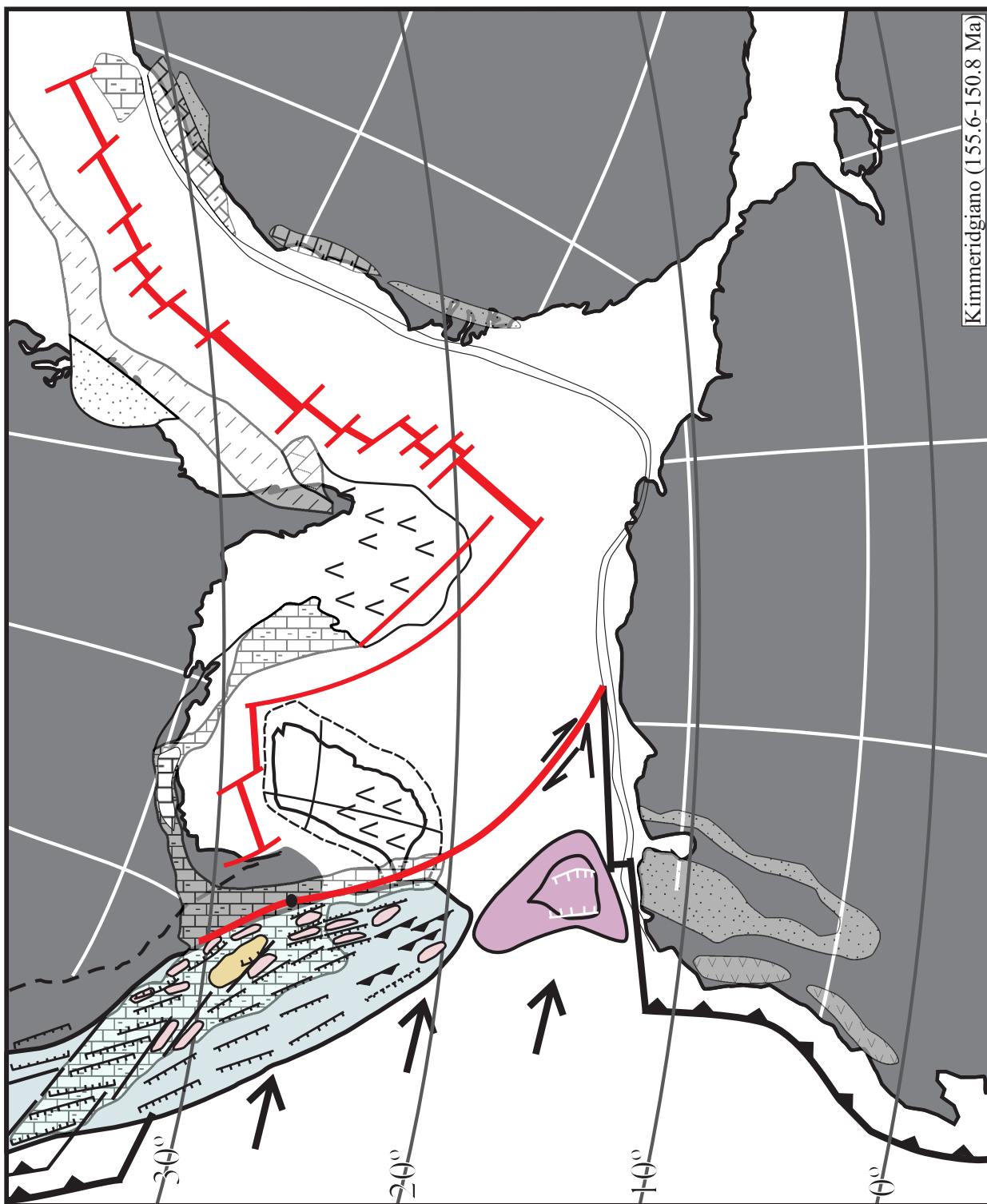


Fig.8. 16: Configuración paleogeográfica de México y el Caribe durante el Kimmeridgiano (155.6-150.8 Ma). Base paleogeográfica modificada de DERCOURT et al. (1994) y de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementadas de las referencias citadas.

Aunado a ello, la subducción oblicua en la parte central de México que debió mostrar un alto ángulo para no generar magmatismo, propiciando con ello el desarrollo de una margen de tipo pasivo, en donde fueron depositados los sedimentos clásticos procedentes de los paleo-elementos emergidos por medio del sistema Mojave-Sonora [formaciones La Casita [Unidad 1 y 2] y La Caja], como también de los bloques exhumados durante el *roll-back*, como el Archipiélago de Tamaulipas o el Alto de Miquihuana (MICHALZIK 1988; OCAMPO-DÍAZ 2007; GRAY et al. 2008). En tanto que la región sur de México se caracterizó por el desarrollo continuo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras relacionadas con la Orogenia Nevadiana (TARDY 1980; GARCÍA-DÍAZ 2004).

Mientras que la subducción oblicua, situada entre el sur del Bloque Chortis y América del Sur, favoreció el desarrollo del Océano Motagua por medio de la Transformante Proto-Boconno, y con ello, las conexiones entre el Océano Pacífico y el Golfo de México (CARFANTAN 1986a; STÉPHAN et al. 1990; VENABLE 1994; MARTON 1995; ROGERS 2003; BIRD et al. 2005; ROGERS et al. 2007b; PINDELL y KENNAN 2009; **Figura 8.17**).

Las interpretaciones paleogeográficas descritas previamente se apoyan en: **(1)** trabajos macro y micropaleontológicos de varios autores (p. ej., LÓPEZ-OLIVA 1989; TOZER 1989; JANSÁ 1991; ADATTE et al. 1994; MICHALZIK y SHUMMAN 1994; VILLASEÑOR-MARTÍNEZ y GONZALES-AREOLA 1988; BUCHY et al. 2003; PHILIP 2003; CECCA et al. 2005; BUCHY et al. 2006a; 2006b; CANTÚ-CHAPA

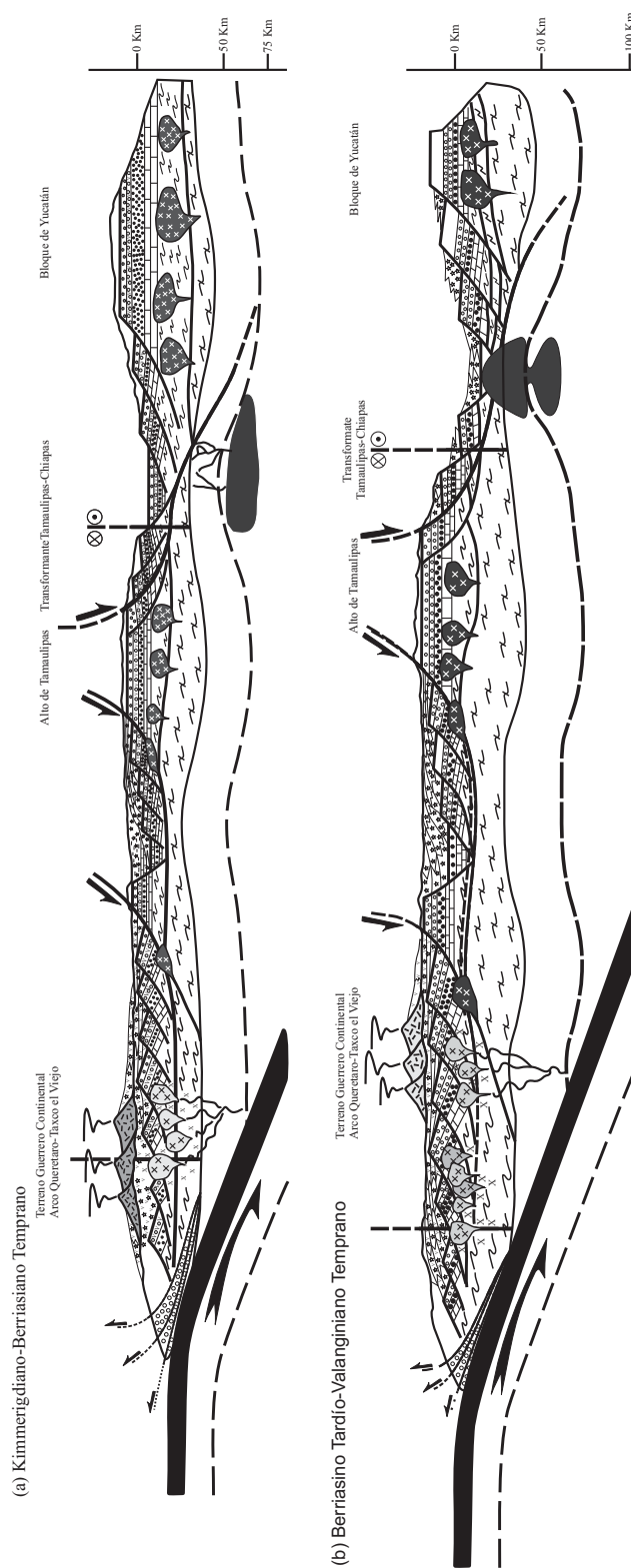


Fig.8. 17: Modelos de evolución tectónicos del noreste de México durante: (a) Kimmerigdiano-Berriasiiano Temprano (~153-145 Ma) y (b) Berriasiiano Tardío-Valanginiano Temprano (~143-138 Ma). Modificados de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementadas de las referencias citadas.

2006; BUCHY et al. 2007; VELASCO-SEGURA 2007 y GUTIÉRREZ-ALEJANDRO 2008 documentados en las formaciones La Casita y La Caja como fauna ligada a la migración del Mar de Tethys a costas mexicanas, implicando mayor apertura del Atlántico Central, del Golfo de México y el Proto-Caribe (PINDELL 1985; PINDELL et al. 1988; MANN 1999a y 1999b; MARTON y BUFLER 1999; DE GASPARINI et al. 2000; DE GASPARINI y ITURRALDE-VIENENT 2006; **(2)** la generación del primer piso oceánico ocurrido por fragmentación del Bloque de Yucatán, respecto a la parte sur de Texas y Florida durante el Kimmerigiano-Tithoniano, propiciada por la ascensión de una pluma del manto, como lo han propuesto por medio de estudios geofísicos que incluyen métodos potenciales, sísmica 2D y 3D, y el análisis de trazas de puntos calientes realizados por DICKINSON y CONEY (1980), CONEY (1983), MARTON y BUFLER (1994), BIRD et al. (2005), MICKUS et al. (2009; **Figuras 8.17 y 8.19**); **(3)** la incipiente rotación del Bloque de Yucatán fundamentada por los resultados paleomagnéticos de LADD (1976), GOSE et al. (1982), PINDELL (1985), DUNBAR y SAWYER (1987), ROSS y SCOTESE (1988), MOLINA-GARZA et al. (1992), HALL y NAJMUDDIN (1994), MARTON y BUFLER (1994), PINDELL y KENNAN (2009; **Figuras 8.17, 8.19-8.20**); **(4)** la migración del sistema *Strike-slip* y *Pull-apart* Mojave-Sonora de la Cuenca McCoy hacia la Cuenca de Sabinas documentada por TARDY (1980), TARDY et al. (1989), ROSAZ (1989), DICKINSON y LAWTON (2001a y 2001b), HAENGGI (2002), DICKINSON (2004), ANDERSON y NOURSE (2005), BUSBY et al. (2005) y HAENGGI y MUEHBERGER (2005), quienes por medio de análisis sedimentológicos, estructurales, estratigráficos y petrográficos, proponen que el inicio de estas cuencas fue generado por sistemas de tipo *Strike-slip* y *Pull-Apart* relacionadas con una subducción oblicua durante el Jurásico Tardío (**Figura 8.16**); **(5)** la subducción localizada en California, Arizona, Nevada y Sonora que debió tener un ángulo moderado para generar magmatismo y sedimentación dentro de una cuenca de tipo ante-arco e intra-arco, marcando también los límites de la trinchera y de cuencas ante-arco que favorecieron el desarrollo del sistema *strike-slip* Mojave-Sonora (ANDERSON y SILVER 1978; SALEEBY 1983; INGERSOLL y SCHWEICKERT 1986; BUSBY-SPERA 1988a; TOSDAL et al. 1989; ASMEROM et al. 1990; COWAN y BRUHN 1992; SALEEBY 1992; SALEEBY y BUSBY-SPERA 1992; ARMSTRONG y WARD 1993; RIGGS et al. 1993; WARD 1995; LAWTON y McMILLAN 1999; DICKINSON y LAWTON 2001a; BUSBY et al. 2002; DECELLES 2004; DICKINSON 2004; BUSBY y BASETT 2007; **Figura 8.18a**). En tanto que en la región sur de Sonora y hasta el límite sur del Bloque Chortis, la subducción oblicua presentó un alto ángulo que favoreció al desarrollo de una margen de tipo "pasiva", generando con ello el espacio necesario para el desarrollo de las plataformas mixtas siliciclásticas-carbonatadas, (formaciones La Casita y La Caja, en el centro y norte de México; SALVADOR 1987; SALVADOR 1991c; MICHALZILK y SHUMMAN 1994; CROSS 2001; ver **Capítulos 2 y 7**). Simultáneamente, en el sur de México se lleva a cabo la Orogenia Nevadiana y la mayor exhumación-erosión de las rocas del Pre-Jurásico Temprano (TARDY 1980; CONEY 1983; RAMÍREZ-ESPINOSA 1984; GARCÍA-DÍAZ 2004).

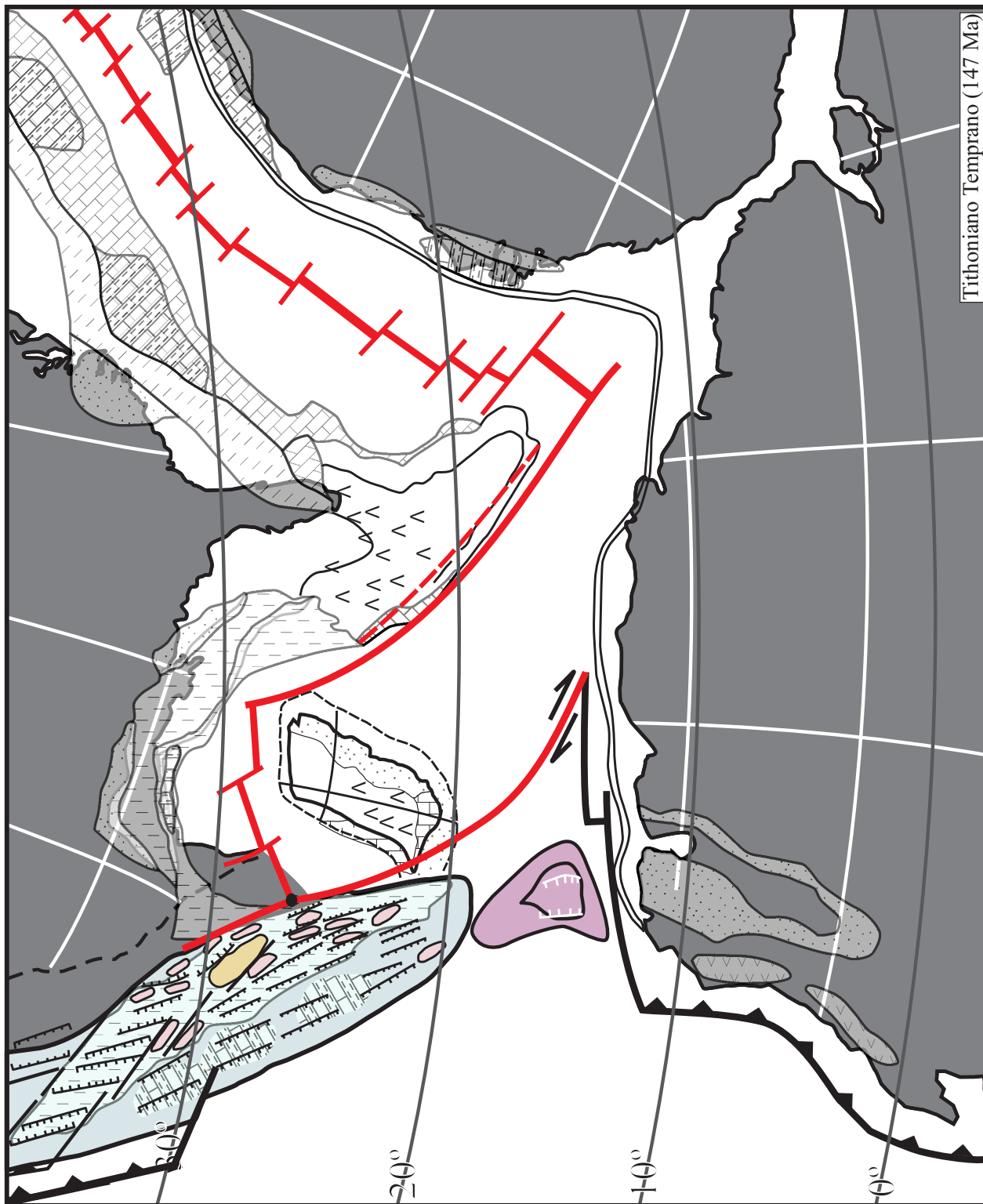


Fig.8. 18: Configuración paleogeográfica de México y el Caribe durante el Tihoniano Temprano (~147 Ma). Base paleogeográfica modificada de DER COURT et al. (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada de las referencias citadas en el texto.

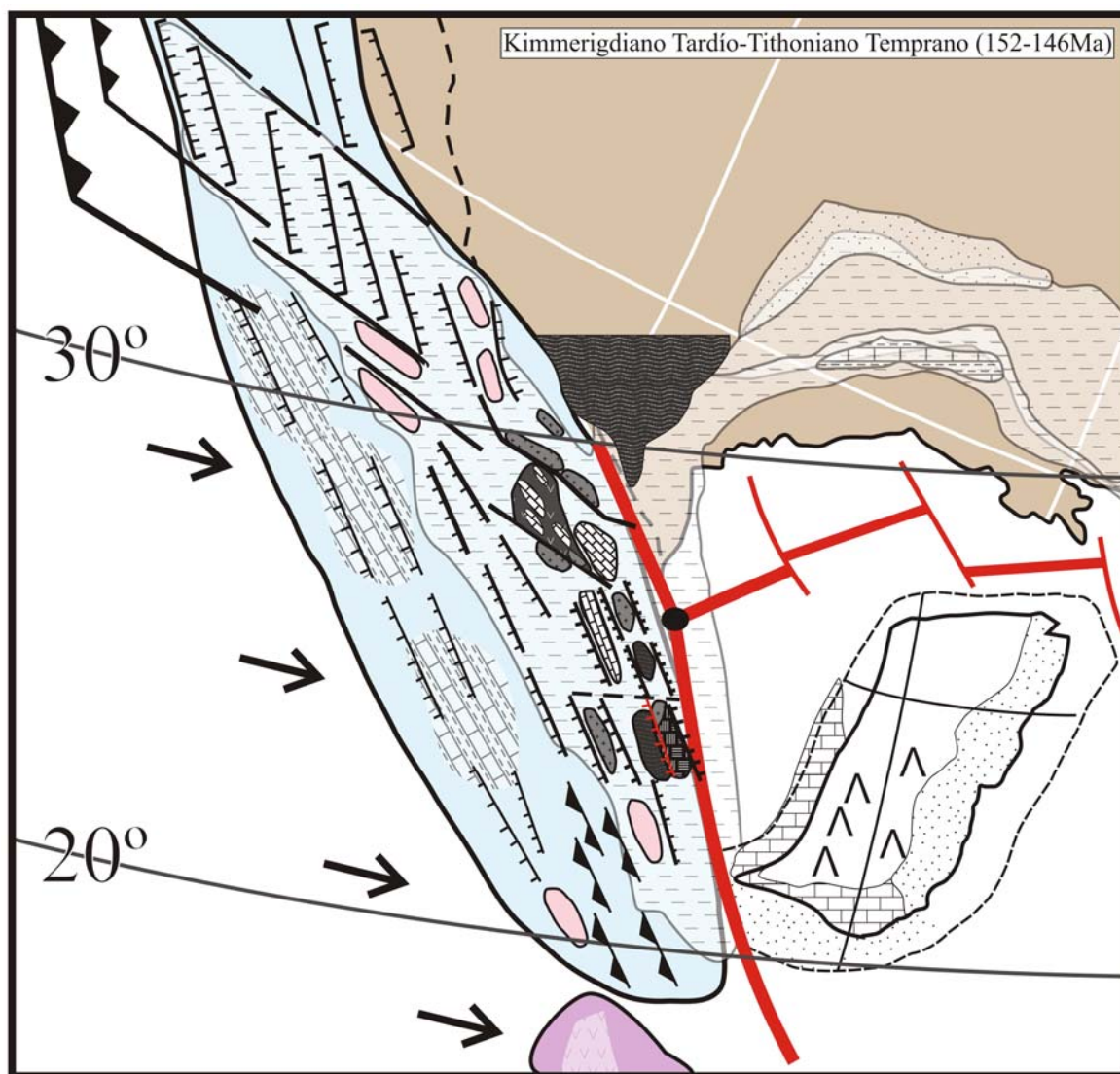


Fig.8. 19: Detalle de la configuración paleogeográfica durante el Kimmerigiano Tardío-Tithoniano Temprano (~152-146 Ma).

8.3.4 CRETÁCICO TEMPRANO (BERRIASIANO-HAUTERIVIANO TEMPRANO [~145.5-132 MA])

El límite Jurásico-Cretácico y Cretácico Temprano se caracterizó por cambios bruscos en las condiciones químicas, bióticas, tectónicas y de sedimentación (*cf.*, ADATTE et al. 1992, 1994b, 1996a, WHITE et al. 2005). Dichos cambios fueron resultado de mayor apertura del Atlántico central y del Golfo de México, ocasionando una mayor invasión del Mar de Tethys hacia las costas mexicanas como también por la generación de nuevos arcos magmáticos continentales en los límites noroccidentales y suroccidentales de la margen Paleo-Pacífica (CAMPA y RAMÍREZ 1979; AUBOUIN 1981; TALAVERA-MENDOZA 1993; GARCÍA-DÍAZ 2004; GUERRERO-SUASTEGUI 2004; GONZÁLEZ-ARREOLA y BARRAGÁN 2007; TALAVERA-MENDOZA et al. 2007; BARRAGÁN y GONZÁLEZ-ARREOLA 2008, Figuras 8.21-8.26).

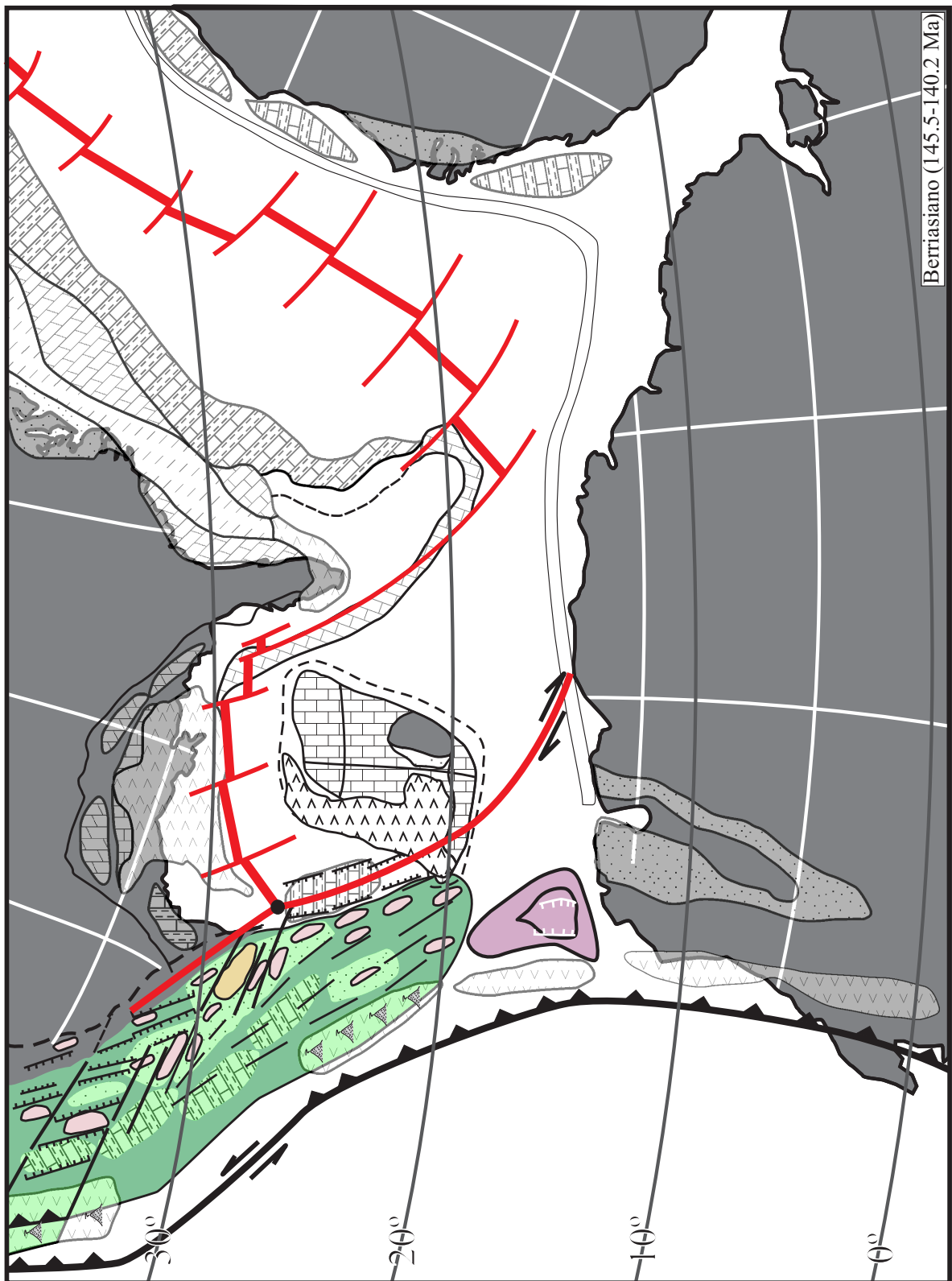


Fig.8. 20: Reconstrucción paleogeográfica de México y el Caribe durante el Berriasiano (~145.5-140.2 Ma). Modificado de DERCOURT et al. (1994) y de GARCÍA-DÍAZ (2004) y de las referencias citadas en el texto.

La continua traslación del Bloque de Yucatán debido a la Falla de Tehuantepec en el Berriasiano (~145.5–140.2 Ma), favoreció: **(1)** la continua invasión del Mar de Tethys en el norte y centro de México como también en el sur de Texas y Florida (CORSO 1987; ADATTE 1994; BARABOSHKIN et al. 2003); **(2)** depósito de secuencias de calizas, calizas arcillosas, calizas fosilíferas y lutitas dentro de ambientes de plataforma abierta con aporte de sedimentos clásticos (Tamaulipas–Durango) y en condiciones infra–neríticas dentro de la Cuenca de Sabinas denominados como Formación Taraises y Formación Caliza Menchaca en el norte de México, y Formación Houston en Texas; y **(3)** la generación de nuevo piso oceánico en el borde sureste del Bloque de Yucatán, propiciando la reactivación de las fallas del basamento en los límites de Nuevo León y Tamaulipas (SALVADOR 1987; WINKER y BUFFLER 1988; SALVADOR 1991c; PINDELL y KENNAN 2002; ÁLVAREZ-SAN ROMÁN 2008).

Simultáneamente a la migración y rotación del Bloque de Yucatán, en la margen Paleo-Pacífica prevalecía un régimen de subducción oblicua con doble polaridad a la que DICKINSON y LAWTON (2001a) denominan como Placa Mezcalera⁸, que originó la secuencias de arcos continentales en la región de Nevada, California, Arizona y Sonora en el noroeste de México; y las secuencias volcánico–sedimentarias de Taxco–Taxco el Viejo–La Venta–Chiautla en los estados de Guerrero y Puebla. En tanto que en la parte central de México, una margen de tipo continental favorecida por la migración de la subducción por una transformante de tipo lateral izquierdo, propició la migración de la subducción del norte de Sinaloa a la región norte del Estado de Puebla y Guerrero (Figuras 8.21 y 8.22).

En conjunto, la traslación del Bloque de Yucatán–migración de América del Norte con la subducción oblicua en la margen pacífica favorecieron una mayor reactivación de las fallas que forman parte del sistema *strike-slip-pull-apart* Mojave–Sonora, dando inicio a una mayor exhumación–erosión de los conjuntos petro–tectónicos Pre–Cretácicos. Con ello, se propicia la generación de nuevo material clástico que se depósito en las inmediaciones de dichos conjuntos (p. ej., Bloque de Coahuila; arcos del Pérmico–Triásico, Archipiélago de Tamaulipas, Arco Cordillerano de Nazas; Figuras 8.21 y 8.22). El material clástico corresponde a las formaciones San Marcos y Barril Viejo

⁸ De acuerdo con DICKINSON & LAWTON (2001a), la placa Mezcalera fue una placa oceánica con doble polaridad que actuó desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano en el margen paleo-Pacífico de México. Dichos autores argumentan esta interpretación argumentando que las secuencias de Arcos de Islas en las regiones de California y Nevada son correlacionables en edad con las que presenta el Terreno Guerrero en el suroeste de México. Sin embargo, los trabajos de TALAVERA-MENDOZA (1993), GARCÍA-DÍAZ (2004), GUERRERO-SUASTEGUI (2004), TALAVERA-MENDOZA et al. (2007) y DÍAZ-JERÓNIMO (2010) proponen que no existen secuencias de Arcos de Islas con edades del Jurásico Temprano-Medio, indicando que las secuencias que DICKINSON & LAWTON (2001a) documentan como Arcos de Islas Oceánicas son más bien secuencias relacionadas con arcos emplazados sobre corteza continental. Considerando lo descrito previamente, se ha considerado a la Placa Mezcalera como una micro-placa que debió actuar durante el Jurásico más Tardío hasta el Cretácico Medio posiblemente.

dentro de la Cuenca de Sabinas, a la Unidad 2 de la Formación La Casita en la Fosa de Monterrey y a la Formación Las Vigas en la Cuenca de Chihuahua.

Durante el inicio de la exhumación-erosión de los conjuntos petro-tectónicos y el depósito de material grueso ligados al el sistema *strike-slip* y *pull-apart* Mojave-Sonora, se exhumaron las rocas del arco cordillerano de Nazas y los ensambles del Pérmico-Triásico, Paleozoico y Precámbrico que bordeaban a la Fosa de Monterrey, como lo indica el análisis de procedencia mostrado en el **Capítulo 7**.

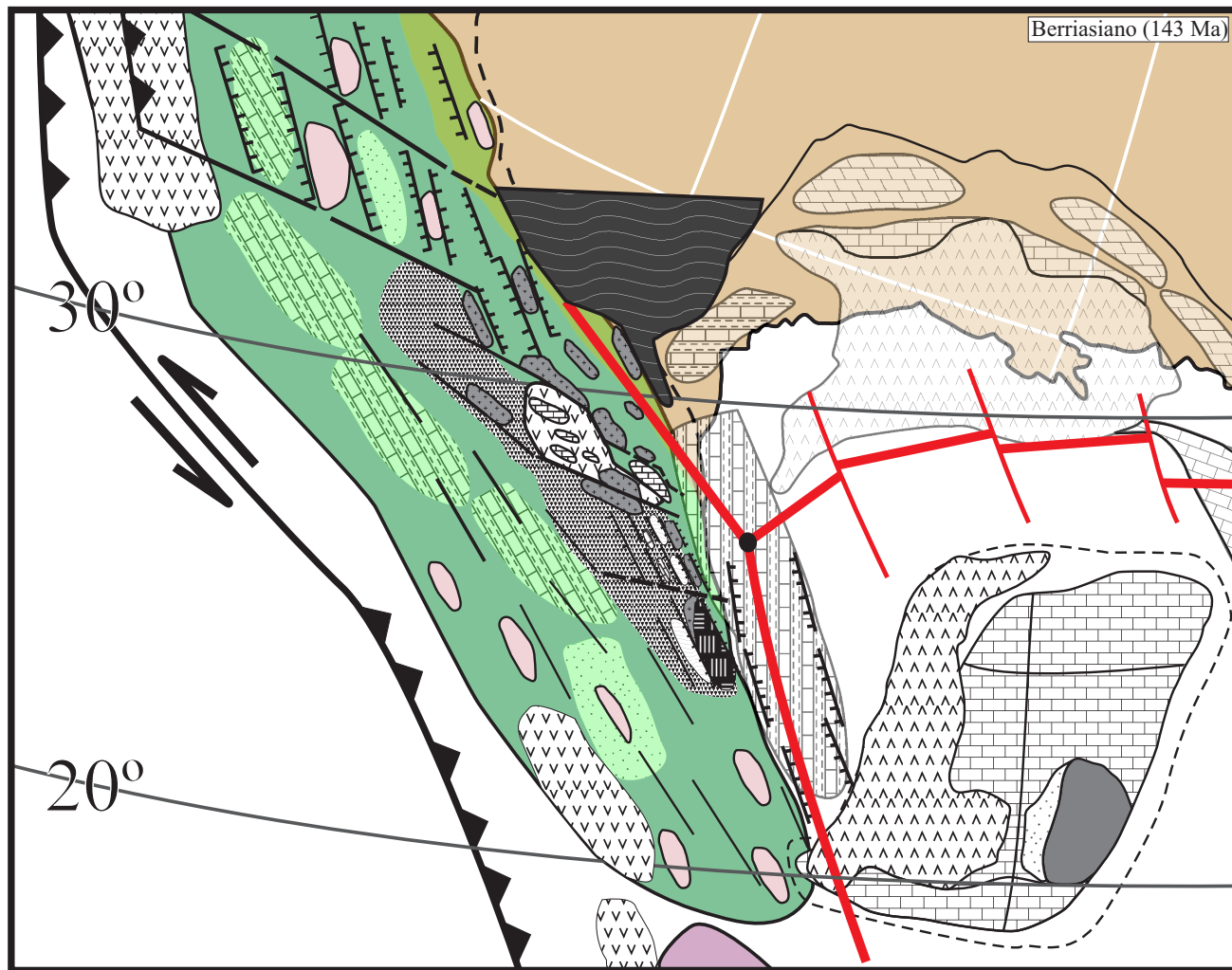


Fig.8. 21: Detalle de la configuración paleo-tectónica durante el Berriasiano (~143 Ma).

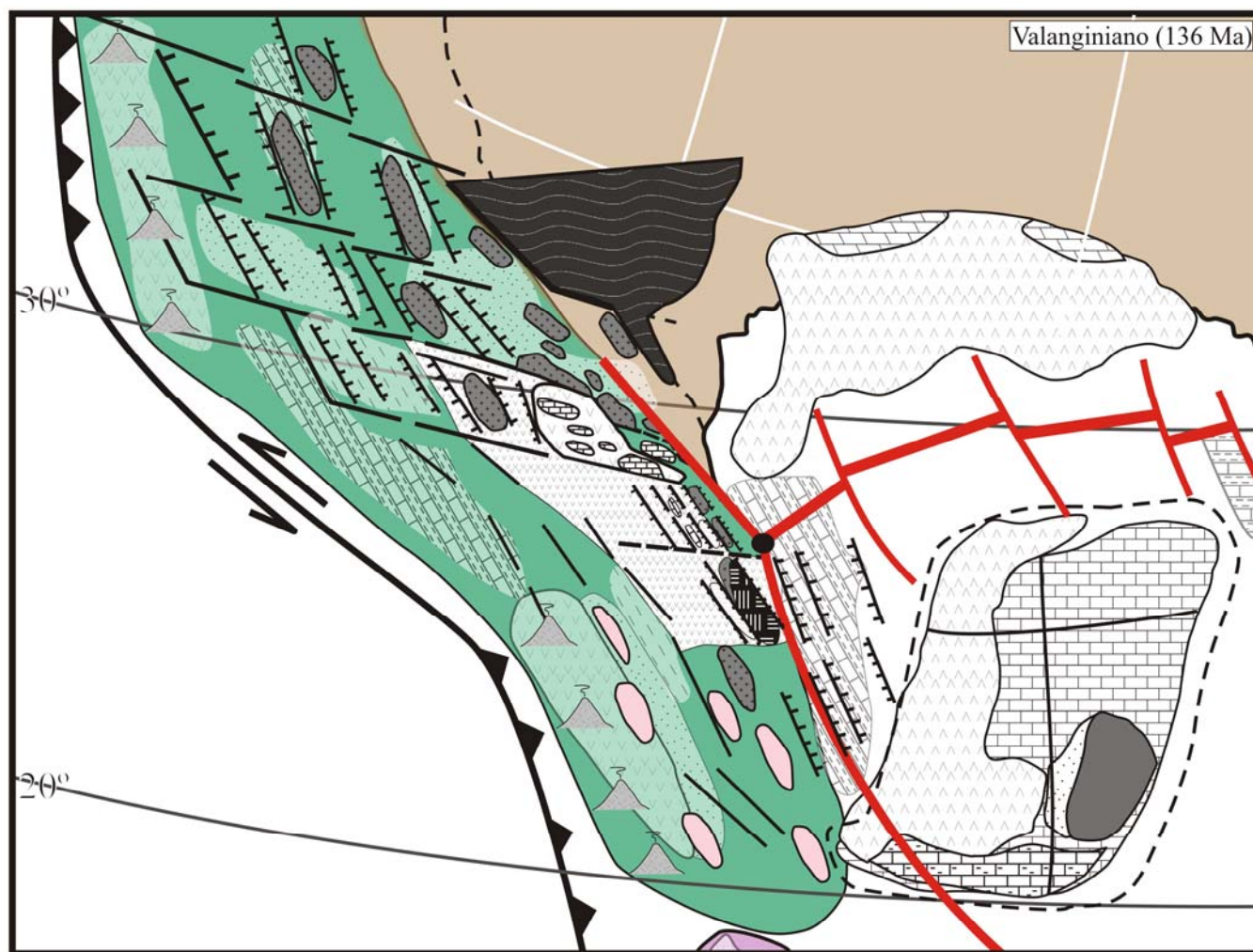


Fig.8. 22: Detalle de la configuración paleogeográfica durante el Valanginiano (~136 Ma) que marca la posible ubicación de las rocas fuentes y los patrones de sedimentación.

Las composición de las áreas fuentes que dieron origen a la Formación San Marcos en la Cuenca de Sabinas [Valle de San Marcos] refleja fuentes proximales como los arcos cordilleranos de La Formación Nazas y fuentes distales precámbricas documentadas en la parte frontal del Greenville (~1.2–1.4 Ga) y en Yavapai–Mazatzai (~1.6–1.9 Ga) en Estados Unidos de Norte América (~1.2 – 1.4 Ga; **Figuras 7.5 y 8.17**). Estos datos evidencian largas distancias de transporte mediante grandes sistemas fluvio–aluviales, como la ha propuesto DICKINSON y GEHRELS (2009 y 2010) para las secuencias del Triásico en el Altiplano del Colorado.

La configuración paleogeográfica durante el Valanginiano (~136 Ma) fue controlada por el último estadio de la apertura del Golfo de México y la rotación–traslación del Bloque de Yucatán a su posición actual en la margen atlántica, mientras que la margen pacífica fue controlada por el sistema de subducción oblicua (**Figuras 8.23–8.24**).

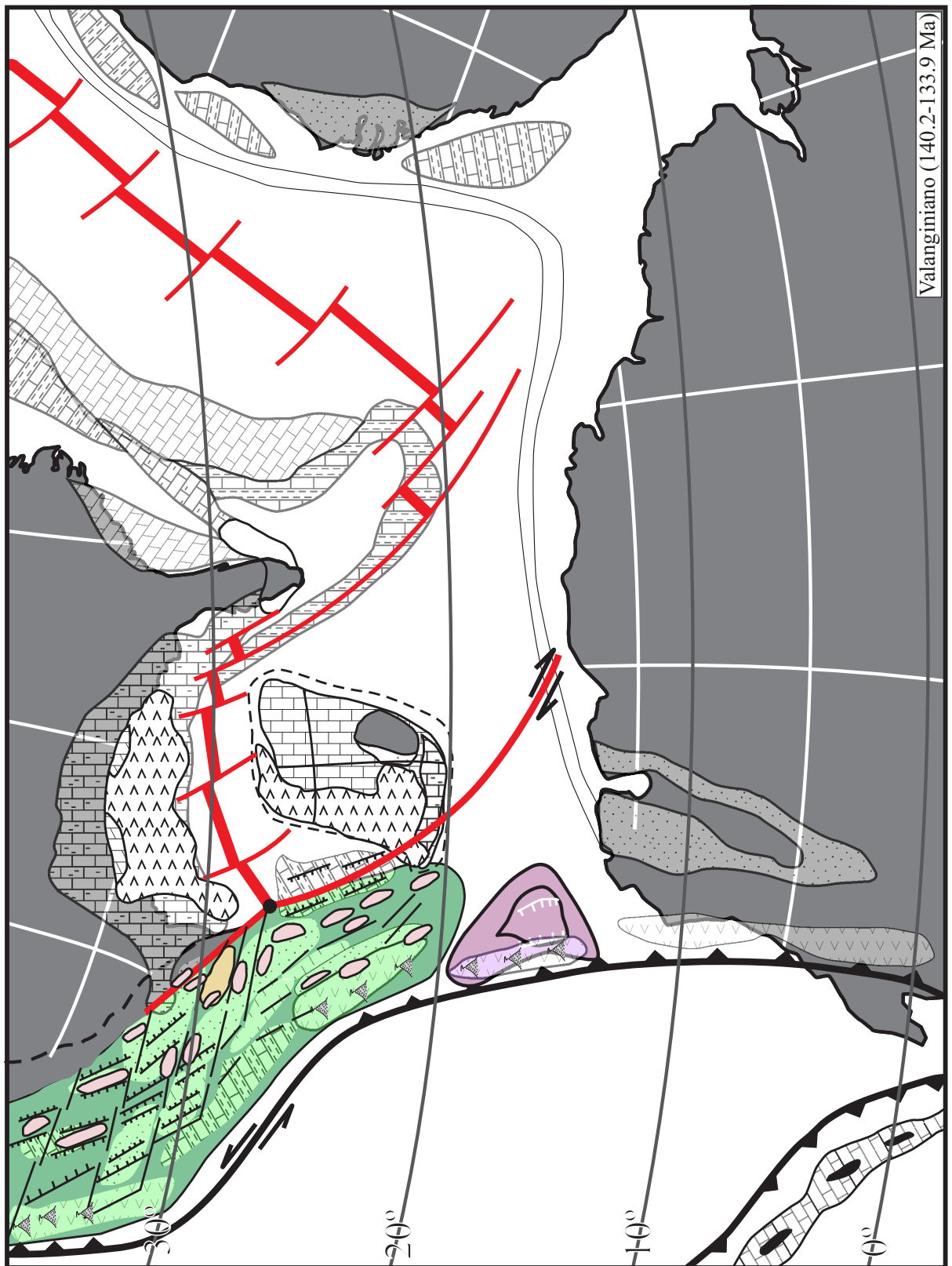


Fig.8. 23: Configuración paleogeográfica durante el Valanginiano (~140.2-133.9 Ma). Modificado de DER COURT et al. (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y de las referencias citadas en el texto.

Durante la última etapa de traslación del Bloque de Yucatán y por consiguiente de la apertura del Golfo de México, se depositaron gruesas secuencias clásticas en los bordes continentales, formando una antigua línea de costa que posiblemente se extendía desde el sur de Tamaulipas hasta el sur de Sonora, bordeando el límite sur del sistema *Strike-slip-Pull-apart* Mojave-Sonora y el margen occidental del Archipiélago de Tamaulipas y del Complejo Novillo (Unidad 2 y 3 de la Formación La Casita, Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises y Formación La Caja; ver **Capítulos 1 y 2**). Así como también se depositaron en las partes distales-proximales, como cambios laterales y verticales de facies, secuencias carbonatadas ligadas con la invasión del Mar de Tethys (Formación Taraises, Lente San Pablo). Simultáneamente, en las cuenca del Corredor Mojave-Sonora se depositaban gruesas secuencias clásticas denominadas como Formación Las Vigas (Cuenca de Chihuahua) y las formaciones San Marcos (Parte Superior), Barril Viejo y la base de la Arcosa Patula (Cuenca de Sabinas), así como secuencias carbonatadas de la Formación Taraises en el borde sureste del la Cuenca de Sabinas (EGUILUZ DE ANTUÑANO 2001).

Dentro de este lapso, en la Fosa de Monterrey se reactivaron tres fallas principales de basamento que delimitan **(1)** al Bloque de Coahuila de los arcos Pérmico-Triásicos, denominado como Lineamiento de Saltillo-Monterrey considerado como una falla de tipo lateral izquierda con componente normal (ver **Figura 7.19; Capítulo 7**); **(2)** el lineamiento nombrado como Galeana-Monterrey que divide a rocas metamórficas

del Complejo Novillo y del Esquisto Granjeno-Aramberri de los arcos Pérmico-Triásicos, documentado como una falla de tipo normal; y **(3)** el lineamiento con dirección casi este-oeste,

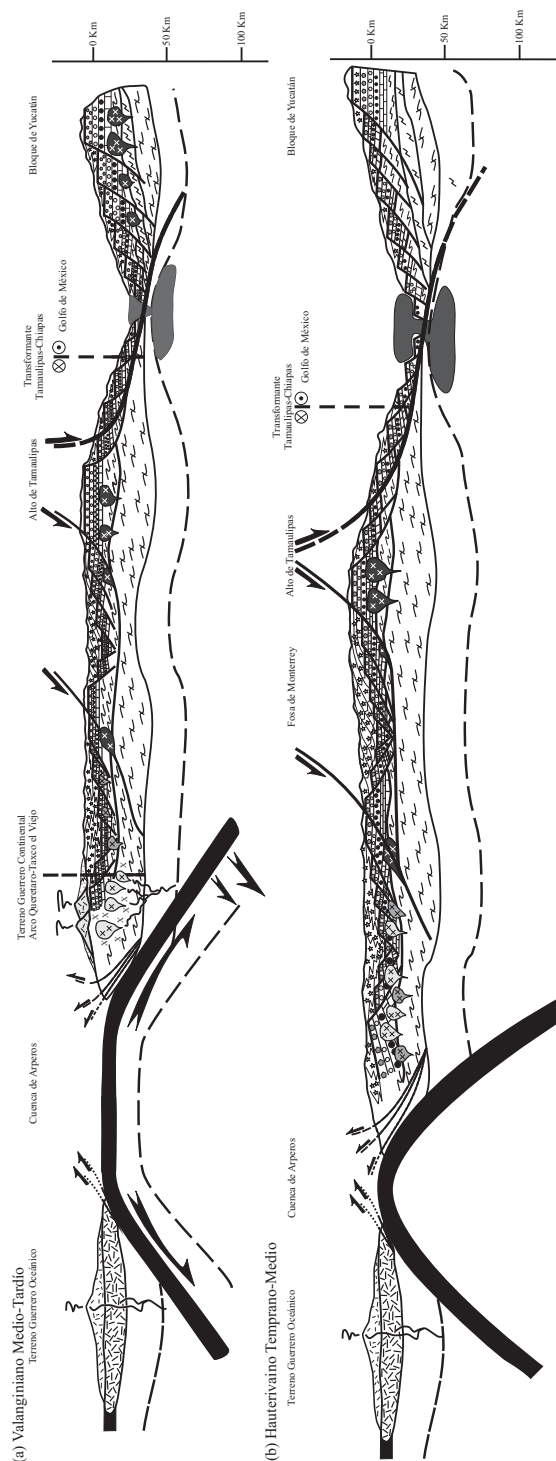


Fig.8. 24: Modelos de evolución tectónicos del Noreste de México durante: (a) Valanginiano Medio-Tardío (~135-133.9 Ma) y (b) Hauteriviano Temprano-Medio (~133.9-131.5 Ma). Modificadas de GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementadas de las referencias citadas.

denominado como Concepción del Oro–Linares, equivalente a una falla de tipo lateral izquierdo (cf., OCAMPO-DÍAZ 2007; OCAMPO-DÍAZ et al. 2008). La interacción de estas fallas de basamento propició el desarrollo de una cuenca *strike-slip* que favoreció la exhumación y el inicio de la erosión profunda de las rocas del basamento (p. ej., Bloque de Coahuila, Archipiélago de Tamaulipas, Isla de Terán). La exhumación y erosión de los conjuntos petro–tectónicos es evidenciada por las características sedimentológicas, petrográficas, geoquímicas, geocronológicas y de CL, de la Unidad 3 y de la secuencia de procedencia A del Miembro Arenoso Galeana documentados por OCAMPO-DÍAZ (2007), OCAMPO-DÍAZ y JENCHEN (sometido) y, discutidos en el **Capítulo 7(Figura 8.23–8.24)**.

Simultáneamente a la instauración del sistema *strike-slip* en la Fosa de Monterrey, en la Cuenca de Sabinas se reactivan las fallas de basamento, principalmente las Fallas de San Marcos y La Babia, propiciaron que los conjuntos petro–tectónicos del Bloque de Coahuila, arcos Pérmico–Triásicos y el Cratón de Coahuila Texas, sean nuevamente exhumados y erosionados, propiciando el depósito de las facies fluvio–aluviales de las formaciones San Marcos, Barril Viejo y la Arcosa Patula (ver **Capítulo 7**).

La subducción oblicua de la Placa Mezcalera alojada en la margen pacífica, favoreció: **(1)** la migración de los arcos continentales de tipo andino instaurados durante el Berriasiano hacia la parte del México Central, como el caso de la migración de la secuencia volcánico–sedimentaria de Taxco–Taxco El Viejo hacia el Estado de Puebla (GUERRERO-SUASTEGUI, comunicación personal); **(2)** el desarrollo de cuencas de tipo tras–arco y frente arco que fueron rellenadas con material clástico y volcaniclástico derivado del Complejo Acatlán, Arcos Pérmico–Triásicos y de los arcos del Jurásico Temprano–Medio (CAMPA et al. 1974; GARCÍA-DÍAZ 2004; TALAVERA-MENDOZA et al. 2007; CENTENO-GARCÍA et al. 2008; DÍAZ-JERÓNIMO 2010). Secuencias similares a los arcos de Taxco El Viejo–La Venta, han sido documentados en Baja California, Sonora, Arizona, Nevada y California (CAMPA y CONEY 1983; TALAVERA-MENDOZA 1993; INGERSOLL 1995; DICKINSON y LAWTON 2001a; 2001b; DICKINSON 2004; BUSBY et al. 2005; GONZALEZ-LEÓN et al. 2009); **(3)** el desarrollo de la transformante de tipo lateral izquierdo Sonora–Puebla que desplaza la generación de arcos de Sonora hacia Guerrero–Puebla, favoreciendo el desarrollo de una margen de tipo *estable o pasiva* en el México Central (estados de San Luis Potosí, Durango, Zacatecas y Nuevo León), en donde se depositaron la Formación Taraises y sus equivalentes (**Figuras 8.23–8.24 y 8.25a**); y **(4)** el desarrollo continuo del sistema *strike-slip-pull-apart* Mojave–Sonora que involucró la reactivación de fallas del basamento (p. ej., Falla de San Marcos, Lineamiento Saltillo–Monterrey, La Babia y Lineamiento Galeana – Monterrey), dando paso al depósito de formaciones La Casita, San Marcos, Barril Viejo y Arcosa Patula (**Figuras 8.23–8.24**).



Fig.8. 25: Reconstrucción paleo-tectónica de México durante Hauteriviano (~133.9-130 Ma). Base paleogeográfica modificada de DER COURT et al. (1994) y GARCÍA-DÍAZ (2004) y complementada de la referencias citadas en el texto.

La configuración paleogeográfica del Hauteriviano Temprano-Medio es controlada principalmente por el régimen de subducción oblicua de la Placa Mezcalera situada en la margen pacífica, y en menor grado por la traslación de América del Norte y la posición del Bloque de Yucatán con respecto a su posición actual. La traslación de América del Norte aunada a la estabilidad del Bloque de Yucatán permitió la invasión de Mar de Tethys hacia la Cuenca de Sabinas y la Fosa de Monterrey. Con dicha invasión fueron depositadas las secuencias carbonatadas de las formaciones Padilla y La Mula dentro de la Cuenca de Sabinas, la unidad superior de la Formación Taraises, la unidad inferior de la Formación Cupido y la unidad inferior de la Formación Tamaulipas Inferior en la Fosa de Monterrey durante el Hauteriviano Tardío (**Figuras 8.26–8.27**).

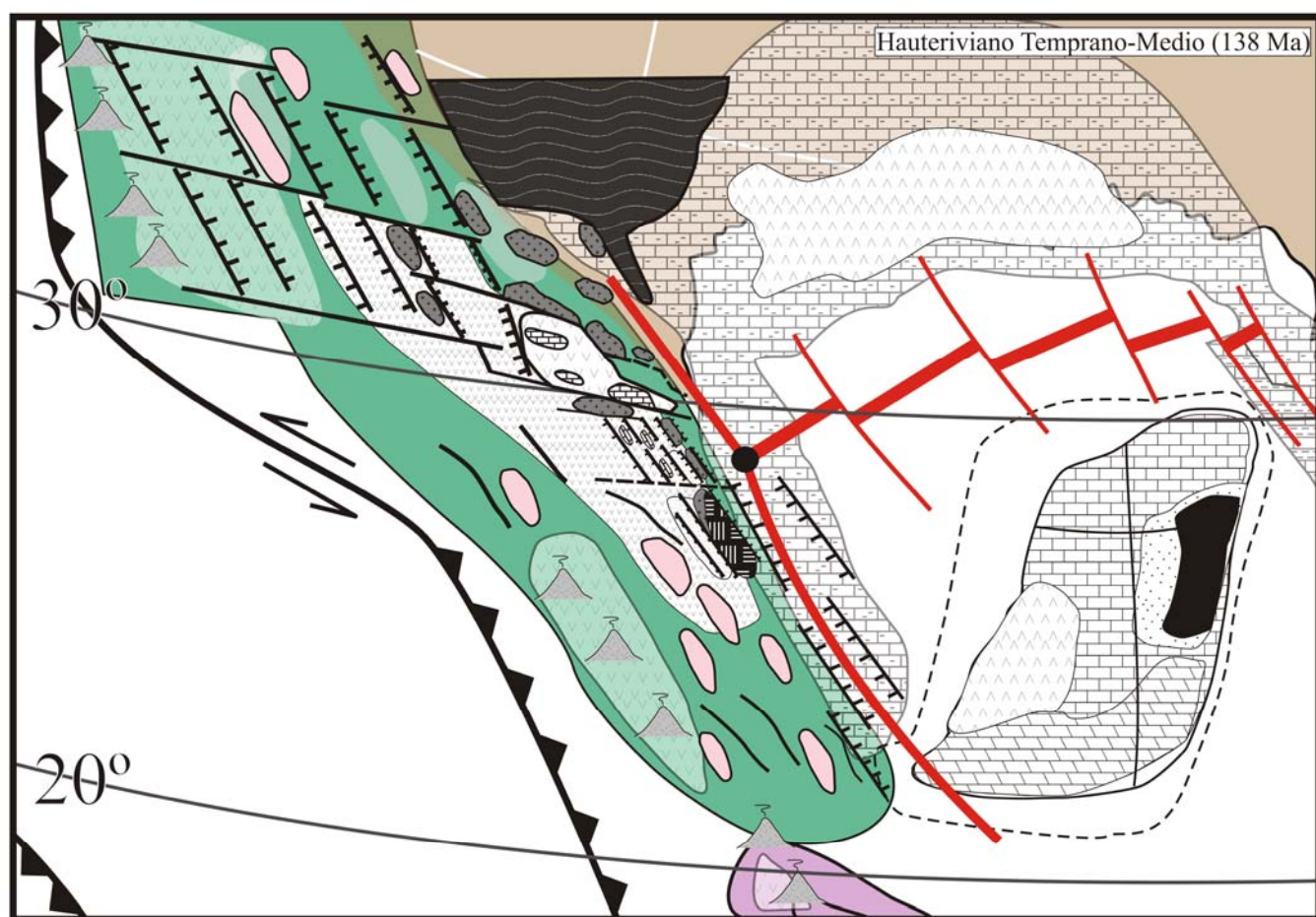


Fig.8. 26: Detalle de la configuración paleogeográfica durante el Hauteriviano Temprano-Medio (~138 Ma), que marca la posible ubicación de las rocas fuentes y los patrones de sedimentación.

Por otro lado, la continua reactivación de fallas que comprenden al sistema *Strike-Slip-Pull-Apart* Mojave-Sonora y las que bordean a la Fosa de Monterrey favorecieron la continua exhumación y erosión profunda de los ensambles petro-tectónicos y también la generación de depósitos de las últimas secuencias clásticas dentro de la Fosa de Monterrey y de la Cuenca de Sabinas durante el Hauteriviano Temprano (**Figuras 8.25b, 8.26–8.27**).

Los procesos de exhumación en la Cuenca de Sabinas dieron origen a la parte superior de la Formación San Marcos y Arcosa Patula. Ambas formaciones se caracterizan por mostrar potentes secuencias clásticas depositadas dentro de ambientes fluvio-aluviales. Los resultados petrográficos y geoquímicos discutidos en el **Capítulo 7** indican la erosión profunda de los arcos Pérmico-Triásicos (Isla de La Mula o Monclova) con el decremento paulatino del aporte del Cratón Coahuila-Texas y Arco de Las Delicias (ver **Capítulos 3–7**).

Sincrónicamente a la exhumación y a la erosión profunda que ocurría en la Cuenca de Sabinas, en la Fosa de Monterrey se efectuaba un proceso similar que involucró a las rocas del Complejo Metamórfico Novillo, Arcos Pérmico-Triásicos situados dentro del Archipiélago de Tamaulipas, y a los ensambles petro-tectónicos que conforman al Bloque de Coahuila (*cf.*, MICHALZIK 1988; OCAMPO-DÍAZ 2007; GRAY et al. 2008). Durante el proceso de exhumación de estos ensambles petro-tectónicos fueron depositadas las petrofacies A y C que comprenden a la Unidad 3 de la Formación La Casita, la segunda secuencia de procedencia del Miembro Arenoso Galeana (OCAMPO-DÍAZ y JENCHEN sometido; OCAMPO-DÍAZ et al. sometido). El depósito de estas secuencias clásticas implicó el mayor tiempo de exhumación y erosión profunda de las rocas cristalinas, como se muestra y comprueba en el **Capítulo 7**.

Ambos casos evidencian la reactivación de las fallas del basamento que corresponden al Lineamiento Saltillo-Monterrey, Concepción del Oro-Linares, Falla de San Marcos, Falla de La Babia y Falla Galeana-Monterrey. Los cuatro primeros debieron mostrar una componente lateral izquierda que favoreció el desarrollo máximo del sistema *strike-slip-pull-apart* que propició la formación de fallas normales, así como la exhumación y erosión de los ensambles petro-tectónicos que comprenden al basamento (**Figuras 8.25b, 8.26–8.27**).

La exhumación de los bloques de basamento ocurrido durante el Berriasiano-Hauteriviano Medio en ambas cuencas está comprobado por **(1)** el incremento del contenido de los fragmentos líticos metamórficos y plutónicos; **(2)** el aumento de cuarzos de origen metamórfico y plutónico (luminiscencia azul cielo-marino y café; **Figuras 6.13–6.14**); **(3)** la adición de poblaciones Precámbricas de circones hacia la cima de las secuencias; **(4)** el Análisis Discriminante de la concentración de elementos trazas y de tierras raras mostrado en el **Capítulo 4, Figura 4.13**; **(5)** el incremento en las relaciones de Qp/Qm , Lv/Lt , Lm/Lv , y el decremento de los valores del **InReSe**,

documentados por OCAMPO-DÍAZ y RUBIO-CISNEROS [sometido]. Dichos autores proponen que durante el límite Jurásico–Cretácico y principalmente durante el Cretácico Temprano (Valanginiano–Hauteriviano) ocurrió un proceso de rejuvenecimiento de las áreas fuentes, propiciado por procesos de exhumación de los bloques de basamento en la porción sur de la Fosa de Monterrey (**Figuras 7.10 y 7.11**).

Las interpretaciones sobre las configuraciones paleogeográficas del Atlántico, Golfo de México y noreste de México durante el Berriasiano–Hauteriviano Temprano–Medio previamente descritas, se basan en: **(1)** la fragmentación del Atlántico Central–Norte reportada en los trabajos geofísicos que emplean las anomalías magnéticas, Polos de Euler en los bordes de la costa este de Norte América y la costa oeste de África por MARTON y BULFER (1994), MARTON (1995), BIRD et al. (2005), BIRD et al. (2007), FILLON (2007); MICKUS et al. (2009); confirmando con ello la continua apertura del oceano Atlántico Central; **(2)** los trabajos sedimentológicos elaborados en el límite Jurásico–Cretácico por MICHALZIK (1988), MICHALZIK y SHUMMAN (1994), ADDATE (1996), BARRAGÁN (2000), FREY et al. (2002), BUCHY et al. (2006a; 2006b), GÓMEZ-ARREOLA y BARRAGÁN (2007), VELASCO-SEGURA (2007), confirman la continua invasión del Mar de Tethys y cambios en las condiciones paleo-oceanográficas (químicos, bióticos y sedimentológicos) ocurridos durante este lapso de tiempo como lo indica la presencia de macrofósiles (amonites) y microfósiles (calpionelidos) que evidencian la migración del Mar de Tethys; el incremento de la clorita con respecto a la caolinita, registrando los cambios en las condiciones de sedimentación de aguas marinas abiertas a pelágicas y de plataformas abiertas a sedimentación clástica continental; los últimos estadios de la apertura del Golfo de México y de traslación del Bloque de Yucatán durante el Valanginiano Tardío (~138 Ma), son soportados por las últimas edades crono-magnéticas, las trazas de puntos calientes relacionadas con la generación de piso oceánico y por los análisis paleomagnéticos reportados por WINKER y BUFLER (1988), PINDELL y BARRET (1990), MOLINA-GARZA et al. (1992), MARTON y BUFLER (1994), BIRD (2004), BIRD et al. (2005), PINDELL y KENNAN (2009); **(4)** la continua subsidencia y exhumación de los bloques de basamento durante el Cretácico Temprano en el borde oriental del Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán es argumentado por el análisis sísmico–estratigráfico realizado por ÁLVAREZ-SAN ROMÁN (2008) y GARCÍA-ZAVALA (2008), quienes muestran que las fallas de basamentos cortan hasta la base de la Formación Cupido, evidenciando con ello el efecto de la traslación del Bloque de Yucatán durante el Cretácico Temprano; **(5)** la presencia de los lineamientos descritos en el texto (p. ej., Lineamiento Saltillo–Monterrey, Galeana–Monterrey, Concepción del Oro–Linares) han sido descritos e interpretados por DE CSERNA (1956), MICHALZIK (1988), OCAMPO-DÍAZ (2007), OCAMPO-DÍAZ et al. (2008) basándose en análisis sedimentológicos y geomorfológicos. Así mismo, MICKUS y MONTANA (1999), GRAY et al. (2008) y MEDINA-FERRUSQUÍA (en proceso), los describen mediante análisis de datos aeromagnéticos y gravimétricos (**Figura 7.19**);

(6) la nula conexión en las vías de transporte de sedimentos y la relación que muestran las secuencias clásticas con las fallas del basamento en la Cuenca de Sabinas y la Fosa de Monterrey, ha sido tratada y documentada mediante el análisis geocronológico en circones detríticos, petrográfico, análisis de paleocorrientes y aeromagnético regional por KRUTAK (1965), MICHALZIK (1988), GRAY et al. (2008), OCAMPO-DÁIZ et al. (2008), y OCAMPO-DÍAZ (Sometido) y los resultados de la presente tesis, discutidos en capítulos anteriores.

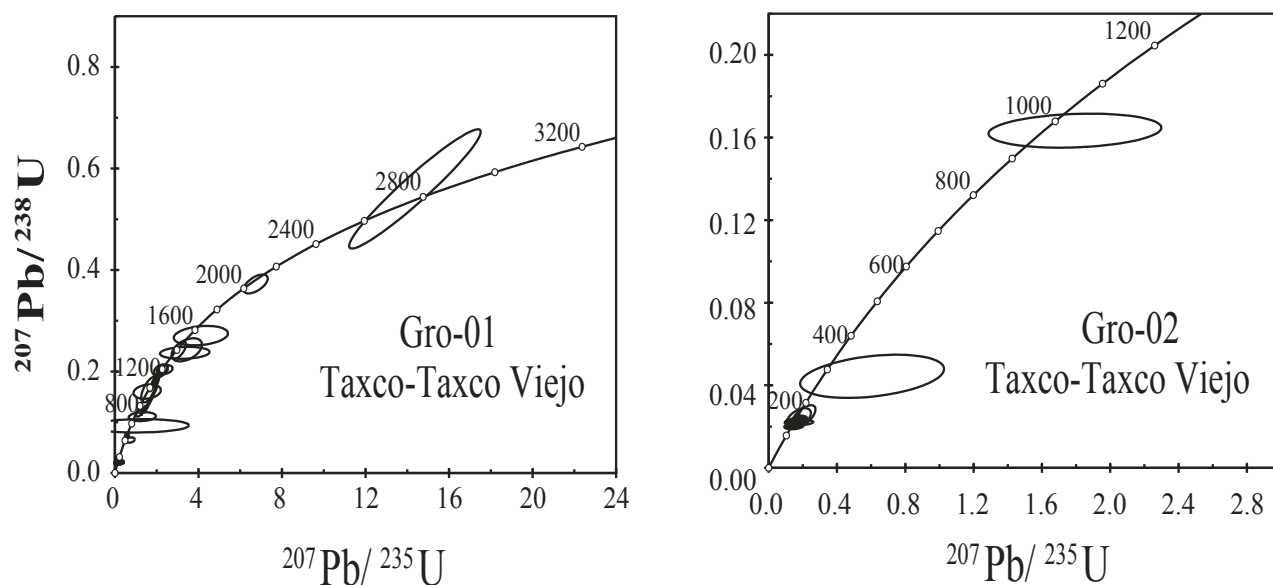


Fig.8. 27: Diagramas de Concordia que muestran la edad de U-Pb de las secuencias volcánico-sedimentarias de Taxco-Taxco el Viejo (tomadas de TALAVERA-MENDOZA et al. 2007).

Las configuraciones paleogeográficas de la margen pacífica durante el Berriasiano-Hauteriviano Medio (~145.5–132 Ma) están corroboradas por: **(1)** el origen y carácter de los arcos continentales de tipo andino es corroborado por el análisis estratigráfico, geoquímico de roca total, isotópicos y de minerales realizado por TALAVERA-MENDOZA (1993), GARCÍA-DÍAZ (2004), DÍAZ-JERÓNIMO (2010). Los autores mencionan que las rocas meta-volcánicas de composiciones andesíticas, dacíticas y riolíticas con metamorfismo de grado bajo en facies de esquistos verdes presentan patrones geoquímicos como enriquecimiento en los LILE con respecto a los HSFE; anomalías negativas en los elementos orogénicos como Nb, Ta y Ti; enriquecimiento en LREE con respecto a HREE; relaciones de La_N/Yb_N entre 2.9 y 6.0. Estas características geoquímicas evidencian el desarrollo de arcos continentales emplazados dentro de corteza continental (Complejo Acatlán); **(2)** las edades, obtenidas por análisis de isótopos radiogénicos en circones magmáticos y detríticos, propuestas por CAMPA y IRONDO (2003 y 2004), ELIAS-HERRERA et al. (2004), GARCÍA-DÍAZ (2004), TALAVERA-MENDOZA et al. (2007), DÍAZ-JERÓNIMO (2010) corroboran la existencia y emplazamiento de

los arcos continentales en el borde occidental del Terreno Mixteca entre Taxco el Viejo–Chiautla durante el Valanginiano–Hauteriviano Medio (**Figura 8.28**); **(3)** el metamorfismo de grado bajo en facies de esquistos verdes y los planos de foliación y lineación mineral con direcciones E-NE y W-SW, relacionadas a un evento de metamorfismo regional con una fuerte componente milonítica que permitió el desarrollo de clorita, sericita y escasa epidota. Dicho evento de metamorfismo fue generado durante la acreción–amalgamación post–*roll-back slab* de la Placa Mezcalera a finales del Hauteriviano (GARCÍA-DÍAZ 2004; DÍAZ-JERÓNIMO 2010), como lo evidencia; la falta de evidencias estructurales como S_1 y S_2 en las formaciones Zicapa y Morelos en el Estado de Guerrero (FIGUEROA-CATALÁN y GÓMEZ-MARTÍNEZ 2010), así como la naturaleza feldespatolítica y cuarzofeldespática de la Formación Chilitos del Cretácico Temprano Tardío–Medio en la región de Zacatecas (SCHWARZER et al. 2003); **(4)** la ausencia de arcos de tipo continentales en la parte central de México (Estados de San Luís, Potosí, Zacatecas, Durango, Sonora) y el desarrollo de las secuencias carbonatadas de la Formación Taraises y sus equivalentes, soportan al desarrollo de la transformante alojada entre el sur de Sonora–Querétaro (BARRAGÁN 2000; DAVILA-ALCOCER et al. 2009; **(5)** la polaridad de la doble subducción de la placa Mezcalera durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano es soportada por los trabajos de CAMPA et al., (1974), CAMPA y RAMÍREZ (1979), TARDY (1980), MONOD et al. (1990), ORTIZ-HERNÁNDEZ et al. (1990), LAPIERRE et al. (1992), CENTENO-GARCÍA et al. (1993), TARDY et al. (1994), BARROS-RODRÍGUEZ (1995), FREYDIER et al. (1995), MIRANDA-GASCA (1995), TALAVERA-MENDOZA et al. (1995), FREYDIER et al. (1997), GUERRERO-SUASTEGUI (1997), FREYDIER et al. (2000), TALAVERA-MENDOZA y GUERRERO-SUASTEGUI (2000), DICKINSON y LAWTON (2001a), WESTON (2002), GARCÍA-DÍAZ (2004), TALAVERA-MENDOZA et al. (2007), CENTENO-GARCÍA et al. (2008), DÍAZ-JERÓNIMO (2010), quienes la interpretan como secuencias de arcos de islas intra–oceánicos, amalgamados durante el Cretácico Temprano – Medio; **(6)** la subducción oblicua alojada en la región norte de Sonora, California, Arizona y Nevada favoreció el máximo desarrollo del sistema *strike-slip-pull-apart* Mojave–Sonora (Cuencas McCoy–Sabinas), propiciando con ello al **(i)** desarrollo de arcos continentales similares a los de Taxco el Viejo–Chiautla; **(ii)** la reactivación de las fallas del basamento como la falla de La Babia, Falla de San Marcos, lineamiento Saltillo–Monterrey, lineamiento Galena–Monterrey; **(iii)** la exhumación de los ensambles petro–tectónicos que bordean a dicho sistema (p. ej., Bloque de Coahuila, Isla de la Mula, Alto del Diablo); **(7)** la desarrollo de las secuencias clásticas dentro de la Cuencas de Sabinas y Fosa de Monterrey, como lo han documentado CHARLESTON (1974), HARKEY (1985), MICHALZIK (1988), TARDY et al. (1989), ROSAZ (1989), DICKINSON y LAWTON (2001b), EGUILUZ DE ANTUÑANO (2001), HAENGGI (2002), ANDERSON y NOURSE (2005), BASETT y BUSBY (2005), BUSBY et al. 2005, HAENGGI y MUEHLBERGER (2005), OCAMPO-DÍAZ et al. (2008).

9 CONCLUSIONES

9.1 SEDIMENTOLOGÍA

(1) El análisis de facies de las intercalaciones clásticas del Noreste de México indica la evolución de depósitos de plataforma con alta circulación (Unidad 1 de la Formación La Casita) a sistemas costeros deltaicos de las Unidades 2 y 3 con un rumbo NW 15° a SE 10°. Los procesos fluviales fueron los encargados de transportar el sedimento hacia el depocentro de la cuenca, situado al oeste del Archipiélago de Tamaulipas, y al suroeste del Bloque de Coahuila. Los procesos mareales y de oleaje controlaron la dispersión y agradación de los sedimentos dentro del frente deltaico, *strandplain*, *shoreface* y bahías interdistributarias/lagunas. En tanto que las largas corrientes oceánicas fueron las responsables de la migración de los depósitos de *shoreface* y *strandplain* de la parte central hacia la región sur de la cuenca, como también de la modulación de los sedimentos de los diferentes frentes deltaicos.

9.2 PETROGRAFÍA

(1) La petrografía de las secuencias clásticas muestra que las petrofacies documentadas derivan de rocas de composición riolítica, andesítica, granítica, granodiorítica, tobacea y en menor proporción, basáltica y metamórfica psamítica/felsíticas₂₋₄ y pelítica₁₋₃, depositadas dentro un sistema de *rift* volcánico no-disectado y *rift* disectado.

9.3 GEOQUÍMICA

(1) El análisis geoquímico de las secuencia clásticas revela:

- (a) Las áreas fuentes son de composición riolítica, andesítica, granítica, granodiorítica, tobacea, relacionadas con un ambiente tectónico de arco continental con aportes de gneises, esquistos y basaltos.
- (b) Los índices de alteración (p. ej., CIA, MFW) son en promedio de ~50, evidenciando poca influencia del Intemperismo en las muestras analizadas.
- (c) La Fosa de Monterrey presenta mayor influencia en la modificación de la concentración de los elementos mayores por procesos de albitización-cementación, mientras que la Cuenca de Sabinas se encuentra más influenciada por los procesos de cementación.
- (d) La concentración de REE en la Fosa de Monterrey puede estar siendo modificada por los procesos de liberación o encapsulamiento durante la albitización, que puede

ocurrir en los minerales ricos en fósforo por cambios en la composición del área fuente y en menor grado por la precipitación/sustitución de minerales autigénicos. En las muestras de la Cuenca de Sabinas la concentración de los elementos de tierras raras (REE) son controladas por la precipitación/reemplazo por cementos, por la liberación y encapsulamiento ocurrido durante la albitización; en pocas muestras se reportan cambios o adición de nuevas áreas fuentes.

9.4 GEOCRONOLÓGIA

(1) El análisis geocronológico de circones detríticos evidencia que:

- (a)** La Formación La Casita tiene aporte de los Arcos de Nazas, arcos Pérmico-Triásicos, Arco de Las Delicias y de rocas relacionadas con los Eventos Pan-Africano-Brasiliano y Grenvilliano.
- (b)** La áreas fuentes de la Arcosa Patula son los arcos Pérmico-Triásicos, Arco de Las Delicias, el Cratón de Coahuila-Texas, y en menor grado rocas ligadas con los Eventos Pan-Africano-Brasiliano y Grenvilliano.

9.5 CÁTODOLUMINISCENCIA

(1) El análisis de los espectros de color en cuarzo evidencia:

- (a)** La Formación La Casita tiene predominantemente áreas fuentes volcánicas y plutónicas [cuarzo de color azul cielo-medio y rojos-violetas] con proporciones moderadas de rocas metamórficas de grado bajo-medio [cuarzos de color café y azul marino].
- (b)** La Arcosa Patula se caracteriza por mostrar un predominio de cuarzos de origen plutónico [azul cielo-medio] y en menor grado cuarzo de origen volcánico y bajo grado metamórfico.

9.6 TECTÓNICA

La conjunción de los datos composicionales e información geológica existente permite concluir que:

(1) La generación y migración de los arcos del Jurásico Temprano-Medio obedeció a un régimen de subducción frontal situada en la margen Paleo-Pacífica que favoreció *(i)* el desarrollo de cuencas de tipo tras-arco, intra-arco y frente-arco en los estados de Sonora, Durango, Chihuahua, Zacatecas, Tamaulipas, Nuevo León, Guerrero y Chiapas; *(ii)* el *roll-back slab* de la Placa Pre-Mezcalera, propició la exhumación de los conjuntos petro-tectónicos Pre-Jurásicos, al inicio de la fragmentación del Bloque de Yucatán en conjunto

con la Falla Tamaulipas–Tehuantepec durante el Aleniano–Bajociano; y **(iii)** durante los procesos de exhumación–erosión fueron depositadas en la parte central y noreste de México las formaciones Nazas, La Boca, La Joya, Todos Santos y Chapolapa.

(2) La subducción oblicua en la margén Paleo–Pacífica y la continua separación del Bloque de Yucatán durante del Jurásico Medio–Tardío favorecieron al: **(i)** desarrollo de cuencas y sedimentación intra–continental asociadas con yesos y sal de las formaciones Olvido y La Gloria, representado el último estadio de un *rift* volcánico; **(ii)** mayor invasión de las aguas del Mar de Thetys y el aumento relativo del nivel del mar, reflejados en la fauna thetisiana documentada en la Formación La Caja y Formación La Casita, así como su desarrollo dentro una plataforma con modelo de rampa mixta ligada a un margen de tipo pasivo relacionado con una subducción de alto ángulo; **(iii)** desarrollo de los arcos continentales reportados en California, Nevada y Sonora (p. ej.; BUSBY 2004); **(iv)** generación de cuencas *pull–apart* y *strike–slip* asociadas con la reactivación de fallas de basamento ligadas a las discordancias reológicas (p. ej., Falla de San Marcos; TARDY et al. 1989; ROSAZ 1989; MICKUS et al. 2009), que propiciaron la exhumación y reactivación de los bloques de basamento y los sistemas sedimentarios clásticos.

(3) La migración de los arcos continentales de California, Sonora y Sinaloa, la instauración de la transformante de Sonora–Querétaro y la apertura del Golfo de México durante el Cretácico Temprano favorecieron **(i)** la instauración de arcos continentales de tipo andino en el sur de México (p. ej., Secuencias Taxco y Taxco el Viejo); **(ii)** depósito de secuencias mixtas clástico–carbonatadas en el centro y norte de México (p. ej., Formación Taraises, Miembro Arenoso Galeana); **(iii)** la continua conexión del Mar de Thetys; y **(iv)** el mayor desarrollo del sistema *strike–slip* y *pull–apart*, depositándose la Unidad 3 (Formación La Casita), Formación San Marcos y Arcosa Patula.

REFERENCIAS

- ADATTE, T., STINNESBECK, W., HUBBERTEN, H. & REMANE, J. (1992) The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern and central Mexico: A multistratigraphical approach. In: *VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, pp. 23-29, Salamanca.
- ADATTE, T., STINNESBECK, W., HUBBERTEN, H. & REMANE, J. (1994a) Nuevos datos sobre el límite Jurásico/Cretácico en el Noreste y Centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **LII**, 11-14.
- ADATTE, T., STINNESBECK, W. & REMANE, J. (1994b) The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico: Confrontation and correlation by microfacies, clay mineral mineralogy, calpionellids and ammonites. *Geobios*, **17**, 37-56.
- ADATTE, T., STINNESBECK, W., REMANE, J. & HUBBERTEN, H. (1996a) Paleogeographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeast Mexico. *Cretaceous Research*, **17**, 671-689.
- ADATTE, T., STINNESBECK, W., REMANE, J. & HUBBERTEN, H. (1996b) Paleogeographic setting of Center-East Mexico at the Jurassic/Cretaceous boundary, correlation with NE-Mexico. *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg*, **77**, 379-393.
- AIGNER, T. (1985) *Storm depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin, 174 pp.
- AIKEN, C.L.V., BALDE, M., XU, X., ABDEL-SALAM, M.G., FUENTE, M.F.D.L. & MENA, M. (1997) Integrated studies of Mexico with gravity, magnetic, and GIS database. *The Leading Edge*, **December**, 1779-1785.
- AITCHISON, J. (1986) *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Chapman & Hall, London, 410 pp.
- AITCHISON, J. (2003) *The Statistical Analysis of Compositional Data*. The Blackburn Press, London, 416 pp.
- AITCHISON, J., BARCELÓ-VIDAL, C., MARTÍN-FERNÁNDEZ, J. & PAWLOWSKY-GLAHN, V. (2000) Logratio Analysis and Compositional Distance. *Mathematical Geology*, **32**, 271-275.
- AITCHISON, J. & GREENACRE, M. (2002) Biplots of compositional data. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, **51**, 375-392.
- AITCHISON, J. & SHEN, S.M. (1980) Logistic-normal distributions-some properties and uses. *Biometrika*, **67**, 261-272.
- AITCHISON, J.C., DAVIS, A.M., ABRAJEVITCH, A.V., ALI, J.R., BADENGZHU, X., LIU, J.B., LUO, H., MCDERMID, I.R.C. & ZIABREV, S.V. (2004) Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethyan ophiolites along the Yarlung Tsangpo suture zone, Tibet. In: *Ophiolites in Earth History* (Eds Y. Dilek and P.T. Robinson), **Special Publications 218**, pp. 147-164. The Geological Society of London, London, U.K.
- ALAM, M.M. (1995) Tide-Dominated Sedimentation in the Upper Tertiary Succession of the Sitapahar Anticline, Bangladesh. In: *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments* (Eds B.W. Flemming and A. Bartholomä), **Special Publication 24**, pp. 329-341. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- ALANIZ-ALVAREZ, S.A., VAN DER HEYDEN, P., SAMANIEGO, A.F.N. & ORTEGA-GUTIERREZ, F. (1996) Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, **24**, 443-446.
- ÁLVAREZ-SAN ROMÁN, F. (2008) *Estudio Sismoestratigráfico con métodos potenciales en el área Noreste de Linares, Nuevo León*. Linares, N.L., México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 185 pp.
- ALVAREZ, M.J. (1949) Tectonics of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **33 (8)**, 1319-1335.
- ALLEN, J.R. & ALLEN, P. (2005) *Basin Analysis: Principles and applications*. Blackwell Science Ltd, Oxford, UK., 549 pp.
- ALLEN, J.R.L. (1982a) *Sedimentary Structures: Their character and physical basis*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 592 pp.
- ALLEN, J.R.L. (1982b) *Sedimentary Structures: Their character and physical basis*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 663 pp.
- ALLEN, J.R.L. (1985) *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen & Unwin, London, 271 pp.
- ALLEN, L.R.J. (1971) Mixing at Turbidity Currents Heads, and its Geological implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41 (1)**, 97-113.
- ALLEN, P.A. & DENSMORE, A.L. (2000) Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research*, **12**, 367-380.
- ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (1984) Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand wave. *Sedimentology*, **31**, 63-81.
- AMOROSI, A., COLALONGO, M.L., DINELLI, E., LUCCHINI, F. & VAIANI, S.C. (2007) Cyclic variations in sediment provenance from late Pleistocene deposits of the eastern Po Plain, Italy. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli and M.J. Johnsson), **Special Paper 420**, pp. 13-24. Geological Society of America Tulsa, Oklahoma.
- ANDERSON, B.G. & DROSER, M.L. (1998) Ichnofabrics and geometric configurations of Ophiomorpha within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US western interior. *Sedimentology*, **45**, 379-396.
- ANDERSON, T.H., JONES, N.W. & MCKEE, J.W. (2005) The Taray Formation: Jurassic (?) mélange in northern Mexico—Tectonic implications. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 427-455. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- ANDERSON, T.H. & NOURSE, J.A. (2005) Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 97-122. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- 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 America Bulletin*, **94**, 941-966.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1977a) Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern México. *Geological Society of America Abstracts with programs*, **9**, 880.

- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1977b) U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. *Economic Geology*, **72**, 827-836.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1978) The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico. In: *Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora* (Eds J. Roldán-Quintana and G.A. Salas), pp. 9-10. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1979) The role of the Mojave-Sonora Megasheare in the tectonic evolution of northern Mexico. In: *Geology of northern Sonora* (Eds T.H. Anderson and J. Roldán-Quintana). Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Hermosillo.
- ARMITAGE, I.A. (2002) *Sedimentology, ichnology, and high-resolution allostratigraphy of the Falher "C" Member, Spirit River Formation, west-central Alberta, Canada*. Doctoral, University of Alberta (Canada), Canada, 178 pp.
- ARMSTRONG, R.L. & WARD, P.L. (1993) Late Triassic to earliest Eocene magmatism in the North American Cordillera: implications for the Western Interior Basin. In: *Evolution of the Western Interior Basin* (Eds W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman), **Special Paper 39**, pp. 49-72. Geological Association of Canada, Boulder, Colorado.
- ARRIBAS, J., ALONSO, A., MAS, R., TORTOSA, A., RODAS, M., BARRENECHEA, J.F., ALONSO-AZCÁRATE, J. & ARTIGAS, R. (2003) Sandstone Petrography Of Continental Depositional Sequences Of An Intraplate Rift Basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal Of Sedimentary Research*, **73**, 309-327.
- ARRIBAS, J., GÓMEZ-GRAS, D., ROSELL, J. & TORTOSA, A. (1990) Estudio Comparativo Entre Las Areniscas Paleozoicas Y Triásicas De La Isla De Menorca: Evidencias De Procesos De Reciclado. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3**, 105-116.
- ARRIBAS, J., OCHOA, M., MAS, R., ARIBAS, M.E. & GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L. (2007) Sandstone petrofacies in the northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of Iberian Geology*, **33**, 191-206.
- ASMEROM, Y., SNOW, J., HOLM, D., JACOBSEN, S., WERNICKE, B. & LUX, D. (1990) Rapid uplift and crustal growth in extensional environments. *Geology*, **18**, 223-226.
- AUBOUIN, J. (1981) Les Grands Traits de evolution es Chaines de Montagnes; Tethys Et Pacifique, Collision Et Subduction. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, **5**, 239-253.
- AUGUSTSSON, C. (2003) *Provenance of Late Palaeozoic sediments in the southern Patagonian Andes: age estimates, sources, and depositional setting*, Westfälische Wilhelms-Universität, Münster, Germany, 94 pp.
- AUGUSTSSON, C. & BAHLBURG, H. (2003) Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**, 15-26.
- BAASKE, U.P. (2005) *Sequence stratigraphy, sedimentology and provenance of the Upper Cretaceous siliciclastic sediments of South Jordan*, Universität Stuttgart, Stuttgart, 136 pp.
- BAILEY, A.M., ROBERTS, H.H. & BLACKSON, J.H. (1998) Early Diagenetic Minerals And Variables Influencing Their Distributions In Two Long Cores (. 40 M), Mississippi River Delta Plain. *Journal Of Sedimentary Research*, **68**, 185-197.
- BAKER, C.L. (1941) Upper Jurassic deposits and structure of the Monterrey-Salttillo areas, pp. 4. 13th Annual meeting, Texas Geological Society
- BAKER, J., CHAZOT, G., MENZIES, M.A. & THIRLWALL, M. (2002) Lithospheric mantle beneath Arabia: A Pan-African protolith modified by the Afar and older plumes, rather than a source for continental flood volcanism? In: *Volcanic Rifted Margins* (Eds M.A. Menzies, S.I. Klemperer, C.J. Ebinger and J. Baker), **Special Paper 362**, pp. 65-80. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- BALLANCE, P.F. & READING, H.G. (1980) Introduction. In: *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones* (Eds P.F. Ballance and H.G. Reading), **Special Publication 4**, pp. 1-5. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- BANN, K.L. & FIELDING, C.R. (2004) An integrated ichnological and sedimentological comparison of non-deltaic shoreface and subaqueous delta deposits in Permian reservoir units of Australia. In: *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Ed D. McLroy), **Special Publication 228**, pp. 273-310. Geological Society of London, London, U.K.
- BARABOSHKIN, E.Y., ALEKSEEV, A.S. & KOPAIVICH, L.F. (2003) Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**, 177-208.
- BARBOZA-GUDINO, J.R. & ANONYMOUS (2009) El Alamar Formation; the only Triassic succession of the Huizachal Group in northeastern Mexico. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, **41**, 29.
- BARBOZA-GUDINO, J.R., OROZCO-ESQUIVEL, M.T., GÓMEZ-ANGUIANO, M. & ZAVALA-MONSIVÁIS, A. (2008) The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**, 49-63.
- BARBOZA-GUDINO, J.R., TRISTÁN-GONZÁLEZ, M. & TORRES-HERNÁNDEZ, J.R. (1998) The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, **37** (4), 283-292.
- BARBOZA-GUDINO, J.R., TRISTÁN-GONZÁLEZ, M. & TORRES-HERNÁNDEZ, J.R. (1999) Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), **Special Paper 340**, pp. 197-210. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- BARBOZA-GUDIÑO, J.R., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., TORRES-SÁNCHEZ, S.A. & VALENCIA, V. [En Prensa] Geocronología de circones detríticos del Esquisto Granjeno en el Noreste de México: Implicaciones Tectónicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **XXX**, XXX-XXX.
- BARBOZA-GUDIÑO, J.R., ZAVALA-MONSIVÁIS, A., VENEGAS-RODRÍGUEZ, G. & BARAJAS-NIGOCHÉ, L.D. (2010) Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, **6** (5), 621-640.

- BARCELÓ-VIDAL, C., PAWLOWSKY, V. & GRUNSKY, E. (1996) Some aspects of transformations of compositional data and the identification of outliers. *Mathematical Geology*, **28**, 501-518.
- BARRAGAN, R. (2000) *Ammonite biostratigraphy, lithofacies variations, and paleoceanographic implications for Barremian-Aptian sequences of northeastern Mexico*. 9975010, Florida International University, United States – Florida, 296 pp.
- BARRAGÁN, R. & GONZÁLEZ-ARREOLA, C. (2008) Rodighierites belimelensis [MANDOV] [Ammonoidea] from the Taraises Formation (upper Valanginian), Durango, northeastern Mexico: biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Cretaceous Research*, **XXX**, 1-7.
- BARROS-RODRIGUEZ, J.A. (1995) *Geology and tectonic evolution of the Taxco region, southern Mexico*. 9611582, University of Miami, United States – Florida, 166 pp.
- BARTOK, P. (1993) PreBreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean_ Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, **12**, 441-459.
- BARTOLINI, C. (1998) *Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico*. 9903604, The University of Texas at El Paso, United States – Texas, 557 pp.
- BARTOLINI, C., LANG, H., CANTÚ-CHAPA, A. & BARBOZA-GUDIÑO, J.R. (2001) The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico, paleogeographic, and paleobiogeographic implications. In: *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (Eds C. Bartolini, R.T. Bufler and A. Cantú-Chapa), **Memoir 75**, pp. 295-315. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- BARTOLINI, C., LANG, H. & SPELL, T. (2003) Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America. In: *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics* (Eds C. Bartolini, R.T. Bufler and J.F. Blickwede), **Memoir 79**, pp. 427-461. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- BARTOLINI, C. & MICKUS, K. (2001) Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terrains: A preliminary interpretation based on gravity outcrop, and subsurface data, Northeast-central Mexico. In: *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (Eds C. Bartolini, R.T. Bufler and A. Cantú-Chapa), **Memoir 75**, pp. 29-43. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- BASSETT, K., ETTMULLER, F. & BERNET, M. (2006) Provenance analysis of the Paparoa and Brunner Coal Measures using integrated SEM-cathodoluminescence and optical microscopy. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, **49**, 241-254.
- BASSETT, K.N. & BUSBY, C.J. (2005) Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona: A sequence analysis of an intra-arc strike-slip basin. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 377-400. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- BASU, A., BLANCHARD, D.P. & BRANNON, J.C. (1982) Rare earth elements in the sedimentary cycle: a pilot study of the first leg. *Sedimentology*, **29**, 737-742.
- BASU, A., YOUNG, S.W., SUTTNER, L.J., JAMES, W.C. & MACK, G.H. (1975) Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, **45**, 873-882.
- BATES, C.C. (1953) Rational theory of delta formation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **37 (9)**, 2119-2162.
- BAULUZ, B., MAYAYO, M.J., FERNANDEZ-NIETO, C. & LOPEZ, J.M.G. (2000) Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range-NE Spain/: implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, **198**, 135-150.
- BELOUSOVA, E.A., GRIFFIN, W., O'REILLY, S. & FISHER, N. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 602-622.
- BENITO, M.I., LOHMANN, K.C. & MAS, R. (2001) Discrimination of Multiple Episodes of Meteoric Diagenesis in a Kimmeridgian Reefal Complex, North Iberian Range, Spain. *Journal Of Sedimentary Research*, **71 (3)**, 380-393.
- BERGER, G., VELDE, B. & AIGOUY, T. (1999) Potassium sources and illitization in Texas Gulf Coast shale diagenesis. *Journal Of Sedimentary Research*, **69 (1)**, 151-157.
- BERNET, M. & BASSETT, K. (2005) Provenance Analysis By Single-Quartz-Grain Sem-Cl/Optical Microscopy. *Journal Of Sedimentary Research*, **75**, 496-504.
- BEYNON, B.M., PEMBERTON, S.G., BELL, D.A. & LOGAN, C.A. (1988) Environmental implications of ichnofossils from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands deposit. In: *Sequences, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface* (Eds D.P. James and D.A. Leckie), pp. 275-290. Canadian Society of Petroleum Geologists, Vancouver, Canada.
- BHATIA, M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, **91 (6)**, 611-627.
- BHATIA, M.R. (1985) Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, **45**, 97-113.
- BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 181-193.
- BHATTACHARYA, J.P. (1993) The Expression and Interpretation of Marine Flooding Surfaces and Erosional Surfaces in Core; Examples from the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Alberta Foreland Basin, Canada. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), **Special Publication 18**, pp. 125-160. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- BHATTACHARYA, J.P. (2006) Deltas. In: *Facies Models Revisited* (Eds R.G. Walker and H. Posamentier), **Special Publication, 84**, pp. 237-292. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.

- BHATTACHARYA, J.P. & DAVIES, R.K.** (2001) Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. *Marine and Petroleum Geology*, **18**, 525-534.
- BHATTACHARYA, J.P. & DAVIES, R.K.** (2004) Sedimentology and structure of growth faults at the base of the Ferron Member along Muddy Creek, Utah. In: *The Fluvial-Deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore Scale Outcrop Analog Studies and Applications to Reservoir Modelling* (Eds T.C. Chidsey, R.D. Adams and T.H. Morris), **Studies in Geology 50**, pp. 279-304. American Association of Petroleum Geologists., Tulsa, Oklahoma.
- BHATTACHARYA, J.P. & GIOSAN, L.** (2003) Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, **50**, 187-210.
- BHATTACHARYA, J.P. & MACEachern, J.A.** (2009) Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous Seaway of North America. *Journal Of Sedimentary Research*, **79**, 184-209.
- BHATTACHARYA, J.P. & WALKER, R.G.** (1991) River-and wave dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **39**, 165-191.
- BHATTACHARYA, J.P. & WALKER, R.G.** (1992) Deltas. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Ed R.G. Walker), pp. 157-177. Geological Association of Canada, Sth's Johns.
- BHATTACHARYA, J.P. & WILLIS, B.J.** (2001) Lowstand deltas in the Frontier Formation, Powder River basin, Wyoming: Implications for sequence stratigraphic models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**, 261-294.
- BIRD, D.E.** (2004) *Jurassic tectonics of the Gulf of Mexico and central Atlantic Ocean*. 3129601, University of Houston, United States – Texas, 161 pp.
- BIRD, D.E., BURKE, K., HALL, S.A. & CASEY, J.F.** (2005) Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89**, 311-328.
- BIRD, D.E., HALL, S.A., BURKE, K., CASEY, J.F. & SAWYER, D.S.** (2007) Early Central Atlantic Ocean seafloor spreading history. *Geosphere*, **3**, 282-298.
- BIRD, E.** (2008) *Coastal Geomorphology: An Introduction*. Wiley, London, U. K., 436 pp.
- BJØRNUM, P.A., WALDERHAUG, O. & AASE, N.E.** (1993) A Model For The Effect Of Illitization On Porosity And Quartz Cementation Of Sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 1089-1091.
- BJØRLYKKE, K.** (1983) Diagenetic reactions in sandstones. In: *Sediment Diagenesis* (Eds A. Parker and B.W. Sellwood), pp. 169-213. D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- BJØRLYKKE, K.** (1989) *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 363 pp.
- BLANKENSHIP, E., GARZA, D., BHATTACHARYA, J.P., ZHU, Y., DAVIES, R. & MURPHY, M.** (2008) The link between hyperpycnal flows and growth faults in steeply dipping delta-front clinofolds. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **375**, 40.
- BLATT, H.** (1967) Provenance determinations and recycling of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, 1031-1044.
- BLATT, H., MIDDLETON, G.V. & MURRAY, R.** (1972) *Origin of sedimentary rock*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- BLINSKI, H.** (2008) Weathering of sandstones studied from the composition of stream sediments of the Kupa River (Croatia). *Mineralogical Magazine*, **72**, 23-26.
- BOCK, B., HUROWITZ, J.A., MCLENNAN, S.M. & HANSON, G.N.** (2004) Scale and timing of Rare Earth Element redistribution in the Taconian foreland of New England. *Sedimentology*, **51**, 885-897.
- BOCK, B., MCLENNAN, S.M. & HANSON, G.N.** (1998) Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology*, **45**, 635-655.
- BOGGS, S.** (2006) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson Prentice Hall, New Jersey, 662 pp.
- BOGGS, S. & KRINSLEY, D.** (2006) *Application to Cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 165 pp.
- BOGGS, S., KWON, Y.-I., GOLES, G.G., RUSK, B.G., KRINSLEY, D. & SEYEDOLALI, A.** (2002) Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? a quantitative examination. *Journal Of Sedimentary Research*, **72 (3)**, 408-415.
- BOUCH, J.E., HOLE, M.J., TREWIN, N.H., CHENERY, S. & MORTON, A.C.** (2002) Authigenic apatite fluvial sandstone sequence: evidence for rare-earth element mobility during diagenesis as a tool for diagenetic correlation. *Journal of Sedimentary Research*, **72 (1)**, 59-67.
- BOUMA, H.A.** (1962) *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam/New York.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R.W. & ZAITLIN, B.A.** (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **82**, 139-150.
- BRADLEY, D.C.** (2008) Passive margins through earth history. *Earth-Science Reviews*, **91**, 1-26.
- BRIGGS, G. & CLINE, L.M.** (1967a) Paleocurrents and source areas of late paleozoic sediments of the Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37 (4)**, 985-1000.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U.** (1991) Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, **24**, 153-163.
- BRUHN, F., BRUCKSCHEN, P., MEIJER, J., STEPHAN, A., RICHTER, D.K. & VEIZER, J.** (1996) Cathodoluminescence investigations and trace-element analysis of quartz by micro-PIXE; implications for diagenetic and provenance studies in sandstone. *The Canadian Mineralogist*, **34**, 1223-1232.
- BRUIJNE, C.H.D. & ANDRIESSEN, P.A.M.** (2000) Interplay of Intraplate Tectonics and Surface Processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain) Assessed by Apatite Fission Track Analysis. *Phys. Chem. Earth (A)*, **25**, 555-563.
- BUATOIS, L.A., GINGRAS, M.K., MACEachern, J., MANGANO, M.G., ZONNEVELD, J.-P., PEMBERTON, S.G., NETTO, R.G. & MARTIN, A.** (2005) Colonization of Brackish-Water Systems through Time: Evidence from the Trace-Fossil Record. *Palaio*, **20**, 321-347.

- BUATOIS, L.A., SANTIAGO, N., PARRA, K. & STEEL, R.** (2008) Animal-Substrate Interactions in an Early Miocene Wave-Dominated Tropical Delta: Delineating Environmental Stresses and Depositional Dynamics (Tácata Field, Eastern Venezuela). *Journal of Sedimentary Research*, **78**, 458 - 478.
- BUCCIANTI, A. & ESPOSITO, P.** (2004) Insights into Late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages under the theory of statistical analysis for compositional data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 209-227.
- BUCHY, M.-C., FREY, E., STINNESBECK, W. & GONZÁLEZ-GONZÁLEZ, A.H.** (2007) Première mention du genre Dakosaurus (Crocodyliformes, Thalattosuchia) dans le Kimmeridgien (Jurassique Supérieur) du Mexique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XXX**, XXX-XXX.
- BUCHY, M.-C., FREY, E., STINNESBECK, W. & LÓPEZ-OLIVA, J.G.** (2003) First occurrence of a gigantic pliosaurid plesiosaur in the late Jurassic (Kimmeridgian) of Mexico. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174** (3), 271-278.
- BUCHY, M.-C., FREY, E., STINNESBECK, W. & LÓPEZ-OLIVA, J.G.** (2006a) An annotated catalogue of the Upper Jurassic (Kimmeridgian and Tithonia) marine reptiles in the collections of the Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Mexico. *Dryctos*, **6**, 1-18.
- BUCHY, M.-C., VIGNAUD, P., FREY, E., STINNESBECK, W. & GONZÁLEZ-GONZÁLEZ, A.H.** (2006b) A new thalattosuchian crocodyliform from the Tithonian (Upper Jurassic) of northeastern Mexico. *Comptes-Rendus Palevol*, **5**, 785-794.
- BURIÁNEK, D., NĚMEČKOVÁ, M. & HANŽL, P.** (2003) Petrology and geochemistry of plutonic rocks from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). *Czech Geological Survey*, **78**, 9-22.
- BURROWS, R.H.** (1909) Geology of northern Mexico. *Minn. Sci. Press*, **99**, 290-327.
- BURST, J.F.** (1965) Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**, 348-353.
- BUSBY-SPERA, C.J.** (1988a) Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcanoclastic apron. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 218-233.
- BUSBY-SPERA, C.J.** (1988b) Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*, **16**, 1121-1125.
- BUSBY, C.** (2004) Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, **392**, 241 - 277.
- BUSBY, C., SMITH, D., MORRIS, W. & FACKLER-ADAMS, B.** (1998) Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, **26**, 227 - 230.
- BUSBY, C.J. & BASSETT, K.N.** (2007) Volcanic facies architecture of an intra-arc strike-slip basin, Santa Rita Mountains, Southern Arizona. *Bulletin of Volcanology*, **70**, 85 - 103.
- BUSBY, C.J., BASSETT, K.N., STEINER, M.B. & RIGGS, N.R.** (2005) Climatic and tectonic controls on Jurassic intra-arc basins related to northward drift of North America. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 359-376. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- BUSBY, C.J., SCHERMER, E.R. & MATTINSON, J.M.** (2002) Extensional arc setting and ages of Middle Jurassic eolianites, Cowhole Mountains (eastern Mojave Desert block, California). In: *Geologic Evolution of the Mojave Desert and Southwestern Basin and Range* (Eds A.F. Glazner, J.D. Walker and J.M. Bartley), **Memoir 195**, pp. 79-91. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- BUTTERWORTH, P.J.** (1991) The Role of Eustasy in the Development of a Regional Shallowing Event in a Tectonically Active Basin: Fossil Bluff Group (Jurassic-Cretaceous), Alexander Island, Antarctica. In: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy* (Ed D.I.M. Macdonald), **Special Publication 12**, pp. 307-329. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- CAJA, M.A.** (2004) *Procedencia y diagénesis de los sedimentos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Facies Weald) en la subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica Oriental*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 293 pp.
- CAJA, M.A., MARFIL, R., LAGO, M., SALAS, R. & RAMSEYER, K.** (2007) Provenance discrimination of Lower Cretaceous synrift sandstones (eastern Iberian Chain, Spain): Constraints from detrital modes, heavy minerals, and geochemistry. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli and M.J. Johnsson), **Special Paper 420**, pp. 181-197. Geological Society of America Tulsa, Oklahoma.
- CAMPA, U.M.F.** (1985) The Mexican Thrust Belt. In: *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region* (Ed D.G. Howell), pp. 299-313. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, (1).
- CAMPA, U.M.F., CAMPOS, M., FLORES, R. & OVIEDO, R.** (1974) La secuencia Mesozoica volcanico-sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **35**, 7-28.
- CAMPA, U.M.F. & CONEY, P.J.** (1983) Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**, 1040-1051.
- CAMPA, U.M.F. & IRIONDO, A.** (2003) Early Cretaceous protolith ages for metavolcanic rocks from Taxco and Taxco Viejo in Southern Mexico, pp. 31. 99th Annual Meeting of the Geological Society of America Association, Cordilleran Section.
- CAMPA, U.M.F. & IRIONDO, A.** (2004) Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos, **4**, pp. 173. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 4.
- CAMPA, U.M.F. & RAMÍREZ-ESPINOSA, J.** (1979) La evolución geológica y la metalogénesis de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica*, **1**, 84.
- CAMPOS-ENRÍQUEZ, J.O., HERNÁNDEZ-QUINTERO, E. & LOZADA-ZUMAETA, M.** (2005) The crust at northwestern Mexico interpreted from Magsat anomalies: Implications for the existence of the Mojave-Sonora megashear. In: *The Mojave-*

- Sonora megashear hypotaxis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 199-208. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- CANTÚ-CHAPA, A.** (2006) New Upper Tithonian [Jurassic] Ammonites From The Chinameca Formation In Southern Veracruz, Eastern Mexico. *Journal of Paleontology*, **80**, 294–308.
- CARFANTAN, J.C.** (1986a) *Du système Cordillerain Nord-Américain au domain Caraïbe: Etude Géologique du Mexique Meridional, Volume 1*, Université de Savoie, Savoie, 258 pp.
- CARFANTAN, J.C.** (1986b) *Du système Cordillerain Nord-Américain au domain Caraïbe: Etude Géologique du Mexique Meridional, Volume 2*, Université de Savoie, Savoie, 558 pp.
- CARPENTER, D.L.** (1997) Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **109**, 1321-1332.
- CARRILLO-BRAVO, J.** (1961) Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos del Petróleo*, **13 (1/2)**, 1-98.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.J.** (2003) Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, **62**, 187-228.
- CECCA, F., MARTIN GARIN, B., MARCHAND, D., LATHUILIERE, B. & BARTOLINI, A.** (2005) Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian [Late Jurassic]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**, 10-32.
- CENTENO-GARCÍA, E.** (2005) Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. In: *The Mojave-Sonora megashear hypotaxis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 233-258. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- CENTENO-GARCÍA, E., GUERRERO-SUASTEGUI, M. & TALAVERA-MENDOZA, O.** (2008) The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In: *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones* (Eds A. Draut, P.D. Clift and D.W. Scholl), **Special Paper 436**, pp. 279–308. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- CENTENO-GARCÍA, E., RUIZ, J., CONEY, P.J., PATCHETT, P.J. & ORTEGA-GUTIERREZ, F.** (1993) Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, **22**, 419-422.
- CENTENO-GARCÍA, E. & SILVA-ROMO, G.** (1997) Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **14 (2)**, 244-260.
- CLARK, K.F., DAMON, P.E., SCHUTTER, S.R. & SHAFIQUILLAH, M.** (1979) Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. *Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México*, **Tec. XIII**, 8-57.
- CLIFTON, H.E.** (1981) Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, southeastern Caliente Range, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 165-184.
- CLIFTON, H.E.** (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: *Facies Models Revisited* (Eds R.G. Walker and H. Posamentier), **Special Publication 84**, pp. 293-337. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- COATES, L. & MACEachern, J.A.** (1999) The ichnological signature of wave- and river-dominated deltas: Dunvegan and Basal Belly River formations, West-central Alberta. In: *Digging Deeper, Finding a Better Bottom Line* (Eds B. Wrathall, G. Johnston, R. Arts, L. J.-P. Zonneveld, D. Arcuri and S. McLellan), pp. 99-114C. Canadian Society of Petroleum Geologists & Petroleum Society, Core Conference.
- COATES, L. & MACEachern, J.A.** (2008) The ichnological signatures of river- and wave-dominated delta complexes: differentiating deltaic from non-deltaic shallow marine successions, Lower Cretaceous Viking Formation and Upper Cretaceous Dunvegan Formation, west-central Alberta. In: *Applied Ichnology* (Eds J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton), **Short Course Notes**, **52**, pp. 227-254. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L.D.** (1975) Major river deltas: variability of processes and sand bodies. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed M.L. Broussard), pp. 99-149. Houston Geological Society, Houston, Tx.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B.** (1989) *Sedimentary Structures*. Unwin-Hyman, Ltd, London, 207 pp.
- CONDIE, K.C.** (1967) Geochemistry of Early Precambrian graywakes from Wyoming. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **31**, 2135-2149.
- CONDIE, K.C.** (1980) Origin and early development of the earth's crust. *Precambrian Research*, **11**, 183-197.
- CONDIE, K.C.** (1981) *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.
- CONDIE, K.C.** (1986) Geochemistry and tectonic settings of early Proterozoic supracrustal rocks in the south western United States. *The Journal of Geology*, **94**, 845-864.
- CONDIE, K.C.** (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust; contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104 (1.4)**, 1-37.
- CONDIE, K.C.** (2004) Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **146**, 319-332.
- CONDIE, K.C., DENNGATE, J. & CULLERS, R.L.** (1995) Behavior of rare earth elements in a pelecweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **59 (2)**, 279-294.
- CONDIE, K.C., MACKIE, J.E. & REIMER, T.O.** (1970) Petrology and geochemistry of Early Precambrian Graywakes from the Fig Tree Group, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2759-2776.
- CONEY, P.J.** (1976) Plate tectonics and the Laramide Orogeny. *New Mexico Geological Society Special Publication*, v. 6, 5-10.

- CONEY, P.J. (1978) Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. In: *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera* (Eds R.B. Schmidt and G.P. Eaton), **Memoir 152**, pp. 33-50. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- CONEY, P.J. (1983) Un modelo tectónico de México y sus relaciones con America del Norte, America del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo*, **XV (1)**, 6-15.
- CORCORAN, P.L. (2005) Recycling and chemical weathering in tectonically controlled Mesozoic-Cenozoic basins of New Zealand. *Sedimentology*, **52**, 757-774.
- CORNER, B., CARTWRIGHT, J. & SWART, R. (2002) Volcanic passive margin of Namibia: A potential fields perspective. In: *Volcanic Rifted Margins* (Eds M.A. Menzies, S.I. Klemperer, C.J. Ebinger and J. Baker), **Special Paper 362**, pp. 203-220. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- CORNER, G.D., NORDAHL, E., MUNCH-ELLINGSEN, K. & ROBERTSEN, K.R. (1990) Morphology and Sedimentology of an Emergent Fjord-Head Gilbert-Type Delta: Alta Delta, Norway. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **Special Publication 10**, pp. 153-168. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- CORSO, W. (1987) *Development of the Early Cretaceous northwest Florida carbonate platform*. 8806311, The University of Texas at Austin, United States - Texas, 145 pp.
- COWAN, D.S. & BRUHN, R.L. (1992) Late Jurassic to early Late Cretaceous geology of the U. S. Cordillera. In: *The Cordilleran Orogen: conterminous U. S.* (Eds B.C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback), **The Geology of North America, Volume G-3**, pp. 169-204. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- COX, R. & LOWE, D.R. (1995) A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, **A65**, 1-12.
- COX, R., LOWE, D.R. & CULLERS, R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2919-2940.
- CRITELLI, S. (1999) The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system. Italy. *Lincei Scienze Fisiche e Naturali, Rendiconti, Series IX*, **10**, 257-326.
- CRITELLI, S. & LE PERA, E. (1994) Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands to the Southern Apennines thrust-top basins (Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 824-835.
- CRITELLI, S., MARSAGLIA, K.M. & BUSBY, C.J. (2002) Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits. *Geological Society of America Bulletin*, **114**, 515-527.
- CRITELLI, S., MONGELLI, G., PERRI, F., MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-MARTÍN, M., PERRONE, V., DOMINICI, R., SONNINO, M. & ZAGHLOUL, M.N. (2008) Compositional and Geochemical Signatures for the Sedimentary Evolution of the Middle Triassic-Lower Jurassic Continental Redbeds from Western-Central Mediterranean Alpine Chains. *The Journal of Geology*, **116**, 375-386.
- CROSS, E.K., JR. (2001) *Determination of paleogeography and depositional environment within phosphorite bearing remnants of the San Pedro del Gallo terrane in northeastern Mexico*. 3015130, The University of Texas at Dallas, United States - Texas, 340 pp.
- CULLERS, R., CHAUDHURI, S., KILBANE, N. & KOCH, R. (1979) Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **43 (8)**, 1285-1302.
- CULLERS, R.L. (1994) The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochemical et Cosmochemical Acta* **58 (22)**, 4995-4972.
- CULLERS, R.L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- CULLERS, R.L., BASU, A. & SUTTNER, L.J. (1988) Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root Batholith, Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, **70**, 335-348.
- CULLERS, R.L. & BEREBSDEN, P. (1998) The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-Continent Rift System, U. S. A. *European Journal of Mineralogy*, **10 (5)**, 987-1002.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J. (1983) Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In: *Rare-Earth geochemistry* (Ed P. Henderson), pp. 275-312. Elsevier, Amsterdam.
- CURTIS, C.D. (1978) Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. *Journal Of The Geological Society, London*, **135**, 107-117.
- CURTIS, C.D. (1995) Post-depositional evolution of mudstones I: early diagenesis and parental influences. *Journal of the Geological Society*, **152 (4)**, 577-586.
- CHARLESTON, S. (1974) *Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México: Michigan, U.S.A.*, The University of Michigan, 268 pp.
- CHARLESTON, S. (1981) A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico. In: *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico* (Eds C.I. Schmidt and S.B. Katz), pp. 28-36. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication 81-74, Texas.
- CHAVEZ-CABELLO, G. (2005) *Deformación y magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*, Universidad Autónoma de México, Juriquilla, 266 pp.

- CHÁVEZ-CABELLO, G., COSSÍO-TORRES, T. & PETERSON-RODRÍGUEZ, R.H. (2005) Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, Northeast México. In: *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses* (Eds A.J. Sussman and A.B. Weil), **Special Paper 383**, pp. 145-159. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- CHEEL, R.J. (1984) Heavy mineral shadows, a new sedimentary structure formed under upper flow regime conditions: its directional and hydraulic significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 1173-1180.
- CHEEL, R.J. & MIDDLETON, G.V. (1985) Horizontal laminae formed under upper flow regime plane bed conditions. *The Journal of Geology*, **94**, 489-504.
- CHILINGARIAN, G.V. & WOLF, K.H. (Eds)[1988a] *Diagenesis, I*. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, Netherlands, 600 pp.
- CHILINGARIAN, G.V. & WOLF, K.H. (Eds)[1988b] *Diagenesis, II*. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, Netherlands, 268 pp.
- DALLMEYER, R.D. (1988) Tectonic implications of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from a pre-Mesozoic metamorphic basement penetrated on Leg 77 of the deep sea drilling project in the southern Gulf of Mexico. *Journal of African Earth Sciences*, **7**, 443-449.
- DAM, G. & SURLYK, F. (1993) Cyclic Sedimentation in a Large Wave- and Storm-Dominated Anoxic Lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), **Special Publication 18**, pp. 417-448. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- DAS, B. & HAAKE, B.-G. (2003) Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. *Geosciences Journal*, **7**, 299-312.
- DASHTGARD, S.E. (2006) *Sedimentology, ichnology, and stratigraphy of modern conglomeratic depositional environments*. Doctoral, University of Alberta (Canada), Canada, 223 pp.
- DÁVILA-ALCOCES, V.M., CENTENO-GARCÍA, E., VALENCIA, V. & FITZ, D.E. (2009) Una nueva interpretación de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **61 (3)**, 491-497.
- DAVIS, J.R. & FITZGERALD, D. (2004) *Beaches and Coasts*. Wiley-Blackwell, London, I. K., 419 pp.
- 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*, University of Texas at Austin, Austin, Tx, 122 pp.
- DE BARROS, C.E., NARDI, L.V.S., DILLENBURG, S.R., AYUP, R., JARVIS, K. & BAITELLI, R. (2010) Detrital Minerals of Modern Beach Sediments in Southern Brazil: A Provenance Study Based on the Chemistry of Zircon. *Journal of Coastal Research*, **26**, 80-93.
- DE BOER, P.L., VAN GELDER, A. & NIO, S.D. (Eds)[1988] *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies: Sedimentology and Petroleum Geology*.
- DE CSERNA, Z. (1956) Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreon y Monterrey. *20th Congreso Geológico Internacional, Monografía*, 87.
- DE GASPARINI, Z. & ITURRALDE-VINENT, M.A. (2006) The Cuban Oxfordian herpetofauna in the Caribbean Seaway. *Neues Jahrbuch für Paläontologie. Abhandlungen, Stuttgart*, **240 (3)**, 343-371.
- DE GASPARINI, Z., VIGNAUD, P. & CHONG-DÍAZ, G. (2000) The Jurassic Thalattosuchia (Crocodyliformes) of Chile: a paleobiogeographic approach. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **171 (6)**, 657-664.
- DE VRIES, K.G. (1998) Clastic tidalites- a partial retrospective view. In: *Tidalites: Processes and Products* (Eds C.R. Alexander, J.R.A. Davies and V.J. Henry), **Special Publication No. 61**, pp. 5-14. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- DEBOER, P.L. (1998) Intertidal sediments: composition and structure. In: *Intertidal Deposits. River Mouths, Tidal Flat, and Coastal Lagoons* (Ed D. Eisma), pp. 525. CRC Press, Boston.
- DECELLES, P.G. (2004) Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *American Journal of Science*, **304**, 105-168.
- DECELLES, P.G. & HERTEL, F. (1989) Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 1552-1562.
- DEMETS, C., MATTIOLI, G., JANSMA, P., ROGERS, R.D., TENORIO, C. & TURNER, H.L. (2007) Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. In: *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Northern Central America* (Ed P. Mann), **Special Papers 428**, pp. 21-36. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- DENISON, R.E., BURKE, W.H.J., HETHERINGTON, E.A. & OTTO, J.B. (1970) Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico. In: *The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt :Symposium in honor of professor Ronald K. Deford*, pp. 3-14. West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin.
- DERCOURT, J., FOURCADE, E., CECCA, F., AZÉMA, J., ENAY, R., BASSOULLET, J.-P. & COTTEREAU, N. (1994) Palaeoenvironment of the Jurassic system in the Western and Central Tethys (Toarcian, Callovian, Kimmeridgian, Tithonian): An overview. *Geobios*, **27**, 625-644.
- DE VRIES, K.G. (1970) Tidal origin of a Precambrian quartzite - the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian of Islay, Scotland). *Journal of Sedimentary Petrology*, **40 (3)**, 973-985.
- DÍAZ-JERÓNIMO, E.A. (2010) *Petrografía y Geoquímica de la secuencia de Chiautla, Puebla y correlación con las secuencias de Taxco-Taxco Viejo, Tlahuizapa y la Venta, Guerrero*, Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco el Viejo, Guerrero, 124 pp.

- DÍAZ, T. (1953) Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas. *Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Guidebook*, 6.
- DÍAZ, T., MIXON, R., MURRAY, G., WEIDIE, A.E.J. & WOLLEBEN, J. (1959) Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo-Galeana areas, Coahuila and Nuevo León, Mexico. *Geological Society of South Texas; Field Trip Guidebook, San Antonio, Texas, 107p*.
- DICKINSON, W.R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40** (2), 695-707.
- DICKINSON, W.R. (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. In: *Provenance of arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 333-361. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- DICKINSON, W.R. (2004) Evolution of the North American Cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**, 13-45.
- DICKINSON, W.R. (2009) The Gulf of Mexico and the southern margin of Laurentia. *Geology*, **37** (5), 479-480.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 222-235.
- DICKINSON, W.R. & GEHRELS, G.E. (2003) U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, **163**, 29-66.
- DICKINSON, W.R. & GEHRELS, G.E. (2008) U-Pb Ages of Detrital Zircons in Relation to Paleogeography: Triassic Paleodrainage Networks and Sediment Dispersal Across Southwest Laurentia. *Journal of Sedimentary Research*, **78**, 745-764.
- DICKINSON, W.R. & GEHRELS, G.E. (2009) U-Pb ages of detrital zircons in Jurassic eolian and associated sandstones of the Colorado Plateau: Evidence for transcontinental dispersal and intraregional recycling of sediment. *Geological Society of America Bulletin*, **121**, 408-433.
- DICKINSON, W.R. & GEHRELS, G.E. (2010) Insights into North American Paleogeography and Paleotectonics from U-Pb ages of detrital zircons in Mesozoic strata of the Colorado Plateau, USA. *International Journal of Earth Sciences*, **99**, 1247-1265.
- DICKINSON, W.R., GEHRELS, G.E. & STERN, R.J. (2010) Evidence from U-Pb ages of detrital zircons: Late Triassic Texas uplift preceding Jurassic opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, **6**, 641-662.
- DICKINSON, W.R. & LAWTON, T.F. (2001a) Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **113** (9), 1142-1160.
- DICKINSON, W.R. & LAWTON, T.F. (2001b) Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee basin(USA-Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 475-504.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2164-2182.
- DICKINSON, W.R. & CONEY, P.J. (1980) Tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. In: *The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic* (Ed R.H. Pilger), pp. 27-36. Symposium, Baton Rouge, La.
- DIETRICH, J.R., HIGGS, R., ROHR, K.M. & WHITE, J.M. (1993) The Tertiary Queen Charlotte Basin: A Strike-Slip Basin on the Western Canadian Continental Margin. In: *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions* (Eds L.E. Frostick and R.J. Steel), **Special Publication 20**, pp. 161-169. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- DINELLI, E., LUCCHINI, F., MORDENTI, A. & PAGANELLI, L. (1999) Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. *Sedimentary Geology*, **127**, 93-207.
- DOKUZ, A. & TANYOLU, E. (2006) Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **15**, 181-209.
- DOMINGUEZ, J.M.L. & WANLESS, H.R. (1991) Facies Architecture of a Falling Sea-Level Strandplain, Doce River Coast, Brazil. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 257-281. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- DOMINICI, S. & KOWALKE, T. (2007) Depositional Dynamics And The Record Of Ecosystem Stability: Early Eocene Faunal Gradients In The Pyrenean Foreland, Spain. *Palaio*, **22**, 268-284.
- DOTT, J.H.R. & BOURGEOIS, J. (1982) Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **33**, 663-680.
- DOWE, D.S. (2004) *Deformational history of the Granjeno Schist near Ciudad Victoria, Mexico*, Ohio University, 108 pp.
- DOWE, D.S., NANCE, R.D., KEPPIE, J.D., CAMERON, K.L., ORTEGA-RIVERA, A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. & LEE, J.W.K. (2005) Deformational History of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the Closure of the Rheic Ocean? *International Geology Reviews*, **47**, 920-937.
- DRAGANITS, E., GASEMANN, B. & SCHMID, H.P. (2003) Fluidization pipes and spring pits in a Gondwanan barrier-island environment: groundwater phenomenon, palaeo-seismicity or a combination of both? In: *Subsurface Sediment Mobilization* (Eds P. Van Rensbergen, R.R. Hilhs, A.J. Maltman and C.K. Morley), **Special Publications 216**, pp. 109-122. Geological Society, London, London, U.K.
- DRIESE, S.G., FISCHER, M.W., EASTHOUSE, K.A., MARKS, G.T., GOGOLA, A.R. & SCHONER, A.E. (1991) Model for Genesis of Shoreface and Shelf Sandstone Sequences, Southern Appalachians: Palaeoenvironmental Reconstruction of an Early Silurian Shelf System. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne),

- Special Publication 14**, pp. 309-338. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- DUKE, W.L., FAWCETT, P.J. & BRUSSE, W.C.** (1991) Prograding Shoreline Deposits in the Lower Silurian Medina Group, Ontario and New York: Storm- and Tide-Influenced Sedimentation in a Shallow Epicontinental Sea, and the Origin of Enigmatic Shore-Normal Channels Encapsulated by Open Shallow-Marine Deposits. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 339-375. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- DUNBAR, J.A. & SAWYER, D.S.** (1987) Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico. *Tectonics*, **6**, 739-755.
- DUTTON, S.P., WHITE, C.D., WILLIS, B.J. & NOVAKOVIC, D.** (2002) Calcite cement distribution and its effect on fluid flow in a deltaic sandstone, Frontier Formation, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**, 2007-2021.
- DWORKIN, S.I. & LAND, L.S.** (1994) Petrographic and geochemical constraints on the formation and diagenesis of anhydrite cements, Smackover sandstones, Gulf of Mexico. *Journal Of Sedimentary Research*, **64 (2a)**, 339-348.
- EGOZCUE, J.J., PAWLOWSKY-GLAHN, V., MATEU-FIGUERAZ, G. & BARCELÓ-VIDAL, C.** (2003) Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology*, **35 (3)**, 279-300.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S.** (1990) La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, estados de Coahuila y Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **L (1-2)**, 3-39.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S.** (1997) Potencial gasífero de las rocas mesozoicas en la Cuenca de Sabinas, Estado de Coahuila, México, in Oil and gas exploration and production in fold and thrust belts. *American Association of Petroleum Geologists / Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Second Joint Hedberg Research Symposium Field Guide*, 1-14.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S.** (2001) Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. In: *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems* (Eds C. Bartolini, R.T. Buffler and A. Cantú-Chapa), **Memoir, 75**, pp. 241-270. American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA, G.M. & MARRETT, R.** (2000) Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **LIII**, 1-26.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. & CAMPA, U.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.
- EHRENBERG, S.N. & JAKOBSEN, K.G.** (2001) Plagioclase dissolution related to biodegradation of oil in Brent Group sandstones (Middle Jurassic) of Gullfaks Field, northern North Sea. *Sedimentology*, **48**, 703-721.
- EHRENBERG, S.N., PICKARD, N.A.H., SVANA, T.A. & OXTOBY, N.H.** (2002) Cement Geochemistry of Photozoan Carbonate Strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Barents Sea. *Journal Of Sedimentary Research*, **72 (1)**, 95-115.
- EINSELE, G.** (2000) *Sedimentary basins, evolution, Facies, and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin.
- EISMA, D.** (1998) *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*. CRC Press, U. S. A., 544 pp.
- EKDALE, A.A. & LEWIS, D.W.** (1991) Trace fossils and paleoenvironmental control of ichnofacies in a late Quaternary gravel and loess fan delta complex, New Zealand. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, **81**, 253-279.
- ELÍAS-HERRERA, M.** (2004) *Geología Pre-cenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México y sus implicaciones tectónicas*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, Distrito Federal, 201 pp.
- ELLIOTT, T.** (1986) Deltas and siliciclastic shoreline. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed H.G. Reading), pp. 113-188. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U. K.
- ESCALONA-ALCÁZAR, F.D.J., DELGADO-ARGOTE, L.A., WEBER, B., NÚÑEZ-PEÑA, E.P., VALENCIA, V.A. & ORTIZ-ACEVEDO, O.** (2009) Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, **26**, 48-64.
- FACKLER-ADAMS, B.N.** (1997) *Volcanic and sedimentary facies, processes, and tectonics of intra-arc basins: the Jurassic continental arc of California and the Cretaceous oceanic arc of Baja California*, University of California at Santa Barbara, Santa Barbara, 248 pp.
- FASTOVSKY, D.E., HERMES, O.D., STRATER, N.H., BOWRING, S.A., CLARK, J.M., MONTELLANO, M. & HERNANDEZ, R.** (2005) Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 401-426. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- FEDO, C.M., NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M.** (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23 (10)**, 921-924.
- FENG, R. & KERRICH, R.** (1990) Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada; implications for provenance and tectonic setting. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **54 (4)**, 1061-1081.
- FIGUEROA-CATALÁN, M. & GÓMEZ-MARTÍNEZ, G.A.** (2010) *Estratigrafía, petrografía y procedencia de la Formación Zicapa (Cretácico Inferior) en la región de Zicapa y San Juan de las Joyas, Guerrero*, Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco el Viejo, 110 pp.
- FILGUERA-FLORES, M.** (2010) *Evaluación del uso de estructuras de paleocorrientes en secuencias deformadas: Formación Mezcala, Cretácico Superior, Norte del Estado de Guerrero* Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco el Viejo, 90 pp.
- FILLON, R.H.** (2007) Mesozoic Gulf of Mexico basin evolution from a planetary perspective and petroleum system implications. *Petroleum Geoscience*, **13**, 105-126.

- FISCHER, K. (1989) *Prozesse und Produkte lateritischer Verwitterung in oberkretazischen Sedimenten Oberägyptens und des Sudan*, Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Berlin, 123 pp.
- 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, northern Mexico. *Journal of Structural Geology*, **21**, 613-633.
- FISCHER, R., MICHALZIK, D. & HELM, C. (2007) Microhermal nodules of Renalcis-like calcimicrobes from Oxfordian limestones of the Sierra Madre Oriental (Novillo Formation, Mexico). *Facies*, **53**, 239-248.
- FITZGERALD, D.M. & KNIGHT, J. (Eds) (2005) *High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries: Coastal Systems and Continental Margins*. Springer, Berlin, 364 pp.
- FLAWN, P.T. & DIAZ, T. (1959) Problems of Paleozoic tectonics in northcentral and northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **43**, 224-230.
- FLOYD, P.A. & LEVERIDGE, B.E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, **144** (4), 531-542.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. & PARK, R.G. (1989) Geochemistry and Tectonic Setting of Lewisian Clastic Metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*, **45**, 203-214.
- FORTUNATO, K.S. (1982) *Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic-lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico*, University of New Orleans, New Orleans, 198 pp.
- FORTUNATO, K.S. & WARD, W.C. (1982) Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico. *Transection Gulf Coast Association of Geological Societies*, **32**, 473-482.
- FRALICK, P. (2003) Geochemistry of clastic sedimentary rocks: ratio techniques. In: *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary consideration to Mineral deposits-forming environments* (Ed D.R. Lentz), *GeoText* **4**, pp. 85-103. Geological Association of Canada, New Foulard, Canada.
- FRALICK, P.W. & KRONBERG, B.I. (1997) Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, **113**, 111-124.
- FRAME, A. & WARD, W.C. (1987) Lowermost Cretaceous Coral-Rich limestone in Nuevo Leon and Coahuila, Mexico. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Mexico*, **2**, 33-39.
- FREY, E., BUCHY, M.-C., STINNESBECK, W. & LÓPEZ-OLIVA, J.G. (2002) *Geosaurus vignaudi* n.sp. (Crocodyloformes: Thalatosuchia), first evidence of metriorhynchid crocodylians in the Late Jurassic (Tithonian) of central-east Mexico (State of Puebla). *Canadian Journal Earth Science*, **39**, 1467-1483.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984) Trace fossil facies models. In: *Facies Models* (Ed R.G. Walker) 2nd Edition edn, pp. 189-207. Geoscience Canada, Sth Johnes.
- FREYDIER, C., LAPIERRE, H., BRIQUEU, L., TARDY, M., COULON, C. & MARTINEZ-REYES, J. (1997) Volcaniclastic Sequences with Continental Affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero Intra-oceanic Arc Terrane (Western Mexico). *The Journal of Geology*, **105**, 483-502.
- FREYDIER, C., LAPIERRE, H., RUIZ, J., TARDY, M., MARTINEZ-R.J. & COULON, C. (2000) The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 325-336.
- FREYDIER, C., LAPIERRE, H., TARDY, M., COULON, C., MARTINEZ-REYES, J. & ORSINI, J.B. (1995) Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa); temoins de l'évolution géodynamique mesozoïque et tertiaire des Cordilleres mexicaines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Ser. 2: Sciences de la Terre et des Planètes*, **321**, 529-536.
- FÜCHTBAUER, H. (1988) *Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart Stuttgart, 1141 pp.
- GABRIEL, K.R. (1971) The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika*, **58**, 453-467.
- GALLOWAY, W.E. (1974) Deposition and Diagenetic Alteration of Sandstone in Northeast Pacific-Arc-Related Basins: Implications for Greywacke Genesis. *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 379-390.
- GALLOWAY, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (Ed M.L. Broussard), pp. 87-98. Houston Geological Society, Houston, Tx.
- GANI, M.R. & BHATTACHARYA, J.P. (2007) Basic Building Blocks And Process Variability Of A Cretaceous Delta: Internal Facies Architecture Reveals A More Dynamic Interaction Of River, Wave, And Tidal Processes Than Is Indicated By External Shape. *Journal Of Sedimentary Research*, **77**, 284-302.
- GANI, M.R., BHATTACHARYA, J.P. & MAC EACHERN, J.A. (2008) Using Ichnology to Determine Relative Influence of Waves, Storms, Tides, and Rivers in Deltaic Deposits in the Cretaceous Western Interior Seaway, Wyoming-Utah, U.S.A. . In: *Applied Ichnology* (Eds J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton), *Short Course Notes* **52**, pp. 209-225. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- GARCÍA-DÍAZ, J.L. (2004) *Etude Géologique de la Sierra Madre del sur aux environs de Chilpancingo et D'Olinala, Gro: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique*, University de Savoie, Chambéry, 148 pp.
- GARCÍA-OBREGÓN, R. (2007) *Cartografía geológica y petrología del vulcanismo mesozoico en el Valle de Huizachal, Tamaulipas*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 137 pp.
- GARCÍA-ZAVALA, H.J. (2008) *Influencia de la deformación de la Sierra Madre Oriental en la generación de trampas estratigráficas y/o estructurales a partir de la interpretación de secciones sísmicas 2D en la porción este de la Sierra de la Silla, N.L. Linares, N.L., México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 229 pp.
- GARZANTI, E., ANDO, S., VEZZOLI, G. & DELL'ERA, D. (2003) From Rifted Margins to Foreland Basins: Investigating Provenance and Sediment Dispersal Across Desert Arabia (Oman, U.A.E.). *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 572-588.

- GARZANTI, E. & VEZZOLI, G.** (2003) A Classification Of Metamorphic Grains In Sands Based On Their Composition And Grade. *Journal Of Sedimentary Research*, **73**, 830–837.
- GARZANTI, E., VEZZOLI, G., ANDÒ, S. & CASTIGLIONI, G.** (2001) Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen). *The Journal of Geology*, **109**, 277–297.
- GAZZI, P.** (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral et Petrographica Acta*, **12**, 67–97.
- GEHRELS, G., VALENCIA, V. & PULLEN, A.** (2006) Detrital Zircon Geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. In: *Geochronology: Emerging Opportunities* (Ed T. Olszewski), **2**, pp. 67–76. Paleontology Society Papers, 2.
- GEHRELS, G.E.** (2000) Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. In: *Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California* (Eds M.J. Soreghan and G.E. Gehrels), **Special Paper 347**, pp. 1–17. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- GEHRELS, G.E. & DICKINSON, W.R.** (1995) Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *American Journal of Science*, **295**, 18–48.
- GEHRELS, G.E. & STEWART, J.H.** (1998) Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of Sonora, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 2741–2487.
- GENISE, J.F., BELLOSI, E.S. & GONZALEZ, M.G.** (2004) An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. In: *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Ed D. McLroy), **Special Publication 228**, pp. 355–382. Geological Society of London, London, U.K.
- GILL, J.B., HISCOTT, R.N. & VIDAL, P.** (1994) Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. *Lithos*, **33**, 135–168.
- GINGRAS, M.K.** (1999) *Applications and approaches in ichnology, neoichnology, and sedimentology*. NQ46840, University of Alberta [Canada], Canada, 245 pp.
- GINGRAS, M.K., MACEachern, J.A. & PEMBERTON, S.G.** (1998a) A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated allomembers of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **46**, 51–73.
- GIOSAN, L. & BHATTACHARYA, J.P.** (2005) New directions in deltaic studies. In: *River Deltas-Concepts, Models, and Examples* (Eds L. Giosan and J.P. Bhattacharya), **Special Publication No. 83**, pp. 3–12. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- GIRTY, G.H., HANSON, A.D., KNAACK, C. & JOHNSON, D.** (1994) Provenance determined by REE, Th, and Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave roof pendant, central Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, **64 (1b)**, 68–73.
- GODINEZ-URBAN, D.** (2009) *Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México*, Centro de Geociencias, Universidad Autonoma de México, Juriquilla, Queretarro, 160 pp.
- GOLDHAMMER, R.K.** (1999) Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), **Special Paper 340**, pp. 1–58. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- GOLDHAMMER, R.K. & JOHNSON, C.A.** (2001) Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. In: *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems* (Eds C. Bartolini, R.T. Buffler and A. Cantú-Chapa), **Memoir 75**, pp. 45–81. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- GOLDHAMMER, R.K., LEHMAN, P.J., TODD, R.G., WILSON, J.L., WARD, W.C. & JOHNSON, C.R.** (1991) *Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico, a field guidebook*. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp.
- GOLDRING, R., BOSENCE, D.W.J. & BLAKE, T.** (1978) Estuarine sedimentation in the Eocene of southern England. *Sedimentology*, **25**, 861–876.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L., ARRIBAS, J. & MAS, R.** (2007) Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic–Early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *Sedimentary Geology*, **202**, 138–157.
- GONZÁLEZ-ACEBRÓN, L., ARRIBAS, J. & MAS, R.** (2010) Sand provenance and implications for paleodrainage in a rifted basin: the Tera Group (N. Spain). *Journal of Iberian Geology*, **36 (1)**, 87–106.
- GONZÁLEZ-ÁLVAREZ, I., KUSIAK, M.A. & KERRICH, R.** (2006) A trace element and chemical Th–U total Pb dating study in the lower Belt–Purcell Supergroup, Western North America: Provenance and diagenetic implications. *Chemical Geology*, **230**, 140–160.
- GONZÁLEZ-ARREOLA, C. & BARRAGÁN, R.** (2007) *Oosterella (Ammonoidea)* from the Taraises Formation (upper Valanginian), Durango, northeast Mexico. *Cretaceous Research*, **28**, 419–427.
- GONZÁLEZ-LEÓN, C.M., STANLEY, G.D., GEHRELS, G.E. & CENTENO-GARCÍA, E.** (2005) New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 259–282. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- GONZÁLEZ-LEÓN, C.M., VALENCIA, V.A., LAWTON, T.F., AMATO, J.M., GEHRELS, G.E., LEGGETT, W.J., MONTIJO-CONTRERAS, O. & FERNÁNDEZ, M.A.** (2009) The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, **26**, 301–314.

- GONZÁLEZ-NARANJO, G.A., MOLINA-GARZA, R.S. & CHÁVEZ-CABELLO, G. (2008) Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks North of San Marcos Fault, Central Coahuila, México. *Geofísica Internacional*, **47** (001), 41-55.
- GOSE, W.A., BELCHER, R.C. & SCOTT, G.R. (1982) Paleomagnetic results from northeastern Mexico: Evidence for large Mesozoic. *Geology*, **10**, 50-54.
- GÖTTE, M. (1988) Estudio geológico y estructural de Galeana N. L. (México) y sus alrededores. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, México*, **3**, 61-87.
- GÖTTE, M. & MICHALZIK, D. (1992) Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, **1991**, 1445-1466.
- GÖTTE, T. & RICHTER, D.K. (2006) Cathodoluminescence characterization of quartz particles in mature arenites. *Sedimentology*, **53**, 1347-1359.
- GÖTZE, J., PLÖTZE, M. & HABERMANN, D. (2001) Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**, 225-250.
- GÖTZE, J. & ZIMMERLE, W. (2000) Quartz silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology*, **21**, 1-92.
- GOVINDARAJU, K. (1994) Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **18**, 1-158.
- GRADZINSKI, R. & UCHMAN, A. (1994) Trace fossils from interdune deposits—an example from the lower triassic aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 121-138.
- GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. & DICKINSON, W.R. (1976) Common provenance for tithic grains in Carboniferous sandstone from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**, 233-249.
- GRAJALES-NISHIMURA, J.M., CENTENO-GARCÍA, E., KEPPIE, D. & DOSTAL, J. (1999) Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex Mexico: tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 537-544.
- GRAJALES-NISHIMURA, N., 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.
- GRAY, G.G., LAWTON, T.F. & MURPHY, J.J. (2008) Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico. In: *Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico* (Ed G. Moore), **14**, pp. 1-26. Geological Society of America, Field Guide 14, Houston, Texas, 5-9 October 2008.
- GU, X.X., LIU, J.M., ZHENG, M.H., TANG, J.X. & QI, L. (2002) Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 393-407.
- GUERRERO-SUASTEGUI, M. (1997) *Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, southwestern Mexico*. EPO5035, The University of Texas at El Paso, United States - Texas, 120 pp.
- GUERRERO-SUASTEGUI, M. (2004) *Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, Southwestern Mexico*. NR06680, Memorial University of Newfoundland (Canada), Canada, 332 pp.
- GUPTA, S. AND COWIE, P. (2000) Processes and controls in the stratigraphic development of extensional basins. *Basin Research*, **12**, 185-194.
- GURSKY, H.J. & MICHALZIK, D. (1989) Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geology Paleontology*, **1** (5/6), 821-838.
- GUTIÉRREZ-ALEJANDRO, A.G. (2008) *Análisis de microfácies de la transición formacional La Casita-Taraises y determinación del límite bioestratigráfico Jurásico-Cretácico en el Cañón de Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 85 pp.
- GUZMAN-SPEZIALE, M. (2009) A seismotectonic model for the Chortis Block. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 197-204. Geological Society of London, London.
- HADLEY, D.F. & ELLIOTT, T. (1993) The Sequence-Stratigraphic Significance of Erosive-Based Shoreface Sequences in the Cretaceous Mesaverde Group of Northwestern Colorado. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), **Special Publication 18**, pp. 521-535. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- HAENGGI, W.T. (2002) Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **LV** (1), 38-94.
- HAENGGI, W.T. & MUEHLBERGER, W.R. (2005) Chihuahua trough—A Jurassic pull-apart basin. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 619-630. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- HALL, S.A. & NAJMUDDIN, I.J. (1994) Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 7161-7175.
- HAMPSON, G.J. (2000) Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sea Research*, **70**, 325-340.
- HANDSCHY, J.W., KELLER, G.R. & SMITH, K.J. (1987) The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, **6**, 323-330.
- HANSEN, C.D. & MAC EACHERN, J.A. (2008) Application of the asymmetric delta model to along-strike facies variation in a mixed- and river-influenced delta lobe, Upper Cretaceous basal Belly River Formation, Central Alberta. In: *Applied Ichthyology* (Eds J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton), **Short Course Notes 52**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.

- HARKEY, D.A. (1985) *Structural geology and sedimentological analysis (Las Vigas Formation) Sierra San Ignacio, Chihuahua, Mexico*. Master of Science, The University of Texas at el Paso, El Paso, Texas, 121 pp.
- HARLEY, S.L. (1985) Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 179-200.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. (Eds) (1975) *Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, 161 pp.
- HARNOIS, L. (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, **55**, 319-322.
- HARRIS, P.T., HEAP, A.D., BRYCE, S.M., PORTER-SMITH, T., RYAN, D.A. & HEGGIE, D.T. (2002) Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a qualitative analysis of wave, tidal and river power. *Journal Of Sedimentary Research*, **72**, 858-870.
- HARTMANN, B.H., JUHÁSZ-BODNÁR, K., RAMSEYER, K. & MATTER, A. (2000) Polyphased Quartz Cementation and Its Sources: A Case Study from the Upper Palaeozoic Haushi Group Sandstones, Sultanate of Oman. In: *Quartz Cementation in Sandstones* (Eds R.H. Worden and S. Morad), **Special Publication 29**, pp. 253-270. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- HEINRICHS, H. & HERRMANN, A.G. (1990) *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Springer-Lehrbuch, Berlin, 669 pp.
- HELMOLD, K.P. (1985) Provenance of feldspathic sandstones - the effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. In: *Provenance of arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 139-163. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- HENDRY, J.P., WILKINSON, M., FALICK, A.E. & HASZELDINE, R.S. (2000) Ankerite Cementation In Deeply Buried Jurassic Sandstone Reservoirs Of The Central North Sea. *Journal Of Sedimentary Research*, **70**, 227-239.
- HENRY, C.D., FAULDS, J.E. & DEPOLO, C.M. (2007) Geometry and timing of strike-slip and normal faults in the northern Walker Lane, northwestern Nevada and northeastern California: Strain partitioning or sequential extensional and strike-slip deformation? In: *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems* (Eds A.B. Till, S.M. Roeske, J.C. Sample and D.A. Foster), **Special Papers 434**, pp. 59-79. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- HERRON, M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, **58**, 820-829.
- HICKEY, R.L., FREY, F.A., GERLACH, D.C. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1986) Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°41'S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, **91 (B6)**, 5963-5983.
- HIGUERA-DÍAZ, I.C., FISCHER, M.P. & WILKERSON, M.S. (2005) Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico. *Tectonics*, **24**, 1-19.
- HISCOTT, R.N. (1978) Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny. *Canadian Journal Earth Science*, **15**, 1579-1597.
- HISCOTT, R.N. (1982) Tidal deposits of the Lower Cambrian Random Formation, eastern Newfoundland: facies and paleoenvironments. *Canadian Journal Earth Science*, **19**, 2028-2042.
- HISCOTT, R.N. (1984) Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace-element evidence. *Geological Society of America Bulletin*, **95**, 1261-1267.
- HOLE, M., J., TREWIN, N., H. & STILL, J. (1992) Mobility of the high field strength, rare earth elements and yttrium during late diagenesis. *Journal of the Geological Society, London*, **149**, 689-692.
- HONDA, M., YABUKI, S. & SHIMIZU, H. (2004) Geochemical and isotopic studies of aeolian sediments in China. *Sedimentology*, **51**, 211-230.
- HOPPE, M., BARBOZA-GUDIÑO, J.R. & SCHULZ, H.M. (2002) Late Triassic submarine fan in northwestern San Luis Potosí, México -lithology, facies and diagenesis. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie*, **2002 (12)**, 705-724.
- HOSKIN, P.W.O. & SCHALTEGGER, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogranesis. In: *Zircon* (Eds J.M. Hancher and P.W.O. Hoskin), **Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53**, pp. 27-62. Mineralogical Society of America y Geochemical Society, Washington.
- HOVIKOSKI, J., RÄSÄNEN, M., GINGRAS, M., RANZI, A. & MELO, J. (2008) Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology*, **55**, 499-530.
- HOWARD, J.D. (1972b) Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Eds J.K. Rigby and W.K. Hamblin), **Special Publication No. 16**, pp. 215-225. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- HOWARD, J.D. & REINECK, H.E. (1981) Depositional facies of high-energy beach to offshore sequence: comparison with the low-energy sequence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **65**, 807-830.
- HSIAO, L.Y., GRAHAM, S.A. & TILANDER, N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Research*, **22**, 61-78.
- HUMPHREY, W.E. (1941) Stratigraphy of the Cortinas Canyon, Sierra de los Muertos, Coahuila, Mexico. *Texas Geological Society, 13th Annual Meeting, Guidebook*, 4.
- HUMPHREY, W.E. (1949) Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico [with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation]. *Geological Society of America Bulletin*, **60**, 89-176.
- HUMPHREY, W.E. (1956a) Notes on the Geology of northeast Mexico. *Corpus Christi Geological Society, Annual Meeting, Guidebook*, 55.
- HUMPHREY, W.E. (1956b) Tectonic framework of northeast Mexico. *Gulf Coast Association Geological Society Transactions*, **VI**, 25-35.

- HUMPHREY, W.E. & DÍAZ, T. (Eds)[2003] *Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast of Mexico*. Bureau of Economic Geology, Austin, Texas, 152 pp.
- HUNT, F., A. (2005) *Deformational history of the Maya and Chortis blocks: Insight to the Evolution of the Motagua Fault Zone, Guatemala*. , Rice University, Houston, Texas, 149 pp.
- IMBRIE, J. & BUCHANANI, H. (1965) Sedimentary Structures In Modern Carbonate Sands Of The Bahamas. In: *Primary Sedimentary Structures And Their Hydrodynamic Interpretation* (Ed G.V. Middleton), **Special Publication No. 12**, pp. 149-172. Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists, Tulsa Oklahoma, USA.
- IMLAY, R.W. (1936) Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, **47**, 1091-1152.
- IMLAY, R.W. (1937a) Geology of the western part of the Sierra de Parraa, Coahuila, México. *Geological Society of American Bulletin*, **48**, 587-630.
- IMLAY, R.W. (1937b) Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico. *Journal of Paleontology*, **11**, 552-574.
- IMLAY, R.W. (1938) Studies of the Mexican Geosyncline. *Geological Society of American Bulletin*, **49**, 1651-1694.
- IMLAY, R.W. (1940) Upper Jurassic pelecypods from Mexico. *Journal of Paleontology*, **14**, 393-411.
- INGERSOLL, R.V. (1983) Petrofacies and Provenance of Late Mesozoic Forearc Basin, Northern and Central California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 1125-1142.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. & SARES, S.W. (1984a) The Effect Of Grain Size On Detrital Modes: A Test Of The Gazzi-Dickinson Point-Counting Method. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 0103-0116.
- INGERSOLL, R.V. & BUSBY, C.J. (1995) Tectonics of sedimentary basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins* (Eds C.J. Busby and R.V. Ingersoll), pp. 1 - 52. Blackwell, Cambridge, MA.
- INGERSOLL, R.V., KRETCHMER, A.G. & VALLES, P.K. (1993) The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, **40**, 937-953.
- INGERSOLL, R.V. & SCHWEICKERT, R.A. (1986) A plate tectonic model for Late Jurassic ophiolite genesis, Nevadan orogeny and forearc initiation, northern California. *Tectonics*, **5**, 901-912.
- INGERSOLL, R.V. & SUCZEK, C.A. (1979) Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Research*, **49**, 1217-1228.
- INGS, S.J., MACRAE, R.A., SHIMELD, J.W. & PE-PIPER, G. (2005) Diagenesis and porosity reduction in the Late Cretaceous Wyandot Formation, Offshore Nova Scotia: a comparison with Norwegian North Sea chalks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **53 (3)**, 237-249.
- IRIONDO, A., MARTÍNEZ-TORRES, L.M., KUNK, M.J., ATKINSON, W.W., PREMO, W.R. & MCINTOSH, W.C. (2005) Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 631-669. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- JAMES, K.H. (2009a) Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 127-138. Geological Society of London, London.
- JAMES, K.H. (2009b) In situ origin of the Caribbean: discussion of data. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 77-125. Geological Society of London, London.
- JANSA, L.F. (1991) Processes affecting paleogeography, with examples from the Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 345-371.
- JENCHEN, U. (2001) *Fazies und Geochemie in kontinentalen Trias-Becken im westlichen Argentinien und in Patagonien (300 - 500 S)*. Tesis Doctoral, Münster. Forsch. Geol. Paläont., Münster, Germany, 441 pp.
- JENCHEN, U. (2007a) Análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de sedimentos clásticos en el Noreste de México. *Reporte técnico anual (inédito), Proyecto CT 1377-06: Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnología (PAICyT), Universidad Autónoma de Nuevo León, 24*
- JENCHEN, U. (Ed),2007b) *La Popa Basin, NE Mexico: an Analog for Near Salt Deformation and Hydrocarbon Trapping: Guide Book*. Force- Field Trip to the La Popa Basin (October 24 - 28, 2007), Linares, 60 pp.
- 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. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**, 603.
- JOHNSON, M.J. (1993) The system controlling the composition of clastic sediments. In: *Processes controlling the composition of Clastic Sediments* (Eds M.J. Johnson and A. Basu), **Special Paper 284**, pp. 1-19. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- JONES, N.M., MCKEE, J.W., ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1995) Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A posible remnant of a cordilleran magmatic arc. In: *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas* (Eds C. Jaques-Ayala, C.M. González-León and J. Roldán Quintana), **Special Paper 301**, pp. 179-190. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- JONES, N.W., MCKEE, J.W., MARQUEZ D, B., TOVAR, J., LONG, L.E. & LAUDON, T.S. (1984) The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **95**, 1226-1241.
- JOO, Y.J., LEE, Y.I. & BAIB, Z. (2005) Provenance of the Qingshuijian Formation (Late Carboniferous), NE China: Implications for tectonic processes in the northern margin of the North China block. *Sedimentary Geology*, **177**, 97- 114.

- KASANZU, C., MABOKO, M.A.H. & MANYA, S. (2008) Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Research*, **164**, 201–213.
- KELLUM, L.B. (1930) Similarity of surface geology in front range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **14**, 73–91.
- KELLUM, L.B. (1932) Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **43**, 541–564.
- KEPPIE, D. (2004) Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *Internacional Geology Review*, **46**, 765–794.
- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., NANCE, R.D., MILLER, B.V., ORTEGA-RIVERA, A. & LEE, J.K.W. (2006) Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*, **147**, 342–353.
- KEPPIE, J.D., MURPHY, J.B., ORTEGA-GUITIERREZ, F. & ERNST, E.G. (Eds) (2008) *Middle american terranes, potential correlatives, and orogenic processes*. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, 397 pp.
- KEPPIE, J.D. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (2010) 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **29** (1), 21–27.
- KIDDER, D.L. (1985) Petrology and origin of phosphate nodules from the Midcontinent Pennsylvanian epicontinental sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, 809–816.
- KIMBELL, T.N. & HUMPHREY, J.D. (1994) Geochemistry and crystal morphology of aragonite cements of mixing-zone origin, Barbados, West Indies. *Journal Of Sedimentary Research*, **64** (3a), 604–614.
- KIRKLAND, D.W. & GERHARD, J.E. (1971) Jurassic salt, Central Gulf of Mexico and its temporal relation to Circum Gulf evaporites. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **55**, 680–686.
- KÖKSAL, S., ROMER, R.L., GÖNCÜOĞLU, M.C. & TOKSOY-KÖKSAL, F. (2004) Timing of the transition from the post-collisional to A-type magmatism: titanite U/Pb ages from the alpine Central Anatolian Granitoids, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 974–989.
- KOLB, W. & SCHMIDT, H. (1991) Depositional Sequences Associated with Equilibrium Coastlines in the Neogene of South-Western Nicaragua. In: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy* (Ed D.I.M. Macdonald), **Special Publication 12**, pp. 259–272. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- KOMAR, P.D. (1997) *Beach Processes and Sedimentation* Prentice Hall, Princeton, U. S. A., 544 pp.
- KREISA, D.R. (1981) Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51** (3), 0823–0848.
- KRENN, E., USTASZEWSKI, K. & FINGER, F. (2008) Detrital and newly formed metamorphic monazite in amphibolite-facies metapelites from the Motajica Massif, Bosnia. *Chemical Geology*, **254**, 164–174.
- KRESIA, R.D. & MOIOLA, R.J. (1986) Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 381–387.
- KRUTAK, P.R. (1965) Source Areas Of The Patula Arkose (Lower Cretaceous) Coahuila, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**, 512–518.
- KVALE, E.P., ARCHER, A.W. & JOHNSON, H.R. (1989) Daily, monthly, and yearly tidal cycles within laminated siltstones of the Mansfield Formation (Pennsylvanian) of Indiana. *Geology*, **17**, 365–368.
- LADD, J.W. (1976) Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 969–976.
- LAMBECK, A., HUSTON, D., MAIDMENT, D. & SOUTHGATE, P. (2008) Sedimentary geochemistry, geochronology and sequence stratigraphy as tools to typecast stratigraphic units and constrain basin evolution in the gold mineralised Palaeoproterozoic Tanami Region, Northern Australia. *Precambrian Research*, **XXX**, XXX–XXX.
- LAPIERRE, H., ORTIZ, L.E., ABOUCHAMI, W., MONOD, O., COULON, C. & ZIMMERMANN, J.L. (1992) A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 61–77.
- LAUBACH, S.E. & JACKSON, M.L.W. (1990) Origin of arches in the northwestern Gulf of Mexico basin. *Geology*, **18** (7), 595–598.
- LAWTON, T.F., BRADFORD, I.A., VEGA, F.J., GEHRELS, G.E. & AMATO, J.M. (2009) Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province. *Geological Society of America Bulletin*, **121**, 820–836.
- LAWTON, T.F. & McMILLAN, N.J. (1999) Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology*, **27**, 779–782.
- LEEDER, M.R. (1982) *Sedimentology: Process and Product*. George Allen & Unwin, London, U. K., 344 pp.
- LEHMANN, C., OSLEGER, D.A., MONTAÑEZ, I.P., SLITER, W., ARNAUD-VANNEAU, A. & BANNER, J. (1999) Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 1010–1029.
- LEHMANN, C.T. (1997) *Sequence stratigraphy and platform evolution of lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonates of northeastern Mexico*. 9816667, University of California, Riverside, United States – California, 261 pp.
- LEROY, S.D. (1998) Treating the Gulf of Mexico as a continental margin petroleum province. *The Leading Edge*, **February**, 209–212.
- LEV, S.M., McLENNAN, S.M. & HANSON, G.N. (1999) Mineralogic controls on REE mobility during black-shale diagenesis. *Journal Of Sedimentary Research*, **69** (5), 1071–1082.

- LI, C. & YANG, S. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering on global drainage basins? *American Journal of Science*, **310**, 111–127.
- LI, W., BHATTACHARYA, J.P., ZHU, Y., GARZA, D. & BLANKENSHIP, E. (2010) Evaluating delta asymmetry using three-dimensional facies architecture and ichnological analysis, Ferron 'Notom Delta', Capital Reef, Utah, USA. *Sedimentology*, **XXX**, XXX-XXXX.
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S.V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCK, R.A., GLADKOCHUB, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LU, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. & VERNIKOVSKY, V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, **160**, 179-210.
- LIVERA, S.E. (1989) Facies associations and sand-body geometries in the Ness Formation of the Brent Group, Brent Field. In: *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels* (Eds M.K.G. Wheteley and K.T. Pickering), **Special Publication 41**, pp. 269-286. Geological Society of London, London, U.K.
- LÓPEZ-ELISONDO, O.H. (2006) *Estudio petrográfico y geoquímico del miembro San Pablo, Formación La Casita en el área de Cañon Cortinas, Sierra Madre Oriental, NE de México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 92 pp.
- LÓPEZ-MEDINA, M.E. (2010) *Estudio mineralógico y geoquímico de la Formación "La Casita" en el área de Potrero Prieto, Galeana, N. L., México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 106 pp.
- LOPEZ-OLIVA, J.G. (1989) *Biostratigraphie des Ober-Jura und der Unter-Kreide in der Sierra del Fraile, Nuevo León, México*, Universität Hamburg, Hamburg, 123 pp.
- LOPEZ-OLIVA, J.G. (1991) Zonación del Cretácico basal en el braquianticlinal sur de la Sierra del Fraile, N. L., por medio de calcionélidos. *Revista de la Sociedad Paleontológica Mexicana*, **4**, 43-55.
- LOPEZ, R., CAMERON, K.L. & JONES, N.W. (2001) Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, **107**, 195–214.
- LUDWIG, K.R. (2003) Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4*.
- MACÉACHERN, J. (1994) *Integrated ichnological-sedimentological models: Applications to the sequence stratigraphic and paleoenvironmental interpretations of the Viking and Peace River formations, west-central Alberta*. NR48703, University of Alberta [Canada], Canada, 643 pp.
- MACÉACHERN, J.A., BANN, K.L., BHATTACHARYA, J.P. & HOWELL, C.D. (2005) Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. In: *River Deltas-Concepts, Models, and Examples* (Eds L. Giosan and J.P. Bhattacharya), **Special Publication No. 83**, pp. 49-86. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- MACÉACHERN, J.A. & PEMBERTON, S.G. (1992) Ichnologic aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: *Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop* (Ed S.G. Pemberton), **Core Workshop, 17**, pp. 57-84. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- MACÉACHERN, J.A., PEMBERTON, S.G., BANN, K.L. & GINGRAS, M.K. (2008) Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of environmental stress in the rock record. In: *Applied Ichnology* (Eds J.A. MacEachern, K.L. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton), **Short Course Notes**, pp. 65-93. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- MACÉACHERN, J.A., ZAITLIN, B.A. & PEMBERTON, S.G. (1999) A sharp-based sandstone succession of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: Criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 876-892.
- MACK, G.H. (1984) Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Research*, **54**, 212-220.
- MACKRAE, G. (1994) *Mesozoic development of the Desoto Canyon Salt Basin in the framework of the early evolution of the Gulf of Mexico*. 9432727, Texas A&M University, United States – Texas, 159 pp.
- MALTMAN, A.J. & BOLTON, A. (2003) How sediments become mobilized. In: *Subsurface Sediment Mobilization* (Eds P. Van Rensbergen, R.R. Hilhs, A.J. Maltman and C.K. Morley), **Special Publications 216**, pp. 9-20. The Geological Society of London, London, UK.
- MANGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. (2004) Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. In: *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Ed D. McLlroy), **Special Publication 228**, pp. 157-178. Geological Society of London, London, U.K.
- MANN, P. (Ed), 1999a) *Caribbean Basins*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands, 699 pp.
- MANN, P. (1999b) Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present In: *Caribbean Basins* (Ed M. P.), **4**, pp. 3-29. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- MANN, P. (2007) Overview of the tectonic history of northern Central America. In: *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Northern Central America* (Ed P. Mann), **Special Papers 428**, pp. 1-19. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- MANSURBEG, H., CAJA, M.A., MARFIL, R., MORAD, S., REMACHA, E., GARCIA, D., MARTIN-CRESPO, T., EL-GHALI, M.A.K. & NYSTUEN, J.P. (2009) Diagenetic Evolution and Porosity Destruction of Turbiditic Hybrid Arenites and Siliciclastic Sandstones of Foreland Basins: Evidence from the Eocene Hecho Group, Pyrenees, Spain. *Journal Of Sedimentary Research*, **79**, 711-735.
- MARFIL, R., HALL, A., GARCIA-GIL, S. & STAMATAKIS, M.G. (1998) Petrology and geochemistry of diagenetically altered tuffaceous rocks from the Middle Triassic of central Spain. *Journal Of Sedimentary Research*, **68**, 391-403.

- MARSAGLIA, K.M. (1989) *Petrography, provenance, and diagenesis of arc-related sands and sandstones recovered by the Deep Sea Drilling Project on circum-Pacific, Mediterranean and Caribbean legs*. 9003176, University of California, Los Angeles, United States – California, 416 pp.
- MARSAGLIA, K.M. (1991) Provenance of sand and sandstone from a rifted continental arc Gulf of California, Mexico. In: *Sedimentation in Volcanic Settings* (Eds R. Fisher and G.A. Smith), pp. 237-248. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 45, Tulsa, Oklahoma.
- MARSAGLIA, K.M., PAVIA, J.A. & MALONEY, S.J. (2007) Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models. In: *Proceedings in Ocean Drilling Project, Scientific Results, 210* (Eds B.E. Tucholke, J.C. Sibuet and A. Klaus), pp. 1-47. College Station, TX (Ocean Drilling Program), Texas.
- MARSAGLIA, K.M. & TAZAKI, K. (1992) Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (Eds B. Taylor and K. Fujioka), pp. 125–138, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 126.
- MARTENS, U. (2009) *Geologic evolution of the Maya Block (southern edge of the North American plate): An example of terrane transferral and crustal recycling*. 3351461, Stanford University, United States – California, 188 pp.
- MARTENS, U., ORTEGA-OBREGÓN, C., ESTRADA, J. & VALLE, M. (2006) Metamorphism and metamorphic rocks. In: *Central America: Geology, resources and hazards* (Eds J. Bundschuh and G.E. Alvarado), pp. 489-526. Taylor and Francis, Oxford, UK.
- MARTINI, M., FERRARI, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., CERCA-MARTÍNEZ, M., VALENCIA, V.A. & SERRANO-DURÁN, L. (2009) Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Eds S.M. Kay, V.A. Ramos and W.R. Dickinson), **Memoir 204**, pp. 151–182. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- MARTON, G. & BUFLER, R.T. (1994) Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Reviews*, **36**, 545-586.
- MARTON, G. & BUFLER, R.T. (1999) Jurassic-Early Cretaceous Tectono-Paleogeographic Evolution of the Southeastern Gulf of Mexico In: *Caribbean Basins* (Ed P. Mann), **4**, pp. 63-90. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- MARTON, G.L. (1995) *Jurassic evolution of the southeastern Gulf of Mexico*. 9534881, The University of Texas at Austin, United States – Texas, 276 pp.
- MASSARI, F. & PAREA, G.C. (1990) Wave-Dominated Gilbert-Type Gravel Deltas in the Hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, Southern Italy). In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **Special Publication 10**, pp. 311-331. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- MASUCH-OESTERREICH, D. (2007) A comprehensive seamless digital elevation model for Mexico based on SRTM data, pp. 175. 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, Kiel Germany 11-13 April.
- MATTER, A. & RAMSEYER, K. (1985) Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. In: *Provenance of arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 191-211. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- MCBRIDE, E.F. (1963) A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, **33**, 664-669.
- MCBRIDE, E.F. AND PICARD, M.D. (1987) Downstream changes in sand composition, roundness, and gravel size in a short-headed, high-gradient stream, northwestern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **57**, 1018-1026.
- MCBRIDE, E.F., WEIDIE, A.E.J., WOLLEBEN, J.A. & LAUDON, R.C. (1974) Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 1603-1622.
- MCCAFFREY, W.D., KNELLER, B.C. AND PEAKALL, J. (Eds)(2001) *Particulate Gravity Currents*. Backwell Science, London, 302 pp.
- MCCANN, T. (1991) Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. In: *Developments in Sedimentary Provenance* (Eds A.C. Morton, S.P. Todd and P.D.W. Haughton), **Special Publications 57**, pp. 215-230. Geological Society of London, London.
- MCCLAY, K.R., DOOLEY, T., WHITEHOUSE, P. & MILLS, M. (2002) 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**, 935–959.
- MCCUBBIN, D.G. (1982) Barrier-island and strand-plain facies. In: *Sandstone Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle and D. Spearing), **Memoir 31**, pp. 247-279. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- MCILROY, D. (2004) Ichnofabrics and sedimentary facies of a tide-dominated delta: Jurassic Ile Formation of Kristin Field, Haltenbanken, Offshore Mid-Norway. In: *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Ed D. McIlroy), **Special Publication 228**, pp. 237-272. Geological Society of London, London, U.K.
- 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. *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, Mexico. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), **Special Paper 340**, pp. 161-189. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- 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.

- McLENNAN, S.M.** (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (Eds B.R. Lipin and M.G. A.), **Reviews in Mineralogy** **21**, pp. 169-200. Mineralogical Society of America, Boulder, Colorado.
- McLENNAN, S.M., HEMMING, S., McDANIEL, D.K. & HANSON, G.N.** (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (Eds M.J. Johnsson and A. Basu), pp. 21-40. Geological Society of America, Special Paper 284, Boulder, Colorado.
- McLENNAN, S.M., NANCE, W.B. & TAYLOR, S.R.** (1980) Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, 1833-1839.
- McLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R.** (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution; tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, **99** (1), 1-21.
- McLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R. & ERIKSSON, K.A.** (1983) Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47** (7), 1211-1222.
- McLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., McCULLOCH, M.T. & MAYNARD, J.B.** (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites; crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54** (7), 2015-2050.
- MEDINA-FERRUSQUA, H.C.** (En Proceso) *Análisis del efecto del basamento sobre los estilos estructurales del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, NE de México, Utilizando Métodos Potenciales*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, México, XXX pp.
- MENZIES, M.A., KLEMPERER, S.L., EBINGER, C.J. & BAKER, J.** (2002) Characteristics of volcanic rifted margins. In: *Volcanic Rifted Margins* (Eds M.A. Menzies, S.I. Klempere, C.J. Ebinger and J. Baker), **Special Paper 362**, pp. 1-14. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- MERINO, E.** (1975) Diagenesis In Tertiary Sandstones From Kettleman North Dome, California. L. Diagenetic Mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**, 320-336.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W.** (1998) A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of Caribbean plate. *Tectonophysics*, **296**, 269-291.
- MIALL, A.D.** (1999) *Principles of Sedimentary Basin Analysis* Springer, Berlin, 616 pp.
- MICKUS, K. & MONTANA, C.** (1999) Crustal structure of northeastern México revealed through the analysis of gravity data. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), **Special Paper 340**, pp. 357-371. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- MICKUS, K., STERN, R.J., KELLER, G.R. & ANTHONY, E.Y.** (2009) Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology*, **37** (5), 387-390.
- MICHALZIK, D.** (1988) *Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes*, Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alemania, 247 pp.
- MICHALZIK, D.** (1991) Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico. *Sedimentary Geology*, **71**, 243-259.
- MICHALZIK, D. & SHUMANN, D.** (1994) Lithofacies Relations And Palaeoecology Of A Late Jurassic To Early Cretaceous Fan Delta To Shelf Depositional System In The Sierra Madre Oriental Of North-East Mexico. *Sedimentology*, **41**, 463-477.
- MIDDLETON, G.V.** (1960) Chemical Composition of Sandstones. *Geological Society of America Bulletin*, **71**, 1011-1026.
- MIDDLETON, V.G.** (1966a) Experiments on density and Turbidity Currents I. *Canadian Journal Earth Science*, **3**, 523-545.
- MIDDLETON, V.G.** (1966b) Experiments on density and turbidity currents II. *Canadian Journal Earth Science*, **3**, 627-637.
- MIERAS, B.L., SAGEMAN, B.B. & KAUFFMAN, E.G.** (1993) Trace fossil distribution patterns in Cretaceous facies of the Western Interior North America. In: *Evolution of the Western Interior Basin* (Eds W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman), **Special Paper, 39**, pp. 585-619. Geological Association of Canada, Vancouver, Canada.
- MILODOWSKI, A.E. & ZALASIEWICZ, J.A.** (1991) Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from central Wales. In: *Developments in Sedimentary Provenance* (Eds A.C. Morton, S.P. Todd and P.D.W. Haughton), **Special Publications 57**, pp. 101-124. Geological Society of London, London.
- MILSON, J.** (2009) The Caribbean: an oroclinal basin? In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 139-154. Geological Society of London, London.
- MILLER, W., III** (Ed), 2007) *Trace Fossils: Concepts, Problems and Prospects*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 611 pp.
- MIRANDA-GASCA, M.A.** (1995) *The volcanogenic massive sulfide and sedimentary exhalative deposits of the Guerrero Terrane, Mexico*. 9531108, The University of Arizona, United States - Arizona, 294 pp.
- MIXON, R.B.** (1963) *The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria Region Tamaulipas Mex*, Louisiana State University, 70 pp.
- MIXON, R.B., MURRAY, G.E. & DIAZ, T.** (1959) Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **43**, 757-771.
- MOLINA-GARZA, R.S., CHÁVEZ-CABELLO, G., IRIONDO, A., PORRAS-VÁZQUEZ, M.A. & TERRAZAS-CALDERÓN, G.D.** (2008) Paleomagnetism, structure and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**, 284-301.
- MOLINA-GARZA, R.S. & IRIONDO, A.** (2005) La megacizalla Mojave-Sonora: La hipótesis, la controversia y el estado actual del conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **57** (1), 1-26.
- MOLINA-GARZA, R.S., VOO, R.V. & URRUTIA-FUCUGAUCH, J.** (1992) Paleomagnetism Of The Chiapas Massif, Southern Mexico: Evidence For Rotation Of The Maya Block And Implications For The Opening Of The Gulf Of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 1156-1168.

- MONGELLI, G.** (2004) Rare-earth elements in Oligo-Miocenic pelitic sediments from Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy: implications for provenance and source area weathering. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **93**, 612-620.
- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTÍNEZ-REYES, J., CALVET, P., ORTIZ-HERNÁNDEZ, E. & ZIMMERMANN, J.L.** (1990) Réconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: La séquence volcanoplutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Séries, 2*, **310**, 45-51.
- MONTGOMERY, H.A., JR.** (1988) *Paleozoic paleogeography of northeastern Mexico*. 8811753, The University of Texas at Dallas, United States - Texas, 241 pp.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J.** (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269-299.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGERES, J.C. & SAVOYE, B.** (2003) Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 861-882.
- MURILLO-MUNETON, G.** (1999) *Stratigraphic architecture, platform evolution, and mud-mound development in the Lower Cupido Formation (Lower Cretaceous), northeastern Mexico*. 9934465, Texas A&M University, United States - Texas, 153 pp.
- MURILLO-MUÑETÓN, G. & DOROBK, S.L.** (2003) Controls on the Evolution of Carbonate Mud Mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 869 - 886.
- MURPHY, J.B., PISAREVSKY, S.A., NANCE, R.D. & KEPPIE, J.D.** (2004) Neoproterozoic—Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 659-682.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MARVILLA, N., ANGELLA, S. & CALABRESE, L.** (2000) Delta-Front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, **13 (2)**, 165-190.
- NANCE, R.D., FERNÁNDEZ-SUAREZ, J., KEPPIE, J.D., STOREY, C. & JEFFRIES, T.E.** (2007) Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. In: *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (Eds U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft and G. Zulauf), pp. 453-464. Geological Society of America, Special Paper 423, Boulder, Colorado.
- NANCE, R.D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J.D., LINNEMANN, U., MURPHY, J.B., QUESADA, C., STRACHAN, R.A. & WOODCOCK, N.H.** (2010) Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, **17 (2-3)**, 194-222.
- NANCE, R.D. & LINNEMANN, U.** (2008) The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance. *GSA Today*, **18 (12)**, 4-12.
- NEMEC, W.** (1990a) Aspects of Sediment Movement on Steep Delta Slopes. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **Special Publication 10**, pp. 29-73. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- NEMEC, W.** (1990b) Deltas — Remarks on Terminology and Classification. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **Special Publication 10**, pp. 1-12. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- NESBITT, H.W.** (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**, 206-210.
- NESBITT, H.W.** (2003) Petrogenesis of siliciclastic and sedimentary rocks. In: *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary consideration to Mineral deposits-forming environments* (Ed D.R. Lentz), **GeoText 4**, pp. 39-51. Geological Association of Canada, New Foulund, Canada.
- NESBITT, H.W., FEDO, C.M. & YOUNG, G.M.** (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *The Journal of Geology*, **105**, 173-191.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M.** (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- NEUSER, R.D., BRUHN, F., GÖTZE, J., HABERMANN, D. & RICHTER, D.K.** (1996) Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Tiel I 1985, Heft 1/2*, 287-306.
- NEUSER, R.D., RICHTER, D.K. & VOLLBRECHT, A.** (1989) Natural quartz with brown/violet cathodoluminescence-Genetic aspects evident from special analysis. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Tiel I 1985, Heft 1/2*, 287-306.
- NIO, S.D. & YANG, C.** (1991) Diagnostic attributes of clastic tidal deposits; a review. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Eds D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), **Memoir 16**, pp. 3-27. Canadian Society of Petroleum Geologist, New Foulund, Canada.
- NITTROUER, C.A., AUSTIN, J.A., FIELD, M.E., KRAVITZ, J.H., SYVITSKI, J.P.M. & WIBERG, P.** (Eds)(2007) *Continental Margin Sedimentation: From sediment transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 37, Blackwell Publishin Ltd., Oxford.
- NOMBELA, M.A., VILAS, F. & EVANS, G.** (1995) Sedimentation in the Mesotidal Rías Bajas of Galicia (North-Western Spain): Ensenada De San Simón, Inner Ría De Vigo. In: *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments* (Eds B.W. Flemming and A. Bartholomkå), **Special Publication 24**, pp. 133-149. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- NUMMEDAL, D., RILEY, G.W. & TEMPLET, P.L.** (1993) High-Resolution Sequence Architecture: A Chronostratigraphic Model Based on Equilibrium Profile Studies. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), **Special Publication 18**, pp. 55-68. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.

- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E.** (2007) *Evolución Sedimentológica y Geoquímica del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises)*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León., 276 pp.
- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E.** (Sometido) Análisis petrográfico y estadístico multivariado para discriminar las áreas fuentes de dos formaciones de edades similares en el Noreste de México (Formación La Casita y Arcosa Patula). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **XXX**, XXX-XXX.
- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E., GUERRERO-SUASTEGUI, M. & JENCHEN, U.** (Sometido) Petrografía y procedencia de las areniscas del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Valanginiano —Huateriviano Temprano), Sierra Madre Oriental, NE México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **XXX**, XXX-XXX.
- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E. & JENCHEN, U.** (Sometido) Provenance and tectonic setting of the Galeana Sandstone Member, NE Mexico: Petrographical and geochemical evidences. *Geosphere*, **XXX**, XXX-XXX.
- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E., JENCHEN, U. & GUERRERO-SUASTEGUI, M.** (2008) Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**, 438-464.
- OCAMPO-DÍAZ, Y.Z.E. & RUBIO-CISNEROS, I.I.** (Sometido) Análisis composicional y evidencias de reciclamiento sedimentario asociado a las discordancias del Noreste de México, un ejemplo del Triásico Tardío-Cretácico Temprano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **XXX**, XXX-XXX.
- OCHOA, M., ARRIBAS, M.E., ARRIBAS, J. & MAS, R.** (2007) Significance of geochemical signatures on provenance in intracratonic rift basins: Examples from the Iberian plate. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli and M.J. Johnsson), **Special Paper 420**, pp. 199-219. Geological Society of America Tulsa, Oklahoma.
- OERTEL, G.F., HENRY, V.J. & FOYLE, A.M.** (1991) Implications of Tide-Dominated Lagoonal Processes on the Preservation of Buried Channels on a Sediment-Starved Continental Shelf. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 377-393. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- OHTA, T. & ARAI, H.** (2007) Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, **240**, 280–297.
- OLIVARES-RAMOS, D.** (2006) *Zonificación de Calpionélidos y análisis microfacial de la transición Tithoniano-Berriasiano, Sierra de la Silla, Nuevo León, México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Mexico, 89 pp.
- OLMSTEAD, G.A.** (1998) *A palynological analysis of Upper Jurassic dinoflagellate cysts from the Chihuahua trough and Bisbee basin, northern Mexico and southeastern Arizona*. 9832820, The University of Texas at El Paso, United States – Texas, 211 pp.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J. & CENTENO-GARCÍA, E.** (1995) Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, **23 (12)**, 1127-1130.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F.** (1978) El Gneiss Novillo y rocas metamórficas asociadas en los Cañones de Novillo y Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, **2**, 19-30.
- ORTIZ-HERNÁNDEZ, L.E., CHIODI, M., LAPIERRE, H., MONOD, O. & CALVET, P.** (1990) El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guenajuato- Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas de complejo Filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, **9 (2)**, 126-145.
- PADILLA Y SANCHEZ, R.J.** (1985) Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, **6**, 1-20.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J.** (1986) Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México. *Geofísica Internacional*, **25**, 157-206.
- PAOLA, C., WIELW, S.M. & REINHART, M.A.** (1989) Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, 47-56.
- PARIZE, O. & FRIÉS, G.** (2003) The Vocontian elastic dykes and sills: a geometric model. In: *Subsurface Sediment Mobilization* (Eds P. Van Rensbergen, R.R. Hilhs, A.J. Maltman and C.K. Morley), **Special Publications 216**, pp. 51-72. Geological Society, London, UK.
- PARSONS, I., THOMPSON, P., LEE, M.R. & CAYZER, N.** (2005) Alkali Feldspar Microtextures as Provenance Indicators in Siliciclastic Rocks and Their Role in Feldspar Dissolution During Transport and Diagenesis. *Journal Of Sedimentary Research*, **75 (5)**, 921-942.
- PATCHETT, P.J. & RUIZ, J.** (1987) Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 523-528.
- PATTISON, S.A.J.** (2005) Storm-influenced prodelta turbidite complex in the Lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, USA: implications for shallow marine facies models. *Journal Of Sedimentary Research*, **75**, 420-439.
- PATTISON, S.A.J., BRUCE AINSWORTH, R. & HOFFMAN, T.A.** (2007) Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, **54**, 1033-1064.
- PE-PIPER, G. & DOLANSKY, L.M.** (2005) Early diagenetic origin of Al phosphate-sulfate minerals (woodhouseite and crandallite series) in terrestrial sandstones, Nova Scotia, Canada. *American Mineralogist*, **90**, 1434– 1441.
- PE-PIPER, G., TRIANTAFYLIDIS, S. & PIPER, D.J.W.** (2008) Geochemical Identification of Clastic Sediment Provenance from Known Sources of Similar Geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada. *Journal Of Sedimentary Research*, **78 (9)**, 595-607.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W.** (1984) Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. In: *The Mesozoic of Middle North America* (Eds D.F. Stott and D.J. Glass), **Memoir 9**, pp. 281-304. Canadian Society of Petroleum Geologists., Vancouver, Canada.

- PEMBERTON, S.G. & MACEachern, J.A. (1997) The ichnologic signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy. In: *Paleontological Event Horizons: Ecological and Evolutionary Implications* (Ed C.C. Brett), pp. 73-109. Columbia University Press, New York.
- PEMBERTON, S.G., MACEachern, J.A. & SAUNDERS, T. (2004) Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis* (Ed D. McLroy), **Special Publication 228**, pp. 29-62. Geological Society of London, London, U.K.
- PEMBERTON, S.G., SPILA, M., PULHAM, A.J., SAUNDERS, T., MACEachern, J.A., ROBBINS, D. & SINCLAIR, I.K. (2001) *Ichnology & Sedimentology of shallow to marginal marine systems Bennevis & Avalon reservoirs, Jeanne d'Arc Basin*. Geological Association of Canada, Short Course, 15, New Foulard, Canada, 350 pp.
- PEMBERTON, S.G., VAN WAGONER, J.C. & WACH, G.D. (1992a) Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. In: *Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop* (Ed S.G. Pemberton), **Core Workshop, 17**, pp. 339-382. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- PEMBERTON, S.G., VAN WAGONER, J.C. & WACH, G.D. (1992b) Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. In: *Application of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop* (Ed S.G. Pemberton), **Core Workshop, 17**, pp. 339-382. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- PETERSON, J.A. (2009) *Geochemical Provenance Of Clastic Sedimentary Rocks In The Western Cordillera: Utah, Colorado, Wyoming, And Oregon*. Master of Science, Utah State University, Logan, Utha, 108 pp.
- PETTIJOHN, F.J. (1957) *Sedimentary Rocks*. Harper & Brothers, New York, 718 pp.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972) *Sand and Sandstone*. Springer - Verlag, New York, 553 pp.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 833 pp.
- PHILIP, J. (2003) Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**, 19-37.
- PHILLIPS, J.D. & FORSYTH, D. (1972) Plate Tectonics, Paleomagnetism, and the Opening of the Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 1579-1600.
- PINDELL, J. & KENNAN, L. (2002) *Mexico and Gulf of Mexico*. Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Tectonics Analysis, London.
- PINDELL, J., KENNAN, L., STANEK, K.P., MARESCH, W.V. & DRAPER, G. (2006) Foundation of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eighth controversies resolved. *Geologica Acta*, **14 (1-2)**, 303-341.
- PINDELL, J.L. (1985) Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, And Proto-Caribbean. *Tectonics*, **4 (1)**, 1-39.
- PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F. (1990) Geological evolution of the Caribbean region: a plate-tectonic perspective. In: *The Caribbean Region* (Eds G. Dengo and J.E. Case), **The Geology of North America, H**, pp. 339-374. Geological Society of America.
- PINDELL, J.L., CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., ROWLEY, D.B., DEWEY, J.F., LABRECQUE, J. & HAXBY, W. (1988) A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**, 121-138.
- PINDELL, J.L. AND DEWEY, J.F. (1982) Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1**, 179-211.
- PINDELL, J.L. & KENNAN, L. (2009) Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 1-55. Geological Society of London, London.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., WRIGHT, D. & ERIKSON, J. (2009) Clastic domains of sandstones in central/eastern Venezuela, Trinidad, and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and palaeogeography. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Eds K.H. James, M.A. Lorente and J.L. Pindell), **Special Publications 328**, pp. 743-797. Geological Society of London, London.
- PLANK, T. & LANGMUIR, C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, **145**, 325-394.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R.J. (2004) Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, **165**, 29-52.
- PLINT, A.G. (2002) Paleovalley systems in the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Alberta and British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **50**, 277-296.
- POLLARD, J.E., GOLDRING, R. & BUCK, S.G. (1993) Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal Of The Geological Society, London*, **150**, 149-164.
- POOLE, F.G., PERRY, W.J., MADRID, R.J. & AMAYA-MARTÍNEZ, R. (2005) Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Eds T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee and M.B. Steiner), **Special Paper 393**, pp. 543-596. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- POREBSKI, S.J. & GRADZINSKI, R. (1990) Lava-Fed Gilbert-Type Delta in the Polonez Cove Formation (Lower Oligocene), King George Island, West Antarctica. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **Special Publication 10**, pp. 333-351. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- PORRAS-VÁZQUEZ, H.B. (2006) *Estudio petrográfico y geoquímico de las "Areniscas de la Laguna" (Formaciones La Casita y Taraises) en el área de Laguna de Sánchez, Sierra Madre Oriental, NE de México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 106 pp.

- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1977) *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag New York, 425 pp.
- PRICE, J.R. & VELBEL, M.A. (2000) Weathering Of The Eaton Sandstone (Pennsylvanian), Grand Ledge, Michigan: Geochemical Mass-Balance And Implications For Reservoir Properties Beneath Unconformities. *Journal Of Sedimentary Research*, **70**, 1118-1128.
- PROSSER, S. (1993) Rift-related linked depositional system and their seismic expression. In: *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (Eds G.D. Williams and A. Dobb), pp. 35-66. Geological Society of London, Special Publication 71, London.
- RAMIREZ-ESPINOSA, J. (1984) La Acreción del Bloque del Terreno Misteco y Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **45 (1-2)**, 7-19.
- RAMIREZ-ESPINOSA, J. (2001) *Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system*. 3031403, The University of Arizona, United States – Arizona, 171 pp.
- RAMIREZ-RAMIREZ, C. (1992) *Pre-mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico*. 9239339, The University of Texas at Austin, United States – Texas, 450 pp.
- RAMÍREZ-RAMÍREZ, C. (1992) *Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico*, University of Texas at Austin, 450 pp.
- RASMUSSEN, B. & GLOVER, J.E. (1994) Diagenesis of low-mobility elements (Ti, REEs, Th) and solid bitumen envelopes in Permian Kennedy Group sandstone, western Australia. *Journal Of Sedimentary Research*, **64 (3a)**, 572-583.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. (1996) Clastic coasts. In: *Sedimentary environments; Processes, Facies, and Stratigraphy* (Ed H.G. Reading), pp. 154-231. Blackwell Science, Oxford, U. K.
- REINECK, H.E. (1963) *Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee*, 505 pp.
- REINECK, H.E. & SINGH, J.B. (1980) *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag Berlin, 549 pp.
- RENSBERGEN, P.V., HILLIS, R.R., MALTMAN, A.J. & MORLEY, C.K. (2003a) Subsurface sediment mobilization: introduction. In: *Subsurface Sediment Mobilization* (Eds P. : Van Rensbergen, R.R. Hilhs, Maltman, A.J. and C.K. Morley), **Special Publications 216**, pp. 1-8. The Geological Society of London, London, UK.
- RENSBERGEN, P.V., POORT, J., KIPFER, R., BATIST, M.D., VANNESTE, M., KLERKX, J., GRANIN, N., KHLYSTOV, O. & KRINITSKY, P. (2003b) Near-surface sediment mobilization and methane venting in relation to hydrate destabilization in Southern Lake Baikal, Siberia. In: *Subsurface Sediment Mobilization* (Eds P. Van Rensbergen, R.R. Hilhs, A.J. Maltman and C.K. Morley), **Special Publications 216**, pp. 207-222. Geological Society, London, London, UK.
- REYMENT, R.A. (1999) Multivariate statistical analysis of geochemical data exemplified by Proterozoic dyke swarms in Sweden. *GFF*, **121**, 49-55.
- REYNAUD, J.-Y., DALRYMPLE, R.W., VENNIN, E., PARIZE, O., BESSON, D. & RUBIN, J.-L. (2006) Topographic Controls On Production And Deposition Of Tidal Cool-Water Carbonates, Uze` S Basin, Se France. *Journal Of Sedimentary Research*, **76**, 117-130.
- RICCI-LUCCHI, F. (1985) Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: *Provenance of Arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 309-332. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- RICCI-LUCCHI, F. (1995) *Sedimentographica, A photographic atlas of Sedimentary Structures* Columbia Press, New York.
- RIGGS, N.R., MATINSON, J.M. & BUSBY, C.J. (1993) Correlation of Jurassic eolian strata between the magmatic arc and the Colorado Plateau: New U-Pb geochronologie data from southern Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 1231-1246.
- ROBERTSON, A.H.F. & WOODCOCK, N.H. (1980) Strike-Slip Related Sedimentation in the Antalya Complex, Southwest Turkey. In: *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones* (Eds P.F. Ballance and H.G. Reading), **Special Publication 4**, pp. 127-145. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- RODDAZ, M., VIERS, J., BRUSSET, S., BABY, P., BOUCAYRAND, C. & HÉRAIL, G. (2006) Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chemical Geology*, **226**, 31- 65.
- ROGERS, L., DE CSERNA, Z., TAVERA, E. & ULLOA, S. (1957) Geología general y depósitos de fosfatos del distrito de Concepcion del Estado de Zacatecas. *Boletín del Instituto Nacional de Investigación de Recursos Minerales*, **38**.
- ROGERS, R.D. (2003) *Jurassic-recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America)*. 3122784, The University of Texas at Austin, United States – Texas, 286 pp.
- ROGERS, R.D. & MANN, P. (2007) Transtensional deformation of the western Caribbean–North America plate boundary zone. In: *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Northern Central America* (Ed P. Mann), **Special Papers 428**, pp. 37-64. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- ROGERS, R.D., MANN, P. & EMMET, P.A. (2007a) Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. In: *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Northern Central America* (Ed P. Mann), **Special Papers 428**, pp. 65-88. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- ROGERS, R.D., MANN, P., SCOTT, R.W. & PATINO, L. (2007b) Cretaceous intra-arc rifting, sedimentation, and basin inversion in east-central Honduras. In: *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Northern Central America* (Ed P. Mann), **Special Papers 428**, pp. 89-128. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- ROLLINSON, H.R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex (Longman), London, 352 pp.
- ROSAZ, T. (1989) Les passage des Cordillères Nord-Américaines aux Sierras Madres Mexicaines le long du Texas Lineament Géologie du SW du Nouveau-Mexique (USA). *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **13 (2)**, 247-275.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O-ratio. *The Journal of Geology*, **94 (5)**, 635-650.

- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67** (1-2), 119-139.
- ROSER, B.P. & NATHAN, S. (1997) An evaluation of elemental mobility during metamorphism of a turbidite sequence (Greenland Group, New Zealand). *Geological Magazine*, **134** (2), 219-234.
- ROSS, M.I. & SCOTSE, C.R. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, **155**, 139-168.
- RUBATTO, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**, 123-138.
- RUBATTO, D. & GEBAUER, D. (2000) Use cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the western Apls. In: *Cathodoluminescence in Geosciences* (Eds M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc and D. Ohnenstetter), pp. 373-400. Springer-Verlag, Berlin.
- RUBIO-CISNEROS, I.I. (2008a) *Análisis geoquímico y petrográfico de areniscas de las Formaciones Huizachal y La Joya (Triásico Superior - Jurásico Inferior), NE de México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 121 pp.
- RUBIO-CISNEROS, I.I. (2008b) Geochemistry and petrography of sandstones from the Huizachal and La Joya formations (Upper Triassic - Lower Jurassic), NE of Mexico. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, **40**, 481.
- RUBIO-CISNEROS, I.I. & LAWTON, T.F. (In Press) Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, **XXX**, XXX-XXX.
- RUBIO-CISNEROS, I.I., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. & GARCÍA-OBREGÓN, R. (En Prensa) Análisis de procedencia de rocas clásticas jurásicas del Valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **XXX**, XXX-XXX.
- RUEDA-GAXIOLA, J. (1998) El Origen Del Golfo De México Y De Sus Subcuencas Petroleras Mexicanas, Con Base En La Palinoestratigrafía De Lechos Rojos. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, **15**, 78-86.
- RUEDA-GAXIOLA, J., DUEÑAS, M.A., RODRÍGUEZ, J.L., M., M. & URIBE, G. (1993) Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: Dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **43**, 1-29.
- RUEDA-GAXIOLA, J., LÓPEZ-OCAMPO, E., DUEÑAS, M.A., RODRÍGUEZ, J.L. & TORRES-RIVERO, A. (1999) Palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros allogroup, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Mexico. In: *Mesozoic Sedimentary and tectonic history of north-central Mexico* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), pp. 229-269. Geological Society of America, Special Paper 340, Boulder, Colorado.
- RUIZ, J., PATCHETT, J. & ORTEGA-GUITIERREZ, F. (1988) Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 274-281.
- RYER, T.A. & ANDERSON, P.B. (2004) Facies of the Ferron Sandstone, east-central Utah. In: *The Fluvial-Deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore Scale Outcrop Analog Studies and Applications to Reservoir Modelling* (Eds T.C. Chidsey, R.D. Adams and T.H. Morris), *Studies on Geology*, **50**, pp. 59-78. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- SALEEBY, J.B. (1983) Accretionary tectonics of North American Cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **15**, 45-73.
- SALEEBY, J.B. (1992) Prolotectonic and paleogeographic settings of U.S. Cordilleran ophiolites. In: *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* (Eds B.C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback), pp. 653 - 682. Geological Society of America, Geology of North America, vol. G-3, Boulder, Colorado.
- SALEEBY, J.B. & BUSBY-SPERA, C.J. (1992) Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera. In: *The Cordilleran Orogen: Co-terminus U.S.* (Eds C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback), *The Geology of North America*, vol. G-3, pp. 107 - 168. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- SALEM, A.M., MORAD, S., MATO, L.F. & AL-AASM, I.S. (2000) Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Fluvial Sandstones During Progressive Burial and Uplift: Evidence from the Upper Jurassic Boipeba Member, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**, 1015-1040.
- SALVADOR, A. (1987) Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71**, 419-451.
- SALVADOR, A. (Ed), 1991a) *The Gulf of Mexico basin*. Geological Society of America, Geology of North America, J, Boulder, Colorado, 568 pp.
- SALVADOR, A. (1991b) Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In: *The Gulf of Mexico Basin* (Ed A. Salvador), *The Geology of North America*, vol. J, pp. 389-444. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- SALVADOR, A. (1991c) Triassic-Jurassic. In: *The Gulf of Mexico Basin* (Ed A. Salvador), *The Geology of North America*, vol. J, pp. 131-180. Geological Society of America, , Boulder, Colorado.
- SANCHEZ-BARRERA, L.A. (1981) *Geologic evolution of the Continental Margin of the Gulf of Tehuantepec in southwestern Mexico*. 8128683, The University of Texas at Austin, United States - Texas, 269 pp.
- SÁNCHEZ-ZAVALA, J.L., CENTENO-GARCÍA, E. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1999) Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections. In: *Laurentia-Gondwana connections before Pangea* (Eds V.A. Ramos and D. Keppie), pp. 211-226. Geological Society of America, Special Paper 336, Boulder, Colorado.
- SANTANA-SALAS, L.A. (2008) *Bioestratigrafía de la Transición Formacional La Casita-Taraises (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) en el Cañón el Novillo, Iturbide, N. L.*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 82 pp.

- SAVEL'EVA, G.N., BORTNIKOV, N.S., PEYVE, A.A. & SKOLOTNEV, S.G. (2006) Ultramafic Rocks from the Markov Deep in the Rift Valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry International*, **44** (11), 1105-1120.
- SAYIT, K. & GÖNCÜOĞLU, M.C. (2009) Geochemistry of mafic rocks of the Karakaya complex, Turkey: evidence for plume-involvement in the Palaeotethyan extensional regime during the Middle and Late Triassic. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **98**, 367-385.
- SCHERMER, E.R. & BUSBY, C. (1994) Jurassic magmatism in the central Mojave Desert: Implications for arc paleogeography and preservation of continental volcanic sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 767-790.
- SCHOLZ, C.H. & CONTRERAS, J.C. (1998) Mechanics of continental rift architecture. *Geology*, **26**, 967-970.
- SCHWARZER, D., MICHALZIK, D. & FISCHER, R. (2003) Arc-derived sandstones from the Cretaceous Chilitos Formation (Zacatecas, Mexico) and its significance for the plate tectonic evolution of western Mexico. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **153**, 273-290.
- SEDLICK, R.L., ORTEGA-GUITIERREZ, F. & SPEED, R.C. (1993) *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic evolution of Mexico*. Geological Society of America, Special Paper 278, Boulder, Colorado, 152 pp.
- SEILACHER, A. (1967) Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**, 413-428.
- SEILACHER, A. (2007) *Trace Fossils Analysis*. Springer-Verlag Berlin, 226 pp.
- SEN, C. (2007) Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is it Rift related or Subduction related. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 523-539.
- SHUKLA, U.K., SINGH, I.B. & SRIVASTAVA, S.P. (1999) Paleocurrent patterns in braid-bar and point-bar deposits: examples from the Ganga River, India. *Journal of Sedimentary Research*, **69**(5), 992-1002.
- SILVA-ROMO, G., ARELLANO-GIL, J., MENDOZA-ROSALES, C. & NIETO-OBREGÓN, J. (2000) A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 429-442.
- 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.
- SLACK, J.F. & STEVENS, B.P.J. (1994) Clastic metasediments of the early Proterozoic Broken Hill Group, New South Wales, Australia: Geochemistry, provenance, and metallogenic significance. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **58**, 3633-3652.
- SLATT, R.M. (2007) *Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers*. Elsevier, London, U. K., 492 pp.
- SMITH, C.I. (1981) Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. *West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74*, 1-27.
- SMITH, K.J. (1986) *A gravity and tectonic study of the southwestern portion of the Ouachita system*. EP02338, The University of Texas at El Paso, United States – Texas, 100 pp.
- STEINER, M.B. & WALKER, J.D. (1996) Late Silurian plutons in Yucatan. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 17,727-17,735.
- STÉPHAN, J.F., MERCIER DE LÉPINAY, B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., CARFANTAN, J.C., OLIVET, J.L., VILA, J.M., BOUYASSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THÉRY, J.M., TOURNON, J., BLANCHET, R. & DERCOURT, J. (1990) Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la Societe Géologique de France*, **8** (6), 915-919.
- STEWART, J.H., BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J., CARTER, J.L. & LÓPEZ, R. (1999) Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. In: *Laurentia-Gondwana connections before Pangea* (Eds V.A. Ramos and D. Keppie), pp. 227-252. Geological Society of America, Special Paper 336, Boulder, Colorado.
- STEWART, J.H., GEHRELS, G.E., BARTH, A.P., LINK, P.K., CHRISTIE-BLICK, N. & WRUCKE, C.T. (2001) Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 1343-1356.
- STORMS, J.E.A. (2003) Event-based stratigraphic simulation of wave-dominated shallow-marine environments. *Marine Geology*, **27**, 45-63.
- STOW, D.A.V. (1979) Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, **26**, 371-387.
- STOW, D.A.V. (2005) *Sedimentary rocks in the field a color guide*. Elsevier Academic Press, London, U.K., 320 pp.
- STOW, V.A.D. & SHANMUNGAN, G. (1980) Sequence of structures in finegrained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, **25**, 23-42.
- SUTTNER, L.J., BASU, A. & MACK, G.H. (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Research*, **51**, 1235-1246.
- SWAN, A.R.H. & SANDILANDS, M.H. (1995) *Introduction to Geological Data Analysis*. Wiley-Blackwell London, 464 pp.
- SWIFT, D.J.P., PHILLIPS, S. & THORNE, J.A. (1991a) Sedimentation on Continental Margins, IV: Lithofacies and Depositional Systems. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 89-152. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- SWIFT, D.J.P., PHILLIPS, S. & THORNE, J.A. (1991b) Sedimentation on Continental Margins, V: Parasequences. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 153-187. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. (1991) Sedimentation on Continental Margins, I: A General Model for Shelf Sedimentation. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), **Special Publication 14**, pp. 1-31. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- SYLVESTER, A.G. (1988) Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1666-1703.

- TA, T.K.O., NGUYEN, V.L., TATEISHI, M., KOBAYASHI, I., SAITO, Y. & NAKAMURA, T. (2002) Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, **152**, 313-325.
- TALAVERA-MENDOZA, O. (1993) *Les formations orogeniques Mesozoiques du Guerrero (Mexique meridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordilleres mexicaines*, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 462 pp.
- TALAVERA-MENDOZA, O. & GUERRERO-SUÁSTEGUI, M. (2000) Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): Implication for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 297-324.
- TALAVERA-MENDOZA, O., RAMIREZ-ESPINOSA, J. & GUERRERO-SUÁSTEGUI, M. (1995) Petrology and geochemistry of the Telloapan subterranean, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, **34**, 3-22.
- TALAVERA-MENDOZA, O., RUIZ, J., GEHRELS, G.E., VALENCIA, V.A. & CENTENO-GARCÍA, E. (2007) Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 1052-1065.
- TARDY, M. (1973) Sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: El Cabalgamiento de la Serie Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **37** (1/2), 63-70.
- TARDY, M. (1980) *Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique*, Université Pierre et Marie Curie de Paris, Paris, 445 pp.
- TARDY, M., BLANCHET, R. & ZIMMERMANN, M. (1989) Les linéaments du Texas et Caltam entre Cordillères Américaines et Sierras Madre Mexicanes: Nature. Origine et Évolution structurale. *Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **13** (2), 219-227.
- TARDY, M., LAPIERRE, H., FREYDIER, C., COULON, C., GILL, J.B., MERCIER DE LEPINAY, B., BECK, C., MARTINEZ, J., TALAVERA-MENDOZA, O., ORTIZ, E., BOURDIER, J.L. & YTA, M. (1994) The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, **230**, 49-73.
- TAYLOR, A.M. & GOLDRING, R. (1993) Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal Of The Geological Society, London*, **150**, 141-148.
- TAYLOR, A.M., GOLDRING, R. & GOWLAND, S. (2003) Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, **60**, 227-259.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1981) The composition and evolution of the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **301**, 381-399.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985) *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell Oxford, 312 pp.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33** (2), 241-265.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (2009) *Planetary Crust: Their composition, origin and evolution*. Cambridge University Press, New York, 378 pp.
- TAYLOR, S.R., McLENNAN, S.M. & MCCULLOCH, M.T. (1983) Geochemistry of loess, continental crust composition and crustal model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 1897-1905.
- THIO-HENESTROSA, S. & MARTÍN-FERNÁNDEZ, J. (2005) Dealing with Compositional Data: The Freeware CoDaPack. *Mathematical Geology*, **37**, 773-793.
- THIO-HENESTROSA, S. & MARTÍN-FERNÁNDEZ, J.A. (2006) Detailed guide to CoDaPack: a freeware compositional software. In: *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice* (Eds A. Buccianti, G. Mateu-Figueras and V. Pawlowsky-Glahn), **Special Publications 264**, pp. 101-118. Geological Society of London, London.
- TOLOSANA-DELGADO, R., OTERO, N. & PAWLOWSKY-GLAHN, V. (2005) Some Basic Concepts of Compositional Geometry. *Mathematical Geology*, **37**, 673-680.
- TONUI, E. & DE CARITAT, P. (2003) Composition, Diagenesis, and Weathering of the Sediments and Basement of the Callabonna Sub-Basin, Central Australia: Implications for Landscape Evolution. *Journal Of Sedimentary Research*, **73** (6), 1036-1050.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P.J. & GRAJALES-NISHIMURA, J.M. (1999) Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* (Eds C. Bartolini, J.L. Wilson and T.F. Lawton), pp. 191-196. Geological Society of America, Special Paper, 340, Boulder, Colorado.
- TORTOSA, A., PALOMARES, M. & ARRIBAS, J. (1991) Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Eds A.C. Morton, S.P. Todd and P. Haughton), **Special Publication 57**, pp. 47-54. Geological Society of London, London.
- TOSDAL, R.M., HAXEL, G.B. & WRIGHT, J.E. (1989) Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental-margin magmatic arc (Eds J.P. Jenny and S.J. Reynolds), **17**, pp. 397-434. Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, Arizona.
- TOTTEN, M.W., HANAN, M.A. & WEAVER, B.L. (2000) Beyond whole-rock geochemistry of shales: The importance of assessing mineralogic controls for revealing tectonic discriminants of multiple sediment sources for the Ouachita Mountain flysch deposits. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 1012-1022.
- TOULKERIDES, T., CLAUER, N., KRÖNER, A., REIMER, T. & TODT, W. (1999) Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, **124**, 113-129.

- TOZER, E.T. (1989) Tethys, Thetis, Thethys, or Thetys? What, where, and when was it? *Geology*, **17**, 882-884.
- TRIBOVIILLARD, N., LYONS, T.W., RIBOULLEAU, A. & BOUT-ROUMAZELLES, V. (2008) A possible capture of molybdenum during early diagenesis of dysoxic sediments. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **179** (1), 3-12.
- TURNER, B.R., STANISTREET, I.G. & WHATELEY, M.K.G. (1981) Trace fossils and palaeoenvironments in the Ecca Group of the Nongoma Graben, northern Zululand, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **36**, 113-123.
- VALDEZ-MORENO, G. (2001) *Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 128 pp.
- VALLOLI, R. (1985) Reading provenance from modern sands. In: *Provenance of Arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 309-332. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- VAN DER SPEK, A.J.F. (1995) Reconstruction of Tidal Inlet and Channel Dimensions in the Frisian Middelzee, a Former Tidal Basin in the Dutch Wadden Sea. In: *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments* (Eds B.W. Flemming and A. Bartholomä), **Special Publication 24**, pp. 237-258. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- VAN DER STRAATEN, H.C. (1990) Stacked Gilbert-Type Deltas in the Marine Pull-Apart Basin of Abarán, Late Serravallian–Early Tortonian, Southeastern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), pp. 199-222. The International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- VAN DER VOO, R., MAUK, F.J. & FRENCH, R.B. (1976) Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico. *Geology*, **4**, 177-180.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Wells, Logs, Cores, and Outcrop*. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, 7, Tulsa, Oklahoma, 55 pp.
- VANDEKAMP, P.C. & LEAKE, B.E. (1996) Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic-Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. *Chemical Geology*, **133**, 89-124.
- VARBAN, B.L. & PLINT, A.G. (2008) Palaeoenvironments, palaeogeography, and physiography of a large, shallow, muddy ramp: Late Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin. *Sedimentology*, **55** (1), 201–233.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, G., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. (2007) Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary—Mineralogical, petrographic, and geochemical study. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* (Eds J. Arribas, S. Critelli and M.J. Johnsson), **Special Paper 420**, pp. 221-240. Geological Society of America Tulsa, Oklahoma.
- VEGA-GRANILLO, R., SALGADO-SOUTO, S., HERRERA-URBINA, S., VALENCIA, V., RUIZ, J., MEZA-FIGUEROA, D. & TALAVERA-MENDOZA, O. (2008) U–Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): Its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**, 343–354.
- VELASCO-SEGURA, J.A. (2005) *Análisis litológico y estratigráfico de la Formación La Caja en la 'Sierra El Jabalí', Saltillo, Coahuila*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, 120 pp.
- VELASCO-SEGURA, J.A. (2007) *Cocodrilos marinos del Jurásico Tardío de la Formación La Casita en Coahuila y Nuevo León, México: Dos casos de estudio*, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, 104 pp.
- VENABLE, M., E. (1994) *A geologic, tectonic and metallogenic evaluation of the Siuna terrane*, The University of Arizona, 152 pp.
- VENEGAS-RODRÍGUEZ, G., BARBOZA-GUDIÑO, J.R. & LÓPEZ-DONCEL, R.A. (2009) Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, **26**, 466-481.
- VERDECCHIA, S.O. & BALDO, E.G. (2010) Geoquímica y procedencia de los metasedimentos ordovícicos del complejo metamórfico La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, **27** (1), 97-111.
- VILLASEÑOR-MARTÍNEZ, A.B. & GONZÁLEZ-ARREOLA, C. (1988) Fauna De Amonitas Y Presencia De Lamellaptychus Murocostatus Trauth Del Jurásico Superior De La Sierra De Palotes, Durango. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, **7**, 71-77.
- VISSER, M., J. (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.
- VON EYNATTEN, H. (2004) Statistical modelling of compositional trends in sediments. *Sedimentary Geology*, **171**, 79-89.
- VON EYNATTEN, H., BARCELO-VIDAL, C. & PAWLOWSKY-GLAHN, V. (2003) Composition and Discrimination of Sandstones: A Statistical Evaluation of Different Analytical Methods. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 47-57.
- WALDERHAUG, O. (2000) Modeling Quartz Cementation and Porosity in Middle Jurassic Brent Group Sandstones of the Kvitebjørn Field, Northern North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**, 1325–1339.
- WALDERHAUG, O., LANDER, R.H., BJØRKUM, P.A., OELKERS, E.H., BJØRLYKKE, K. & NADEAU, P.H. (2000) Modelling Quartz Cementation and Porosity in Reservoir Sandstones: Examples from the Norwegian Continental Shelf. In: *Quartz Cementation in Sandstones* (Eds R.H. Worden and S. Morad), **Special Publication 29**, pp. 39-49. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd., London, U.K.
- WALDERHAUG, O. & RYKKJE, J. (2000) Some examples of the effect of crystallographic orientation of the cathodoluminescence colors of quartz. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 545-548.
- WALKER, R.G. (2006) Facies models revisited: Introducción. In: *Facies Models Revisited* (Eds R.G. Walker and H. Posamentier), **Special Publication 84**, pp. 1-18. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.

- WANDRES, A.M., BRADSHAW, J.D., WEAVER, S., MAAS, R., IRELAND, T. & EBY, N. (2004) Provenance of the sedimentary Rakaia sub-terrane, Torlesse Terrane, South Island, New Zealand: the use of igneous clast compositions to define the source. *Sedimentary Geology*, **168**, 193–226.
- WARD, P.L. (1995) Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic eras. In: *Jurassic, Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera* (Eds D.M. Miller and C. Busby), **Special Publication 299**, pp. 1–45. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- WARD, W.C. (1999) Relationship of Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous coarse-grained siliciclastic rocks to lower coral-reef limestone southeast of the Coahuila Platform, Northeastern. In: *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous Platform and basins systems of the Sierra Madre Oriental, Monterrey and Saltillo areas, northeastern Mexico* (Eds J.L. Wilson, W.C. Ward and R. Marrett), **Field Book and Related Paper**, pp. 99–106. South Texas Geological Society, Houston, Texas.
- WEBER, J.N. & MIDDLETON, G.V. (1961a) Geochemistry of the turbidites of the Normanskill and Charny formation-II: Distribution of trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **22**, 244–288.
- WEBER, J.N. & MIDDLETON, G.V. (1961b) Geochemistry of the turbidites of the Normanskill and Charny formations-I: Effect of turbidity currents on the chemical differentiation of turbidites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **22**, 200–243.
- WELTJE, G.J. (1994) *Provenance and Dispersal of Sand-sized Sediments: Reconstruction of Dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modelling techniques*, Utrecht University, Geologica Ultraieclina 121, Utrecht, 121 pp.
- WELTJE, G.J. (2002) Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Reviews*, **57**, 211–253.
- WELTJE, G.J. (2006) Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. In: *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice* (Eds A. Buccianti, G. Mateu-Figueras and V. Pawlowsky-Glahn), **Special Publications 264**, pp. 79–99. Geological Society of London, London.
- WELTJE, G.J., MEIJER, X.D. & BOER, P.L.D. (1998) Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Research*, **10**, 129–153.
- WESTON, R., J. (2002) *Volcanic reconstruction of the Early Cretaceous El Largo and Naranjo VMS deposits, Campo Morado District, Guerrero Terrane, Mexico.*, Laurentian University, Sudbury, Ontario, 175 pp.
- WHATELEY, M.K.G. & JORDAN, G.R. (1989) Fan-delta-lacustrine sedimentation and coal development in the Tertiary Ombilin Basin, W Sumatra, Indonesia. In: *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels* (Eds M.K.G. Whateley and K.T. Pickering), **Special Publication 41**, pp. 317–332. Geological Society of London, London, U.K.
- WHEATCROFT, R.A. (2000) Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Research*, **20**, 2059–2066.
- WHITE, T., WITZKE, B., LUDVIGSON, G. & BRENNER, R. (2005) Distinguishing base-level change and climate signals in a Cretaceous alluvial sequence. *Geology*, **33**, 13–16.
- WILSON, J.L. (1990) Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern Mexico—a review. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Mexico*, **4**, 5–45.
- WILSON, J.L. & WARD, W.C. (1993) Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico. In: *Cretaceous carbonate platforms* (Eds J.A.T. Simo, R.W. Scott and J.P. Masse), pp. 35–50. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56, Tulsa, Oklahoma.
- WILSON, J.L., WARD, W.C. & FINNERAN, J. (1984) A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Saltillo areas, northeast Mexico. *Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 76.
- WILSON, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, 466 pp.
- WILLIS, B.J. (2005) Deposits of Tide-Influenced Deltas. In: *River Deltas—Concepts, Models, and Examples* (Eds L. Giosan and J.P. Bhattacharya), **Special Publication No. 83**, pp. 87–129. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- WINKLER, C.D. & BUFFLER, R.T. (1988) Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **72**, 318–346.
- WINTSCH, R.P. & KVALE, C.M. (1994) Differential mobility of elements in burial diagenesis of siliciclastic rocks. *Journal Of Sedimentary Research*, **64 (2a)**, 349–361.
- WRIGHT, J.E. & WYLD, S.J. (2007) Alternative tectonic model for Late Jurassic through Early Cretaceous evolution of the Great Valley Group, California. In: *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst* (Eds M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert, J.G. Liou and S.S. Sorensen), **Special Paper 419**, pp. 1–15. Geological Society of America Boulder, Colorado.
- WRONKIEWICZ, D.J. & CONDIE, K.C. (1987) Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 2401–2416.
- WRONKIEWICZ, D.J. & CONDIE, K.C. (1989) Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 1537–1549.
- WRONKIEWICZ, D.J. & CONDIE, K.C. (1990) Geochemistry and Mineralogy of sediments from the Venterdorp and Transcaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochimical et Cosmochimica Acta*, **54**, 343–354.
- YAN, X.-P., KERRICH, R. & HENDRY, M.J. (2000) Trace element geochemistry of a thick till and clay-rich aquitard sequence, Saskatchewan, Canada. *Chemical Geology*, **164**, 93–120.

- YANG, B., DALRYMPLE, R.W. & CHUN, S.** (2006) The Significance Of Hummocky Cross-Stratification (Hcs) Wavelengths: Evidence From An Open-Coast Tidal Flat, South Korea. *Journal Of Sedimentary Research*, **76**, 2–8.
- YE, H.** (1997) *Sequence stratigraphy of the Difunta Group in the Parras-La Popa foreland basin, and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico*. 9723629, The University of Texas at Dallas, United States – Texas, 198 pp.
- YUTSIS, V.V., JENCHEN, U., LEÓN-GÓMEZ, H.D., IZAGUIRRE-VALDÉZ, F. & KRIVOSHEYA, K.** (2009) Paleogeographic development of the surrounding of Cerrro Prieto water reservoir, Pablillo basin, NE Mexico, and geophysical modelling of the reservoir subsurface *Neues Jahrbuch, Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, **253 (1)**, 41-59.
- ZAGHLOUL, M.N., CRITELLI, S., PERRI, F., MONGELLI, G., PERRONE, V., SONNINO, M., TUCKER, M., AIELLO, M. & VENTIMIGLIA, C.** (2010) Depositional systems, composition and geochemistry of Triassic rifted-continental margin redbeds of the Internal Rif Chain, Morocco. *Sedimentology*, **57**, 312–350.
- ZHOU, Y., MURPHY, M.A. & HAMADE, A.** (2006) Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, **28**, 494–507.
- ZINKERNAGEL, U.** (1978) *Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology*. E. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, 69 pp.
- ZUFFA, G.G.** (1980) Hybrid arenites: Their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50 (1)**, 21-29.
- ZUFFA, G.G.** (1985) Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: *Provenance of arenites* (Ed G.G. Zuffa), pp. 165-189. Dordrecht D. Reidel Publishing Company, The Netherlands.
- ZUFFA, G.G.** (1987) Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deep-water arenites. In: *Deep-Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies* (Eds J.K. Leggett and G.G. Zuffa), pp. 39-61. Graham & Trotman, London.
- ZUFFA, G.G., GAUDIO, W. & ROVITO, S.** (1980) Detrital mode evolution of the rifted continental-margin Longobucco Sequence [Jurassic], Calabrian Arc, Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **50**, 51-61.

APÉNDICES DEL CAPÍTULO 2

Leyenda para el Tamaño de Grano

	Conglomerados		Areniscas Finas
	Areniscas gruesas		Lutitas
	Areniscas medias		Carbonatos

Leyenda para las diferentes facies

	Cng: Conglomerados con gradación normal		Amb: Areniscas masivas con bioturbación penetrativa
	Ccec: Conglomerados con estratificación cruzada		LuArrz: Lutitas arenosas con rizaduras
	Cm: Conglomerados masivos		LuArBio: Lutitas-areniscas altamente bioturbadas
	AecHk-Sw: Areniscas con estratificación cruzada de tipo <i>Hummocky-Swaley</i>		Liloes: Limos lodosos estratificados
	Agnlp: Areniscas con gradación normal y laminaciones paralelas		Aef: Areniscas con estratificación de tipo flaser
	Alprz: Areniscas con laminaciones paralelas y rizaduras		Lilorz: Limos lodosos con rizaduras
	Aec: Areniscas con estratificación cruzada		Lg: Lag
	Aec-la: Areniscas con estratificación cruzada con lodos acoplados		Carbonatos
	Alp: Areniscas con laminaciones paralelas		

APÉNDICES DEL CAPÍTULO 3

Muestra		Gv-1	Gv-2	Gv-3	Gv-4	Gv-5	Gv-6	Gv-7	Gv-9	Gv-10	Gv-11	Gv-12	Gv-13	Gv-14	Gv-15	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
N C E	Q															
	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	390	440	426	368	384	380	480	550	590	320	330	490	345	305
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	66	202	210	290	242	380	310	270	252	112	138	177	105	210
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	38	10	60	20	26	22	10	38	26	11	13	7	12	15
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	6	0	34	6	6	6	22	22	74	16	17	10	27	35
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	22	8	30	20	20	8	10	20	12	3	1	3	10	7
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Crq	Cemento remplazando cuarzo	2	0	0	0	1	12	0	14	20	21	10	10	10	5
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	204	342	360	368	266	354	20	0	6	1	5	0	0
Frb		Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	22	10	20	12	10	12	0	0	4	0	0	0	0	0
Krf		Caolinita remplazando feldespatos	22	24	50	60	90	94	3	4	0	0	0	2	0	0
Crf		Cemento remplazando feldespatos	0	12	70	10	0	4	0	0	0	5	0	0	0	0
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	4	2	6	1	8	0	3	0	0	0
Flvto		Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	12	1	6	0	0	0	0	0
Flvlat		Feldespatos en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P	Ps	Plagioclasa en un solo cristal	110	182	230	196	206	340	280	222	362	240	210	220	225	201
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gnesica	8	0	6	10	4	12	2	2	18	6	2	5	5	1
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	2	0	0	0	2	6	0	0	0	6	9	5	10	6
	Plvto	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	8	0	4	15	10	1	3	1
	Plvlat	Plagioclasa en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SrP	Sericita remplazando plagioclasa	30	30	80	80	98	70	86	56	100	60	40	65	45	46
	CrP	Cemento remplazando plagioclasa	6	10	30	30	30	0	0	40	80	32	24	35	20	25

			Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-	Gv-
Muestra			1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	0	0	8	0	6	0	14	24	24	2	5	0	7	4
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	0	0	0	0	0	0	4	8	10	3	2	3	6	5
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	2	6	2	0	4	0	0	0	0	0	0	5	0	1
	Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobáceo	0	0	0	0	0	0	0	2	8	0	0	4	0	0
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsP	Lítico sed. plutónico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	0	0	6	10	0	4	10	10	8	6	4	2	7	7
C E	LsCm	Lítico sed. caliza micrítica	36	36	22	18	36	30	34	60	44	38	5	40	18	10
	LsCs	Lítico sed. caliza espari.	4	8	6	6	6	12	10	30	16	20	1	15	5	1
M	Mus	Muscovita	0	0	0	6	16	0	23	6	16	1	10	4	5	4
	Biot	Biotita	6	0	0	10	4	0	0	4	4	3	0	0	0	
	Clo	Clorita	0	0	0	0	6	0	6	0	10	3	0	1	4	0
	Ep	Epidota	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C E M E N T O	Cem. dol	Cemento dolomitizado	16	10	20	0	4	0	8	20	16	10	0	0	1	0
	Cem. Sp	Cemento Esparítico	76	152	140	84	128	82	116	100	150	100	65	30	35	96
	Cem. Cal	Cemento calcítico	48	104	80	60	76	50	70	100	144	55	35	25	10	70
A C E S O R I O S	Opacos	Opacos	6	2	10	0	6	20	6	0	6	5	2	15	0	1
	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Circón	Circón	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	0	0	2	
	Apatito	Apatito	0	0	2	0	0	1	0	1	4	0	4	1	3	3

		Muestra	Cs-2	Cs-3	Cs-4	Cs-5	Cs-6	Cs-8	Cs-10	Cs-11	Cs-12	Cs-13	Cs-15	H-5	H-6	H-7		
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
N C E	Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	471	420	490	390	475	360	430	420	510	480	510	211	252	279	
		Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	240	295	370	230	325	245	235	165	70	110	105	80	33	74	
		Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	30	60	55	30	55	25	15	60	20	30	30	0	1	0	
		Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	71	125	105	50	150	65	35	135	160	180	165	3	3	3	
		Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	0	
		Qrp	Cuarzo en roca plutónica	15	10	13	7	10	6	3	30	40	12	15	1	0	2	
		Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Crq	Cemento reemplazando cuarzo	1	6	5	0	0	5	0	15	0	0	0	0	0	0	
		F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	190	50	65	75	40	50	120	150	0	60	60	60	75	53
			Frpg	Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	3	2	6	25	0	5	5	30	50	20	30	2	0	2
		Krf	Caolinita reemplazando feldespatos	22	5	5	5	25	5	10	0	20	10	15	5	0	8	
		Crf	Cemento reemplazando feldespatos	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Flvf	Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Flvto b	Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Flvla t	Feldespatos en lítico lathworth	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
	P	Ps	Plagioclasa en un solo cristal	260	216	290	245	225	165	280	330	390	300	255	70	91	67	
		Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	20	10	20	8	5	5	1	30	30	30	30	2	0	0	
		Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	2	0	0	0	8	5	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Plvla t	Plagioclasa en lítico lathworth	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
		SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	55	40	70	50	60	25	15	0	30	20	30	8	10	17	
		CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	20	65	3	10	55	5	4	0	0	10	30	0	0	0	

			Cs-2	Cs-3	Cs-4	Cs-5	Cs-6	Cs-8	Cs-10	Cs-11	Cs-12	Cs-13	Cs-15	H-5	H-6	H-7	
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
L	Ch	Chert	15	0	5	5	10	0	5	0	0	20	0	13	6	5	
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	5	0	2	0	10	15	1	45	10	8	0	1	3	1	
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	4	3	5	10	3	10	5	45	70	20	15	19	11	19	
	Lsvt ob	Lítico sed. volcánico tobaceo	41	35	40	9	65	35	15	150	100	130	135	15	19	30	
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	0	1	5	1	1	2	1	45	40	10	0	2	5	5	
	Lsv Mic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	3
	LsP	Lítico sed. plutónico	5	1	6	0	0	5	1	75	50	28	0	0	3	4	
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	1	2	0	2	0	0	1	3	0	0	0	0	1	0	3
C E	LsC m	Lítico sed. caliza micritica	80	50	45	35	35	10	80	105	120	120	75	4	2	2	
	LsCs	Lítico sed. caliza-espari.	20	8	5	3	3	0	10	0	10	6	0	0	2	0	
M	Mus	Muscovita	0	5	15	10	15	10	20	15	20	10	0	1	0	11	
	Biot	Biotita	4	2	10	3	10	10	0	15	20	0	0	0	0	5	
	Clo	Clorita	0	0	10	2	10	5	15	15	12	0	0	0	0	0	
	Ep	Epidota	0	0	0	0	0	0	25	0	10	0	0	3	0	7	
C E M E N T O	Cem. dol	Cemento dolomitizado	20	2	0	0	1	0	0	0	2	0	15	0	0	0	
	Cem. Sp	Cemento Esparitico	90	160	10	25	110	15	0	0	10	200	225	10	0	0	
	Cem. Cal	Cemento calcitico	0	95	5	10	95	0	0	0	0	110	105	15	0	0	
A C E S O R I O S	Opacos	Opacos	0	0	45	10	0	0	1	45	30	20	0	15	0	0	
	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Circón	Circón	0	0	0	1	3	2	0	5	0	0	0	0	0	2	
	Apatito	Apatito	0	3	2	1	4	1	0	5	0	0	0	0	0	1	

	Muestra	H-8	H-9	H-10A	H-11	H-12	H14	H-14A	H-Z	Sc-1	Sc-2	Sc-3	Sc-4	Sc-5	Sc-7		
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	237	365	246	260	307	342	180	195	750	695	610	735	365	585	
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	60	140	58	70	116	55	10	22	225	215	295	270	200	180	
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	1	0	3	1	1	0	0	1	2	4	5	2	3	10	
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	8	4	10	2	5	4	0	18	5	9	10	6	15	12	
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	1	0	1	2	4	1	0	4	0	3	0	2	10	1	
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Crq	Cemento reemplazando cuarzo	0	5	6	3	0	2	1	1	5	0	0	4	0	0	
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	60	73	73	59	71	95	49	35	130	160	108	155	113	160
Fprpg		Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	0	0	0	0	1	0	0	0	5	2	3	6	7	6	
Krf		Caolinita reemplazando feldespatos	15	3	10	59	11	8	0	0	25	15	37	31	15	35	
Crf		Cemento reemplazando feldespatos	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	5	0	0	0	
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	2	0	0	
Flvto b		Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	3	0	0	
Flvla t		Feldespatos en lítico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	
P		Ps	Plagioclasa en un solo cristal	67	130	104	95	101	151	76	50	185	228	185	201	114	255
		Prpbg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	2	1	3	1	0	0	0	0	1	1	4	5	6	6
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	1	
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	3	
	Plvla t	Plagioclasa en lítico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	17	27	32	11	31	32	12	12	55	36	41	51	31	80	
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	0	0	0	7	1	2	2	1	1	5	15	3	0	0	

			H-8	H-9	H-10A	H-11	H-12	H14	H-14A	H-Z	Sc-1	Sc-2	Sc-3	Sc-4	Sc-5	Sc-7
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	7	10	12	5	5	8	7	2	5	7	11	6	7	0
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	0	0	4	0	0	0	0	2	0	4	5	3	8	1
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	11	25	39	78	16	9	1	11	7	20	12	13	23	13
	Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobaceo	16	21	13	14	15	7	0	14	6	27	6	10	34	32
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	3	4	2	2	1	2	0	2	3	6	4	3	10	9
	LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	2	3	2	3	2	0	0	5	1	7	2	5	5	4
	LsP	Lítico sed. plutónico	1	5	0	2	3	0	0	3	0	7	0	0	8	8
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	1	1	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0
C E	LsCm	Lítico sed. caliza micritica	5	5	8	3	8	5	0	2	0	6	4	5	14	4
	LsCs	Lítico sed. caliza-espari.	3	2	1	0	1	1	0	2	10	0	1	1	3	0
M	Mus	Muscovita	20	16	22	16	15	0	0	0	50	50	20	35	50	25
	Biot	Biotita	5	3	3	7	3	0	1	0	5	5	6	4	3	2
	Clo	Clorita	1	2	0	0	1	0	0	0	1	5	5	0	5	4
	Ep	Epidota	5	2	3	3	8	0	0	0	15	25	30	5	20	15
C E M E N T O	Cem. dol	Cemento dolomitizado	2	5	23	23	5	0	1	2	15	5	55	20	0	5
	Cem. Sp	Cemento Esparitico	10	20	35	14	15	16	11	20	30	10	160	30	5	8
	Cem. Cal	Cemento calcitico	15	20	70	15	6	11	4	7	0	3	40	25	5	4
	Opacos	Opacos	20	10	2	8	10	5	0	0	25	30	50	35	15	10
C E S O R I O S	Fósil	Fósil	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Circón	Circón	2	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	4	7
	Apatito	Apatito	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4

		Sc-9	Sc-10	Sc-12	Sc-13	Sc-14	Sc-15	Sc-16	Sc-17	Sc-18	Sc-19	Pc-1	Pc-2	Pc-3	Pc-4	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
N C E	Q															
	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	510	530	760	630	650	445	700	677	650	430	500	570	480	480
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	125	120	135	160	185	115	215	223	144	140	160	160	160	205
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	1	7	2	2	1	2	0	10	2	2	30	15	10	20
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	4	35	17	6	3	35	0	25	12	11	55	70	35	50
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	8	7	11	0	0	0	0	3	6	6	2	3	5	10
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Crq	Cemento reemplazando cuarzo	16	5	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	0	15
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	85	95	210	140	205	150	225	175	150	105	130	345	255
Fprpg		Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	5	2	5	3	10	5	0	9	2	1	5	10	10	5
Krf		Caolinita reemplazando feldespatos	50	30	50	45	65	35	30	40	30	20	40	65	10	25
Crf		Cemento reemplazando feldespatos	5	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	1	0	5
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	3	0	0	1	0	3	0	0	0	5	0	2
Flvto b		Feldespatos en roca volcánica tobacea	2	0	2	0	0	1	0	3	0	0	0	5	5	2
Flvla t		Feldespatos en lítico lathworth	0	0	1	0	0	0	0	4	0	0	0	0	4	1
P		Ps	Plagioclasa en un solo cristal	122	85	250	110	155	110	175	165	120	80	305	200	240
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	5	3	10	0	2	5	0	0	2	4	0	5	5	3
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	1	3	2	0	2	2	5	0	0	0	0	3	2	2
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	1	2	0	2	1	0	0	0	0	0	3	3	2
	Plvla t	Plagioclasa en lítico lathworth	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	0
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	76	42	90	45	55	30	50	60	30	26	40	41	15	15
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	5	0	0	0	3	40	0	0	2	0	70	0	0	12

			Sc-9	Sc-10	Sc-12	Sc-13	Sc-14	Sc-15	Sc-16	Sc-17	Sc-18	Sc-19	Pc-1	Pc-2	Pc-3	Pc-4
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	2	2	4	3	5	0	10	10	18	8	3	11	6	10
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	0	6	3	0	3	0	0	12	6	9	0	7	6	7
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	8	30	55	41	20	30	20	60	34	15	15	10	10	13
	Lsvt ob	Lítico sed. volcánico tobaceo	5	40	125	10	6	70	25	60	64	34	55	75	60	55
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	3	15	35	15	5	5	5	30	18	8	10	20	5	12
	Lsv Mic	Lítico sed. volcánico microlítico	2	4	20	6	5	3	5	15	2	5	0	0	0	3
	LsP	Lítico sed. plutónico	1	2	5	0	5	27	0	10	3	0	0	0	10	5
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	0	0	3	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0	1
C E	LsC m	Lítico sed. caliza micritica	3	9	4	3	5	0	5	8	38	8	45	30	20	30
	LsCs	Lítico sed. caliza-espari.	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	5	3	5
M	Mus	Muscovita	3	25	15	20	10	15	10	15	0	0	0	10	0	5
	Biot	Biotita	0	6	3	5	0	0	10	5	0	0	0	2	0	0
	Clo	Clorita	0	2	1	1	1	0	5	5	0	0	0	5	0	6
	Ep	Epidota	0	4	11	10	1	0	5	10	12	5	0	0	0	18
C E M E N T O	Cem. dol	Cemento dolomitizado	55	4	4	5	20	20	0	3	10	0	0	0	0	10
	Cem. Sp	Cemento Esparitico	225	3	10	30	30	330	0	5	40	25	240	5	10	137
	Cem. Cal	Cemento calcitico	115	3	5	10	30	160	0	5	20	25	40	3	3	55
A C O S	Opacos	Opacos	24	25	25	45	20	25	0	0	22	25	0	0	15	15
C E S O R I O S	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Circón	Circón	0	0	0	2	0	0	5	0	4	3	0	0	0	5
	Apatito	Apatito	0	1	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	5

	Muestra	Pc-5	Pc-6	Pc-7	Pc-8	Pc-9	Pc-10	Pc-11	Pc-12	Pc-13	Pc-15	Pc-16	Pc-17	Pc-18	Ch-01		
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	500	392	345	315	470	315	305	437	360	425	531	425	480	496	
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	295	245	150	135	220	110	145	217	200	110	230	160	220	38	
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	20	15	10	30	20	30	8	2	10	5	2	15	0	2	
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	52	40	6	78	50	75	17	6	26	22	14	40	10	10	
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	10	10	2	6	4	7	1	1	0	0	2	3	0	2	
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Crq	Cemento remplazando cuarzo	12	0	40	45	5	5	7	0	6	0	0	5	0	0	
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	180	144	70	30	225	130	90	135	95	78	130	90	90	148
		Frpg	Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	7	8	0	105	5	21	1	1	2	2	0	4	4	4
Krf		Caolinita remplazando feldespatos	25	15	0	30	35	5	10	25	10	5	15	10	0	4	
Crf		Cemento remplazando feldespatos	0	0	30	30	0	15	10	1	4	2	7	5	4	2	
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	2	0	1	3	2	2	0	0	1	0	0	0	0	0	
Flvto b		Feldespatos en roca volcánica tobacea	2	3	3	0	3	5	3	2	2	0	0	0	0	0	
Flvlat		Feldespatos en litico lathworth	0	0	0	0	2	4	0	0	1	0	0	0	0	0	
P		Ps	Plagioclasa en un solo cristal	195	220	140	150	181	140	135	122	80	70	140	130	120	226
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	6	8	2	0	7	7	8	2	7	3	2	2	0	5	
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	2	2	0	0	1	3	0	0	0	0	1	0	0	0	
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	3	0	1	0	1	7	2	2	1	2	0	0	0	0	
	Plvlat	Plagioclasa en litico lathworth	0	1	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	
	SrP	Sericita remplazando plagioclasa	37	20	11	30	15	6	10	10	10	10	30	25	40	20	
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	19	13	40	20	2	45	15	1	6	2	8	20	2	8	

			Pc-5	Pc-6	Pc-7	Pc-8	Pc-9	Pc-10	Pc-11	Pc-12	Pc-13	Pc-15	Pc-16	Pc-17	Pc-18	Ch-01
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	10	10	0	15	2	0	2	8	10	2	15	7	4	4
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	6	3	3	6	5	13	2	2	1	2	3	1	0	0
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	10	10	10	15	12	36	10	6	11	8	8	8	4	20
	Lsvt ob	Lítico sed. volcánico tobaceo	60	43	30	33	50	85	20	15	24	9	8	15	22	10
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	10	4	5	0	8	34	6	5	5	4	2	9	6	8
	Lsv Mic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	0	0	0	0	12	3	0	7	1	0	2	0	0
	LsP	Lítico sed. plutónico	0	0	0	6	0	1	1	0	0	4	0	1	0	2
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	5	3	2	18	7	5	1	0	0	0	0	0	2	0
C E	LsC m	Lítico sed. caliza micritica	29	20	10	15	9	5	7	10	3	6	10	3	10	6
	LsCs	Lítico sed. caliza-espari.	7	1	0	0	3	3	1	4	0	1	0	2	12	0
M	Mus	Muscovita	10	71	0	75	25	5	20	30	10	25	50	20	10	4
	Biot	Biotita	11	5	0	0	5	5	1	10	10	5	5	2	10	2
	Clo	Clorita	14	5	2	0	10	5	2	0	2	5	6	3	0	0
	Ep	Epidota	16	5	2	0	30	15	15	5	3	15	20	15	0	0
C E M E N T O	Cem. dol	Cemento dolomitizado	1	0	10	15	0	0	40	1	2	30	2	9	0	0
	Cem. Sp	Cemento Esparitico	165	35	160	300	3	135	195	10	130	25	10	115	190	18
	Cem. Cal	Cemento calcitico	65	5	25	225	3	315	85	10	65	2	5	90	110	18
A C E S O R I O S	Opacos	Opacos	15	0	0	30	0	5	13	5	10	15	0	15	20	8
	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	Circón	Circón	0	0	0	6	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	Apatito	Apatito	0	0	0	6	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0

	Muestra	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-	Ch-		
		02	03	05	06	08	12	14	15	16	17	19	20	21	22	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	452	390	426	384	546	380	488	387	532	500	474	506	586	434
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	14	86	82	44	90	86	18	126	24	60	0	16	14	60
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	0	0	0	0	0	0	2	0	2	4	6	2	0	8
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	0	0	0	4	0	0	6	0	14	6	0	14	14	38
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	8
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Crq	Cemento reemplazando cuarzo	2	0	0	10	0	0	0	0	10	4	0	0	0	0
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	158	132	202	112	120	214	160	81	124	124	120	186	138
Frpg		Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	0	0	0	0	24	0	0	3	2	4	0	2	0	4
Krf		Caolinita reemplazando feldespatos	0	18	40	0	0	0	6	6	28	0	0	46	8	0
Crf		Cemento reemplazando feldespatos	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Flvto b		Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Flvlat		Feldespatos en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P	Ps	Plagioclasa en un solo cristal	258	226	226	194	180	216	204	459	142	220	180	192	196	138
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	2	0	2	0	0	0	0	0	0	2	0	2	2	4
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Plvlat	Plagioclasa en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	32	30	40	44	42	0	6	3	36	14	0	60	24	30
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	8	0	0	0	0	0	4	0	0	8	0	8	0	8

			Ch-02	Ch-03	Ch-05	Ch-06	Ch-08	Ch-12	Ch-14	Ch-15	Ch-16	Ch-17	Ch-19	Ch-20	Ch-21	Ch-22	
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
L	Ch	Chert	0	0	0	0	0	12	2	6	4	2	14	20	14	10	
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	4	10	
	Lshu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	4	10	0	10	
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	14	16	18	6	12	26	30	12	34	42	20	22	20	42	
	Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobaceo	10	2	4	2	3	4	22	6	20	38	12	16	26	56	
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	0	4	0	0	0	0	4	0	4	4	4	4	6	12	6
	LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsP	Lítico sed. plutónico	0	0	0	0	0	2	8	0	10	8	6	6	12	18	
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	
	C E	LsCm	Lítico sed. caliza micritica	14	2	0	0	0	2	4	12	2	6	6	8	4	12
LsCs		Lítico sed. caliza-espari.	6	0	0	0	0	0	2	9	0	4	0	0	0	4	
M	Mus	Muscovita	22	62	88	8	48	0	18	0	0	0	0	0	0	0	
	Biot	Biotita	0	0	4	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	
	Clo	Clorita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Ep	Epidota	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
C E M E N T O	Cem.dol	Cemento dolomitizado	2	0	0	0	0	4	12	0	12	16	4	24	8	8	
	Cem.Sp	Cemento Esparítico	0	0	0	124	57	4	262	0	190	308	440	270	8	66	
	Cem.Cal	Cemento calcítico	0	0	0	50	75	5	44	39	48	40	0	50	6	24	
A C E S O R I O S	Opacos	Opacos	0	0	0	0	4	0	10	0	0	14	0	0	2	4	
	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Circón	Circón	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Apatito	Apatito	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

	Muestra	SR-0	SR-3	SR-5	SR-6	SR-7	SR-7a	SR-8	SR-9	SR-10	SR-11	SR-12	Ng-1	Ng-2	Ng-2a	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	105	187	253	350	326	368	285	194	236	190	230	275	180	196
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	0	41	31	30	37	29	43	54	46	30	41	19	22	16
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3	1	2
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	14	11	13
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
N C E	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Crq	Cemento reemplazando cuarzo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	13	34	48	44	40	54	33	28	24	33	30	80	36
	Fprpg	Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Krf	Caolinita reemplazando feldespatos	0	0	0	0	3	6	0	3	0	0	2	0	3	4
	Crf	Cemento reemplazando feldespatos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Flvf	Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Flvto b	Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Flvla t	Feldespatos en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P	Ps	Plagioclasa en un solo cristal	38	42	75	66	83	99	45	33	46	46	27	120	53	60
	Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Plvla t	Plagioclasa en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	8	8	10
	CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0

			SR-0	SR-3	SR-5	SR-6	SR-7	SR-7a	SR-8	SR-9	SR-10	SR-11	SR-12	Ng-1	Ng-2	Ng-2a
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	6	5	2
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
	Lshu	Lítico sedimentario de lutita	20	6	33	11	4	5	33	13	11	20	13	0	0	0
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	1	0	1	2	5	4	1	0	0	0	1	19	11	12
	Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobaceo	2	0	0	0	6	5	3	0	0	0	0	18	11	14
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	3
	LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsP	Lítico sed. plutónico	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	3	7	0
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	C E	LsCm	Lítico sed. caliza micritica	4	2	12	32	5	4	17	6	5	6	9	2	3
LsCs		Lítico sed. caliza-espari.	4	0	3	7	2	1	6	0	1	5	2	2	2	0
M	Mus	Muscovita	0	1	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	0
	Biot	Biotita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Clo	Clorita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ep	Epidota	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
C E M E N T O	Cem.dol	Cemento dolomitizado	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0
	Cem.Sp	Cemento Esparítico	15	31	142	82	3	5	24	32	28	20	97	15	1	7
	Cem.Cal	Cemento calcítico	55	85	165	12	35	95	92	30	57	96	30	13	4	7
A C E S O R I O S	Opacos	Opacos	0	8	0	3	0	0	0	0	0	0	3	10	2	10
	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0
	Circón	Circón	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Apatito	Apatito	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

		Muestra	Ng-3	P-5	P-6	P-7	P-8	Epp-9a	Epp-10	Epp-11	Epp-12	Epp-13	Epp-14	
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	255	450	555	315	480	500	520	305	405	370	315	
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	30	114	45	91	140	270	240	43	157	100	100	
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	2	0	0	2	4	10	0	1	1	1	0	
	Qp>3	Cuarzo policristalino >3 cristales	5	8	0	3	0	5	0	0	6	5	2	
	Qrm	Cuarzo en roca metamórfica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Qrp	Cuarzo en roca plutónica	0	0	0	0	0	0	0	1	3	1	0	
	Qla	Cuarzo en arenisca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Crq	Cemento reemplazando cuarzo	0	20	6	0	0	0	0	0	0	0	0	
	F	Fs	Feldespatos en un solo cristal	85	150	60	70	80	90	100	40	62	63	62
		Fprpg	Feldespatos en fragmento de roca plutónica o gneisica	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0
Krf		Caolinita reemplazando feldespatos	3	0	0	5	20	10	0	10	5	15	15	
Crf		Cemento reemplazando feldespatos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Flvf		Feldespatos en roca volcánica felsítica	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	
Flvto b		Feldespatos en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Flvla t		Feldespatos en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
P		Ps	Plagioclasa en un solo cristal	115	160	90	100	116	165	120	90	130	109	115
		Prpg	Plagioclasa en roca plutónica o gneisica	2	0	0	0	0	0	0	1	3	4	0
		Plvf	Plagioclasa en roca volcánica felsítica	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	0
	Plvto b	Plagioclasa en roca volcánica tobacea	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Plvla t	Plagioclasa en litico lathworth	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	SrP	Sericita reemplazando plagioclasa	18	4	12	14	34	35	30	30	38	35	35	
CrP	Cemento reemplazando plagioclasa	0	1	0	0	0	0	0	7	2	0	0		

			Ng-3	P-5	P-6	P-7	P-8	Epp-9a	Epp-10	Epp-11	Epp-12	Epp-13	Epp-14
Muestra			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
L	Ch	Chert	7	30	9	4	2	15	0	5	15	5	2
	Lsa	Lítico sed. de arenisca	1	0	3	2	0	5	0	1	0	1	1
	Lslu	Lítico sedimentario de lutita	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsVf	Lítico sed. volcánico felsítico	14	20	30	11	22	35	20	35	24	20	15
	Lsvtob	Lítico sed. volcánico tobaceo	19	28	30	18	46	20	10	3	13	5	3
	Lsvlt	Lítico sed. volcánico lathworth	1	0	0	0	4	5	0	5	6	2	0
	LsvMic	Lítico sed. volcánico microlítico	0	0	0	2	4	7	0	5	8	5	3
	LsP	Lítico sed. plutónico	1	0	0	0	0	5	0	5	0	0	0
	LsSq	Lítico sed. de esquisto.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	C E	LsCm	Lítico sed. caliza micritica	1	4	6	0	0	40	5	3	9	4
LsCs		Lítico sed. caliza-espari.	1	0	0	0	0	5	0	2	1	0	0
M	Mus	Muscovita	2	10	21	10	10	35	5	17	20	23	20
	Biot	Biotita	0	10	3	5	10	10	5	5	3	3	15
	Clo	Clorita	0	0	0	1	4	5	0	0	0	3	2
	Ep	Epidota	0	12	60	10	10	15	20	3	10	5	10
C E M E N	Cem. dol	Cemento dolomitizado	0	160	105	0	0	15	0	35	0	0	5
	Cem. Sp	Cemento Esparitico	8	154	108	0	6	5	10	30	5	15	4
T O	Cem. Cal	Cemento calcitico	6	130	93	0	10	25	0	20	10	10	0
A C	Opacos	Opacos	6	40	78	2	40	20	10	12	10	15	6
C E S O R I O S	Fósil	Fósil	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Circón	Circón	0	0	1	4	2	0	0	0	0	2	0
	Apatito	Apatito	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

APÉNDICES DEL CAPÍTULO 4

Muestra	ODY Z-12- 05- 08-1	ODY Z-12- 05- 08-2	ODY Z-12- 05- 08-3	ODY Z-12- 05- 08-4	ODY Z-12- 05- 08-5	ODY Z-12- 05- 08-6	ODY Z-12- 05- 08-7	ODY Z-12- 05- 08-8	ODY Z-12- 05- 08-9	ODY Z-12- 05- 08- 10	ODY Z-12- 05- 08- 11	ODY Z-12- 05- 08- 12	ODY Z-12- 05- 08- 13	ODY Z-12- 05- 08- 14
Formación	Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula		Cuenca de Sabinas Arcosa Patula	
SiO ₂	74.3	67.9	77.4	72.8	66.8	72.2	77.8	79.8	84.6	76.6	69.7	78.0	76.5	75.8
Al ₂ O ₃	10.7	11.1	8.5	13.3	13.6	9.4	9.9	9.3	6.6	8.9	11.3	10.2	12.1	10.9
Fe ₂ O ₃	1.2	1.1	0.8	1.7	2.8	0.4	3.7	1.7	1.0	3.4	2.2	2.0	1.7	2.0
MgO	1.2	2.3	0.7	1.2	1.9	0.4	1.9	1.3	0.8	1.4	1.5	1.7	1.3	1.6
CaO	1.9	5.1	3.1	0.1	1.8	5.5	0.7	1.5	1.9	2.6	4.8	1.4	0.6	1.6
CaO(1)	1.8	4.9	3.0	128.7	2.3	5.6	0.7	1.3	1.9	2.6	4.7	1.4	0.6	1.6
CaO*	1.2	3.1	1.8	0.1	0.8	3.2	0.4	0.9	1.1	1.5	2.9	0.8	0.4	0.9
CO ₂	1.4	3.9	2.4	0.0	1.8	4.4	0.5	1.1	1.5	2.0	3.7	1.1	0.5	1.2
Na ₂ O	1.8	2.3	0.9	1.4	1.7	1.4	2.1	1.6	2.0	2.1	2.8	2.8	3.5	3.7
K ₂ O	5.0	3.9	5.2	7.2	7.4	5.3	1.6	1.9	0.8	1.3	1.6	1.2	1.8	1.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	3.3	6.0	3.1	1.9	3.5	5.2	2.1	2.9	2.2	3.5	5.6	2.6	2.2	3.1
Sc	4.0	4.0	2.0	3.0	6.0	1.0	3.0	2.0	1.0	2.0	4.0	3.0	3.0	2.0
V	38.0	31.0	38.0	51.0	98.0	17.0	103.0	42.0	21.0	68.0	42.0	49.0	45.0	39.0
Cr	13.7	13.7	13.7	13.7	20.5	13.7	27.4	13.7	13.7	27.4	13.7	13.7	47.9	13.7
Co	2.5	0.8	0.9	3.2	5.7	0.9	6.7	4.1	3.1	5.9	6.0	5.6	5.2	4.5
Ni	4.9	3.4	1.9	5.6	8.6	1.2	4.8	4.5	2.3	5.9	4.5	4.9	3.1	4.6
Zn	7.0	12.0	8.0	13.0	19.0	3.0	22.0	14.0	10.0	18.0	20.0	26.0	16.0	22.0
Ga	7.5	8.5	7.0	12.9	12.1	7.3	9.0	7.4	4.5	7.9	9.8	7.9	9.8	8.5
Rb	90.9	94.8	84.2	153.4	117.2	110.8	45.0	51.3	25.7	39.8	52.5	39.1	53.6	38.0
Sr	397.7	193.4	94.3	103.0	118.3	149.4	53.7	39.2	48.4	47.9	65.5	42.8	55.0	70.1
Y	6.8	17.3	7.5	6.0	7.4	10.1	7.1	7.5	8.8	8.9	15.0	6.6	6.2	8.0
Zr	115.4	53.7	36.7	85.0	177.6	22.2	95.1	52.7	28.1	77.6	79.1	58.4	79.0	95.8
Nb	4.1	3.7	4.7	5.8	7.4	2.8	4.3	2.1	1.4	3.6	2.9	2.1	3.1	3.3
Ba	1706	744.0	890.0	921.0	795.0	706.0	621.0	217.0	211.0	189.0	239.0	179.0	300.0	283.0
Hf	3.7	1.8	1.3	2.6	5.4	0.8	2.9	1.7	1.0	2.2	2.6	1.6	2.5	2.8
Ta	0.5	0.5	0.6	1.0	0.9	0.4	0.6	0.2	0.2	0.4	0.4	0.2	0.5	0.4
Pb	14.2	1.4	1.0	4.6	1.6	1.1	0.7	0.7	0.7	0.7	0.9	0.8	1.0	0.7
Th	8.4	4.3	7.9	10.9	14.7	4.0	17.3	4.0	2.4	11.7	4.1	3.5	4.8	4.6
U	2.9	1.5	0.6	0.9	1.9	1.0	1.4	0.5	0.3	1.0	0.7	0.5	0.7	0.6
Cs	1.7	1.9	1.6	5.6	5.0	2.2	2.1	1.6	0.7	1.5	1.9	2.1	1.6	1.2
La	7.7	19.6	24.2	11.5	16.8	8.7	9.5	7.7	6.5	10.2	12.6	5.4	7.6	14.1
Ce	16.8	45.6	56.0	21.6	34.2	18.8	19.6	17.0	13.1	20.6	26.7	8.6	14.9	28.5
Pr	2.2	6.5	7.4	2.9	4.3	2.6	2.4	2.2	1.8	2.7	3.6	1.2	1.9	3.7
Nd	8.1	26.1	27.7	10.2	15.2	9.7	8.2	8.5	6.1	10.3	13.4	4.2	7.4	13.8
Sm	1.8	5.8	4.9	1.6	2.5	2.5	1.6	1.8	1.6	2.2	2.7	1.0	1.4	2.8
Eu	0.4	1.5	1.1	0.3	0.6	0.6	0.4	0.5	0.4	0.7	0.7	0.2	0.4	0.6
Gd	1.8	5.1	3.5	1.3	2.1	2.3	1.5	1.6	1.6	2.1	2.7	1.1	1.3	2.2
Tb	0.2	0.6	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3
Dy	1.6	3.8	2.3	1.4	1.8	2.2	1.5	1.7	1.7	1.8	2.8	1.3	1.5	1.8
Ho	0.3	0.7	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3
Er	0.9	1.8	1.0	0.8	1.0	1.1	0.9	1.1	0.9	1.1	1.7	0.8	0.8	1.0
Tm	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2
Yb	1.0	1.6	1.3	0.9	1.2	1.2	0.9	1.1	1.1	1.2	1.8	1.1	0.8	1.1
Lu	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2

Muestra	ODY Z-12- 05- 08- 15	LEO H- 24.02 -c 2.13	LEO H- 14.12 -c 2.14	LEO H- 14.12 -c 2.14	LEO H- 14.12 -c 2.16	LEO H- 14.12 -c 2.18	LEO H- 14.12 -c 2.24	LEO H- 14.12 -c 2.28	LEO H- 14.12 -c 2.29	LEO H- 14.12 -c 2.30	LEO H- 14.12 -c 2.31	LEO H- 14.12 -c 2.33	LEO H- 14.12 -c 2.36	LEO H-c 2.36 re
Formac ión	AP	Fosa de Monterrey La Casita				Fosa de Monterrey La Casita				Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	74.5	48.6	67.8	76.8	75.9	41.7	81.9	83.6	82.3	70.5	81.9	83.4	64.5	64.3
Al ₂ O ₃	12.0	8.1	6.8	9.7	10.4	5.9	10.0	8.9	10.1	7.9	10.7	9.8	7.1	7.3
Fe ₂ O ₃	2.2	1.0	1.3	0.5	0.6	0.5	1.0	0.5	0.2	1.4	0.2	0.2	1.2	1.1
MgO	1.7	0.4	0.9	0.4	0.5	0.4	0.5	0.9	0.6	2.7	0.5	0.4	3.3	3.3
CaO	1.4	20.6	10.6	3.7	3.5	26.8	0.2	0.4	0.2	7.0	0.1	0.1	11.0	11.0
CaO(1)	1.3	20.4	10.3	3.3	3.2	26.6	0.0	0.2	0.0	6.8	0.0	0.0	10.6	11.0
CaO*	0.8	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4	0.0
CO ₂	1.0	16.0	8.1	2.6	2.5	20.9	0.0	0.2	0.0	5.3	0.0	0.0	8.3	8.7
Na ₂ O	3.8	3.1	1.9	3.7	3.6	2.4	3.0	2.5	2.3	2.0	3.0	2.7	1.6	1.8
K ₂ O	1.4	1.3	1.3	1.4	1.6	0.6	2.1	1.9	2.7	1.3	2.4	2.3	0.9	0.9
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
TiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
P ₂ O ₅	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	2.8	16.9	9.4	3.7	3.8	21.7	1.2	1.3	1.5	7.2	1.2	1.1	10.3	10.4
Sc	3.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
V	47.0	14.0	14.0	10.0	12.0	10.0	10.0	9.0	9.0	7.0	7.0	9.0	8.0	8.0
Cr	13.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.0	13.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Co	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	4.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	4.0	1.0	1.0
Zn	22.0	115.0	6.0	23.0	20.0	10.0	39.0	9.0	3.0	8.0	3.0	4.0	16.0	17.0
Ga	10.1	6.0	5.0	6.0	7.0	5.0	7.0	6.0	8.0	7.0	8.0	7.0	6.0	6.0
Rb	47.1	32.0	32.0	32.0	42.0	15.0	42.0	35.0	52.0	27.0	45.0	44.0	22.0	21.0
Sr	67.3	22.0	127.0	95.0	79.0	269.0	50.0	39.0	33.0	71.0	36.0	38.0	83.0	83.0
Y	8.1	10.0	9.0	5.0	5.0	7.0	3.0	1.0	1.0	7.0	0.0	0.0	5.0	5.0
Zr	99.6	34.0	50.0	34.0	36.0	36.0	47.0	26.0	26.0	24.0	23.0	29.0	28.0	20.0
Nb	3.7	1.2	1.5	1.1	1.5	0.9	1.4	0.7	0.6	0.7	0.0	0.5	0.5	0.7
Ba	287	262.0	289.0	254.0	303.0	131.0	460.0	377.0	504.0	268.0	418.0	362.0	145.0	122.0
Hf	3.0	1.1	1.4	1.2	1.1	0.9	1.5	0.6	0.8	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8
Ta	0.6	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Pb	0.7	4.0	6.0	5.0	5.0	3.0	7.0	3.0	2.0	2.0	3.0	3.0	3.0	3.0
Th	5.6	1.7	2.1	1.9	2.5	1.0	2.5	1.2	1.4	0.8	0.9	1.8	1.2	1.2
U	0.6	0.6	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.8	0.8
Cs	1.7	1.0	1.2	1.3	1.9	0.8	1.5	1.2	2.2	1.1	2.1	1.7	0.9	0.9
La	10.9	13.9	13.1	4.0	4.7	8.5	6.2	1.4	2.3	15.1	4.2	2.7	6.1	6.0
Ce	20.9	17.2	20.2	7.9	8.4	11.7	9.7	0.3	3.3	23.6	5.8	4.6	10.3	9.9
Pr	2.7	2.3	2.8	1.1	1.2	1.6	1.2	0.4	0.4	3.1	0.6	0.5	1.4	1.4
Nd	10.4	8.3	9.8	4.7	4.4	5.7	4.2	1.4	0.8	10.2	1.9	1.9	5.6	5.1
Sm	1.8	1.5	1.8	0.9	1.1	1.1	0.7	0.2	0.2	1.9	0.3	0.3	1.1	1.0
Eu	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.6	0.0	0.1	0.0	0.6	0.0	0.0	0.4	0.4
Gd	1.6	1.6	1.5	0.9	1.0	1.2	0.5	0.2	0.2	1.4	0.1	0.2	0.8	0.8
Tb	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2
Dy	1.5	1.3	1.2	0.8	1.0	0.9	0.5	0.1	0.2	1.1	0.1	0.1	0.8	0.9
Ho	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.2	0.1
Er	1.0	0.9	0.9	0.5	0.5	0.5	0.4	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.5	0.5
Tm	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
Yb	1.1	0.8	1.0	0.6	0.7	0.6	0.6	0.2	0.2	0.7	0.2	0.1	0.5	0.4
Lu	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1

Muestra	LEOH 14.12. 2005 - c 2.43	LEOH 14.12. 2005 - c 2.51	LEOH 24.02. 2006 - c 2.5	LEOH 24.02. 2006 - c 2.23	LEOH 24.02. 2006 - c 2.26	LEOH 24.02. 2006 - c 2.27	LEOH 24.02. 2006 - c 2.39	OD YZ- 24- 02- 08- 01	OD YZ- 24- 02- 08- 02	OD YZ- 24- 02- 08- 03	OD YZ- 24- 02- 08- 04	OD YZ- 24- 02- 08- 05	OD YZ- 24- 02- 08- 06	OD YZ- 24- 02- 08- 07
Formación	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	75.7	73.8	27.8	82.5	75.8	46.7	44.2	55.8	86.1	84.4	72.8	70.9	82.5	53.3
Al ₂ O ₃	12.3	8.4	3.5	9.5	12.8	7.0	9.3	7.1	7.1	7.8	7.3	7.3	9.8	5.2
Fe ₂ O ₃	1.6	1.0	1.5	0.8	1.2	0.8	2.1	1.1	0.7	1.3	1.2	1.0	0.5	1.0
MgO	1.7	1.5	0.6	0.4	0.9	1.0	6.5	0.5	0.4	0.6	2.4	1.0	0.9	0.9
CaO	0.3	5.2	35.8	0.3	0.3	22.4	14.3	17.4	0.1	0.2	5.5	8.3	0.2	20.2
CaO ¹	0.0	5.7	34.2	0.1	0.0	21.0	19.6	17.4	0.0	0.0	6.2	8.3	0.0	19.3
CaO*	0.3	0.0	1.6	0.2	0.2	1.4	0.0	0.1	0.1	0.2	-0.8	0.0	0.1	0.9
CO ₂	0.0	4.5	26.8	0.1	0.0	16.5	15.4	13.6	0.0	0.0	4.9	6.6	0.0	15.2
Na ₂ O	2.3	1.9	1.0	2.9	3.3	2.6	2.2	2.4	1.7	1.6	1.7	2.0	2.3	1.7
K ₂ O	3.7	2.3	0.6	1.8	2.9	0.8	2.4	0.9	2.2	2.4	2.0	1.8	2.6	0.9
MnO	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1
TiO ₂	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	2.2	5.6	29.1	1.7	2.6	18.5	18.5	14.5	1.5	1.5	6.9	7.4	1.3	16.6
Sc	0.0	3.0	2.0	1.0	3.0	2.0	6.0	2.0	2.0	3.0	2.0	1.0	2.0	2.0
V	31.0	34.0	13.0	8.0	18.0	11.0	25.0	19.0	21.0	16.0	10.0	<8	9.0	22.0
Cr	20.0	13.0	13.0	6.0	6.0	6.0	20.0	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	27.4
Co	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	2.0	0.6	1.7	0.9	0.3	0.3	0.7
Ni	6.0	2.0	1.0	0.0	0.0	1.0	5.0	2.2	2.5	3.5	2.0	1.2	1.0	6.2
Zn	65.0	18.0	6.0	7.0	5.0	12.0	6.0	50.0	5.0	29.0	4.0	4.0	2.0	10.0
Ga	11.0	7.0	3.0	6.0	11.0	5.0	8.0	5.8	6.3	6.6	6.5	6.3	9.7	4.8
Rb	75.0	49.0	19.0	39.0	66.0	19.0	58.0	29.3	47.2	56.9	46.4	38.1	64.9	24.4
Sr	59.0	78.0	435.0	46.0	53.0	175.0	83.0	265	39.6	43.5	53.7	91.5	64.1	151
Y	13.0	12.0	11.0	2.0	5.0	8.0	13.0	17.1	5.8	7.9	8.8	11.4	3.1	15.1
Zr	134.0	96.0	47.0	45.0	62.0	43.0	94.0	53.8	49.8	93.5	40.4	61.1	54.7	47.6
Nb	4.7	2.8	1.4	1.4	2.2	1.3	2.0	1.3	2.5	2.7	1.5	1.7	1.9	2.1
Ba	747.0	416.0	133.0	451.0	549.0	121.0	361.0	157	646	651	499	424	493	259
Hf	4.4	2.9	1.5	1.4	2.0	0.9	3.3	1.5	1.2	2.7	1.3	1.8	1.8	1.3
Ta	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	<0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	<0.1
Pb	13.0	4.0	3.0	4.0	3.0	1.0	6.0	5.3	7.1	10.2	4.7	2.6	0.6	6.3
Th	5.9	3.4	2.1	2.8	2.6	1.8	3.8	2.3	3.5	3.6	1.5	2.4	2.5	2.1
U	2.1	1.4	1.3	0.9	0.9	0.9	1.4	0.7	1.2	1.0	0.7	0.7	0.9	1.2
Cs	2.1	2.0	0.7	1.5	2.4	0.8	1.6	1.6	1.9	2.0	1.2	1.0	2.0	0.9
La	19.3	11.8	14.1	5.0	7.5	7.5	11.9	18.2	6.8	12.6	8.1	7.6	4.5	13.3
Ce	34.6	21.4	23.4	9.1	13.8	12.0	24.3	30.9	12.2	20.7	13.9	14.3	7.8	27.3
Pr	4.3	2.9	3.0	1.2	1.6	1.8	3.2	4.5	1.7	2.8	2.0	2.1	1.0	4.0
Nd	16.5	11.9	12.2	4.7	5.4	6.5	13.4	16.0	6.0	9.1	7.0	8.1	3.7	15.9
Sm	3.3	2.7	2.0	0.5	1.1	1.2	2.5	3.1	1.2	2.0	1.6	1.8	0.7	2.9
Eu	0.6	0.5	0.9	0.1	0.2	0.6	0.6	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.1	0.9
Gd	2.2	2.0	2.0	0.5	0.7	1.2	2.2	3.0	1.0	1.7	1.5	1.7	0.5	2.7
Tb	0.4	0.4	0.3	0.1	0.1	0.3	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3	0.3	0.1	0.5
Dy	2.2	1.8	1.6	0.5	0.8	1.2	2.5	2.5	1.0	1.2	1.3	1.8	0.6	2.1
Ho	0.4	0.3	0.3	0.0	0.1	0.2	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3	0.4	0.1	0.4
Er	1.3	1.2	1.0	0.4	0.5	0.8	1.4	1.5	0.7	0.8	0.8	1.1	0.4	1.2
Tm	0.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
Yb	1.3	0.9	1.2	0.5	0.6	0.8	1.4	1.2	0.7	0.9	0.8	1.0	0.4	1.1
Lu	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2

Muestra	ODY Z-24- 02- 08- 08	ODY Z-24- 02- 08- 09	ODY Z-24- 02- 08- 10	ODY Z-24- 02- 08- 11	ODY Z-24- 02- 08- 12	ODY Z-24- 02- 08- 13	ODY Z-24- 02- 08- 14	ODY Z-24- 02- 08- 15	ODY Z-24- 02- 08- 16	ODY Z-24- 02- 08- 17	ODY Z-24- 02- 08- 18	ODY Z-23- 02- 08- 01	ODY Z-23- 02- 08- 02	ODY Z-23- 02- 08- 03
Formación	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	67.7	86.5	63.6	65.4	82.7	81.8	85.4	81.4	83.9	74.7	70.7	85.4	87.3	73.2
Al ₂ O ₃	6.0	6.9	4.5	5.8	8.8	6.2	6.3	8.2	9.1	5.9	6.5	7.6	6.7	6.8
Fe ₂ O ₃	0.7	1.0	0.5	0.9	1.0	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6	0.4	0.7	0.5	1.3
MgO	0.7	0.7	0.4	0.4	0.9	0.4	0.5	1.0	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	1.4
CaO	11.8	0.1	15.9	13.3	0.2	3.5	1.5	1.8	0.1	8.1	9.8	0.2	0.1	6.0
CaO(1)	10.1	0.0	14.0	13.5	0.0	3.3	1.1	1.6	0.0	7.9	9.6	0.1	0.0	8.0
CaO*	1.7	0.1	1.9	-0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	-1.4
CO ₂	7.9	0.0	11.0	10.6	0.0	2.6	0.8	1.2	0.0	6.2	7.6	0.1	0.0	6.3
Na ₂ O	1.7	1.5	1.2	2.0	2.3	1.5	1.5	2.0	1.9	2.3	2.3	1.7	1.8	2.1
K ₂ O	1.4	2.0	1.4	1.2	2.4	2.1	1.9	2.3	2.7	1.2	1.7	3.1	2.6	2.3
MnO	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1
TiO ₂	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	9.8	1.2	12.4	10.8	1.4	3.7	2.1	2.5	1.0	6.7	8.1	0.9	0.7	6.6
Sc	1.0	2.0	1.0	1.0	2.0	3.0	2.0	1.0	2.0	1.0	1.0	3.0	2.0	4.0
V	12.0	22.0	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Cr	41.1	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7
Co	0.7	0.6	0.4	0.4	1.1	2.0	0.4	0.3	0.8	2.8	1.1	2.1	1.2	0.9
Ni	2.7	4.6	1.0	2.5	3.3	3.6	2.5	0.9	2.0	2.5	1.6	3.3	1.4	2.4
Zn	7.0	4.0	2.0	4.0	5.0	5.0	4.0	4.0	3.0	3.0	2.0	2.0	1.0	1.0
Ga	5.2	6.6	3.3	4.0	6.7	4.3	5.4	6.0	8.6	3.3	3.8	6.1	3.9	4.8
Rb	34.6	46.9	31.8	29.2	52.8	42.6	41.7	46.3	68.1	20.8	28.5	50.5	36.2	35.9
Sr	143.6	38.7	120.5	149.5	53.5	51.3	43.4	61.7	58.5	69.8	85.0	45.2	30.4	52.9
Y	10.8	5.4	17.6	7.9	3.6	12.2	6.8	2.6	2.4	8.9	8.8	8.3	6.8	12.3
Zr	66.4	99.1	49.2	53.4	91.9	68.1	87.6	45.5	51.3	58.8	72.1	96.7	70.7	57.7
Nb	2.2	3.1	2.5	2.1	3.3	2.8	2.4	0.9	1.7	2.1	2.7	2.7	2.5	2.3
Ba	374.0	505.0	417.0	344.0	677.0	551.0	523.0	695.0	597.0	291.0	425.0	539.0	531.0	534.0
Hf	1.7	3.2	1.4	1.5	2.8	2.1	2.9	1.3	1.6	1.6	1.9	2.7	2.2	1.6
Ta	<0.1	0.3	0.6	0.2	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Pb	1.8	6.4	2.0	2.8	3.3	3.4	4.5	1.9	1.9	1.8	1.9	6.3	3.1	3.9
Th	3.4	2.8	2.9	1.8	3.1	3.6	3.1	1.2	2.6	3.0	2.7	2.2	2.1	1.9
U	1.2	1.4	1.0	2.8	1.3	1.1	1.3	0.5	0.7	0.9	1.0	0.7	0.6	0.8
Cs	1.1	1.2	1.4	0.9	1.5	1.2	1.2	1.0	1.6	0.5	0.6	1.2	0.8	0.9
La	10.4	7.8	14.6	5.8	4.9	23.2	8.2	3.3	5.9	19.6	12.1	9.5	6.0	9.3
Ce	20.2	11.9	28.0	11.2	8.0	38.5	13.7	6.0	9.2	34.7	22.0	17.4	10.4	17.2
Pr	2.9	1.8	4.1	1.8	1.1	5.3	1.9	0.9	1.2	4.8	3.3	2.5	1.6	2.8
Nd	10.4	6.5	17.0	7.3	3.7	20.1	7.1	3.8	4.3	18.3	11.4	9.8	7.9	11.2
Sm	2.1	1.1	3.3	1.4	0.7	3.2	1.4	0.7	0.8	2.8	2.3	1.9	1.5	2.3
Eu	0.6	0.3	0.9	0.4	0.2	0.7	0.4	0.2	0.1	0.9	0.8	0.5	0.4	0.7
Gd	2.0	1.0	3.2	1.4	0.5	2.6	1.2	0.6	0.5	2.3	1.9	1.7	1.3	2.1
Tb	0.3	0.1	0.5	0.2	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4
Dy	1.7	0.8	2.9	1.3	0.6	2.0	1.2	0.5	0.5	1.6	1.7	1.6	1.1	2.3
Ho	0.3	0.2	0.6	0.3	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4
Er	1.0	0.6	1.7	0.8	0.4	1.3	0.7	0.3	0.3	0.9	0.9	0.8	0.7	1.1
Tm	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
Yb	1.0	0.8	1.6	0.8	0.6	1.3	0.8	0.3	0.3	0.9	0.9	0.8	0.7	1.1
Lu	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2

Muestra	ODY Z-23- 02- 08- 04	ODY Z-23- 02- 08- 05	ODY Z-23- 02- 08- 06	ODY Z-23- 02- 08- 07	ODY Z-23- 02- 08- 08	ODY Z-23- 02- 08- 09	ODY Z-23- 02- 08- 10	ODY Z-23- 02- 08- 11	ODY Z-23- 02- 08- 12	ODY Z-23- 02- 08- 13	ODY Z-23- 02- 08- 14	ODY Z-23- 02- 08- 15	ODY Z-23- 02- 08- 16	ODY Z-23- 02- 08- 17	
Formación	Fosa de Monterrey				Fosa de Monterrey				Fosa de Monterrey				Fosa de Monterrey		
	La Casita			La Casita	La Casita			La Casita	La Casita			La Casita			
SiO ₂	85.5	85.5	85.4	85.3	75.8	66.2	86.2	74.8	86.0	79.9	77.0	38.9	74.7	81.0	
Al ₂ O ₃	8.0	7.7	7.8	7.8	11.0	9.7	6.5	11.8	6.9	8.5	7.6	3.9	12.7	9.7	
Fe ₂ O ₃	0.2	0.3	0.3	0.3	3.1	2.1	1.4	1.9	0.9	0.9	1.0	1.9	1.6	1.4	
MgO	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4	2.7	0.1	0.8	0.2	0.4	0.5	5.1	0.9	0.7	
CaO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	4.7	0.2	0.7	0.1	0.5	1.1	23.0	0.2	0.1	
CaO(1)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	0.0	1.3	0.0	0.6	1.6	28.1	0.0	
CaO*	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-3.4	0.0	-0.5	0.1	-0.1	-0.4	-3.1	0.1	0.0	
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	1.0	0.0	0.5	1.3	22.1	0.0	0.0	
Na ₂ O	2.4	1.8	2.1	2.1	2.1	3.0	1.4	2.7	1.4	1.5	1.5	0.8	2.3	1.8	
K ₂ O	2.9	3.0	3.0	3.0	4.9	3.4	2.7	4.7	2.8	3.8	3.5	1.6	6.1	4.2	
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	
TiO ₂	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
LOI	0.7	1.1	1.0	1.0	2.0	7.8	1.4	2.0	1.7	4.2	7.4	24.4	1.1	0.8	
Sc	1.0	2.0	1.0	2.0	7.0	5.0	2.0	5.0	2.0	1.0	2.0	1.0	6.0	2.0	
V	<8	<8	<8	<8	35.0	20.0	46.0	56.0	20.0	37.0	29.0	27.0	52.0	30.0	
Cr	13.7	13.7	13.7	13.7	20.5	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	
Co	0.4	0.8	0.6	0.4	2.4	2.1	4.4	1.6	0.8	1.8	1.0	0.4	1.6	0.9	
Ni	1.7	2.0	1.8	1.1	4.9	3.9	4.2	2.9	1.7	1.9	1.9	0.7	3.5	2.2	
Zn	2.0	2.0	2.0	2.0	4.0	18.0	2.0	1.0	1.0	3.0	6.0	7.0	6.0	7.0	
Ga	5.1	7.6	5.1	5.1	9.6	5.5	5.7	10.0	4.5	7.7	6.5	4.1	11.0	8.5	
Rb	40.1	59.5	42.9	40.9	84.2	52.3	46.2	72.3	46.3	61.6	51.3	30.7	75.7	72.1	
Sr	36.5	59.2	39.0	32.5	78.3	128.8	31.0	77.9	27.8	45.8	48.4	68.0	61.6	64.6	
Y	5.1	7.3	6.2	6.6	14.6	23.0	13.6	9.1	3.7	6.6	6.5	10.7	11.1	7.9	
Zr	76.1	85.3	123.7	336.3	172.8	83.8	96.1	75.1	34.0	119.9	77.9	52.7	126.5	83.3	
Nb	2.5	4.2	2.7	4.6	6.0	3.3	3.2	3.6	3.7	3.4	2.8	1.9	4.4	3.6	
Ba	570.0	651.0	568.0	511.0	569.0	463.0	455.0	702.0	526.0	544.0	535.0	359.0	707.0	674.0	
Hf	2.1	2.5	3.1	9.0	4.7	2.5	3.1	2.2	1.1	3.4	2.4	1.5	3.8	2.5	
Ta	0.2	0.4	0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.3	0.7	0.3	0.2	0.1	0.3	0.4	
Pb	2.3	3.5	3.0	2.5	8.0	3.2	4.1	3.2	5.5	3.8	3.0	2.8	0.5	0.8	
Th	2.6	4.0	2.8	3.5	7.0	3.7	5.0	3.9	2.6	4.7	3.6	2.9	6.1	4.2	
U	0.9	1.0	1.0	1.0	1.5	1.0	1.4	1.0	0.5	1.2	1.0	0.8	1.4	0.9	
Cs	1.0	1.4	1.0	0.7	3.6	1.7	1.0	2.8	0.8	1.4	1.3	0.9	1.8	2.1	
La	7.1	12.9	7.4	7.6	13.0	9.9	17.0	12.0	5.4	10.2	11.4	10.3	17.5	9.5	
Ce	11.8	21.3	12.9	14.9	22.8	22.9	29.6	18.1	8.7	16.1	18.8	18.8	32.3	16.3	
Pr	1.7	3.1	1.8	2.1	3.1	3.9	3.9	2.2	1.1	2.0	2.5	2.5	4.1	2.1	
Nd	6.5	11.3	6.5	8.0	12.7	18.1	13.7	7.8	4.5	7.3	8.9	9.7	15.7	7.2	
Sm	1.1	2.0	1.1	1.4	2.5	5.1	2.6	1.4	0.7	1.1	1.3	1.8	2.4	1.4	
Eu	0.3	0.5	0.3	0.3	0.6	1.6	0.6	0.5	0.2	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	
Gd	0.9	1.6	1.1	1.3	2.5	5.3	2.2	1.4	0.6	1.0	1.0	1.8	1.9	1.1	
Tb	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.9	0.4	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	
Dy	1.0	1.4	1.0	1.2	2.8	4.7	2.5	1.5	0.5	1.0	1.1	1.7	1.6	1.2	
Ho	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.8	0.5	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	
Er	0.5	0.9	0.7	0.7	1.7	2.1	1.4	1.1	0.4	0.7	0.7	1.0	1.2	0.9	
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	
Yb	0.6	1.0	0.7	0.9	1.8	1.7	1.4	1.2	0.5	0.9	0.8	1.0	1.4	1.0	
Lu	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	

Muestra	ODY Z-23- 02- 08- 18	ODY Z-23- 02- 08- 19	PVH B- 22.02 18.4. 3	PVH B- 22.02 19.17	PVH B- 22.02 20.12	PVH B- 22.02 21.5	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	PVH B- 22.02 21.5.	
Formación	Fosa de Monterrey La Casita		Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita					
SiO ₂	86.2	84.6	76.3	67.6	46.7	84.8	75.9	89.0	87.6	53.9	85.4	85.7	82.5	84.6
Al ₂ O ₃	5.9	8.0	8.5	4.1	6.0	4.5	6.9	5.9	6.5	4.7	7.7	7.8	5.6	8.9
Fe ₂ O ₃	1.1	0.9	0.3	2.0	5.0	0.7	0.8	0.7	0.9	2.9	0.7	0.7	0.7	0.3
MgO	0.3	0.1	1.1	0.4	4.8	0.6	0.2	0.1	0.1	3.8	0.1	0.1	0.1	0.2
CaO	0.5	0.1	3.0	12.3	15.3	2.9	6.5	0.1	0.1	15.1	0.3	0.3	4.3	0.1
CaO(1)	0.7	0.1	4.2	12.8	23.4	3.8	6.9	0.0	0.1	19.4	0.0	0.2	4.3	0.0
CaO*	-0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1
CO ₂	0.5	0.1	3.3	10.0	18.3	3.0	5.4	0.0	0.1	15.3	0.0	0.1	3.4	0.0
Na ₂ O	1.3	1.9	1.1	1.0	1.4	1.1	2.7	2.1	2.3	1.4	2.7	3.1	2.2	2.8
K ₂ O	2.7	3.5	5.0	1.7	0.9	1.9	1.1	1.2	1.5	1.0	1.7	1.4	0.9	2.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	2.0	0.7	4.5	10.3	19.7	3.3	5.7	0.8	0.8	16.9	1.1	0.7	3.6	0.8
Sc	1.0	1.0	2.0	3.0	2.0	1.0	3.0	1.0	1.0	2.0	2.0	1.0	1.0	2.0
V	20.0	19.0	12.0	34.0	14.0	11.0	19.0	11.0	10.0	18.0	11.0	13.0	10.0	14.0
Cr	13.7	20.5	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	13.0
Co	0.6	1.9	0.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	1.3	1.3	1.0	1.0	2.0	1.0	2.0	1.0	1.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0
Zn	4.0	8.0	6.0	2.0	20.0	1.0	83.0	4.0	2.0	4.0	3.0	6.0	2.0	1.0
Ga	4.0	5.4	5.0	3.0	5.0	3.0	4.0	3.0	3.0	4.0	4.0	4.0	3.0	5.0
Rb	42.0	54.4	50.0	31.0	33.0	33.0	26.0	20.0	25.0	24.0	30.0	25.0	17.0	38.0
Sr	36.4	41.3	77.0	50.0	407.0	33.0	108.0	30.0	38.0	209.0	49.0	40.0	90.0	46.0
Y	3.3	3.9	5.0	15.0	16.0	7.0	13.0	3.0	4.0	17.0	4.0	6.0	6.0	4.0
Zr	42.4	43.0	106.0	289.0	52.0	46.0	126.0	45.0	29.0	36.0	53.0	42.0	25.0	74.0
Nb	1.9	1.8	1.8	4.2	1.3	1.8	2.2	1.5	1.0	1.2	1.9	1.8	1.1	2.2
Ba	438	469	2843	485	271.0	410	265	355	513	277	601	452	298	660
Hf	1.4	1.4	3.0	8.1	1.4	1.4	3.4	1.4	1.0	1.1	1.4	1.3	0.8	2.0
Ta	0.2	0.1	0.3	0.6	0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.2
Pb	2.5	2.5	5.0	5.0	1.0	1.0	3.0	4.0	6.0	7.0	5.0	3.0	4.0	2.0
Th	2.1	2.7	2.1	2.7	2.2	2.0	3.1	1.8	1.8	1.5	2.8	2.4	1.5	3.1
U	0.7	0.7	0.6	0.9	0.7	0.9	1.1	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.8
Cs	0.9	1.0	0.9	0.7	2.4	0.8	1.1	0.6	0.7	1.0	1.2	1.1	0.9	1.5
La	5.6	5.5	5.6	8.9	16.8	7.4	8.4	4.9	6.5	15.9	6.5	5.9	8.1	6.2
Ce	8.0	9.6	5.7	19.5	27.7	12.2	20.5	6.9	9.7	30.1	11.2	11.6	14.2	9.7
Pr	1.0	1.3	1.4	2.4	3.1	1.4	3.1	0.9	1.3	3.9	1.3	1.6	1.9	1.1
Nd	3.4	4.8	5.1	9.5	11.6	5.2	12.8	3.4	4.9	15.4	4.4	6.6	6.4	3.5
Sm	0.6	0.8	1.1	2.2	2.3	0.9	2.7	0.6	1.1	2.7	0.8	1.2	1.4	0.5
Eu	0.2	0.2	1.0	0.6	0.7	0.3	0.8	0.3	0.4	1.0	0.3	0.5	0.6	0.3
Gd	0.5	0.6	1.0	2.1	2.2	0.8	2.2	0.6	0.9	2.2	0.7	1.1	1.2	0.5
Tb	0.1	0.1	0.2	0.4	0.4	0.2	0.4	0.1	0.2	0.5	0.1	0.2	0.2	0.1
Dy	0.6	0.6	1.0	2.5	2.2	1.1	2.0	0.6	0.8	2.4	0.8	1.0	1.2	0.5
Ho	0.1	0.1	0.2	0.6	0.5	0.2	0.4	0.1	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2	0.1
Er	0.4	0.4	0.8	1.7	1.6	0.8	1.1	0.4	0.5	1.6	0.6	0.6	0.7	0.5
Tm	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.5	0.6	0.7	1.6	1.2	0.8	1.0	0.5	0.5	1.3	0.6	0.7	0.6	0.5
Lu	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1

Muestra	PVH B-	PVH B-	PVH B-	PVH B-	PVH B-	PVH B-	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGMA - jlc-12	SGM A -	SGM A -	SGM A -
	22.02	22.02	22.02	22.02	22.02	22.02	15.1	15.1	15.1	15.1	15.12ch	15.1	15.1	15.1
	-22.3	-22.5	-	-	-	23.4	2.	2.	2.	2.		2.	2.	2.
			22.6.	22.6.		23.4.	chjlc	chjlc	chjlc	chjlc		chjlc	chjlc	chjlc
			1	3		1	-4	-5	-6	-11		-13	-14a	-15
Formac ión	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	86.4	83.5	48.7	42.7	77.7	69.1	76.5	79.0	82.1	81.7	79.0	82.7	87.4	71.2
Al ₂ O ₃	7.7	8.1	7.4	6.2	8.5	6.6	11.3	10.4	9.9	9.3	10.5	8.3	6.3	6.3
Fe ₂ O ₃	0.3	0.4	1.2	1.1	0.7	0.9	1.9	1.5	0.7	0.8	1.3	1.5	1.2	0.8
MgO	0.1	0.2	0.4	0.5	0.2	0.9	1.8	1.1	0.7	1.0	1.6	1.6	0.6	0.9
CaO	0.1	1.4	20.6	25.3	3.6	9.1	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.2	0.3	9.3
CaO(1)	0.0	0.8	20.1	24.5	3.8	10.1	0.1	0.1	0.1	0.7	0.2	0.1	0.4	16.2
CaO*	0.1	0.5	0.5	0.7	0.0	0.0	0.3	0.3	0.2	-0.2	0.2	0.1	-0.1	-6.9
CO ₂	0.0	0.7	15.8	19.2	3.0	7.9	0.1	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.2	7.1
Na ₂ O	2.6	2.7	3.1	2.5	1.7	1.6	1.9	2.3	2.8	2.8	2.4	1.8	1.5	1.9
K ₂ O	1.7	1.8	0.6	0.6	4.3	2.8	2.6	2.4	2.2	2.0	2.7	2.0	1.6	1.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0.3	0.1	0.2
P ₂ O ₅	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	1.0	1.7	17.7	21.0	3.6	8.8	3.1	2.4	0.9	1.6	1.8	1.6	1.0	8.1
Sc	2.0	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	6.0	4.0	2.0	1.0	5.0	3.0	2.0	2.0
V	16.0	14.0	20.0	19.0	16.0	28.0	29.0	22.0	16.0	12.0	31.0	27.0	17.0	17.0
Cr	6.0	6.0	20.0	13.0	13.0	27.0	27.4	13.7	20.5	0.0	20.5	13.7	6.8	13.7
Co	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	1.1	1.6	1.5	0.6	2.1	1.1	0.9	0.8
Ni	1.0	2.0	3.0	3.0	2.0	7.0	4.2	5.2	2.8	1.2	5.0	3.9	3.5	3.7
Zn	1.0	2.0	9.0	6.0	1.0	28.0	45.0	5.2	4.0	6.0	13.0	8.0	7.0	11.0
Ga	4.0	5.0	6.0	5.0	4.0	9.0	11.1	9.0	7.2	7.3	9.1	8.3	4.9	5.0
Rb	32.0	35.0	19.0	21.0	54.0	49.0	71.2	55.8	45.2	42.1	56.5	46.7	34.1	29.0
Sr	50.0	63.0	433.0	333.0	127.0	221.0	39.3	43.5	51.1	49.6	47.2	41.4	37.8	95.5
Y	4.0	6.0	10.0	12.0	8.0	8.0	14.9	14.6	5.5	4.5	8.3	10.3	4.2	18.7
Zr	59.0	86.0	58.0	73.0	79.0	72.0	194	121	63.7	73.1	235.7	97.6	48.4	129
Nb	1.8	2.3	1.9	2.1	2.8	2.6	6.2	4.0	3.8	1.6	4.9	3.5	1.5	2.3
Ba	632.0	607.0	683.0	212.0	685.0	442.0	491	599	676	590	687.4	518	421	302
Hf	1.8	2.5	1.8	2.1	2.2	2.4	5.1	3.7	1.9	2.1	6.6	2.7	1.4	3.1
Ta	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.3	0.4	0.2	0.5	0.4	0.1	0.3
Pb	4.0	1.0	4.0	4.0	3.0	18.0	15.2	9.2	4.8	5.5	6.9	5.1	8.1	5.3
Th	2.3	3.1	2.2	2.5	3.3	2.7	5.4	3.8	3.3	2.5	4.5	5.3	2.1	2.6
U	0.7	0.7	1.5	1.7	1.0	1.2	1.9	1.4	1.2	0.6	2.0	1.6	0.6	1.1
Cs	1.3	1.5	1.1	1.6	1.1	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-
La	6.7	7.8	11.3	11.9	8.7	8.7	17.0	15.1	8.0	7.0	9.3	16.6	10.1	8.7
Ce	11.6	15.3	19.9	20.3	14.6	16.4	30.4	25.4	12.3	12.8	18.3	28.6	18.0	23.3
Pr	1.4	1.9	2.7	3.0	1.9	2.2	3.7	3.5	1.6	1.7	2.1	3.5	2.0	3.6
Nd	4.9	6.8	9.7	11.1	7.5	9.6	14.7	13.6	5.7	6.0	7.8	12.2	7.0	14.6
Sm	1.0	1.4	1.8	2.1	1.4	1.4	2.5	2.9	1.2	1.3	1.6	2.4	1.4	3.6
Eu	0.4	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.5	0.7	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.9
Gd	0.8	1.2	1.6	2.1	1.2	1.2	2.1	2.4	0.9	0.7	1.4	1.6	1.0	3.0
Tb	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.6
Dy	0.8	1.2	1.7	1.9	1.3	1.3	2.6	2.2	0.8	0.7	1.3	1.7	0.9	2.9
Ho	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.4	0.5	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.5
Er	0.5	0.7	1.0	1.0	0.8	0.8	1.6	1.3	0.6	0.5	1.0	1.2	0.5	1.5
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3
Yb	0.6	0.7	0.9	0.8	0.9	0.9	1.5	1.4	0.7	0.4	1.2	1.2	0.6	1.5
Lu	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2

Muestra	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	SGM A -	AMJ B-
	15.12	15.12	15.12	15.12	15.12	15.12	24.02	24.02	24.02	24.02	24.02	24.02	24.02	04.05
	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2006	.2006	.2006	.2006	.2006	.2006	.2006	.2003
	16	- 17	- 20a	- 21	- 21	- 23	-10	25	-26	26 re	-1	- 2	-5	- -1
re														
Formación	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	67.4	73.1	64.8	77.4	77.4	73.0	83.7	85.1	85.4	85.5	77.7	70.6	51.0	63.7
Al ₂ O ₃	8.8	10.7	7.5	12.0	12.0	10.4	8.8	7.2	7.7	7.7	7.4	9.1	6.1	5.3
Fe ₂ O ₃	1.7	1.8	1.1	1.5	1.5	1.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.7	1.8	0.5	1.8
MgO	1.8	1.2	0.6	0.9	0.9	1.1	0.8	0.4	0.3	0.3	0.4	1.1	0.5	0.7
CaO	8.0	3.3	11.5	0.3	0.3	4.0	0.2	0.9	0.5	0.5	4.9	6.1	21.0	13.0
CaO1	13.7	5.1	20.1	0.1	0.0	6.5	0.1	1.4	0.8	0.8	10.8	10.8	35.6	0.0
CaO*	-5.7	-1.9	-8.6	0.2	0.2	-2.5	0.1	-0.5	-0.3	-0.3	-5.9	-4.7	-14.6	13.0
CO ₂	6.0	2.3	8.9	0.0	0.0	2.8	0.0	0.6	0.4	0.3	4.7	4.7	15.7	0.0
Na ₂ O	2.4	2.4	2.4	3.2	3.1	2.8	2.6	2.3	2.7	2.6	2.3	2.0	2.8	1.0
K ₂ O	1.6	2.8	1.6	2.5	2.4	2.5	1.9	1.7	1.7	1.7	1.8	2.2	0.6	1.8
MnO	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
TiO ₂	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	7.9	4.3	10.2	2.0	2.1	4.2	1.3	1.7	1.0	1.0	4.6	6.6	17.3	12.2
Sc	4.0	6.0	4.0	3.0	3.0	5.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	4.0	1.0	4.0
V	26.0	35.0	23.0	27.0	29.0	29.0	8.0	9.0	7.0	5.0	14.0	25.0	27.0	15.0
Cr	20.5	20.5	13.7	20.5	20.5	13.7	6.8	6.8	13.7	13.7	27.4	20.5	20.5	6.0
Co	1.2	2.2	1.1	0.6	0.8	2.4	0.0	0.6	0.0	0.0	0.6	0.9	0.5	0.0
Ni	3.9	5.3	3.0	2.9	2.2	3.8	1.5	1.1	1.0	0.9	2.6	4.1	2.5	5.0
Zn	28.0	10.0	9.0	6.0	6.0	21.0	9.0	5.0	3.0	3.0	76.0	7.0	8.0	29.0
Ga	7.1	10.1	5.3	10.7	10.0	9.1	6.3	3.9	5.5	5.3	5.3	8.4	3.7	4.0
Rb	38.4	63.1	36.5	61.6	62.8	56.7	41.2	30.7	37.9	36.7	39.2	56.1	14.9	37.0
Sr	114.4	64.5	104.5	64.4	61.8	88.2	42.0	49.7	53.4	52.8	73.1	81.5	165.7	119.0
Y	24.9	21.4	25.3	8.7	9.3	13.3	3.0	5.7	3.2	3.2	6.2	13.7	17.4	9.0
Zr	173.4	188.4	165.7	84.0	94.3	201.4	77.9	43.5	40.0	39.0	86.9	420.1	83.2	28.0
Nb	3.8	5.5	3.3	2.6	2.8	4.4	1.3	1.8	1.4	1.2	1.5	4.5	1.1	1.2
Ba	358.6	622.9	363.7	567.7	564.6	579.4	608.5	579.2	513.9	528.4	443.2	432.3	171.8	448.0
Hf	5.2	6.1	4.7	2.9	2.8	5.6	2.6	1.4	1.3	1.0	2.5	11.3	2.3	0.9
Ta	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1	0.0
Pb	9.0	14.2	6.5	10.8	10.7	11.1	1.2	1.9	3.1	3.3	4.1	9.5	0.9	1.0
Th	4.9	5.5	3.5	3.0	2.4	4.5	1.6	2.7	1.9	1.6	1.9	5.0	1.4	1.7
U	1.6	1.7	1.6	1.3	1.4	2.0	0.6	0.7	0.6	0.5	1.2	2.0	0.9	1.4
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2
La	12.1	12.4	15.9	10.5	11.5	10.5	7.8	8.6	7.7	8.9	5.5	12.5	15.5	7.4
Ce	27.9	29.4	40.6	18.7	19.5	21.6	12.6	14.6	11.0	12.0	10.0	25.3	29.2	13.9
Pr	4.1	3.9	5.8	2.2	2.4	2.7	1.5	1.8	1.2	1.3	1.4	3.7	4.0	1.7
Nd	17.3	15.2	23.7	8.1	7.8	10.3	5.0	6.4	3.6	4.0	6.0	13.1	17.1	7.0
Sm	4.0	3.2	5.1	1.4	1.4	2.2	0.6	1.0	0.4	0.6	1.3	2.4	3.0	1.4
Eu	0.9	0.7	1.1	0.3	0.3	0.6	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.3
Gd	3.7	3.6	4.3	1.2	1.2	2.2	0.6	1.0	0.6	0.6	1.1	2.0	2.8	1.2
Tb	0.7	0.5	0.7	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.4	0.2
Dy	3.7	3.4	4.1	1.3	1.4	2.2	0.5	0.8	0.7	0.7	1.2	2.2	2.6	1.3
Ho	0.8	0.7	0.8	0.3	0.3	0.4	0.0	0.5	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.3
Er	2.3	2.1	2.3	0.9	1.0	1.5	0.3	0.8	0.5	0.4	0.7	1.5	1.6	0.8
Tm	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.1
Yb	1.8	2.1	2.2	1.0	1.2	1.4	0.5	0.7	0.4	0.4	0.7	1.6	1.4	0.7
Lu	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.1

Muestra	AMJ B- 04.05.2003 - GRH- 2	AMJ B- 04.05.2003 - UJe-1	AMJ B- 04.05.2003 - UJe-2	AMJ B- 04.05.2003 - UJE- 2 re	AMJ B- 04.05.2003 - JHB- 4	AMJ B- 04.05.2003 - JHB- 5	AMJ B- 04.05.2003 - EGE- CH1	AMJ B- 04.05.2003 - AGE- CH2	AMJ B- 04.05.2003 - EGE- CH3	AMJ B- 04.05.2003 - EGE- CH4	OD YZ- 05- 06- 08- 1	OD YZ- 05- 06- 08- 2	OD YZ- 05- 06- 08- 3	OD YZ- 05- 06- 08- 4
Formación	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	86.2	59.4	67.8	67.6	66.1	75.1	68.5	56.0	74.3	80.6	51	50	55	82
Al ₂ O ₃	7.7	17.2	12.3	11.9	7.4	11.3	9.0	7.1	9.8	8.7	7.3	7.3	7.5	8.8
Fe ₂ O ₃	0.7	2.5	0.7	0.7	1.5	2.0	1.9	3.1	1.8	0.8	1.3	1.4	0.9	1.9
MgO	0.2	3.5	2.0	2.0	1.7	1.1	1.2	0.5	0.7	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1
CaO	0.2	1.7	3.2	3.2	8.7	0.4	6.5	14.6	3.9	1.2	19	20	17	0.5
CaO ¹	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20	20	17	0.0
CaO*	0.2	1.7	3.2	3.2	8.7	0.4	6.5	14.6	3.9	1.2	-0.4	-0.4	0.2	0.4
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16	16	13	0.0
Na ₂ O	1.9	2.8	2.5	2.4	1.9	1.0	1.6	1.7	1.5	1.6	2.8	2.9	3.2	3.7
K ₂ O	2.3	7.8	6.5	6.6	2.5	4.0	3.2	2.2	3.6	2.8	1.2	1.2	1.3	1.4
MnO	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.2	0.3	0.3
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	0.9	4.2	5.3	5.4	9.7	4.0	7.9	14.2	5.0	3.0	16	17	14	1.5
Sc	4.0	10.0	3.0	5.0	5.0	8.0	8.0	12.0	7.0	3.0	5.0	4.0	3.0	3.0
V	15.0	33.0	14.0	13.0	15.0	41.0	27.0	28.0	29.0	23.0	22	21	18	19
Cr	0.0	13.0	0.0	0.0	0.0	20.0	0.0	34.0	27.0	0.0	27	41	27	27
Co	0.0	3.0	0.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1.2	1.6	0.9	1.6
Ni	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	7.0	4.0	1.0	6.0	2.0	3.1	4.2	4.5	4.1
Zn	7.0	87.0	4.0	4.0	7.0	38.0	85.0	6.0	34.0	7.0	6.0	4.0	4.0	4.0
Ga	4.0	20.0	10.0	11.0	5.0	11.0	9.0	5.0	9.0	5.0	5.2	5.2	5.1	4.9
Rb	45.0	73.0	62.0	64.0	49.0	89.0	76.0	42.0	81.0	47.0	32	32	30	30
Sr	53.0	79.0	62.0	63.0	94.0	66.0	78.0	181.0	68.0	56.0	300	281	200	37.
Y	7.0	12.0	11.0	12.0	11.0	17.0	17.0	20.0	14.0	10.0	25	26	33	13
Zr	67.0	181.0	105.0	110.0	77.0	174.0	145.0	98.0	129.0	93.0	158	151	178	193
Nb	2.7	4.2	2.9	2.7	2.6	6.0	4.5	2.9	4.4	3.1	5.9	5.5	5.5	5.7
Ba	337.0	562.0	575.0	565.0	524.0	480.0	394.0	728.0	484.0	404.0	468	748	236	250
Hf	1.9	5.5	3.1	3.8	2.2	5.5	4.3	3.2	3.8	2.8	4.4	4.4	4.7	5.8
Ta	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.5	0.4	0.4	0.5
Pb	3.0	16.0	4.0	5.0	4.0	8.0	9.0	3.0	13.0	4.0	6.1	6.3	4.4	7.4
Th	1.9	10.0	5.0	5.6	2.9	6.6	4.7	2.8	4.0	4.1	4.7	4.5	4.9	5.8
U	0.8	2.3	1.1	1.2	1.5	1.8	1.4	1.2	1.8	0.9	1.4	1.3	1.9	1.6
Cs	1.8	4.4	1.4	1.4	1.7	4.4	5.0	1.6	4.3	1.5	1.4	1.5	1.0	1.1
La	5.8	21.8	10.8	11.6	9.0	15.1	13.9	11.4	13.7	7.3	23	22	30	12
Ce	12.2	46.4	22.9	24.3	18.2	29.5	26.9	22.3	25.8	17.9	34	32	31	20
Pr	1.6	5.4	2.8	2.9	2.1	3.5	3.5	2.7	3.3	2.4	5.4	5.0	6.4	3.9
Nd	6.4	23.1	11.6	12.1	8.6	14.9	15.1	11.5	13.9	11.4	21	19	25	16
Sm	1.2	4.5	2.3	2.3	2.0	3.1	2.9	2.8	2.5	2.3	4.1	3.9	4.9	3.3
Eu	0.3	1.0	0.7	0.6	0.5	0.6	0.7	0.8	0.6	0.6	0.9	0.8	1.2	0.8
Gd	1.0	3.0	1.9	1.9	1.7	2.6	2.9	2.8	2.2	2.0	4.3	4.2	5.3	2.9
Tb	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.6	0.6	0.7	0.4
Dy	1.2	2.5	1.8	1.7	1.8	2.8	2.8	3.1	2.1	1.6	4.7	4.6	5.0	2.6
Ho	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.6	0.7	0.5	0.3	0.9	0.9	1.0	0.5
Er	0.7	1.3	1.1	1.2	1.1	1.8	1.7	1.9	1.4	1.0	2.7	2.6	2.9	1.6
Tm	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.2
Yb	0.7	1.3	1.0	1.0	1.1	1.8	1.5	1.7	1.3	1.0	2.8	2.4	2.4	1.5
Lu	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3

Muestra	ODY Z-05- 06- 08-5	ODY Z-05- 06- 08-6	ODY Z-05- 06- 08-7	ODY Z-05- 06- 08- 7A	ODY Z-05- 06- 08-8	ODY Z-05- 06- 08-9	ODY Z-05- 06- 08- 10	ODY Z-05- 06- 08- 11	ODY Z-05- 06- 08- 12	ODY Z-05- 06- 08- 14	ODY Z-05- 06- 08- 15	ODYZ E-10- 09-07- 02	ODYZ E-10- 09-07- 03	ODYZ E-10- 09-07- 05
Formación	Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita			Fosa de Monterrey La Casita				
SiO ₂	43.3	61.7	77.7	84.9	51.2	43.8	45.6	49.0	57.1	48.1	48.8	13.9	17.8	59.8
Al ₂ O ₃	5.3	8.4	4.7	4.5	5.3	5.6	5.6	5.0	7.2	7.6	7.9	4.1	4.0	8.0
Fe ₂ O ₃	1.1	1.4	0.6	0.7	0.9	1.1	0.9	0.9	0.9	1.5	1.5	9.0	8.9	3.9
MgO	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	4.3	7.6	3.8
CaO	25.6	12.3	7.6	3.7	21.5	25.1	24.2	22.8	16.6	20.7	20.0	33.8	28.9	8.2
CaO(1)	26.0	12.0	7.2	3.3	21.2	24.9	24.6	22.8	16.2	20.6	19.6	40.5	39.4	14.3
CaO*	-0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2	-0.3	0.0	0.4	0.1	0.4	-6.7	-10.5	-6.2
CO ₂	20.4	9.4	5.7	2.6	16.6	19.6	19.3	17.9	12.7	16.1	15.4	31.8	30.9	11.2
Na ₂ O	2.0	2.3	1.2	1.4	2.1	2.1	2.2	2.0	2.4	3.3	3.0	0.0	0.0	1.8
K ₂ O	1.2	2.3	1.3	1.2	1.1	1.0	1.0	1.0	1.6	0.9	1.1	0.8	0.6	1.8
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0
TiO ₂	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
P ₂ O ₅	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.2
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
LOI	21.0	10.7	6.4	3.2	17.4	20.8	19.8	18.7	13.5	17.1	16.8	33.3	31.4	12.1
Sc	1.0	3.0	<1	<1	1.0	1.0	2.0	1.0	3.0	4.0	4.0	5.0	4.0	6.0
V	11.0	21.0	19.0	17.0	15.0	15.0	15.0	13.0	17.0	20.0	26.0	176.0	129.0	58.0
Cr	13.7	20.5	20.5	20.5	20.5	13.7	20.5	20.5	20.5	34.2	27.4	34.2	47.9	34.2
Co	0.8	1.4	0.6	0.7	0.3	0.7	0.6	0.4	0.9	1.4	1.8	2.5	1.8	3.4
Ni	2.3	4.5	3.9	4.4	3.6	2.9	2.6	2.1	3.4	5.6	4.1	42.0	24.6	19.8
Zn	2.0	2.0	5.0	4.0	2.0	3.0	3.0	2.0	2.0	3.0	4.0	72.0	39.0	8.0
Ga	4.7	7.7	4.4	4.0	4.2	5.0	4.8	3.7	5.4	5.3	6.8	5.4	5.1	7.8
Rb	27.7	66.6	33.9	27.0	25.4	29.0	27.0	21.9	40.0	25.8	32.8	31.5	23.7	53.7
Sr	363	209	124	78.0	290	331	3701	319	203	281	285	803	770	123
Y	10.8	19.7	15.3	10.9	13.0	14.0	18.2	12.1	15.8	23.5	19.2	19.6	16.5	22.2
Zr	80.8	120	60.4	59.1	70.8	107	108	75.8	129	120	176	65.6	46.3	169.0
Nb	3.0	5.1	2.5	2.6	2.9	4.0	3.2	3.1	4.4	5.0	5.9	2.7	2.7	3.9
Ba	317	381	270	282	2284	182	172	1032	253	131	161	660.0	299.0	1973
Hf	2.6	3.6	1.9	1.5	1.9	2.9	2.9	2.2	3.3	3.3	4.6	1.9	1.7	5.1
Ta	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.1	0.1	0.4
Pb	3.4	7.7	2.4	2.8	2.6	3.5	3.5	2.7	3.9	8.5	6.3	4.9	4.0	5.4
Th	2.9	5.4	2.8	2.7	2.5	3.8	3.6	2.1	3.5	4.3	5.5	3.1	3.0	5.1
U	1.7	1.8	2.8	2.3	1.6	1.6	1.5	1.2	1.8	1.6	1.6	6.5	5.4	3.8
Cs	0.9	1.8	0.9	0.6	0.7	1.3	0.9	0.4	1.6	0.9	1.5	2.3	1.4	2.7
La	12.9	22.7	14.5	10.5	15.2	16.8	16.6	13.7	16.6	24.1	22.6	9.2	14.2	23.0
Ce	19.6	35.6	22.0	15.1	18.6	21.5	21.6	17.7	24.4	37.1	34.5	12.4	17.2	40.8
Pr	2.9	5.3	4.0	2.7	3.1	3.5	3.8	3.0	4.0	5.1	5.0	2.3	3.1	5.8
Nd	10.6	20.2	16.5	10.7	12.0	14.1	14.2	11.1	15.9	20.4	19.3	9.4	11.6	21.3
Sm	1.9	3.6	2.8	2.1	2.2	2.5	2.8	2.2	2.9	3.6	3.5	2.1	2.2	3.9
Eu	0.6	1.1	0.8	0.6	0.6	0.8	0.8	0.7	0.8	1.0	0.9	0.5	0.6	0.8
Gd	2.1	3.7	2.9	2.2	2.1	2.4	2.8	2.3	2.9	3.7	3.5	2.2	2.4	3.6
Tb	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6
Dy	2.0	3.5	2.7	2.0	2.1	2.5	2.9	2.0	2.9	4.1	3.4	2.3	2.2	3.4
Ho	0.4	0.7	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6	0.4	0.6	0.8	0.7	0.5	0.4	0.7
Er	1.1	2.1	1.6	1.1	1.3	1.3	1.6	1.1	1.7	2.3	2.1	1.4	1.2	2.0
Tm	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3
Yb	1.1	2.0	1.3	1.0	1.3	1.3	1.5	1.1	1.7	2.3	2.0	1.2	1.1	2.0
Lu	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3

Muestra	ODY	ODY	ODY	ODY	OD	OD	OD	OD	OD	OD	ODYZ-	ODYZ-	ODYZ-	ODYZ-
	ZE- 10- 09- 07-06	ZE- 10- 09- 07-07	ZE- 10- 09- 07-08	ZE- 10- 09- 07-09	YZ- 07- 11- 07- 9A	YZ- 07- 11- 07- 10	YZ- 07- 11- 07- 11	YZ- 07- 11- 07- 12	YZ- 07- 11- 07- 13	YZ- 07- 11- 07- 14	06.06. 2005 - 1	06.06. 2005 - 4	06.06. 2005 - 7a	06.06. 2005 - 8
Formación	Fosa de Monterrey La Casita				Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			
SiO ₂	66.7	84.1	81.4	65.0	84.4	79.9	69.1	83.8	82.4	79.0	16.6	48.2	53.9	53.9
Al ₂ O ₃	9.5	8.0	9.8	7.0	8.5	10.8	7.7	8.9	9.7	10.4	1.8	11.0	13.5	10.8
Fe ₂ O ₃	3.4	1.1	1.1	1.5	1.0	1.2	1.8	1.1	1.0	1.7	1.3	1.7	2.6	2.2
MgO	0.8	0.2	0.4	4.6	0.4	0.7	2.7	0.1	0.4	0.6	2.8	1.4	2.1	1.4
CaO	7.5	0.3	0.3	6.9	0.2	0.2	6.7	0.1	0.1	0.8	41.3	16.9	10.6	13.6
CaO ¹	7.5	0.2	0.1	13.4	0.1	0.1	9.6	0.1	0.0	0.8	48.4	16.8	10.5	13.3
CaO*	0.0	0.1	0.2	-6.5	0.1	0.1	-3.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.3
CO ₂	5.9	0.2	0.1	10.6	0.1	0.1	7.6	0.1	0.0	0.6	38.0	13.2	8.3	10.5
Na ₂ O	2.4	2.0	1.7	1.8	2.5	2.6	2.6	3.5	2.9	3.0	0.5	3.3	3.5	2.6
K ₂ O	1.8	2.9	3.8	1.9	2.1	3.0	1.4	1.6	2.4	2.6	0.7	2.9	3.9	3.0
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
TiO ₂	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.3	0.4	0.4
P ₂ O ₅	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.2
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	7.3	1.0	1.1	10.8	0.7	1.3	7.8	0.7	0.8	1.5	35.0	14.1	9.3	11.9
Sc	6.0	4.0	3.0	4.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	5.0	1.0	7.0	9.0	8.0
V	81.0	31.0	29.0	24.0	24.0	28.0	22.0	26.0	26.0	28.0	7.0	47.0	54.0	55.0
Cr	54.7	13.7	20.5	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	13.7	6.0	20.0	27.0	20.0
Co	7.8	2.7	0.7	2.0	1.2	1.0	1.7	2.4	0.9	2.6	1.0	5.0	6.0	5.0
Ni	51.4	4.4	2.2	4.4	3.9	2.5	4.4	3.9	1.1	3.9	11.0	6.0	9.0	8.0
Zn	190	14.0	4.0	2.0	18.0	16.0	8.0	10.0	8.0	8.0	24.0	41.0	45.0	92.0
Ga	8.5	6.6	9.9	5.9	6.4	10.1	5.4	5.5	7.7	8.5	1.0	9.0	13.0	10.0
Rb	59.3	50.0	75.0	39.6	45.3	71.2	30.6	30.6	53.6	60.0	12.0	52.0	71.0	59.0
Sr	164	43.5	53.0	59.7	55.6	66.9	69.1	59.0	67.9	71.7	352.0	236.0	181.0	187.0
Y	18.2	8.0	7.5	9.8	4.9	7.6	13.6	8.5	7.0	10.5	3.0	21.0	15.0	21.0
Zr	141	151	173	158	95.3	137	80.7	105	129	101	7.0	114.0	100.0	93.0
Nb	4.8	4.1	4.5	3.7	3.3	4.2	2.8	3.4	4.0	4.2	0.0	4.1	4.5	4.4
Ba	1052	593	671	335	398	454	312	305	387	464	86.0	395.0	533.0	439.0
Hf	4.1	4.4	4.9	4.3	2.8	4.2	2.4	3.1	3.9	2.7	0.0	3.7	3.1	3.0
Ta	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.0	0.4	0.4	0.4
Pb	7.5	4.4	3.4	4.8	2.2	5.2	3.0	2.2	1.7	3.1	19.0	3.0	5.0	4.0
Th	5.6	3.5	4.3	3.4	4.0	6.0	3.5	4.3	4.9	5.4	0.5	5.3	7.6	8.7
U	3.5	1.1	1.3	1.9	1.1	1.3	1.7	1.4	1.2	1.2	2.5	2.3	2.1	2.5
Cs	2.7	1.5	2.3	1.2	1.3	2.8	1.3	1.3	2.3	2.3	0.3	1.7	2.5	2.2
La	10.9	11.8	12.8	6.4	8.4	11.1	9.2	10.1	9.4	14.9	2.6	15.8	15.6	16.8
Ce	19.4	19.7	19.4	10.9	14.4	18.7	16.3	19.0	17.3	26.5	3.8	36.7	31.9	37.9
Pr	3.1	2.5	2.5	1.6	2.0	2.5	2.4	2.7	2.4	3.7	0.6	4.8	3.8	4.9
Nd	12.6	9.5	9.1	7.0	7.0	8.6	10.0	10.4	8.8	13.9	1.9	19.1	14.4	19.7
Sm	2.7	1.8	1.5	1.5	1.1	1.5	2.0	2.1	1.4	2.3	0.5	4.0	2.7	4.4
Eu	0.6	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.5	0.1	1.0	0.8	1.0
Gd	2.5	1.6	1.2	1.4	0.8	1.2	2.0	1.7	1.1	1.9	0.4	3.5	2.5	4.2
Tb	0.5	0.3	0.2	0.3	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	0.1	0.6	0.4	0.7
Dy	2.6	1.5	1.1	1.5	0.7	1.1	2.4	1.5	1.2	1.8	0.4	3.6	2.5	3.5
Ho	0.6	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.1	0.7	0.6	0.7
Er	1.7	0.8	0.8	1.0	0.7	0.9	1.5	0.9	0.9	1.2	0.3	2.1	1.6	2.1
Tm	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.0	0.3	0.2	0.3
Yb	1.9	1.0	1.0	1.1	0.8	1.1	1.4	1.0	1.0	1.3	0.2	1.9	1.6	2.1
Lu	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.3

Muestra	ODY Z- 06.06 .2005 -11	ODY Z- 06.06 .2005 -12	ODY Z- 06.06 .2005 -13	ODY Z- 06.06 .2005 -14	ODY Z- 06.06 .2005 -15	ODY Z- 06.06 .2005 -16	ODY Z- 06.06 .2005 -16a	ODY Z- 06.06 .2005 -17	ODY Z- 06.06 .2005 -18	ODY Z- 06.06 .2005 -19	ODY Z- 06.06 .2005 -20	ODY Z- 06.06 .2005 -21	ODY Z- 16.02 .2005 -1	ODY Z- 16.02 .2005 -4-1
Formación	Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises				
SiO ₂	67.5	70.6	72.3	76.4	78.1	77.3	78.7	69.5	76.4	74.0	75.0	75.2	70.1	74.1
Al ₂ O ₃	13.5	11.3	12.2	11.0	10.5	11.7	11.1	13.8	12.5	12.0	12.5	12.2	12.3	10.4
Fe ₂ O ₃	3.4	1.5	1.6	0.3	0.6	0.2	0.3	2.6	0.6	1.5	1.3	0.6	1.9	0.9
MgO	2.3	1.6	1.0	0.1	0.4	0.1	0.1	2.0	0.1	1.1	0.7	0.4	2.1	1.3
CaO	1.6	2.6	1.5	1.5	1.0	0.2	0.2	0.3	0.1	0.7	0.2	0.8	1.9	2.5
Ca ¹	1.6	4.1	1.4	1.4	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.7	0.0	0.6	2.4	3.1
CaO*	0.0	0.0	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0
CO ₂	1.3	3.2	1.1	1.1	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	1.9	2.5
Na ₂ O	2.4	2.7	2.6	2.7	2.4	2.6	2.6	1.9	1.9	2.2	2.6	2.1	2.4	2.8
K ₂ O	5.7	5.5	6.0	6.0	5.5	6.5	6.1	7.3	6.5	6.1	6.5	6.8	4.6	3.8
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.5	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	3.0	3.8	2.3	1.8	1.3	1.0	0.6	2.1	1.4	1.8	0.9	1.6	4.2	3.9
Sc	9.0	8.0	7.0	4.0	3.0	3.0	5.0	7.0	4.0	5.0	5.0	2.0	7.0	5.0
V	74.0	39.0	47.0	22.0	24.0	23.0	23.0	40.0	31.0	48.0	41.0	31.0	56.0	40.0
Cr	27.0	20.0	20.0	13.0	13.0	13.0	13.0	20.0	13.0	13.0	13.0	6.0	13.0	6.0
Co	5.0	4.0	5.0	2.0	3.0	1.0	2.0	2.0	0.0	3.0	5.0	4.0	2.0	1.0
Ni	9.0	4.0	5.0	0.0	2.0	2.0	2.0	7.0	0.0	4.0	4.0	3.0	4.0	2.0
Zn	23.0	6.0	7.0	0.0	3.0	1.0	1.0	14.0	1.0	7.0	6.0	8.0	13.0	7.0
Ga	14.0	8.0	9.0	6.0	7.0	7.0	7.0	16.0	10.0	13.0	10.0	9.0	12.0	6.0
Rb	84.0	66.0	72.0	61.0	64.0	60.0	54.0	80.0	69.0	72.0	68.0	71.0	66.0	44.0
Sr	90.0	68.0	72.0	38.0	54.0	36.0	31.0	60.0	59.0	57.0	54.0	48.0	54.0	43.0
Y	17.0	19.0	16.0	9.0	10.0	8.0	11.0	19.0	11.0	16.0	10.0	9.0	16.0	11.0
Zr	141.0	113.0	116.0	112.0	142.0	86.0	128.0	105.0	78.0	195.0	115.0	111.0	90.0	91.0
Nb	6.6	4.5	4.8	2.9	3.2	3.5	4.1	4.9	4.3	4.7	4.3	3.5	4.8	3.4
Ba	628.0	555.0	617.0	567.0	615.0	500.0	454.0	636.0	521.0	598.0	564.0	638.0	446.0	388.0
Hf	4.1	3.5	3.4	3.4	4.4	2.6	3.7	3.7	2.5	5.5	3.4	3.0	2.7	2.8
Ta	0.5	0.4	0.4	0.2	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3
Pb	1.0	4.0	4.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	7.0	1.0	1.0	1.0	3.0	2.0
Th	9.4	5.4	6.7	3.8	9.3	5.4	5.7	5.4	4.8	9.9	6.4	6.0	4.8	5.1
U	2.8	1.7	1.8	1.5	2.3	1.4	1.5	1.6	1.2	2.0	1.6	1.5	1.7	1.3
Cs	2.2	1.2	1.3	0.7	0.9	0.7	0.5	1.6	1.1	1.0	1.0	0.9	1.6	0.8
La	18.7	14.9	16.4	12.0	9.8	14.5	12.6	27.5	14.9	18.8	10.6	10.7	24.3	9.6
Ce	36.2	30.8	32.9	26.3	20.2	27.7	22.9	56.3	28.8	37.6	21.6	21.1	48.1	19.6
Pr	4.2	3.8	4.2	3.3	2.5	3.4	2.8	7.2	3.6	4.7	2.6	2.7	6.0	2.4
Nd	15.1	13.3	15.5	11.8	10.4	10.8	10.0	25.9	13.3	17.1	10.2	9.5	22.5	10.1
Sm	2.8	2.8	2.8	2.3	2.1	2.1	2.0	4.7	2.3	3.4	2.0	2.0	4.2	1.8
Eu	0.7	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	1.2	0.5	0.8	0.5	0.4	0.9	0.4
Gd	2.7	2.5	2.7	1.7	1.8	1.5	1.7	3.8	1.7	2.5	1.5	1.5	3.0	1.8
Tb	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3
Dy	2.7	3.1	2.8	1.7	1.6	1.5	1.9	3.1	17.3	2.3	1.9	1.6	2.7	1.8
Ho	0.6	0.7	0.6	0.3	0.3	0.3	0.4	0.7	0.4	0.5	0.4	0.4	0.6	0.4
Er	1.9	2.3	1.8	1.0	1.0	1.0	1.2	2.0	1.2	1.6	1.3	1.0	1.7	1.2
Tm	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Yb	1.9	1.9	1.8	1.0	1.2	1.1	1.2	1.9	1.2	1.8	1.4	1.2	1.9	1.2
Lu	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2

Muestra	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-		
	16.02	16.02	18.02	18.02	20.02	20.02	20.02	20.02	23.02	23.02	24.02	24.02	24.02	24.02		
	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005		
	-4-2	-4a	-2	-3	-4	-7	-8	-10	-2	-3	-1	-2	-3a	-5		
Formación	Fosa de Monterrey Tarasises				Fosa de Monterrey Tarasises				Fosa de Monterrey Tarasises				Fosa de Monterrey Tarasises			
SiO ₂	68.9	75.3	74.1	76.7	72.2	73.2	75.2	74.5	70.7	70.4	74.6	68.9	75.9	78.2		
Al ₂ O ₃	10.3	11.9	12.6	12.0	12.6	12.0	11.7	11.9	13.3	10.1	12.0	10.4	11.7	10.7		
Fe ₂ O ₃	2.2	2.2	1.5	0.7	2.8	2.6	1.6	2.3	3.0	2.0	2.2	2.1	1.9	1.2		
MgO	0.4	1.4	1.0	0.4	1.5	1.4	0.8	1.4	2.0	2.5	1.5	2.8	1.1	0.7		
CaO	5.5	0.3	0.4	0.3	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3	3.3	0.0	3.7	0.3	0.3		
Ca ¹	5.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	5.0	0.0	5.5	0.0	0.1		
CaO*	0.0	0.3	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.3		
CO ₂	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	4.3	0.0	0.1		
Na ₂ O	2.6	2.3	2.8	2.7	2.3	2.2	2.6	2.1	2.5	2.2	2.2	2.3	2.2	2.3		
K ₂ O	4.1	4.3	4.5	5.0	4.5	4.5	4.6	4.3	4.7	3.6	4.4	3.8	4.6	4.8		
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
TiO ₂	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3		
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
LOI	5.5	2.0	2.7	1.7	3.2	3.1	2.8	2.7	2.9	5.3	2.4	5.8	2.0	1.4		
Sc	7.0	5.0	5.0	5.0	7.0	7.0	5.0	5.0	8.0	5.0	6.0	5.0	5.0	6.0		
V	57.0	45.0	37.0	34.0	48.0	54.0	41.0	41.0	55.0	35.0	39.0	33.0	37.0	36.0		
Cr	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	13.0	6.0	13.0	6.0	13.0	13.0		
Co	3.0	3.0	1.0	1.0	2.0	2.0	0.0	3.0	4.0	2.0	2.0	2.0	3.0	3.0		
Ni	4.0	4.0	3.0	3.0	8.0	9.0	3.0	7.0	7.0	3.0	7.0	3.0	5.0	8.0		
Zn	4.0	12.0	7.0	5.0	16.0	15.0	9.0	14.0	19.0	10.0	12.0	10.0	12.0	14.0		
Ga	7.0	11.0	12.0	8.0	11.0	10.0	10.0	12.0	12.0	9.0	11.0	9.0	11.0	8.0		
Rb	54.0	66.0	65.0	60.0	75.0	62.0	70.0	68.0	67.0	58.0	65.0	56.0	68.0	59.0		
Sr	68.0	67.0	65.0	45.0	73.0	55.0	63.0	63.0	64.0	60.0	59.0	62.0	56.0	53.0		
Y	11.0	14.0	14.0	11.0	18.0	18.0	16.0	14.0	17.0	24.0	14.0	20.0	12.0	17.0		
Zr	172.0	115.0	131.0	92.0	100.0	162.0	158.0	142.0	120.0	121.0	116.0	118.0	179.0	121.0		
Nb	4.6	3.9	4.3	3.8	4.8	5.1	4.2	4.4	5.0	4.2	4.1	3.8	4.4	4.0		
Ba	453.0	633.0	553.0	489.0	523.0	522.0	550.0	597.0	578.0	506.0	562.0	492.0	552.0	720.0		
Hf	5.0	3.6	3.9	2.9	3.2	5.0	5.0	3.9	3.6	3.2	3.9	4.0	5.1	3.8		
Ta	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4		
Pb	7.0	1.0	3.0	3.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	2.0	2.0		
Th	7.5	6.7	6.5	4.7	5.3	7.3	5.9	7.4	7.6	5.1	6.9	5.9	6.9	5.3		
U	1.5	1.3	1.4	1.6	2.0	1.7	1.5	1.4	1.5	1.3	1.4	1.6	1.5	1.3		
Cs	1.1	1.9	1.5	1.3	2.1	1.6	1.9	1.7	1.7	1.5	1.7	1.4	1.7	1.3		
La	11.4	14.8	14.7	14.8	18.6	17.3	16.4	14.5	16.4	18.0	15.2	15.9	14.7	16.8		
Ce	22.8	32.2	30.7	29.3	36.0	34.1	30.8	31.1	33.5	30.2	31.2	29.7	33.0	30.6		
Pr	2.8	3.8	4.0	3.7	4.9	4.4	4.1	3.7	4.2	4.5	3.7	4.0	4.0	3.8		
Nd	11.6	14.4	16.3	14.6	19.5	17.8	14.7	14.6	17.1	18.5	13.3	15.1	15.1	15.8		
Sm	2.1	2.7	2.7	2.4	3.8	3.2	3.1	2.7	3.0	3.4	2.9	3.1	2.8	2.9		
Eu	0.4	0.6	0.7	0.6	1.0	0.8	0.7	0.7	0.7	1.0	0.6	0.8	0.7	0.7		
Gd	1.6	2.0	2.2	1.8	3.4	2.9	2.4	2.3	2.7	3.6	2.4	2.6	2.2	2.9		
Tb	0.3	0.4	0.4	0.3	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5		
Dy	1.9	2.3	2.2	1.8	3.3	2.9	2.7	2.3	3.0	3.5	2.7	2.9	2.1	2.9		
Ho	0.4	0.5	0.5	0.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.8	0.5	0.6	0.4	0.6		
Er	1.2	1.5	1.6	1.3	1.9	2.0	1.9	1.5	1.9	2.1	1.5	1.8	1.4	1.8		
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3		
Yb	1.4	1.4	1.5	1.6	1.8	1.9	1.9	1.6	1.9	1.8	1.5	1.7	1.4	1.7		
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3		

Muestra	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-	ODY Z-
	24.02	26.02	04.03	04.03	04.03	01.07	01.07	01.07	01.07	01.07	01.07	01.07	01.07	01.07
	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005	.2005
	-12	-13	-5-1	-5-2	-11	-6	-7	-9	-9a	-10	-11	-12	-16	-18
Formación	Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises				
SiO ₂	71.4	72.4	77.1	77.4	72.2	76.5	79.6	83.4	76.1	72.4	79.5	86.9	65.2	59.9
Al ₂ O ₃	13.2	12.6	11.5	11.3	13.3	9.4	10.3	8.7	7.5	11.5	9.7	6.8	8.5	5.9
Fe ₂ O ₃	3.1	2.9	1.3	1.3	2.2	0.7	1.1	0.4	0.6	2.4	1.1	0.3	1.0	1.1
MgO	1.7	2.2	0.6	0.6	1.6	1.0	0.9	0.4	0.9	1.9	1.1	0.2	1.8	2.0
CaO	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	3.2	0.4	0.7	5.4	0.5	0.6	0.4	9.2	13.9
Ca ¹	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	0.2	0.6	5.6	0.0	0.5	0.3	11.2	17.0
CaO*	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.0	0.1	0.1	0.0	0.5	0.1	0.1	0.0	0.0
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	0.2	0.5	4.4	0.0	0.4	0.3	8.8	13.4
Na ₂ O	2.3	2.2	2.6	2.6	2.7	3.4	3.0	2.8	2.5	1.8	2.2	2.1	3.4	1.7
K ₂ O	5.2	5.0	4.4	4.3	5.0	2.3	3.2	2.6	1.7	3.6	3.5	2.1	1.0	1.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
TiO ₂	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	2.4	1.9	1.7	1.7	2.2	3.3	1.3	0.9	5.1	5.4	1.8	1.1	9.8	14.1
Sc	8.0	7.0	6.0	5.0	7.0	4.0	5.0	1.0	2.0	4.0	4.0	2.0	4.0	3.0
V	53.0	46.0	36.0	37.0	40.0	31.0	27.0	12.0	14.0	30.0	23.0	13.0	27.0	14.0
Cr	20.0	13.0	13.0	20.0	20.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Co	3.0	2.0	2.0	2.0	3.0	1.0	1.0	0.0	1.0	0.0	1.0	0.0	2.0	1.0
Ni	10.0	6.0	2.0	3.0	7.0	2.0	2.0	1.0	1.0	3.0	2.0	0.0	2.0	2.0
Zn	19.0	17.0	7.0	7.0	10.0	6.0	5.0	3.0	3.0	10.0	6.0	2.0	3.0	2.0
Ga	12.0	12.0	8.0	7.0	12.0	6.0	7.0	6.0	6.0	13.0	9.0	4.0	7.0	5.0
Rb	83.0	73.0	56.0	58.0	73.0	35.0	48.0	44.0	29.0	78.0	60.0	39.0	22.0	27.0
Sr	69.0	69.0	39.0	39.0	73.0	64.0	57.0	60.0	59.0	69.0	64.0	48.0	64.0	53.0
Y	16.0	13.0	9.0	9.0	11.0	19.0	13.0	9.0	16.0	21.0	11.0	9.0	15.0	14.0
Zr	127.0	142.0	137.0	136.0	139.0	109.0	106.0	49.0	43.0	88.0	108.0	61.0	92.0	50.0
Nb	4.8	4.8	3.7	3.9	4.8	3.4	3.9	1.4	2.4	3.3	3.5	2.2	3.0	2.0
Ba	624.0	611.0	517.0	506.0	590.0	411.0	480.0	503.0	426.0	620.0	1364	401.0	136.0	272.0
Hf	4.0	4.4	4.0	3.7	4.1	3.0	3.0	1.5	1.2	2.9	3.3	2.1	3.0	1.4
Ta	0.4	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.3	0.0	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
Pb	0.0	2.0	1.0	1.0	2.0	2.0	3.0	1.0	1.0	2.0	3.0	1.0	3.0	1.0
Th	6.0	8.9	5.7	6.0	7.3	4.4	4.6	1.8	2.2	3.8	4.0	3.3	3.2	1.8
U	1.6	1.7	1.4	1.3	1.5	1.2	1.1	0.7	1.2	1.4	1.1	0.9	0.9	0.6
Cs	2.1	2.0	1.5	1.5	1.7	0.7	0.8	0.7	0.5	1.8	1.2	0.7	0.8	0.8
La	15.9	15.7	10.1	10.6	16.8	13.5	14.6	8.4	10.0	20.4	14.0	10.9	13.7	9.4
Ce	30.6	32.4	20.7	22.5	36.0	27.1	26.4	16.3	20.3	37.0	24.9	20.8	26.2	19.5
Pr	3.6	3.9	2.4	2.7	4.4	3.7	3.6	2.5	3.3	5.8	3.5	2.9	3.6	2.6
Nd	13.8	14.3	8.9	9.7	15.8	12.8	13.4	9.4	13.0	27.0	13.0	10.8	14.5	10.3
Sm	2.4	2.5	1.8	1.9	2.6	3.6	2.5	2.3	3.7	7.0	2.6	2.2	3.1	2.4
Eu	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.5	1.1	1.8	0.6	0.6	0.7	0.6
Gd	2.3	2.1	1.5	1.5	2.0	2.9	2.1	2.3	3.7	6.9	2.0	1.7	2.5	2.2
Tb	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.4	0.3	0.6	0.9	0.3	0.3	0.5	0.4
Dy	2.5	2.2	1.7	1.7	2.0	3.1	2.1	1.7	2.9	4.1	1.9	1.6	2.7	2.2
Ho	0.6	0.5	0.4	0.3	0.5	0.6	0.5	0.3	0.6	0.8	0.4	0.3	0.5	0.5
Er	1.8	1.6	1.1	1.0	1.4	1.8	1.5	0.9	1.4	1.8	1.2	0.9	1.7	1.6
Tm	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2
Yb	1.9	1.5	1.2	1.2	1.4	1.5	1.5	0.8	1.2	1.5	1.3	0.9	1.7	1.6
Lu	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2

Muestra	ODYZ- 01.07.2005 -18 re	ODYZ- 01.07.2005 - 19	ODYZ- 01.07.2005 - 20	ODYZ- 01.07.2005 - 21	ODYZ- 01.07.2005 - 22	ODYZ- 01.07.2005 - 23	ODYZ- 01.07.2005 - 24
Formación	Fosa de Monterrey Tarasises			Fosa de Monterrey Tarasises			
SiO ₂	59.9	76.7	63.0	70.0	83.6	78.5	80.1
Al ₂ O ₃	6.0	8.5	7.4	8.4	8.3	9.7	9.4
Fe ₂ O ₃	1.1	0.6	1.6	1.4	0.2	1.9	1.4
MgO	2.1	0.5	1.0	1.2	0.2	1.9	1.7
CaO	14.1	4.4	11.8	7.4	0.9	0.3	0.2
CaO(1)	17.0	4.6	11.8	7.5	0.9	0.1	0.0
CaO*	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2
CO ₂	13.4	3.6	9.2	5.9	0.7	0.1	0.0
Na ₂ O	1.8	2.5	2.2	3.0	2.0	2.3	2.4
K ₂ O	1.3	2.0	1.5	1.3	3.0	2.7	2.7
MnO	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
LOI	13.9	4.5	11.4	6.9	1.6	2.5	1.9
Sc	3.0	4.0	4.0	4.0	2.0	5.0	5.0
V	14.0	24.0	20.0	22.0	16.0	31.0	30.0
Cr	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Co	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0
Ni	1.0	2.0	1.0	2.0	1.0	2.0	2.0
Zn	2.0	2.0	4.0	5.0	2.0	10.0	8.0
Ga	5.0	7.0	5.0	7.0	5.0	9.0	8.0
Rb	28.0	45.0	27.0	24.0	50.0	45.0	45.0
Sr	55.0	53.0	71.0	84.0	51.0	54.0	52.0
Y	15.0	10.0	14.0	11.0	8.0	14.0	15.0
Zr	40.0	93.0	67.0	101.0	100.0	161.0	168.0
Nb	1.7	3.1	2.6	3.1	3.1	3.8	3.7
Ba	275.0	328.0	344.0	1223.0	628.0	792.0	634.0
Hf	1.3	2.9	2.2	3.2	2.8	4.8	5.1
Ta	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
Pb	1.0	1.0	5.0	4.0	2.0	2.0	2.0
Th	2.1	3.9	3.4	3.7	3.9	5.6	4.9
U	0.8	0.9	1.0	1.0	1.1	1.2	1.3
Cs	0.9	1.4	0.6	0.6	0.8	0.9	1.0
La	10.3	11.2	13.8	13.3	7.6	16.9	14.3
Ce	20.3	20.7	26.0	25.1	13.5	30.6	27.1
Pr	2.7	2.7	3.2	3.2	1.8	4.1	3.7
Nd	10.8	10.1	11.7	11.3	6.9	15.7	14.7
Sm	2.6	1.9	2.5	2.2	1.5	2.8	2.8
Eu	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.6	0.5
Gd	2.1	1.7	2.2	1.5	1.2	2.2	2.2
Tb	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.5
Dy	2.3	1.6	2.2	1.8	1.4	2.5	2.3
Ho	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.5	0.5
Er	1.5	1.2	1.4	1.2	0.9	1.6	1.7
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3
Yb	1.5	1.1	1.6	1.3	0.9	1.5	1.7
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3

APÉNDICES DEL CAPÍTULO 5

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas					Edades Aparentes					Best age (Ma)	± (Ma)		
				²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*			± (Ma)	
									²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*			± (Ma)	
1	Sc7-5	67	4794	2.9	17.5811	11.9	0.2565	13.0	0.0327	207.4	10.8	231.8	27.0	486.9	263.2	207.4	10.8
2	Sc7-79	196	188831	2.5	18.6635	4.2	0.2627	4.3	0.0356	225.2	2.3	236.8	9.1	353.5	94.5	225.2	2.3
3	Sc7-88	219	18453	3.4	20.4872	5.5	0.2409	5.8	0.0358	226.7	3.8	219.1	11.4	138.7	130.1	226.7	3.8
4	Sc7-93	390	26343	2.8	19.7110	5.4	0.2544	5.5	0.0364	230.3	1.7	230.1	11.2	228.7	120.1	230.3	1.7
5	Sc7-38	444	34497	1.8	19.6292	3.8	0.2558	4.1	0.0364	230.6	3.2	231.3	8.5	238.3	88.6	230.6	3.2
6	Sc7-34	140	18494	1.7	20.8494	11.5	0.2431	11.7	0.0368	232.7	5.1	221.0	23.3	97.4	273.3	232.7	5.1
7	Sc7-97	322	22452	1.4	20.0019	2.0	0.2537	2.6	0.0368	233.0	3.7	229.5	5.3	194.8	46.9	233.0	3.7
8	Sc7-82	346	24759	2.2	19.6133	2.9	0.2589	3.0	0.0368	233.2	1.5	233.8	6.2	240.2	66.7	233.2	1.5
9	Sc7-75	227	13242	2.2	18.6753	5.0	0.2720	5.1	0.0368	233.2	2.0	244.3	11.1	352.0	114.2	233.2	2.0
10	Sc7-54	416	27414	2.3	19.9803	3.9	0.2558	4.0	0.0371	234.6	1.2	231.3	8.2	197.3	91.2	234.6	1.2
11	Sc7-16	1023	67365	1.5	19.4241	1.3	0.2631	1.8	0.0371	234.6	2.9	237.2	3.8	262.5	29.9	234.6	2.9
12	Sc7-62	918	14649	3.1	19.6033	3.7	0.2618	3.7	0.0372	235.6	1.2	236.1	7.8	241.3	85.0	235.6	1.2
13	Sc7-28	631	55041	1.6	19.6013	5.2	0.2651	5.2	0.0377	238.5	1.5	238.7	11.2	241.6	119.9	238.5	1.5
14	Sc7-8	129	5883	3.6	12.0085	48.7	0.4353	48.8	0.0379	239.9	8.7	366.9	151.5	1275.6	1013.7	239.9	8.7
15	Sc7-21	623	37425	3.7	19.4259	2.2	0.2704	3.7	0.0381	241.0	7.1	243.0	8.0	262.3	49.7	241.0	7.1
16	Sc7-96	515	32433	1.3	19.5687	2.6	0.2716	3.7	0.0386	243.9	6.3	244.0	8.1	245.4	60.0	243.9	6.3
17	Sc7-10	139	30285	2.1	19.4166	8.9	0.2750	9.6	0.0387	244.9	8.5	246.7	21.0	263.4	205.0	244.9	8.5
18	Sc7-6	311	28326	2.3	19.0722	3.8	0.2806	3.9	0.0388	245.5	2.6	251.2	8.7	304.3	85.5	245.5	2.6
19	Sc7-59	63	6564	2.3	17.5226	15.6	0.3064	15.6	0.0389	246.3	2.7	271.4	37.2	494.2	345.4	246.3	2.7
20	Sc7-95	445	38109	1.6	19.9127	2.0	0.2718	2.8	0.0393	248.2	4.7	244.1	6.0	205.2	46.8	248.2	4.7
21	Sc7-40	99	7122	1.4	20.8602	11.9	0.2597	11.9	0.0393	248.4	2.6	234.4	24.9	96.2	281.6	248.4	2.6
22	Sc7-60	568	38454	1.4	19.2577	2.5	0.2820	2.6	0.0394	249.0	2.2	252.2	5.9	282.2	56.8	249.0	2.2
23	Sc7-3	356	35199	12.4	19.0034	2.1	0.2859	6.1	0.0394	249.1	14.1	255.3	13.9	312.6	46.9	249.1	14.1
24	Sc7-19	108	14595	1.9	18.7594	11.6	0.2900	11.7	0.0395	249.4	2.9	258.5	26.7	341.9	264.4	249.4	2.9
25	Sc7-43	148	14604	1.6	19.4581	4.8	0.2803	5.1	0.0396	250.1	3.9	250.9	11.3	258.5	111.2	250.1	3.9
26	Sc7-91	143	9903	1.3	19.0166	6.1	0.2874	6.6	0.0396	250.6	5.8	256.5	14.9	311.0	140.0	250.6	5.8
27	Sc7-12	271	20769	1.5	19.2164	6.0	0.2851	6.0	0.0397	251.2	1.8	254.7	13.5	287.1	136.4	251.2	1.8
28	Sc7-23	163	18543	3.8	20.1165	5.0	0.2724	5.8	0.0397	251.3	7.0	244.6	12.6	181.5	117.5	251.3	7.0
29	Sc7-86	61	6897	2.8	17.7891	13.1	0.3081	13.2	0.0398	251.3	4.1	272.7	31.7	460.8	292.5	251.3	4.1
30	Sc7-42	144	7137	1.6	17.9801	14.7	0.3054	14.7	0.0398	251.8	2.4	270.6	35.0	437.1	328.8	251.8	2.4
31	Sc7-76	120	12834	1.6	16.0928	23.7	0.3417	24.2	0.0399	252.1	11.9	298.5	62.7	678.9	513.7	252.1	11.9
32	Sc7-13	320	23928	3.6	19.3813	3.4	0.2849	4.1	0.0401	253.2	5.4	254.6	9.1	267.5	78.2	253.2	5.4
33	Sc7-73	163	14019	1.9	18.2676	7.0	0.3029	7.0	0.0401	253.6	2.1	268.6	16.6	401.7	156.4	253.6	2.1
34	Sc7-37	672	44136	1.1	19.4860	1.7	0.2845	2.2	0.0402	254.1	3.5	254.2	5.0	255.2	39.9	254.1	3.5
35	Sc7-87	91	6402	1.4	20.6127	11.1	0.2690	11.2	0.0402	254.2	3.5	241.9	24.2	124.4	263.1	254.2	3.5
36	Sc7-7	286	22170	2.1	20.0485	3.4	0.2773	3.7	0.0403	254.8	3.9	248.5	8.3	189.3	79.2	254.8	3.9
37	Sc7-29	102	9801	1.8	19.1796	9.0	0.2913	9.1	0.0405	256.1	2.6	259.6	20.8	291.5	206.0	256.1	2.6
38	Sc7-20	355	41643	1.5	19.3316	7.2	0.2892	7.4	0.0405	256.2	3.7	257.9	16.8	273.4	166.0	256.2	3.7
39	Sc7-35	131	9735	1.6	20.4723	9.2	0.2734	9.2	0.0406	256.5	1.3	245.4	20.1	140.5	216.9	256.5	1.3
40	Sc7-64	616	48267	7.9	19.0809	4.6	0.3037	4.8	0.0406	256.8	2.8	261.5	11.0	303.3	105.6	256.8	2.8
41	Sc7-39	104	9561	1.6	20.5871	9.8	0.2731	9.9	0.0408	257.7	3.1	245.2	21.5	127.3	231.0	257.7	3.1
42	Sc7-33	225	19008	2.9	19.5837	6.7	0.2873	6.9	0.0408	257.9	4.2	256.5	15.6	243.7	154.4	257.9	4.2
43	Sc7-63	129	13308	1.4	19.2955	6.9	0.2919	6.9	0.0409	258.1	2.3	260.1	15.9	277.7	157.8	258.1	2.3
44	Sc7-50	1802	321399	1.6	19.2491	1.4	0.2937	1.6	0.0410	259.0	2.3	261.4	3.7	283.3	31.1	259.0	2.3
45	Sc7-61	944	88875	2.4	18.5285	3.2	0.3060	4.3	0.0411	259.8	7.3	271.1	10.1	369.8	71.0	259.8	7.3
46	Sc7-15	131	14073	2.2	18.8562	9.7	0.3010	9.8	0.0412	260.0	4.1	267.1	23.1	330.2	220.2	260.0	4.1
47	Sc7-100	194	14847	1.8	18.4406	4.6	0.3078	4.6	0.0412	260.1	1.4	272.5	11.1	380.5	103.4	260.1	1.4
48	Sc7-71	168	11001	1.4	19.5776	9.4	0.2903	9.5	0.0412	260.4	4.3	258.8	21.8	244.4	216.8	260.4	4.3
49	Sc7-18	124	11868	2.4	18.8041	7.4	0.3031	7.5	0.0413	261.1	2.7	268.8	17.6	336.5	167.9	261.1	2.7
50	Sc7-41	118	8751	3.1	19.1882	8.5	0.2984	8.5	0.0415	262.3	1.6	265.2	19.8	290.5	193.8	262.3	1.6
51	Sc7-72	367	36735	3.7	20.0235	3.9	0.2871	3.9	0.0417	263.4	1.4	256.3	8.9	192.3	90.9	263.4	1.4
52	Sc7-32	468	39099	1.7	19.6026	2.7	0.2934	2.8	0.0417	263.5	2.1	261.2	6.4	241.4	61.1	263.5	2.1
53	Sc7-94	215	130977	1.8	19.4396	6.9	0.2960	7.0	0.0417	263.6	3.2	263.3	16.1	260.7	157.5	263.6	3.2
54	Sc7-25	817	117186	3.8	19.4368	2.3	0.2962	2.4	0.0418	263.7	2.1	263.4	5.7	261.0	52.7	263.7	2.1
55	Sc7-67	566	50694	2.8	18.6786	3.0	0.3098	4.1	0.0420	265.0	7.1	274.0	9.8	351.6	68.8	265.0	7.1
56	Sc7-90	127	14325	2.0	20.5701	7.9	0.2818	7.9	0.0420	265.4	2.4	252.1	17.7	129.3	185.3	265.4	2.4
57	Sc7-14	87	13635	3.7	18.8604	10.2	0.3073	10.6	0.0420	265.5	7.7	272.1	25.4	329.7	231.9	265.5	7.7
58	Sc7-11	303	33426	4.2	19.7075	2.6	0.2942	2.8	0.0421	265.5	2.5	261.9	6.3	229.1	59.5	265.5	2.5
59	Sc7-17	144	18063	3.6	19.7211	8.2	0.2950	8.2	0.0422	266.4	2.5	262.5	19.0	227.5	188.6	266.4	2.5
60	Sc7-92	224	22476	2.8	19.6934	3.2	0.2964	3.4	0.0423	267.3	2.7	263.6	7.9	230.8	74.7	267.3	2.7
61	Sc7-77	232	17088	3.6	19.2892	4.8	0.3031	5.0	0.0424	267.7	3.8	268.8	11.8	278.5	110.0	267.7	3.8
62	Sc7-84	412	28512	1.3	19.8973	3.3	0.2942	3.4	0.0425	268.0	1.9	261.9	7.8	207.0	76.4	268.0	1.9
63	Sc7-56	253	22155	3.8	19.4103	3.1	0.3017	3.5	0.0425	268.2	4.2	267.8	8.1	264.1	70.7	268.2	4.2
64	Sc7-22	93	10017	3.8	20.0634	7.3	0.2924	7.7	0.0425	268.6	5.9	260.4	17.6	187.6	170.5	268.6	5.9
65	Sc7-69	285	22743	3.5	19.4705	3.1	0.3014	4.1	0.0426	268.7	7.3	267.5	9.7	257.0	70.7	268.7	7.3
66	Sc7-24	77	7905	3.1	16.5051	11.2	0.3556	11.3	0.0426	268.7	4.4	308.9	30.1	624.6	241.5	268.7	4.4
67	Sc7-55	143	11388	2.4	19.7018	7.0	0.2979	7.1	0.0426	268.7	3.7	264.8	16.6	229.8	161.0	268.7	3.7
68	Sc7-2	331	41943	3.7	18.9698	2.5	0.3094	2.7	0.0426	268.7	2.7	273.7	6.4	316.5	56.0	268.7	2.7
69	Sc7-45	402	52485	2.0													

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas					Edades Aparentes					Best age (Ma)	± (Ma)		
				²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		error corr.	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*				
				± (%)	± (%)	± (%)	± (Ma)		± (Ma)	± (Ma)	± (Ma)	± (Ma)	± (Ma)				
1	Sc12-53	212	29904	1.5	20.0973	10.1	0.1774	10.1	0.0259	164.6	1.6	165.8	15.5	183.7	234.6	164.6	1.6
2	Sc12-63	616	43824	4.5	20.4448	3.1	0.1770	3.2	0.0262	167.0	1.3	165.5	4.8	143.6	72.2	167.0	1.3
3	Sc12-18	254	19458	3.3	21.3578	7.1	0.1829	7.3	0.0283	180.1	2.4	170.5	11.4	40.2	170.9	180.1	2.4
4	Sc12-75	1926	16293	1.3	19.0602	3.1	0.2066	3.4	0.0286	181.5	2.3	190.7	5.9	305.7	71.1	181.5	2.3
5	Sc12-42	780	56514	2.3	19.9086	1.6	0.1991	2.0	0.0287	182.7	2.2	184.4	3.4	205.6	37.6	182.7	2.2
6	Sc12-82	184	7137	3.3	18.9437	7.9	0.2139	8.0	0.0294	186.7	2.8	196.8	14.4	319.7	179.9	186.7	2.8
7	Sc12-76	303	20199	1.2	19.2527	2.7	0.2140	2.9	0.0299	189.8	2.0	196.9	5.1	282.8	60.7	189.8	2.0
8	Sc12-30	510	101910	4.1	20.4195	3.9	0.2051	4.3	0.0304	192.9	3.4	189.4	7.5	146.6	92.2	192.9	3.4
9	Sc12-100	147	12924	3.5	19.4626	6.5	0.2208	6.6	0.0312	197.8	1.6	202.6	12.1	258.0	150.1	197.8	1.6
10	Sc12-54	366	30924	2.7	19.7993	4.1	0.2248	4.1	0.0323	204.8	1.0	205.9	7.6	218.4	94.0	204.8	1.0
11	Sc12-57	400	77337	2.0	20.8571	5.7	0.2253	5.8	0.0324	205.8	2.1	206.3	10.8	211.6	131.6	205.8	2.1
12	Sc12-38	450	13080	4.5	19.2074	4.2	0.2335	4.4	0.0325	206.3	2.5	213.1	8.4	288.2	96.0	206.3	2.5
13	Sc12-91	154	13812	2.1	20.6241	7.5	0.2214	7.6	0.0331	210.0	1.0	203.0	13.9	123.1	177.9	210.0	1.0
14	Sc12-19	553	40776	2.8	19.9277	1.7	0.2340	1.9	0.0338	214.4	1.9	213.5	3.7	203.4	40.1	214.4	1.9
15	Sc12-96	246	6351	1.0	19.7969	3.5	0.2374	3.8	0.0341	216.0	3.2	216.3	7.3	218.7	80.2	216.0	3.2
16	Sc12-39	613	55749	2.6	19.5385	2.0	0.2417	3.1	0.0342	217.1	5.2	219.8	6.2	249.0	44.9	217.1	5.2
17	Sc12-28	153	27459	3.4	20.0997	4.0	0.2351	4.5	0.0343	217.2	4.5	214.4	8.7	183.4	93.0	217.2	4.5
18	Sc12-2	398	29457	2.3	20.1657	2.5	0.2356	2.8	0.0345	218.4	2.7	214.8	5.4	175.8	58.1	218.4	2.7
19	Sc12-68	553	40365	4.1	18.7382	2.6	0.2577	2.7	0.0350	221.9	1.5	232.8	5.6	344.4	59.2	221.9	1.5
20	Sc12-90	902	127884	2.7	19.2800	3.6	0.2546	4.3	0.0356	225.6	5.4	230.3	8.9	279.6	82.2	225.6	5.4
21	Sc12-27	152	17439	1.9	21.1591	9.0	0.2331	9.1	0.0358	226.6	2.9	212.7	17.5	62.4	215.5	226.6	2.9
22	Sc12-29	894	53343	3.7	19.2551	2.7	0.2562	4.9	0.0358	226.6	9.0	231.6	10.1	282.5	61.4	226.6	9.0
23	Sc12-84	537	51555	1.6	19.5693	3.0	0.2531	3.3	0.0359	227.5	3.2	229.1	6.7	245.4	68.0	227.5	3.2
24	Sc12-26	284	19023	1.2	19.4169	1.6	0.2573	2.2	0.0362	229.5	3.4	232.5	4.6	263.3	37.2	229.5	3.4
25	Sc12-65	408	28143	3.0	19.4459	3.3	0.2593	4.0	0.0366	231.5	5.2	234.1	8.3	259.9	75.3	231.5	5.2
26	Sc12-89	1299	198921	3.4	19.4502	1.2	0.2600	1.6	0.0367	232.2	2.3	234.7	3.4	259.4	28.3	232.2	2.3
27	Sc12-25	601	56808	2.0	19.5830	2.5	0.2630	2.6	0.0374	236.4	2.3	237.1	5.6	243.7	56.6	236.4	2.3
28	Sc12-95	415	54852	2.7	19.1157	3.2	0.2699	3.2	0.0374	236.8	1.2	242.6	6.9	299.1	72.6	236.8	1.2
29	Sc12-93	522	27228	2.2	19.0672	4.3	0.2729	4.3	0.0377	238.8	1.2	245.0	9.4	304.9	97.7	238.8	1.2
30	Sc12-83	731	292935	2.1	18.2529	11.7	0.2862	11.8	0.0379	239.7	1.6	255.5	26.6	403.5	263.5	239.7	1.6
31	Sc12-98	240	61467	2.4	18.9381	5.0	0.2773	5.0	0.0381	241.0	1.7	248.5	11.1	320.4	113.3	241.0	1.7
32	Sc12-94	203	17214	4.1	19.8099	3.6	0.2659	3.9	0.0382	241.7	3.4	239.4	8.3	217.1	84.0	241.7	3.4
33	Sc12-24	514	40788	1.9	19.3952	2.2	0.2730	2.6	0.0384	243.0	3.3	245.1	5.7	265.9	51.5	243.0	3.3
34	Sc12-12	849	84840	1.3	19.6962	2.0	0.2691	2.2	0.0384	243.1	2.5	242.0	4.8	230.4	46.2	243.1	2.5
35	Sc12-67	624	23922	2.3	19.0429	4.1	0.2785	4.4	0.0385	243.3	3.5	249.5	9.7	307.8	93.8	243.3	3.5
36	Sc12-49	734	68661	1.4	19.4252	1.6	0.2731	2.4	0.0385	243.4	4.5	245.2	5.3	262.4	35.9	243.4	4.5
37	Sc12-52	787	66849	2.1	19.5756	1.5	0.2715	2.0	0.0385	243.8	3.0	243.9	4.3	244.6	35.1	243.8	3.0
38	Sc12-74	380	29016	1.8	19.4443	1.2	0.2761	1.8	0.0389	246.2	3.1	247.6	3.9	260.1	28.7	246.2	3.1
39	Sc12-86	324	55860	2.8	19.5926	3.8	0.2750	3.8	0.0391	247.2	1.2	246.7	8.4	242.6	87.5	247.2	1.2
40	Sc12-7	372	32463	1.6	19.4446	2.1	0.2776	2.3	0.0392	247.6	2.1	248.8	5.0	260.1	47.8	247.6	2.1
41	Sc12-4	652	35946	1.0	19.5320	2.6	0.2768	2.8	0.0392	247.9	1.9	248.1	6.1	249.8	60.9	247.9	1.9
42	Sc12-45	145	14406	4.8	20.0224	6.6	0.2707	6.7	0.0393	248.6	1.5	243.3	14.4	192.4	154.4	248.6	1.5
43	Sc12-85	292	59373	6.5	19.9876	3.6	0.2714	5.1	0.0393	248.8	8.7	243.8	11.0	196.5	83.3	248.8	8.7
44	Sc12-11	624	43506	1.1	19.2172	2.2	0.2834	2.5	0.0395	249.7	3.0	253.3	5.6	287.0	49.2	249.7	3.0
45	Sc12-61	426	59334	2.2	19.8414	3.6	0.2748	3.7	0.0395	250.0	2.3	246.5	8.2	213.5	84.0	250.0	2.3
46	Sc12-97	85	8346	3.2	15.7538	9.1	0.3491	9.6	0.0399	252.2	7.7	304.1	25.4	724.2	194.1	252.2	7.7
47	Sc12-51	717	170385	4.5	19.5612	1.9	0.2833	2.0	0.0402	254.0	1.9	253.3	4.5	246.3	42.7	254.0	1.9
48	Sc12-33	203	21657	2.3	19.2922	6.0	0.2874	6.0	0.0402	254.2	1.9	256.5	13.7	278.1	136.9	254.2	1.9
49	Sc12-73	594	198558	1.8	19.0073	2.1	0.2927	2.2	0.0403	255.0	2.0	260.6	5.1	312.1	46.7	255.0	2.0
50	Sc12-21	405	34947	1.2	19.6824	2.9	0.2833	3.1	0.0404	255.5	2.5	253.2	7.0	232.1	68.0	255.5	2.5
51	Sc12-8	658	41625	1.0	19.4937	2.3	0.2861	2.9	0.0404	255.6	4.3	255.5	6.4	254.3	52.1	255.6	4.3
52	Sc12-23	442	67296	2.3	19.3943	2.5	0.2877	2.6	0.0405	255.7	1.4	256.8	5.8	266.0	57.7	255.7	1.4
53	Sc12-72	274	42321	1.6	19.1756	4.2	0.2920	4.2	0.0406	256.6	1.3	260.1	9.7	292.0	95.6	256.6	1.3
54	Sc12-20	269	44589	5.5	19.6509	5.6	0.2851	6.0	0.0406	256.7	5.3	254.7	13.4	235.8	128.5	256.7	5.3
55	Sc12-32	367	17004	1.1	18.8591	3.8	0.2998	3.9	0.0410	259.1	2.1	266.3	9.2	329.8	86.9	259.1	2.1
56	Sc12-15	609	9480	1.3	18.7408	2.5	0.3023	2.5	0.0411	259.6	1.6	268.2	6.0	344.1	55.5	259.6	1.6
57	Sc12-5	347	28872	1.1	18.8850	4.2	0.3004	4.3	0.0411	259.9	1.3	266.7	10.0	326.8	96.2	259.9	1.3
58	Sc12-47	186	14340	1.5	18.9890	5.4	0.2990	5.5	0.0412	260.1	3.0	265.6	12.9	314.2	122.5	260.1	3.0
59	Sc12-10	217	15252	1.4	18.6976	9.0	0.3040	9.2	0.0412	260.4	4.6	269.5	21.8	349.4	204.6	260.4	4.6
60	Sc12-40	570	42687	5.1	18.8505	2.5	0.3018	2.8	0.0413	260.7	3.2	267.8	6.6	330.9	56.3	260.7	3.2
61	Sc12-48	232	34530	4.2	18.3031	6.6	0.3121	6.7	0.0414	261.7	2.6	275.8	16.2	397.3	148.6	261.7	2.6
62	Sc12-22	187	17256	1.3	19.6595	4.2	0.2912	4.3	0.0415	262.2	1.8	259.5	9.8	234.8	97.5	262.2	1.8
63	Sc12-62	280	31698	4.9	19.2111	2.2	0.3029	2.4	0.0422	266.5	2.2	268.7	5.6	287.7	51.1	266.5	2.2
64	Sc12-1	287	18336	1.6	19.7374	4.8	0.2953	5.1	0.0423	266.9	4.1	262.8	11.7	225.6	111.5	266.9	4.1
65	Sc12-60	207	87588	2.3	19.1597	5.0	0.3092	5.0	0.0430	271.2	1.3	273.6	12.0	293.9	114.0	271.2	1.3
66	Sc12-78	219	31008	3.6	18.5069	6.1	0.3221	6.2	0.0432	272.9	2.6	283.5	15.2	372.4	137.0	272.9	2.6
67	Sc12-36	167	10722	1.7	19.2857	6.3	0.3107	6.4	0.0435	274.2	3.0	274.7	15.3	278.9	143.7	274.2	3.0
68	Sc12-87	204	77034	3.6	17.7025	9.2	0.3389	9.5	0.0435	274.5	6.2	296.3	24.4	471.6	203.8	274.5	6.2
69	Sc12-64	320	34062	6.2	18.7780	4.2	0.3209	4.4	0.0437	275.7	3.3	282.6	10.8	339.6	95.0		

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas					Edades Aparentes					Best age (Ma)	± (Ma)		
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb				
					± (%)		± (%)		(Ma)	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)					
1	PC8-90	168	5116	1.1	0.1832	14.2	0.0279	0.5	0.04	177.4	0.9	170.8	22.4	80.6	338.9	177.4	0.9
2	PC8-82	153	6730	1.7	0.2212	12.7	0.0307	2.1	0.16	194.8	4.0	202.9	23.4	298.2	287.9	194.8	4.0
3	PC8-94	215	7800	1.6	0.2188	7.9	0.0308	2.1	0.27	195.4	4.1	200.9	14.4	266.6	174.5	195.4	4.1
4	PC8-3	112	5548	1.7	0.2016	8.1	0.0309	2.6	0.32	196.4	5.1	186.5	13.8	62.7	183.4	196.4	5.1
5	PC8-53	130	2634	0.9	0.2390	9.3	0.0316	0.6	0.07	200.3	1.2	217.6	18.2	409.0	207.9	200.3	1.2
6	PC8-68	220	6084	1.5	0.2162	6.1	0.0316	1.9	0.32	200.4	3.8	198.8	11.1	179.6	135.5	200.4	3.8
7	PC8-72	168	5666	0.8	0.2119	9.7	0.0317	1.4	0.14	201.0	2.7	195.1	17.3	124.8	226.9	201.0	2.7
8	PC8-75	101	4922	1.6	0.1873	15.9	0.0318	1.4	0.09	201.8	2.8	174.4	25.5	-183.6	398.3	201.8	2.8
9	PC8-56	167	7338	2.3	0.2138	11.8	0.0333	1.6	0.14	211.2	3.4	196.7	21.1	26.5	281.6	211.2	3.4
10	PC8-41	561	19612	0.9	0.2474	8.0	0.0336	1.1	0.14	213.2	2.3	224.5	16.2	343.9	180.4	213.2	2.3
11	PC8-95	1289	44218	25.3	0.2370	1.6	0.0340	1.0	0.65	215.6	2.2	216.0	3.0	219.5	27.5	215.6	2.2
12	PC8-78	107	6078	1.6	0.2406	17.9	0.0342	1.8	0.10	216.9	3.8	218.9	35.2	240.7	413.0	216.9	3.8
13	PC8-21	118	6128	1.5	0.2254	7.8	0.0345	1.3	0.17	218.9	2.9	206.4	14.5	65.8	182.9	218.9	2.9
14	PC8-83	113	4532	1.0	0.2237	11.2	0.0347	2.4	0.22	219.8	5.3	205.0	20.8	38.2	261.9	219.8	5.3
15	PC8-19	82	3436	3.6	0.2427	8.6	0.0349	1.6	0.18	221.1	3.5	220.7	17.1	215.7	196.1	221.1	3.5
16	PC8-65	170	7052	2.1	0.2446	8.3	0.0357	0.8	0.10	225.9	1.8	222.1	16.6	182.6	193.1	225.9	1.8
17	PC8-38	105	4362	1.0	0.2289	12.1	0.0357	2.3	0.19	226.3	5.1	209.3	22.8	21.2	285.4	226.3	5.1
18	PC8-98	507	25302	1.6	0.2573	5.8	0.0367	0.5	0.09	232.1	1.1	232.5	12.1	237.3	133.6	232.1	1.1
19	PC8-44	97	7932	1.7	0.2754	7.5	0.0376	0.9	0.13	237.8	2.2	247.0	16.4	335.3	168.6	237.8	2.2
20	PC8-88	116	6478	1.9	0.2940	10.3	0.0376	2.1	0.20	238.2	4.9	261.7	23.8	477.5	223.4	238.2	4.9
21	PC8-58	1228	41056	19.9	0.2720	2.9	0.0383	1.1	0.39	242.2	2.6	244.3	6.2	264.4	60.7	242.2	2.6
22	PC8-30	323	14610	1.4	0.2620	6.0	0.0386	3.0	0.50	244.3	7.2	236.3	12.5	156.8	120.5	244.3	7.2
23	PC8-100	154	5862	2.1	0.2774	7.6	0.0387	2.4	0.31	244.9	5.7	248.6	16.8	283.3	166.2	244.9	5.7
24	PC8-29	461	23168	1.1	0.2724	4.8	0.0388	1.3	0.27	245.7	3.1	244.6	10.5	234.2	107.2	245.7	3.1
25	PC8-34	342	15300	1.6	0.2694	5.8	0.0389	1.7	0.29	246.1	4.1	242.2	12.5	204.0	128.6	246.1	4.1
26	PC8-42	194	4598	0.8	0.2637	10.3	0.0390	0.6	0.06	246.9	1.5	237.6	21.8	147.2	241.8	246.9	1.5
27	PC8-50	740	30742	1.0	0.2809	7.3	0.0391	5.1	0.69	247.0	12.3	251.3	16.3	292.5	121.2	247.0	12.3
28	PC8-99	517	32284	1.7	0.2734	5.0	0.0391	3.5	0.69	247.3	8.4	245.4	10.9	227.4	83.6	247.3	8.4
29	PC8-10	103	30514	1.9	0.2808	10.4	0.0392	4.9	0.47	247.9	12.0	251.3	23.1	283.2	209.6	247.9	12.0
30	PC8-24	468	28210	1.3	0.2772	2.8	0.0393	0.7	0.24	248.2	1.6	248.4	6.2	250.5	63.2	248.2	1.6
31	PC8-66	108	5130	1.2	0.2508	10.7	0.0393	1.8	0.17	248.7	4.5	227.2	21.8	9.8	254.1	248.7	4.5
32	PC8-32	234	13106	1.5	0.2759	6.0	0.0393	1.3	0.21	248.8	3.1	247.4	13.1	234.5	135.0	248.8	3.1
33	PC8-6	96	13192	1.6	0.2716	8.0	0.0394	1.6	0.20	248.9	4.0	244.0	17.4	196.4	182.5	248.9	4.0
34	PC8-73	258	15468	1.3	0.2706	5.0	0.0394	2.5	0.50	249.1	6.2	243.2	10.8	186.1	100.9	249.1	6.2
35	PC8-74	572	15984	1.1	0.2777	4.8	0.0394	1.4	0.29	249.2	3.5	248.9	10.6	245.5	106.1	249.2	3.5
36	PC8-28	420	16236	1.6	0.2875	2.8	0.0394	0.9	0.31	249.4	2.2	256.6	6.4	323.1	61.3	249.4	2.2
37	PC8-13	555	74454	1.3	0.2748	3.8	0.0394	1.2	0.31	249.4	2.9	246.5	8.4	219.0	84.3	249.4	2.9
38	PC8-84	535	46230	1.1	0.2738	5.4	0.0396	1.9	0.35	250.4	4.6	245.7	11.7	200.6	117.2	250.4	4.6
39	PC8-8	129	18850	1.2	0.2828	10.1	0.0400	0.5	0.05	253.1	1.2	252.9	22.7	250.6	233.4	253.1	1.2
40	PC8-11	100	25832	1.4	0.2792	11.9	0.0401	2.2	0.19	253.4	5.5	250.0	26.3	218.2	270.6	253.4	5.5
41	PC8-67	590	32232	1.5	0.2793	2.7	0.0401	1.2	0.44	253.4	3.0	250.1	6.0	219.4	56.1	253.4	3.0
42	PC8-92	165	5830	1.7	0.2840	13.6	0.0403	1.6	0.12	254.7	4.0	253.8	30.6	246.4	312.5	254.7	4.0
43	PC8-33	450	11460	2.8	0.2856	8.8	0.0403	2.4	0.28	254.9	6.1	255.1	19.8	256.5	193.9	254.9	6.1
44	PC8-14	93	9446	2.8	0.2869	4.6	0.0404	1.0	0.21	255.1	2.4	256.1	10.4	266.1	103.3	255.1	2.4
45	PC8-40	142	6042	1.2	0.2825	6.3	0.0404	0.6	0.09	255.1	1.5	252.6	14.0	229.8	144.4	255.1	1.5
46	PC8-1	82	5172	1.4	0.2665	7.8	0.0406	0.9	0.12	256.7	2.4	239.9	16.6	78.1	183.1	256.7	2.4
47	PC8-16	80	4228	2.3	0.2924	14.4	0.0407	0.8	0.05	257.4	1.9	260.5	33.1	288.0	330.0	257.4	1.9
48	PC8-43	173	6446	1.3	0.2685	8.0	0.0408	1.5	0.18	257.7	3.7	241.5	17.1	86.7	186.0	257.7	3.7
49	PC8-23	212	13598	4.8	0.3077	4.8	0.0413	0.7	0.14	260.7	1.8	272.4	11.6	374.2	107.8	260.7	1.8
50	PC8-46	233	9070	4.3	0.2982	4.2	0.0417	1.1	0.25	263.5	2.7	265.0	9.8	277.9	92.8	263.5	2.7
51	PC8-39	133	7806	2.3	0.3035	8.1	0.0422	1.2	0.15	266.6	3.2	269.1	19.1	291.1	182.3	266.6	3.2
52	PC8-36	168	10142	2.5	0.2922	5.6	0.0426	1.1	0.20	269.0	3.0	260.3	12.9	182.2	128.6	269.0	3.0
53	PC8-76	139	6470	3.8	0.3294	8.3	0.0430	0.7	0.09	271.2	2.0	289.1	20.9	436.3	184.3	271.2	2.0
54	PC8-62	902	35324	3.9	0.3079	2.0	0.0432	1.0	0.51	272.7	2.8	272.5	4.9	270.7	40.2	272.7	2.8
55	PC8-61	223	8534	7.3	0.3044	3.2	0.0435	1.3	0.39	274.6	3.4	269.9	7.7	228.8	68.7	274.6	3.4
56	PC8-91	112	3362	3.5	0.3176	13.3	0.0436	0.7	0.05	275.3	1.9	280.1	32.5	320.7	302.7	275.3	1.9
57	PC8-18	311	22956	6.5	0.3168	3.4	0.0437	1.5	0.42	275.9	3.9	279.4	8.4	309.2	71.0	275.9	3.9
58	PC8-54	146	7238	3.0	0.3048	5.3	0.0437	1.6	0.30	276.0	4.2	270.2	12.6	219.9	117.7	276.0	4.2
59	PC8-77	75	3472	4.1	0.3444	7.3	0.0438	2.0	0.27	276.5	5.3	300.5	18.9	491.3	154.7	276.5	5.3
60	PC8-9	716	104250	8.3	0.3102	1.8	0.0439	0.6	0.32	277.2	1.5	274.3	4.2	249.9	38.3	277.2	1.5
61	PC8-79	650	62004	14.5	0.3143	4.5	0.0441	0.9	0.20	278.1	2.4	277.5	10.9	272.4	100.7	278.1	2.4
62	PC8-17	124	7080	3.3	0.3208	8.7	0.0442	3.6	0.41	278.9	9.8	282.6	21.4	312.9	179.8	278.9	9.8
63	PC8-25	119	6386	2.0	0.3165	7.1	0.0442	2.0	0.29	279.0	5.5	279.2	17.3	280.5	155.2	279.0	5.5
64	PC8-47	139	5312	4.0	0.3042	8.2	0.0443	1.1	0.14	279.6	3.1	269.7	19.5	184.9	189.7	279.6	3.1
65	PC8-97	389	18862	3.0	0.3158	3.5	0.0444	0.9	0.26	279.9	2.5	278.7	8.6	268.1	78.6	279.9	2.5
66	PC8-5	52	9446	3.1	0.3108	17.4	0.0444	2.4	0.14	280.0	6.6	274.8	41.9	230.3	400.1	280.0	6.6
67	PC8-63	410	20322	2.7	0.3175	3.6	0.0447	1.2	0.34	281.7	3.4	280.0	8.8	265.7	77.5	281.7	3.4
68	PC8-60	280	17676	3.7	0.3083	5.0	0.0450	1.0	0.20	283.6	2.8	272.9	12.0	181.9	114.0	283.6	2.8
69	PC8-69	541	15132	3.8	0.3206	4.2	0.0451	2.0	0.48	284.1	5.6	282.4	10.3	268.1	84.2	284.1	5.6
70	PC8-70	108	4794	4.0	0.3059	7.5	0.0451	0.8	0.11	284.2	2.3	271.0	17.8	158.6	174.5	284.2	2.3
71	PC8-96	878	20190	4.9	0.3240	2.9	0.0451</										

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas				Edades Aparentes				Best age (Ma)	± (Ma)				
				²⁰⁶ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (Ma)			²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*	± (Ma)		
					error corr.												
1	GV9-33	824	32496	1.0	0.2691	13.1	0.0357	10.1	0.77	225.9	22.4	242.0	28.2	401.5	187.0	225.9	22.4
2	GV9-18	739	38109	1.3	0.2641	5.8	0.0364	2.7	0.47	230.2	6.2	238.0	12.4	315.3	117.2	230.2	6.2
3	GV9-64	646	8907	1.4	0.2507	5.5	0.0364	1.8	0.33	230.4	4.1	227.1	11.2	193.7	120.7	230.4	4.1
4	GV9-9	395	54804	2.6	0.2625	4.0	0.0368	2.0	0.49	232.9	4.5	236.6	8.4	274.4	79.6	232.9	4.5
5	GV9-90	152	20859	1.2	0.2810	14.2	0.0369	2.7	0.19	233.3	6.2	251.5	31.6	424.3	312.2	233.3	6.2
6	GV9-15	293	23985	1.6	0.2499	8.9	0.0369	2.1	0.23	233.7	4.8	226.5	18.1	152.3	203.0	233.7	4.8
7	GV9-94	786	47721	1.4	0.2617	4.0	0.0378	2.6	0.65	239.3	6.1	236.0	8.4	203.4	69.7	239.3	6.1
8	GV9-32	455	21978	1.4	0.2684	3.0	0.0380	0.8	0.27	240.3	2.0	241.4	6.5	252.2	66.9	240.3	2.0
9	GV9-43	489	39675	1.6	0.2927	7.5	0.0380	1.1	0.14	240.3	2.5	260.7	17.2	448.2	164.4	240.3	2.5
10	GV9-7	453	6141	2.2	0.2968	7.3	0.0380	2.6	0.36	240.6	6.2	263.9	17.0	476.5	151.0	240.6	6.2
11	GV9-48	749	40353	1.4	0.2706	5.5	0.0382	2.1	0.38	241.8	4.9	243.2	11.8	256.4	116.7	241.8	4.9
12	GV9-36	456	21153	1.9	0.2712	5.6	0.0387	0.7	0.13	244.7	1.7	243.7	12.2	233.7	129.2	244.7	1.7
13	GV9-79	681	39288	0.7	0.2701	4.0	0.0388	2.7	0.68	245.6	6.5	242.8	8.6	215.4	67.6	245.6	6.5
14	GV9-31	333	18945	1.3	0.2674	4.3	0.0389	2.2	0.50	246.2	5.2	240.6	9.2	186.2	86.2	246.2	5.2
15	GV9-46	407	25665	1.1	0.2841	5.9	0.0395	1.0	0.17	246.5	2.4	253.9	13.3	295.1	133.3	246.5	2.4
16	GV9-86	425	17718	1.2	0.2837	8.0	0.0395	1.7	0.21	249.6	4.2	253.6	18.0	290.6	179.5	249.6	4.2
17	GV9-45	273	12426	2.0	0.2835	4.7	0.0395	0.9	0.18	249.6	2.1	253.4	10.4	288.6	104.6	249.6	2.1
18	GV9-6	283	40287	3.5	0.2728	5.0	0.0396	2.9	0.56	250.1	7.0	244.9	11.0	196.2	96.9	250.1	7.0
19	GV9-82	348	11844	1.9	0.3523	29.6	0.0397	4.7	0.16	251.2	11.6	306.4	78.5	750.9	630.3	251.2	11.6
20	GV9-68	388	43734	1.4	0.2960	4.9	0.0398	1.3	0.27	251.5	3.3	263.3	11.3	369.2	105.6	251.5	3.3
21	GV9-60	268	73581	1.3	0.2504	12.1	0.0399	2.1	0.17	252.1	5.2	226.9	24.5	-26.7	288.5	252.1	5.2
22	GV9-42	1275	67548	2.6	0.2923	7.0	0.0400	0.9	0.12	252.6	2.1	260.4	16.0	330.7	157.1	252.6	2.1
23	GV9-91	1290	56607	2.8	0.2786	5.0	0.0400	1.1	0.22	252.7	2.8	249.5	11.1	220.1	112.8	252.7	2.8
24	GV9-99	238	16554	1.0	0.2882	4.7	0.0400	1.3	0.28	252.8	3.3	257.2	10.7	297.0	102.9	252.8	3.3
25	GV9-83	583	29988	1.7	0.2789	2.7	0.0400	1.6	0.59	253.1	4.0	249.8	6.0	218.4	51.1	253.1	4.0
26	GV9-100	653	64785	1.6	0.2810	3.1	0.0401	1.1	0.34	253.3	2.6	251.5	7.0	235.0	67.9	253.3	2.6
27	GV9-27	262	28122	1.6	0.2885	3.5	0.0401	1.1	0.31	253.3	2.7	257.4	7.9	294.8	75.2	253.3	2.7
28	GV9-97	579	18462	1.2	0.3255	28.7	0.0401	1.6	0.06	253.4	4.1	286.2	71.6	563.2	635.8	253.4	4.1
29	GV9-69	264	20076	1.7	0.2901	5.6	0.0401	1.1	0.19	253.6	2.6	258.6	12.7	304.0	125.0	253.6	2.6
30	GV9-89	432	20478	1.0	0.3145	16.5	0.0403	1.7	0.10	254.4	4.1	277.7	40.0	478.2	364.5	254.4	4.1
31	GV9-11	169	24612	3.8	0.2884	9.9	0.0403	3.1	0.31	254.6	7.7	257.3	22.6	282.2	216.8	254.6	7.7
32	GV9-56	368	21213	1.2	0.2857	3.0	0.0404	1.6	0.54	255.0	4.0	255.1	6.7	256.3	57.2	255.0	4.0
33	GV9-95	425	25305	1.3	0.2825	5.3	0.0404	3.1	0.59	255.1	7.8	252.6	11.8	229.2	98.5	255.1	7.8
34	GV9-78	339	25131	1.8	0.3002	9.2	0.0404	0.9	0.09	255.4	2.2	266.6	21.5	365.5	206.3	255.4	2.2
35	GV9-55	427	34551	1.4	0.2836	2.5	0.0405	1.6	0.65	255.8	4.1	253.5	5.7	232.6	44.7	255.8	4.1
36	GV9-93	478	70638	1.5	0.2786	4.8	0.0405	1.1	0.23	256.1	2.8	249.5	10.7	187.9	109.2	256.1	2.8
37	GV9-66	83	21285	4.6	0.2634	17.2	0.0406	2.9	0.17	256.3	7.3	237.4	36.4	54.0	407.2	256.3	7.3
38	GV9-75	407	32211	1.4	0.2905	5.1	0.0406	2.8	0.55	256.4	7.0	259.0	11.6	282.0	97.1	256.4	7.0
39	GV9-12	600	55035	2.4	0.2868	4.5	0.0406	2.0	0.44	256.8	5.1	256.0	10.3	249.3	93.8	256.8	5.1
40	GV9-96	273	16275	0.9	0.2760	6.0	0.0407	0.9	0.15	256.9	2.2	247.5	13.2	159.4	138.7	256.9	2.2
41	GV9-98	291	30537	1.2	0.2916	4.5	0.0407	1.2	0.26	257.0	2.9	259.9	10.2	285.7	98.2	257.0	2.9
42	GV9-59	469	37146	4.4	0.2882	4.1	0.0407	2.2	0.55	257.2	5.6	257.1	9.2	256.4	78.3	257.2	5.6
43	GV9-26	249	13323	1.4	0.2873	9.0	0.0408	0.6	0.06	257.6	1.4	256.5	20.3	246.3	206.3	257.6	1.4
44	GV9-13	166	15828	3.6	0.2808	9.5	0.0408	3.6	0.38	257.6	9.1	251.3	21.1	192.7	203.7	257.6	9.1
45	GV9-87	366	43362	1.3	0.2911	3.6	0.0408	1.0	0.29	258.0	2.6	259.4	8.2	272.6	78.5	258.0	2.6
46	GV9-65	250	24150	1.3	0.3046	7.7	0.0408	1.6	0.21	258.0	4.1	270.0	18.4	375.4	170.5	258.0	4.1
47	GV9-53	709	40098	2.0	0.2835	3.5	0.0409	1.7	0.50	258.1	4.4	253.4	7.8	209.9	69.4	258.1	4.4
48	GV9-52	589	40137	2.0	0.2939	3.4	0.0409	1.4	0.42	258.4	3.6	261.6	7.7	290.7	69.5	258.4	3.6
49	GV9-84	259	23379	1.5	0.2865	6.1	0.0410	1.8	0.29	258.9	4.5	255.8	13.8	227.1	134.7	258.9	4.5
50	GV9-40	1045	72513	2.2	0.2900	2.7	0.0410	2.0	0.74	259.2	5.1	258.5	6.1	252.4	41.2	259.2	5.1
51	GV9-92	541	37599	0.9	0.2794	5.4	0.0410	2.2	0.41	259.3	5.7	250.2	11.9	166.1	114.7	259.3	5.7
52	GV9-37	405	41979	9.7	0.2857	4.0	0.0411	1.9	0.49	259.7	4.9	255.2	8.9	213.8	80.0	259.7	4.9
53	GV9-14	233	21741	3.0	0.2921	4.2	0.0411	2.4	0.58	259.9	6.1	260.2	9.6	263.2	78.5	259.9	6.1
54	GV9-28	292	16413	2.0	0.2943	7.8	0.0412	1.1	0.14	260.4	2.7	261.9	18.0	275.5	176.9	260.4	2.7
55	GV9-39	366	28896	2.3	0.2961	6.5	0.0413	1.9	0.30	260.8	5.0	263.4	15.0	286.1	141.4	260.8	5.0
56	GV9-72	378	34410	1.6	0.2898	3.5	0.0413	1.2	0.35	260.9	3.1	258.4	8.0	235.9	73.8	260.9	3.1
57	GV9-70	179	16641	2.9	0.2611	12.5	0.0415	1.2	0.10	261.8	3.1	235.5	26.2	-19.4	301.0	261.8	3.1
58	GV9-63	237	21798	2.9	0.2961	7.0	0.0415	3.9	0.56	261.9	10.0	263.3	16.2	275.7	132.7	261.9	10.0
59	GV9-21	94	24756	3.4	0.3271	12.2	0.0415	1.2	0.10	262.4	3.2	287.3	30.7	495.8	269.4	262.4	3.2
60	GV9-77	324	22545	1.0	0.2913	7.6	0.0416	0.8	0.11	262.7	2.1	259.6	17.4	231.1	174.9	262.7	2.1
61	GV9-47	82	8274	2.4	0.3495	23.8	0.0416	3.9	0.16	263.0	9.9	304.4	62.6	635.2	511.4	263.0	9.9
62	GV9-44	357	13722	1.2	0.2932	4.2	0.0418	0.5	0.12	264.0	1.3	261.0	9.7	234.7	96.6	264.0	1.3
63	GV9-71	337	17490	1.1	0.2956	6.5	0.0418	1.5	0.22	264.0	3.8	262.9	15.1	253.4	146.3	264.0	3.8
64	GV9-17	144	11859	3.2	0.2966	8.4	0.0419	1.7	0.21	264.9	4.5	263.7	19.4	253.5	188.1	264.9	4.5
65	GV9-67	307	29628	2.8	0.2876	6.0	0.0420	2.2	0.36	265.1	5.6	256.6	13.6	179.8	130.4	265.1	5.6
66	GV9-41	121	13620	2.1	0.2756	15.3	0.0422	2.1	0.13	266.6	5.4	247.2	33.6	66.8	362.9	266.6	5.4
67	GV9-29	256	12426	1.7	0.2885	7.1	0.0422	1.7	0.24	266.7	4.4	257.4	16.1	173.4	160.5	266.7	4.4
68	GV9-76	106	8841	4.7	0.3171	8.6	0.0422	1.7	0.20	266.7	4.4	279.7	21.1	389.9	190.4	266.7	4.4
69	GV9-57	225	18033	2.5	0.2948	6.0	0.0424	0.9	0.15	267.9	2.4	262.3	13.8	212.9	136.8	267.9	2.4
70	GV9-30	195	16086	2.1	0.2889	5.5	0.0424	1.1	0.20	267.9	2.9	257.7	12.5	166.3	126.2	267.9	2.9
71	GV9-1	378	7974	0.													

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas					Edades Aparentes					Best age (Ma)	± (Ma)		
				²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		error corr.	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*				
				(%)	±	(%)	±		(Ma)	±	(Ma)	±	(Ma)			±	
1	GV12-55	433	9771	0.8	0.2603	4.1	0.0376	2.2	0.54	238.0	5.2	234.9	8.6	203.9	79.6	238.0	5.2
2	GV12-4	776	12360	0.9	0.3116	17.1	0.0379	2.7	0.16	239.9	6.4	275.4	41.2	589.4	367.6	239.9	6.4
3	GV12-1	473	15588	0.6	0.2622	5.0	0.0380	1.2	0.23	240.4	2.7	236.4	10.6	196.7	114.0	240.4	2.7
4	GV12-28	615	1833	1.1	0.4049	15.7	0.0383	2.6	0.16	242.2	6.1	345.2	45.9	1113.0	310.5	242.2	6.1
5	GV12-25	980	45438	1.3	0.2723	3.2	0.0384	1.8	0.56	242.8	4.2	244.5	6.9	260.8	60.5	242.8	4.2
6	GV12-12	176	16356	1.1	0.2724	11.0	0.0384	1.9	0.17	243.2	4.6	244.6	23.8	258.4	248.7	243.2	4.6
7	GV12-11	111	24516	0.9	0.2446	12.0	0.0389	1.5	0.12	245.8	3.6	222.2	23.9	-20.5	288.9	245.8	3.6
8	GV12-53	635	30747	1.7	0.2832	7.1	0.0391	1.6	0.22	247.4	3.8	253.2	15.9	306.8	157.4	247.4	3.8
9	GV12-37	352	15078	1.2	0.2756	5.2	0.0394	0.8	0.15	248.9	1.9	247.2	11.4	230.8	118.6	248.9	1.9
10	GV12-80	432	11964	1.3	0.3062	9.1	0.0398	1.5	0.16	251.4	3.6	271.2	21.6	445.8	199.8	251.4	3.6
11	GV12-59	530	40764	1.3	0.2816	6.9	0.0399	3.1	0.44	252.0	7.5	251.9	15.3	251.5	141.4	252.0	7.5
12	GV12-94	310	25020	1.3	0.2881	5.9	0.0399	4.1	0.69	252.3	10.1	257.1	13.4	300.8	97.6	252.3	10.1
13	GV12-5	389	38853	1.3	0.2765	4.6	0.0400	0.9	0.20	253.1	2.3	247.9	10.1	198.9	105.1	253.1	2.3
14	GV12-72	336	30720	1.5	0.2781	4.2	0.0401	1.5	0.36	253.4	3.7	249.1	9.2	209.4	90.3	253.4	3.7
15	GV12-35	382	18651	1.4	0.2987	4.8	0.0401	3.4	0.70	253.6	8.4	265.4	11.2	370.1	77.3	253.6	8.4
16	GV12-78	411	15492	1.1	0.3007	10.2	0.0402	1.0	0.09	254.3	2.4	266.9	23.9	379.5	228.9	254.3	2.4
17	GV12-89	310	19803	1.5	0.2859	4.4	0.0403	1.7	0.39	254.6	4.3	255.3	10.0	262.1	93.6	254.6	4.3
18	GV12-52	949	168156	1.8	0.2898	1.8	0.0403	1.4	0.81	254.7	3.6	258.4	4.0	291.8	23.6	254.7	3.6
19	GV12-29	753	46980	1.5	0.3112	13.2	0.0403	1.4	0.11	254.9	3.5	275.1	31.7	450.8	291.8	254.9	3.5
20	GV12-14	228	19125	1.3	0.2925	5.9	0.0404	2.1	0.35	255.1	5.2	260.5	13.6	309.4	126.6	255.1	5.2
21	GV12-3	564	55176	1.7	0.2758	4.1	0.0404	0.8	0.20	255.4	2.1	247.3	9.1	170.8	94.7	255.4	2.1
22	GV12-38	616	29556	1.7	0.2829	3.0	0.0404	2.0	0.66	255.5	5.0	253.0	6.8	229.6	52.3	255.5	5.0
23	GV12-27	313	27489	1.4	0.2787	4.7	0.0405	1.5	0.33	255.7	3.9	249.6	10.5	192.4	104.2	255.7	3.9
24	GV12-22	1405	32172	2.4	0.2877	1.6	0.0405	1.0	0.63	255.8	2.5	256.8	3.5	265.9	27.8	255.8	2.5
25	GV12-36	425	21078	1.9	0.2831	3.3	0.0405	1.4	0.43	255.9	3.5	253.1	7.4	227.5	69.4	255.9	3.5
26	GV12-76	484	27939	1.3	0.2895	2.5	0.0405	1.4	0.57	256.0	3.6	258.2	5.8	278.2	47.6	256.0	3.6
27	GV12-46	602	265332	1.1	0.2786	4.2	0.0405	0.9	0.22	256.2	2.3	249.6	9.3	187.4	95.7	256.2	2.3
28	GV12-74	388	38745	1.5	0.2882	5.1	0.0406	1.1	0.21	256.4	2.7	257.1	11.5	263.9	113.6	256.4	2.7
29	GV12-84	325	18069	1.0	0.2976	4.0	0.0406	1.5	0.36	256.6	3.6	264.5	9.4	335.1	85.3	256.6	3.6
30	GV12-24	389	34482	1.1	0.2846	3.4	0.0406	1.3	0.38	256.8	3.3	254.3	7.8	230.6	73.5	256.8	3.3
31	GV12-30	1145	53424	3.0	0.3081	4.6	0.0407	1.2	0.27	257.0	3.1	272.7	11.0	409.1	99.2	257.0	3.1
32	GV12-85	795	62226	12.8	0.2953	3.0	0.0407	1.3	0.42	257.1	3.2	262.7	7.0	312.6	62.2	257.1	3.2
33	GV12-57	247	18735	1.5	0.2804	8.1	0.0407	1.1	0.14	257.2	2.8	251.0	18.0	192.7	186.9	257.2	2.8
34	GV12-43	1454	54672	4.0	0.3002	9.4	0.0407	1.0	0.11	257.3	2.5	266.6	22.1	348.5	211.8	257.3	2.5
35	GV12-40	292	7677	1.9	0.3083	4.4	0.0407	1.3	0.30	257.5	3.3	272.9	10.4	407.1	93.0	257.5	3.3
36	GV12-58	317	32610	1.4	0.2828	6.1	0.0408	2.4	0.40	257.6	6.2	252.9	13.7	209.5	130.4	257.6	6.2
37	GV12-88	349	25197	1.3	0.2997	25.9	0.0409	0.8	0.03	258.6	2.1	266.2	60.7	333.9	595.9	258.6	2.1
38	GV12-23	198	18999	1.5	0.3042	11.5	0.0409	2.0	0.17	258.7	5.0	269.7	27.3	366.5	256.5	258.7	5.0
39	GV12-75	511	45858	1.2	0.2975	4.2	0.0410	0.6	0.14	259.0	1.5	264.4	9.8	313.1	94.9	259.0	1.5
40	GV12-44	388	21516	0.8	0.2932	10.3	0.0410	2.4	0.23	259.2	6.1	261.1	23.7	277.8	229.8	259.2	6.1
41	GV12-82	518	31572	1.3	0.2991	6.7	0.0410	1.2	0.18	259.3	3.1	265.7	15.8	322.1	150.8	259.3	3.1
42	GV12-34	158	15612	1.2	0.3293	9.5	0.0411	1.7	0.18	259.4	4.3	289.0	23.9	536.0	204.6	259.4	4.3
43	GV12-45	269	32184	1.2	0.3050	6.4	0.0411	1.7	0.26	259.7	4.3	270.3	15.3	363.0	140.5	259.7	4.3
44	GV12-6	262	15891	1.3	0.3119	13.2	0.0412	1.9	0.14	260.5	4.7	275.7	31.9	406.6	293.5	260.5	4.7
45	GV12-87	462	46632	2.8	0.2928	2.9	0.0413	0.8	0.27	260.9	2.0	260.7	6.7	259.1	64.2	260.9	2.0
46	GV12-33	275	21570	1.8	0.3193	21.0	0.0413	1.3	0.06	260.9	3.3	281.4	51.7	454.9	470.0	260.9	3.3
47	GV12-60	238	9852	2.5	0.3870	49.1	0.0414	4.7	0.10	261.4	12.1	332.2	139.9	863.1	1078.6	261.4	12.1
48	GV12-10	338	38550	2.8	0.2883	4.6	0.0415	1.5	0.32	262.3	3.8	257.2	10.5	211.6	101.8	262.3	3.8
49	GV12-32	178	29508	2.6	0.3064	16.9	0.0416	4.7	0.28	262.5	12.1	271.4	40.3	348.9	369.1	262.5	12.1
50	GV12-17	567	37149	1.1	0.3046	3.8	0.0416	1.7	0.45	262.7	4.4	270.0	8.9	333.7	76.3	262.7	4.4
51	GV12-92	211	15732	4.0	0.2808	9.6	0.0416	4.5	0.47	262.7	11.6	251.3	21.3	146.6	198.3	262.7	11.6
52	GV12-20	276	15861	1.6	0.3134	5.3	0.0417	1.6	0.30	263.2	4.2	276.8	13.0	393.7	114.3	263.2	4.2
53	GV12-93	880	19350	2.4	0.3143	4.9	0.0417	1.3	0.26	263.4	3.3	277.5	12.0	398.6	107.1	263.4	3.3
54	GV12-15	276	17847	1.4	0.3090	4.6	0.0417	3.4	0.74	263.6	8.8	273.4	11.1	358.0	70.3	263.6	8.8
55	GV12-97	437	31884	1.4	0.3039	10.3	0.0417	1.2	0.12	263.6	3.1	269.5	24.3	320.4	231.9	263.6	3.1
56	GV12-48	296	11625	2.4	0.3584	19.6	0.0418	3.5	0.18	264.0	9.0	311.0	52.5	680.5	415.2	264.0	9.0
57	GV12-26	426	24723	2.9	0.3627	28.7	0.0418	1.5	0.05	264.1	4.0	314.2	77.6	705.4	620.9	264.1	4.0
58	GV12-96	200	22746	2.5	0.2892	7.9	0.0419	3.3	0.42	264.7	8.5	257.9	17.9	196.5	166.5	264.7	8.5
59	GV12-39	426	23619	1.9	0.3081	9.8	0.0419	1.6	0.16	264.9	4.1	272.7	23.6	340.2	220.6	264.9	4.1
60	GV12-56	445	57276	1.9	0.3120	7.2	0.0420	1.6	0.23	265.0	4.2	275.7	17.4	367.9	158.2	265.0	4.2
61	GV12-67	529	31278	1.4	0.3168	4.6	0.0420	1.1	0.24	265.4	2.9	279.4	11.4	398.5	101.3	265.4	2.9
62	GV12-91	302	17979	2.2	0.2919	4.9	0.0421	2.2	0.44	265.9	5.7	260.0	11.3	207.8	102.6	265.9	5.7
63	GV12-61	701	50925	1.7	0.3061	3.4	0.0421	2.1	0.60	266.0	5.4	271.2	8.2	315.8	62.6	266.0	5.4
64	GV12-18	639	69264	1.6	0.2970	3.0	0.0422	0.7	0.22	266.3	1.7	264.0	7.0	244.1	67.2	266.3	1.7
65	GV12-64	878	53010	2.2	0.3089	4.2	0.0422	1.3	0.30	266.6	3.3	273.3	10.1	331.7	91.2	266.6	3.3
66	GV12-62	916	56115	1.5	0.3052	1.9	0.0422	1.1	0.55	266.7	2.7	270.5	4.5	303.2	36.1	266.7	2.7
67	GV12-7	193	17199	1.3	0.3180	5.8	0.0423	0.7	0.11	266.9	1.7	280.4	14.3	394.1	129.9	266.9	1.7
68	GV12-100	301	30468	6.7	0.2987	3.7	0.0423	2.7	0.72	267.3	6.9	265.3	8.6	248.4	58.3	267.3	6.9
69	GV12-50	227	13632	2.0	0.3008	17.9	0.0425	0.5	0.03	268.1	1.3	267.0	42.0	257.5	413.2	268.1	1.3
70	GV12-66	856	59094	3.1	0.3132	2.8	0.0427	0.5	0.18	269.3	1.3	276.6					

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	U/Th	Relaciones Isotópicas					Edades Aparentes				Best age (Ma)	± (Ma)			
				²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (Ma)			²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*	± (Ma)	
1	CH15-45	163	3266	0.9	0.1568	13.9	0.0264	1.1	0.08	168	2	148	19	-163	346	168	2
2	CH15-12	3213	54028	1.3	0.1887	1.5	0.0269	1.0	0.66	171	2	175	2	234	27	171	2
3	CH15-257	3256	3256	1.1	0.2048	16.5	0.0269	2.1	0.12	171	3	189	28	420	368	171	3
4	CH15-3	421	5336	2.0	0.2013	4.2	0.0272	0.6	0.15	173	1	186	7	353	94	173	1
5	CH15-82	230	11734	0.9	0.1800	11.9	0.0281	1.2	0.10	179	2	168	18	19	284	179	2
6	CH15-15	95	3610	1.5	0.1978	27.8	0.0285	3.9	0.14	181	7	183	47	210	650	181	7
7	CH15-46	333	17240	1.4	0.2181	8.6	0.0290	2.6	0.30	185	5	200	16	390	184	185	5
8	CH15-28	90	5086	1.9	0.1797	148.0	0.0298	1.5	0.01	190	3	168	233	-128	8	190	3
9	CH15-33	392	40000	2.1	0.2296	8.0	0.0315	1.1	0.14	200	2	210	15	321	180	200	2
10	CH15-19	586	66294	2.7	0.2233	4.5	0.0320	2.1	0.47	203	4	205	8	224	92	203	4
11	CH15-44	690	18324	2.3	0.2440	5.6	0.0328	4.3	0.78	208	9	222	11	371	79	208	9
12	CH15-10	871	109254	2.4	0.2351	6.4	0.0329	3.9	0.61	209	8	214	12	275	116	209	8
13	CH15-40	105	7634	1.7	0.2075	21.3	0.0337	1.8	0.08	214	4	191	37	-74	525	214	4
14	CH15-22	499	25840	0.9	0.2530	7.6	0.0338	1.5	0.20	214	3	229	16	383	168	214	3
15	CH15-79	425	39232	1.8	0.2276	6.7	0.0340	3.4	0.50	216	7	208	13	124	137	216	7
16	CH15-14	110	38824	2.6	0.2669	26.7	0.0341	2.9	0.11	216	6	240	57	481	595	216	6
17	CH15-76	440	20206	2.5	0.2492	6.4	0.0352	1.1	0.17	223	2	226	13	257	144	223	2
18	CH15-74	310	10798	1.7	0.2462	9.0	0.0353	1.7	0.18	223	4	223	18	222	205	224	4
19	CH15-36	82	2388	2.2	0.2123	31.3	0.0363	3.0	0.10	230	7	195	56	-204	799	230	7
20	CH15-30	149	4374	1.2	0.2851	9.8	0.0381	4.4	0.45	241	10	255	22	382	198	241	10
21	CH15-13	253	16674	1.3	0.2455	12.3	0.0385	2.2	0.18	243	5	223	25	13	290	243	5
22	CH15-30A	361	21094	1.4	0.2702	4.8	0.0385	2.5	0.52	244	6	243	10	236	95	244	6
23	CH15-77	163	1404	1.7	0.4532	60.3	0.0387	2.9	0.05	245	7	380	193	1314	1	245	7
24	CH15-71	594	22588	1.1	0.2825	12.6	0.0391	1.0	0.08	247	2	253	28	303	287	247	2
25	CH15-96	775	56714	1.3	0.2738	5.2	0.0392	1.8	0.35	248	4	246	11	223	113	248	4
26	CH15-59	213	14046	1.9	0.3005	14.2	0.0393	3.6	0.25	249	9	267	33	429	308	249	9
27	CH15-80	447	43714	1.0	0.2904	4.4	0.0394	2.1	0.47	249	5	259	10	349	87	249	5
28	CH15-31	575	23180	0.9	0.2758	4.2	0.0397	0.8	0.19	251	2	247	9	212	95	251	2
29	CH15-25	285	9528	2.3	0.2836	9.9	0.0398	1.7	0.17	252	4	253	22	270	225	252	4
30	CH15-38	487	67064	1.2	0.2832	7.2	0.0399	1.3	0.18	252	3	253	16	262	162	252	3
31	CH15-73	291	15320	1.2	0.2794	8.9	0.0400	1.4	0.15	253	3	250	38	228	253	253	3
32	CH15-15A	433	43396	1.4	0.2748	8.4	0.0400	2.3	0.27	253	6	246	18	188	189	253	6
33	CH15-58	380	39042	1.4	0.2767	4.5	0.0401	1.2	0.27	253	3	248	10	197	102	253	3
34	CH15-42	559	34136	1.3	0.2901	4.7	0.0402	1.9	0.41	254	5	259	11	297	98	254	5
35	CH15-7	214	19010	1.9	0.3039	7.7	0.0403	3.2	0.42	255	8	269	18	399	156	255	8
36	CH15-24	212	11662	1.4	0.2886	6.2	0.0403	2.9	0.46	255	7	257	14	282	126	255	7
37	CH15-20	737	50504	1.6	0.2905	3.9	0.0404	0.6	0.14	255	1	259	9	294	88	255	1
38	CH15-17	364	31834	1.4	0.2852	5.6	0.0405	1.2	0.21	256	3	255	13	245	126	256	3
39	CH15-57	146	7342	1.6	0.2808	30.3	0.0405	2.8	0.09	256	7	251	67	207	713	256	7
40	CH15-63	571	44002	1.0	0.2903	5.1	0.0408	3.1	0.60	257	8	259	12	271	95	257	8
41	CH15-75	162	13838	1.4	0.2981	9.6	0.0409	4.1	0.42	258	10	265	22	325	198	258	10
42	CH15-29	155	12222	1.8	0.2852	10.6	0.0410	1.2	0.11	259	3	255	24	217	245	259	3
43	CH15-85	447	23864	1.3	0.2978	13.5	0.0411	1.5	0.11	259	4	265	32	312	307	259	4
44	CH15-34	141	18620	1.5	0.3152	15.1	0.0412	0.8	0.06	260	2	278	32	434	292	260	2
45	CH15-72	238	38536	1.9	0.2935	8.7	0.0413	0.5	0.06	261	1	261	20	264	209	261	1
46	CH15-51	157	10240	1.4	0.3109	18.9	0.0415	1.8	0.10	262	5	275	46	382	426	262	5
47	CH15-32	189	29432	1.3	0.3221	16.2	0.0416	1.3	0.08	263	3	284	40	461	359	263	3
48	CH15-18	208	14772	1.8	0.3104	14.3	0.0417	4.6	0.32	263	12	274	34	371	305	263	12
49	CH15-78	386	80488	1.4	0.2888	5.8	0.0418	0.8	0.13	264	2	258	13	198	133	264	2
50	CH15-53	194	8698	1.1	0.2937	7.0	0.0419	1.3	0.18	264	3	261	16	236	159	264	3
51	CH15-56	470	23734	1.9	0.2977	5.5	0.0419	1.5	0.26	265	4	265	13	263	122	265	4
52	CH15-5	281	27624	3.0	0.2902	8.6	0.0419	3.8	0.44	265	10	259	20	204	180	265	10
53	CH15-27	350	14412	1.2	0.3000	6.9	0.0421	2.1	0.30	266	5	266	16	270	151	266	5
54	CH15-99	244	25444	2.7	0.3385	9.0	0.0422	1.4	0.15	267	4	296	23	534	195	267	4
55	CH15-21	191	18782	1.0	0.3111	9.1	0.0423	0.5	0.06	267	1	275	22	342	207	267	1
56	CH15-95	622	120590	3.6	0.3117	2.4	0.0424	1.5	0.64	268	4	276	6	341	42	268	4
57	CH15-62	418	38552	1.1	0.2969	3.0	0.0425	1.3	0.42	268	3	264	7	224	63	268	3
58	CH15-86	161	12710	1.5	0.3041	13.7	0.0430	3.8	0.28	271	10	270	33	256	303	271	10
59	CH15-69	332	49946	4.5	0.3025	6.4	0.0430	0.5	0.08	272	1	268	15	240	147	272	1
60	CH15-54	162	18334	1.5	0.3203	9.3	0.0435	1.5	0.16	274	4	282	23	347	207	274	4
61	CH15-65	119	43190	2.3	0.2986	12.1	0.0457	1.3	0.11	288	4	265	28	71	287	288	4
62	CH15-9	188	16572	4.2	0.3374	8.2	0.0469	2.9	0.35	296	8	295	21	293	176	296	8
63	CH15-39	332	39072	3.3	0.3368	7.6	0.0471	1.5	0.19	296	4	295	19	281	171	296	4
64	CH15-64	290	13836	3.2	0.3419	5.9	0.0483	3.2	0.54	304	9	299	15	257	115	304	9
65	CH15-83	97	19390	2.6	0.3630	11.3	0.0487	2.4	0.21	307	7	314	31	372	250	307	7
66	CH15-81	169	6026	2.5	0.3606	16.6	0.0490	2.3	0.14	308	7	313	45	345	373	308	7
67	CH15-67	1447	123668	2.7	0.3556	3.0	0.0493	1.1	0.36	310	3	309	8	299	63	310	3
68	CH15-84	359	71946	2.6	0.3658	4.0	0.0512	0.6	0.04	322	2	317	11	276	92	322	2
69	CH15-66	76	9336	3.1	0.2963	24.9	0.0523	1.8	0.07	329	6	264	58	-283	641	329	6
70	CH15-52	174	36522	1.3	0.4242	10.1	0.0524	2.1	0.21	329	7	359	31	555	217	329	7
71	CH15-70	203	40238	2.9	0.3792	10.3	0.0534	0.5	0.05	335	2	326	29	265	237	335	2
72	CH15-16	724	52440	3.7	0.4859	1.8	0.0638	0.6	0.33	399	2	402	6	421	38	399	2
73	CH15-93	125	73966	2.3	0.5364	8.5	0.0662	1.5	0.17	413	6	436	30	559	183	413	6
74	CH15-35	229	28914	2.6	0.5276	7.1	0.0681	1.5	0.21	425	6	430	25	461	154	425	6
75	CH15-91	198	87890	1.2	0.5791	5.0	0.0726	3.7	0.74	452	16	464	19	523	73	452	16
76	CH15-50	38	14406	0.7	0.6968	16.0	0.0753	3.7	0.23	468	17	537	67	842	327	468	17
77	CH15-11	592	245566	5.3	0.7366	2.0	0.0900	0.9	0.46	556	5	560	9	579	39	556	5
78	CH15-47	1															

**Análisis petrográfico y estadístico multivariado para discriminar las áreas
fuentes de dos formaciones de edades similares en el Noreste de México
(Formación La Casita y Arcosa Patula)**

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^Ψ

^ΨPosgrado en Geociencias, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Carretera a Cerro Prieto
Km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, Linares, Nuevo León, México., CP 67000.
magonegro_2000@hotmail.com

Sometido al:

Boletín de las Sociedad Geológica Mexicana

Octubre del 2009

Resumen

El noreste de México está representado por dos grandes cuencas que se desarrollaron durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, denominadas Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey, en las que se depositaron gruesas secuencias clásticas durante este lapso. Dos ejemplos de estas secuencias clásticas son la Arcosa Patula y la Formación La Casita, las cuales son analizadas petrográficamente y estadísticamente en el presente estudio.

Petrográficamente, la Arcosa Patula se clasifica como arenitas feldespáticas ($Q_{54}F_{38}L_8$; a un nivel de confianza del 99%), siendo depositada dentro de zonas de bloques continentales con tendencia a la transición continental ($Qm_{54}F_{41}L_5$; 99%, de nivel de confianza). Las características petrográficas y las diferentes relaciones mineralógicas indicadoras de procedencia sugieren que las áreas fuentes de la Arcosa Patula son predominantemente rocas metamórficas de grado bajo (esquistos pelíticos o psamíticos), granitos o granodioríticas y rocas sedimentarias pre-existentes (calizas y areniscas).

La Formación La Casita está representada por arenitas-líticas y arenitas feldespáticas ($Q_{52}F_{27}L_{21}$, con un nivel de confianza del 99%) depositadas en un ambiente de arco disectado–transición continental ($Qm_{52}F_{64}L_{14}$; con un nivel de confianza del 99%). El análisis petrográfico de areniscas de la Formación la Casita dentro de la Fosa de Monterrey indica una procedencia muy compleja que involucra rocas metamórficas de medio–alto grado?, rocas volcánicas de composiciones adesítica–riolítica, rocas plutónicas de composición granítica o granodiorítica y de rocas sedimentarias pre-existentes de calizas, areniscas y lutitas.

Un análisis estadístico multivariado de componentes principales y la aplicación de diagramas binarios de índices petrográficos con escala *alr*-logarítmicas, permitió discriminar la composición del las áreas fuentes, sugiriendo que: i) la Arcosa Patula esta más enriquecida en líticos de bajo grado metamórfico, relacionados posiblemente con rocas de las Montañas Ouachita a un 99% de nivel de confianza, y con los intrusivos graníticos o granodioríticos de edades permo–triásicas; ii) la Formación La Casita tiene afinidad con arcos volcánicos del Paleozoico (Arco de las Delicias), arcos permo–triásicos y del Jurásico temprano y con rocas metamórficas de medio–alto grado, posiblemente pertenecientes al Complejo Novillo.

Palabras clave: Petrografía sedimentaria, Procedencia, Noreste de México, Cretácico temprano, Formación La Casita, Arcosa Patula.

Abstract

The northeast of Mexico are conformed by two large sedimentary basins that was development during the Late Jurassic to Early Cretaceous, named Sabinas Basins and Monterrey through, in wich were deposited thick clastic sequence during this time. Two examples of these clastic sequences are the Arcosa Patula and the La Casita Formation, which are examined petrographically and statistically in the present study.

Petrographically, the Arcosa Patula is clasificated as feldesphatic arenites ($Q_{54}F_{38}L_8$, with a confidence level of the 99%), being deposited into continental blocks with trends to continetal transition ($Qm_{54}F_{41}L_5$; 99% of the confidencial level).

The petrograptic characteritics and the diferent mineralogical relathionships suggest that the source rocks of the Arcosa Patula are manilly low-grade metamorphic rocks (pellitic or psamitci schists), granites or granodiorites and pre-existent sedimentary rocks (limestone and sandstones).

La Casita Fomation is represented by lithic arenites and feldesphatic arenites ($Q_{52}F_{27}L_{21}$, with a confidence level of the 99%) deposited in an dissected arc–continental transition ($Qm_{52}F_{64}L_{14}$; with a confidence level of the 99%). The petrographic analysis of sandstones of the La Casita Formartion into the Monterrey through, show a vey complex provenance that implicate medum–high? metamorphic rocks, volcanic rocks with andesitic to rhyolitic compositions and pre-existent sedimentary rocks, such as limestone, sandstones, and shales.

A multivariate statistical analysis of principal components, and the application of binary diagrams of petrographic index with alr-logarithmic scale, it allows discriminating the source rocks composition, suggesting that: i) the Arcosa Patula is more rich in lowe-grade metamorphic lithic fragments, that is related with the Ouachita Mountains with 99% of conficence level, and with the granitic or granodiorite plutonic rocks of permo-triassic in age; ii) La Casita Formation have affinity with the Paleozioc volcanic arc (Las Delicas Arc), permo-triassic and early Jurassic arcs, and with medium-haig metamorphic rocks, that is possibly they are part of the Novillo Complex.

Keywords: Sedimentary petrography, Northeastern of Mexico, Early Cretaceous, Provenance, La Casita Formation, Patula Arkose

1 Introducción

El Noreste de México representa la extensión nor-oriental del sistema cordillerano del Oeste de Norte América, generado por un ensamble-acreción de diversos arcos continentales y oceánicos emplazados dentro del basamento cristalino (corteza continental) con afinidades gondwánicas y laurénticas (Terreno Sierra Madre y Coahuila, respectivamente; Devónico–Silúrico; Pérmico–Triásico; Triásico–Jurásico temprano; *C.f.* Campa y Coney, 1983), que fueron desplazados por sistemas extensionales y *strike-slip* durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano. Durante el Jurásico Medio–Cretácico Temprano se depositó una gruesa secuencia estratigráfica, característica de bordes continentales estables, relacionadas con la apertura del Golfo de México, cubriendo a las secuencias de los arcos subyacentes (Anderson y Silver, 1979; 1983; Pindell y Dewey, 1982; Campa y Coney, 1983; Coney, 1983; Jones *et al.* 1984; McKee *et al.*, 1984, 1988, 1990; 1999, Patchett y Ruiz, 1987; Salvador, 1987; Wilson, 1990; Marton y Buffler, 1994; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 199; Lehmann *et al.*, 1999; Goldhammer y Jonhson, 2001; Pindell y Kennan, 2002; Keppie, 2004; Murrillo-Muñetón y Dorobek, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Durante la apertura del Golfo de México, se desarrollaron grandes cuencas sedimentarias, relacionadas con márgenes pasivos (*syn-rift*, *rift* y *post-rift*) y con movimientos laterales de tipo *strike-slip* (Cuenca de Bisbee, Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey (Marton y Buffler 1994; Pindel y Kennan 2002; Bassett y Busby, 2005; Haenggi y Muehlberger, 2005). Dentro de este lapso en el Noreste de México se depositaron secuencias evaporíticas, carbonatos peri-maréales, secuencias clásticas que progradaron de una plataforma

abierta a sistemas deltáicos, sistemas aluviales, sistemas fluviales y marinos marginales (Charleston, 1973; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumman, 1994; Eguiluz de Antuñano, 1990; Goldhammer, 1999), los cuales posteriormente fueron cubiertos por depósitos arrecifales que cambian lateral y verticalmente a facies lagunares y post-arrecifales (Wilson 1990; Lehmann *et al.*, 1999; Murrillo-Muñetón y Dorbek, 2003). En el Cretácico Tardío—Terciario, las secuencias estratigráficas del Noreste de México fueron deformadas, cabalgadas y desplazadas del lugar de su depósito por la Orogenia Laramide, generando lo que actualmente se conoce como la Sierra Madre Oriental o Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa, 1985; Chávez-Cabello *et al.*, 2004).

Por otra parte, la petrografía de rocas clásticas es una herramienta útil para determinar y discriminar la procedencia y composición de las áreas fuentes de formaciones de edades similares (Arribas y Arribas, 1991), así como también, permite obtener una aproximación de la ubicación y composición de las áreas fuentes (Dickinson, 1970; Blatt *et al.*, 1972; Pettijohn *et al.*, 1972; Dickinson *et al.*, 1983). La composición final de las rocas siliciclásticas está influenciada y puede ser modificada por diversos factores: la composición del área fuente, la distancia de transporte, el relieve y morfología de la cuenca, el clima y por último la diagénesis que modifica y altera su composición final (Blatt, 1967; Suttner *et al.*, 1981; Ricci-Lucchi, 1985; Jonhson, 1993; Cox y Lowe, 1995; Weltje *et al.*, 1998). En particular, diversos autores sugieren que la composición de las areniscas está relacionada con el ambiente tectónico en que fueron depositadas (e.g. Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Mack, 1984; Valloli, 1985).

Durante décadas los trabajos de petrografía de rocas siliciclasticas se han realizado dentro de cuencas de tipo *foreland* (e.g. Hiscott, 1978; DeCelles y Hertel, 1989; Critelli y Le Pera, 1995; Critelli, 1999, por mencionar algunos) y sólo pocos estudios han documentado las características petrográficas y diagénéticas de cuencas de tipo *rift* o sistemas *pull-apart* (e.g. Zuffa *et al.*, 1980; Marsaglia, 1991; Garzanti *et al.* 2001; Critelli *et al.*, 2002; Arribas *et al.* 2003; Garzanti *et al.*, 2003; González-Acebrón *et al.*, 2007; Arribas *et al.*, 2007)

El presente estudio, con base en un riguroso estudio petrográfico a partir de un conteo de puntos de alta densidad (~1000 puntos/lámina delgada) y un análisis estadístico multivariado de *Componentes Principales*, documenta las características petrográficas y discrimina la composición de las áreas fuentes de dos formaciones del Cretácico Temprano, que afloran dentro de las Cuencas de Sabinas y la Fosa de Monterrey. Desde los años 80s se ha propuesto que éstas tienen conexión y procedencias similares (Eguiluz de Antuñano, 1990; Goldhammer 1999). Finalmente, el presente trabajo contribuye al conocimiento de la evolución petrográfica de las cuencas relacionadas a procesos extensivos (*Rift*) y transformantes o transcurrentes relacionadas a movimientos *strike-slip* o *Pull-apart*.

2 Marco Geológico

2.1 Basamentos y su cubierta sedimentaria

Las áreas de estudio se localizan en el límite de dos terrenos tectonoestratigráficos, el Terreno Sierra Madre “Fosa de Monterrey” y el Terrero Coahuila “Cuenca de Sabinas” (Campa y Coney 1983; Figura 1), que presentan basamentos con características distintas. El basamento del Terreno Coahuila está conformado por rocas volcánicas calco-alcalin, rocas metamórficas de bajo grado, presentando como cubierta sedimentaria de depósitos volcanoclásticos tipo *flysch* y rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas de edades que varían del Pensilvánico Tardío al Pérmico (Campa y Coney, 1983; McKee *et al.*, 1988; Jones *et al.*, 1995; Keppie, 2004). El Terreno Sierra

Madre presenta como basamento rocas metamórficas de edad precámbrica (~1 Ga, Gneiss Novillo), que están sobreyacidas por esquistos pelíticos y psamíticos con lentes de serpentinitas, metagabros, metabasaltos y metapedernal de la Formación Granjeno (Carrillo-Bravo 1961; Campa y Coney 1983; Dowe 2004; Keppie 2004). La cubierta sedimentaria del Gneiss Novillo y del Esquito Granjeno, está conformada por secuencias conglomeráticas, carbonatadas con abundantes braquiópodos y equinodermos, tobas riolíticas y turbiditas del Silúrico-Devónico (Carrillo-Bravo, 1961; Gursky y Michalzik, 1989). Las rocas precámbricas y paleozoicas en ambos terrenos fueron intrusionadas por granitos y granodioritas de edad pérmico-triásica, en los elementos conocidos como; Isla La Mula y el Archipiélago de Tamaulipas (Campa y Coney, 1983; Jones *et al.*, 1984; McKee *et al.*, 1988; Pindell y Kennan, 2002; Keppie, 2004).

2.2 Triásico-Cretácico temprano

Durante el Triásico—Jurásico Temprano se depositaron gruesas secuencias clásticas dentro de ambientes fluviales, aluviales y lacustres, que fueron intrusionadas por diques y sills de composiciones variables, generados por procesos de extensión dentro de una cuenca de tipo trasarco o bien durante una etapa de *rift* intracontinental relacionada con la apertura del Golfo de México (Formación Huizachal; Michalzik, 1988, 1991; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; Goldhammer, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Las secuencias de la Formación Huizachal, están sobreyacidas por depósitos de conglomerados, areniscas y lutitas, los cuales fueron depositados dentro de cuencas de tipo *pull-apart*, asociadas al desplazamiento del Bloque de Yucatán (Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2002).

El Jurásico Medio — Cretácico Temprano está caracterizado por el dominio de una subducción oblicua que favoreció al desarrollo de fallamiento lateral izquierdo y sistemas transtensivos, generando cuencas de tipo intra-cratónicas y pull-apart y posiblemente la apertura del Golfo de México (Michalzik, 1988; Bassett y Busby, 2005; Haenggi y Muehlberger, 2005; Ocampo-Díaz, 2007 y Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). En este lapso, en las inmediaciones de los altos de basamentos se depositaron grandes secuencias evaporíticas, carbonatadas y siliciclásticas dentro de ambientes aluviales, fluviales y costeros. Estos depósitos cambian lateralmente hacia ambientes de rampa externa y playa. Cubriendo a estos depósitos, se depositaron grandes secuencias siliciclásticas dentro de ambientes deltáicos, costeros, aluviales y fluviales del Jurásico Tardío—Cretácico temprano (Formaciones La Casita, Barril Viejo, Arcosa Patula, Miembro Arenoso Galeana de la Fm. Taraises, San Marcos; Figura 2).

Las formaciones estudiadas en el presente trabajo son la Arcosa Patula y el Miembro San Pablo de La Formación la Casita, cuya descripción general se presenta a continuación:

2.2.1 Arcosa Patula

La Arcosa Patula fue definida por Imlay (1940) en la Sierra de La Gavia, está constituida por 1210 metros de intercalaciones de lutita, arenisca, conglomerado y algunos estratos de brechas con espesores variables. Los conglomerados y brechas están soportados por matriz y clastos; muestran estratificación media—gruesa, con gradación normal y estratificación cruzada de tipo recta. Los clastos son redondeados—subangulosos, siendo principalmente de rocas metamórficas de grado bajo, granitos, calizas, areniscas y lutitas. Los estratos de areniscas van de grano fino—grueso, con gradación normal e inversa, laminaciones paralelas, estratificación cruzada de tipo recta y tangencial, así como rizaduras escalonadas dentro de estratos con estratificación delgada—media. Los contactos son generalmente rectos y ocasionalmente erosivos. Los estratos

de lutitas varían de medios a muy gruesos, son de color gris oscuro y exhiben laminaciones paralelas.

La Arcosa Patula ha sido interpretada como depósitos aluviales—fluviales procedentes de la Isla de Coahuila. Esta formación es correlacionable con las formaciones San Marcos, Capulín, Carbonera y el Miembro San Pablo de la Formación La Casita, La Mula y las calizas de la Formación Padilla (Krutak, 1965; Charleston, 1973; Figura 2).

2.2.2 Formación La Casita

La Formación La Casita fue definida por Imlay (1936) y está constituida por lutitas de color gris oscuro a negro, intercaladas con estratos delgados de calizas arcillosas, areniscas calcáreas y horizontes fosfatados. La variación del espesor de la Formación La Casita oscila entre 60 y 800 m, lo que está relacionado a la distancia con el área fuente, posiblemente el Bloque de Coahuila (Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1987; Michalzik 1988; Michalzik y Schumann, 1994, Figuras 3 y 4). En la región de Monterrey-Saltillo, la Formación La Casita ha sido subdividida en dos unidades estratigráficas (Humphrey, 1954; Vokes, 1963). La unidad inferior (Miembro La Muralla) con un espesor aproximado de 330 m consiste en lutitas calcáreas de color negro y lutitas arenosas de color café oscuro. La unidad superior ó Miembro San Pablo (objeto del presente trabajo), está caracterizada por 340 metros de intercalación de conglomerados, areniscas de grano grueso-fino y lutitas, que generalmente se adelgazan hacia la cima. Los conglomerados presentan estratificación media-gruesa, variando de moderadamente a bien clasificados, exhiben gradación normal, estratificación cruzada recta y/o tangencial y sus contactos generalmente son erosivos. Los estratos de areniscas son de grano fino—grueso, con estratificación cruzada de tipo planar y laminaciones paralelas o masivas. Ocasionalmente, los estratos de areniscas muestran concentraciones de ostras, algas o corales, así como también icnofósiles (*Skolithos*, *Thalassinoides* y *Ophiomorfa*). Los estratos de lutitas son los más gruesos dentro del Miembro San Pablo y se caracterizan por presentar laminaciones paralelas, estratificación lenticular y de tipo flaser. El Miembro San Pablo sobreyace en contacto erosivo al Miembro La Muralla e infrayace en contacto transicional al Miembro Nogales de la Formación Taraises. La distribución de facies de la Formación La Casita en el área de Saltillo-Monterrey han sido interpretada como la progradación de un extenso complejo de fan-delta que tiene su origen en el Bloque de Coahuila (Fortunato y Ward, 1982; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumann, 1994; Figura 2).

3 Metodología

3.1 Metodología tradicional

Veinticinco (25) muestras de areniscas de grano medio—grueso fueron seleccionadas de dos perfiles sedimentológicos—estratigráficos ubicados en la Sierra de la Gavia (Cuenca de Sabinas) y en el Cañón Cortinas (Fosa de Monterrey; Figura 1) para realizar secciones delgadas y un riguroso conteo de ~1000 puntos libres de matriz y cemento. Los diferentes tipos de cuarzo fueron clasificados de acuerdo a Blatt y Christie (1963), Basu *et al.*, (1975), Basu (1976) y Young (1976). Los diversos fragmentos líticos volcánicos se clasificaron de acuerdo a Dickinson (1970) y Marsaglia *et al.*, (1992), mientras que los granos metamórficos fueron clasificados de acuerdo a Garzanti y Valloli, (2003). Las muestras fueron teñidas en una solución hiperconcentrada de cobaltinitrito de sodio y cloruro de bario, para diferenciar feldespatos potásicos de plagioclasas de Na y Ca, empleando la metodología de Freedman (1971), modificada por Marsaglia y Tarzaki (1992). El conteo de puntos se realizó empleando la

metodología de Gazzi-Zuffa modificada por Weltje (2002). Se calcularon diversos índices claves para determinar la composición de las muestras, los cuales fueron graficados en diagramas ternarios diagnósticos de procedencia, como son los QFL y QmFL (Dickinson *et al.* 1983), RgRsRm (Arribas *et al.*, 1990; Critelli y Le Pera, 1995) y el RpRvRs, propuesto en el presente trabajo, como una modificación del RgRsRm de Arribas *et al.*, (1990).

3.2 Metodología del Análisis Multivariado

3.2.1 Componentes principales

El análisis de componentes principales (ACP) es una técnica que combina numerosas variables que conforman un sistema y las convierte en variables latentes independientes dentro de una base de datos multivariable (Componentes Principales). El ACP ha sido propuesto por Shaw (2003) para realizar una búsqueda dentro de una matriz de coordenadas ortogonales y con ello poder explicar la gran variabilidad dentro de la información composicional de los datos. De manera idealizada, los componentes principales pueden ser independientes de otros componentes. Durante el presente trabajo se efectuó un análisis de ACP a partir de los resultados petrográficos que controlan la composición del área fuente (e.g.; Qm, Qp, Livf, Lvtob, entre otros) de dos formaciones de edad similar (Jurásico Tardío–Cretácico Temprano) y que fueron obtenidos mediante un riguroso conteo de ~1000 puntos.

Los resultados del ACP y su expresión gráfica se realizó dentro de diagramas binarios, como lo proponen von Eynatten *et al.*, (2003), Buccianti y Esposito (2004), Tolosana-Delgado *et al.* (2005) y Otha y Arai (2007). Estos métodos están basados en una técnica estadística para el análisis de la información composicional propuesta por Aitchison (1986) y Egozcue *et al.* (2003).

1. La información composicional obtenida por medio del análisis petrográfico representa una muestra en un espacio natural dentro de un *simplex*, que fue graficada como una muestra a escala Eucladiana en un espacio real, utilizando la transformación clr- logarítmica (Aitchison, 1986).

2. Las coordenadas de los PCA fueron transformadas a un *simplex* de dos dimensiones (diagrama binario), empleando un mapeo inverso de las transformaciones logarítmicas isométricas (ilr-logarítmica; Gabriel, 1971; Aitchison y Greenacre, 2002; Otha y Arai, 2007).

3. Los límites de confianza al 95%, 97% y 99% se calcularon de acuerdo a la metodología de Weltje (2002), que sugiere realizar la transformación alr-logarítmica de la información composicional y la consideración de la media geométrica como el dato más representativo de toda la población dentro del *simplex* (Aitchison, 1986; Weltje, 2002).

La transformación logarítmica de la información tiene la finalidad de que los datos se distribuyan normalmente (Aitchison y Shen, 1980; Aitchison, 1986; Barceló-Vidal *et al.*, 1996; Reyment, 1999; Weltje, 2002), siendo ásto un pre-requisito para realizar el análisis de PCA (e.g. Atkinson *et al.*, 2004; Otha y Arai 2007).

3.2.2 Diagramas binarios y ternarios

Los diagramas binarios y ternarios fueron construidos a partir de la transformaciones alr- y clr-logarítmica descritas previamente. Dentro de estos diagramas se representan los niveles de confianza con su media geométrica (90%, 95% y 99%), que fueron calculados por medio del análisis estadístico propuesto por Weltje (2002). Para los diagramas binarios se realizó la transformación clr-logarítmica de algunas relaciones indicadoras de cambios en la composiciones del área fuente (plagioclasa/feldespato potásico versus líticos metamórficos en función su grado

de metamorfismo), con la finalidad de que estas tengan una escala real dentro del *simplex* (Aitchinson, 1992; von Eynatten *et al.*, 2003; Otha y Arai 2007).

A manera de un análisis experimental y comparativo, en el presente trabajo se consideraron los datos petrográficos de las Montañas Ouachita de edad Carbonífera, propuestos por Graham *et al.* (1976) siendo graficados dentro de un diagrama binario que confronta Lv/Qp versus Ls/Qp, que es equivalente al diagrama ternario Qp-Lv-Ls de Ingersoll y Suczek (1979).

4 Resultados petrográficos

4.1 Textura y composición de las areniscas

Las muestras estudiadas representan areniscas de grano medio—muy grueso, variando de moderadamente a bien clasificadas. Los principales componentes del esqueleto de las areniscas incluyen: fragmentos volcánicos con texturas felsíticas, tobaceas, *lathwork*, microlíticas; líticos metamórficos con texturas metapelíticas₂, metapsamíticas₂, meta-psamíticas/felsíticas₄, líticos carbonatados esparíticos y micríticos; líticos siliciclasticos de areniscas y lutitas. La redondez de estas partículas está controlada por su composición, por ejemplo los granos carbonatados están más redondeados que los fragmentos de volcánicos felsíticos.

La compactación dentro de las muestras ha generado contactos por presión—solución entre los diferentes granos (e.g. cuarzo—cuarzo; cuarzo—líticos carbonatados); también se observan biotitas deformadas por este efecto. Los granos generalmente están soportados por matriz. Sin embargo, en algunas muestras estos son soportados por clastos, en contactos de puntos, rectos o suturados, y rara vez se presentan concavos-convexos (Figura 3).

El cemento es calcítico con texturas poikilíticas, esparíticos con texturas en mosaicos, micríticos remplazado al calcítico y esparítico y cementos dolomitizados, con poco desarrollo de cristales de dolomía. Los diferentes cementos generalmente están rellenando los espacios de poros. Dentro de las muestras de la Formación La Casita, el cemento también se observa remplazando a granos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas.

Los granos que conforman las muestras fueron divididos en cuatro categorías principales, que fueron definidos según la metodología de Gazzi—Zuffa (Weltje 2002): i) no-carbonatados extracuenca (NCE); ii) carbonatados extracuenca (CE); iii) no-carbonatados intracuenca (NCI); y iv) carbonatados intracuenca (CI).

4.1.1 Granos no-carbonatados extracuenca (NCE)

Los granos no-carbonatados extracuenca están representados por seis categorías principales: cuarzo, feldespatos, líticos volcánicos, líticos metamórficos, micas y minerales pesados. Los granos de cuarzoes predominantes son los monocristalinos con extinción no ondulosa “Qmr” del total de toda la población ([28%±6; Arcosa Patula; n=14] y [26%±6, Formación La Casita; n=11]; Figura3). Los cuarzoes monocristalinos son subangulosos—subredondeados, presentando en algunos casos bordes de crecimiento sintaxiles, que evidencian un origen de segundo ciclo de sedimentación. Los cuarzoes policristalinos con más de 3 cristales (Qp>3) son subredondeados, mostrando texturas tectónicas, siendo más abundantes que los cuarzoes policristalinos <3 cristales (1.5%±1, Arcosa Patula; 6%±2, Formación La Casita; Figura 3 y Tabla 1). Los feldespatos son de dos tipos: (1) potásicos, siendo principalmente subredondeados con o sin maclado de tipo Carlsbad y tipo enrejado, alterando generalmente a caolinita e illita. En las muestras de ambas formaciones están presentes. Sin embargo, son más abundantes en las muestras de la Arcosa

Patula (8%, “Arcosa Patula; 5%, Fm. La Casita; Figura 3; Tabla 1), y (2) Plagioclasas subredondeadas, exhibiendo un maclado de tipo polisintético y alterando generalmente a sericita. El contenido de plagioclasas es comparable en ambas formaciones (~16%; Tabla 1). Los fragmentos líticos volcánicos son subredondeados—redondeados, mostrando en orden de abundancia las siguientes texturas: (i) texturas volcánicas tobaceas ([0.1%, Arcosa Patula]; [3.7%, Fm. La Casita]; (ii) textura volcánica felsítica ([.1%, Arcosa Patula]; [0.1%, Fm. La Casita]); (iii) volcánicas lathwork ([0.01%, Arcosa Patula]; [0.5%, Fm. La Casita]); y (iv) volcánicas microlíticas ([0.01%, Arcosa Patula]; [<0.01 , Fm. La Casita]; Figura 3). Los fragmentos con texturas volcánicas tobaceas, felsíticas y *lathwork* son más abundantes en las muestras de la Formación La Casita, mientras que los fragmentos con texturas volcánicas microlíticas son más abundantes en las muestras de la Arcosa Patula. Los fragmentos líticos metamórficos presentan tres texturas reconocidas con base en su grado metamórfico (Cf. Garzanti y Valloli, 2003): (i) metamórficos metapelíticos “2”; (ii) metamórficos metapsamíticos/felsíticos “2” y (iii) metamórficos metapsmíticos/felsíticos “4”. En las muestras de la Arcosa Patula, son más abundantes los fragmentos de grado metamórfico bajo (metapelíticos y metapsamíticos/felsíticos “2”, mientras que las muestras de la Fm. La Casita son más enriquecidas en líticos metamórficos metapsamíticos/felsíticos “4” (Figuras 3). Los componentes accesorios son principalmente filosilicatos (biotita, moscovita y clorita), aunque también se presenta glauconita y minerales pesados (circón, rutilo, turmalina y apatito).

4.1.2 Granos carbonatados extracuenca (CE)

Este grupo está representado por fragmentos líticos de calizas y dolomías. Los fragmentos redondeados a bien redondeados de calizas presentan texturas esparíticas y micríticas. Las calizas esparíticas son más abundantes en la Fm. La Casita (~3.9%) mientras que la Arcosa Patula está más enriquecida en fragmentos carbonatados micríticos (~0.7%). Los fragmentos carbonatados de la Fm. La Casita muestra texturas parcialmente dolomitizadas. En ambas formaciones los fragmentos carbonatados son menores al 0.009%. En este grupo es común encontrar fragmentos de fósiles principalmente moluscos y equinodermos en proporciones similares en ambas formaciones (~0.001%).

4.1.3 Granos no carbonatados intracuenca (NCI)

Este tipo de granos son muy escasos y consisten principalmente de granos limo arcillosos o limosos de gran tamaño, que pueden estar asociados con partículas siliciclásticas de carácter extracuenca y pueden ser confundidos con la pseudo-matriz. Los granos NCI son tan poco abundantes, por lo que no fue posible cuantificarlos (Tabla 1).

4.1.4 Granos carbonatados intracuenca (CI)

Los granos carbonatados intracuenca son escasos y pueden ser confundidos con granos carbonatados de carácter extracuenca. Este tipo de granos puede ser diferenciado por medio de las propiedades físicas de las partículas (e.g. forma, redondez y tamaño). De manera similar a los NCI, los CI no son cuantificables dentro del área estudio.

5 Análisis de procedencia

Los diferentes parámetros petrográficos muestran que las areniscas del Cretácico Temprano son principalmente cuarzo feldespáticas (Cf. Ingersoll y Suczek, 1979). Las areniscas de la Arcosa

Patula son clasificadas como arenitas feldespáticas, mientras que las de la Formación La Casita son arenitas líticas—arenitas feldespáticas de acuerdo a Okada (1971; Figura 4). Los fragmentos líticos más abundantes son volcánicos con texturas tobaceas. Los líticos sedimentarios carbonatados son similares en ambas formaciones, mientras que los fragmentos líticos metamórficos de bajo grado son más abundantes en la Arcosa Patula (Cuenca de Sabinas), evidenciando la exposición de bloques de basamento con diversas facies metamórficas. Los cuarzos con bordes de sobrecrecimientos sintaxiales sugieren que estas representan un segundo ciclo de sedimentación.

5.1 Ambiente tectónico

Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), por medio de un análisis modal realizado con base en la composición de areniscas de diferentes ambientes tectónicos, propusieron dos diagramas ternarios, con los cuales es posible tener una aproximación al ambiente geotectónico en que estas fueron depositadas (diagramas QFL y QmFL; Tablas 2 y 3). Dentro del diagrama QFL, las muestras Arcosa Patula se ubican en los campos de orógenos reciclados y en los límites de orógenos reciclados, basamento levantados y transición continental, mientras que las provenientes de la Formación La Casita se ubican en el campo de orógenos reciclados y arcos disectados (Figura 5a). Sin embargo, dentro del diagrama QmFL, las muestras de la Formación La Casita son proyectadas dentro de los campos de arco disectado—transición continental, mientras que las muestras de la Arcosa Patula, se ubican dentro de los campos de basamento levantado —transición continental (Figura 5b). Otros autores han propuesto distintos diagramas ternarios para documentar el ambiente tectónico en donde fueron generados los sedimentos siliciclásticos, tal como el de tipo QpLvLs (Ingersoll y Suczek, 1979; Tablas 2 y 3). Dentro de dicho diagrama las muestras de la Formación La Casita son graficadas en una parte intermedia entre bloques continentales rotos y arcos continentales, mientras de la Arcosa Patula son proyectadas dentro de los campos de márgenes continentales rotos, complejos de subducción y arcos continentales (Figura 5c).

5.2 Composición de las áreas fuentes

En el presente trabajo se han empleado varias metodologías que han evaluado la composición de las diversas áreas fuentes que han dado origen a las rocas siliciclásticas: (i) diferentes tipos de cuarzos; (ii) concentración relativa de diferentes fragmentos líticos que estas presentan; y (iii) las diferentes relaciones que presentan (plagioclasa/feldespato-K).

5.2.1 Cuarzos

Basu *et al.* (1975) evaluaron la relación que presenta los diferentes tipos de cuarzo (policristalinos vs. monocristalinos) y la extinción que los caracteriza (recta o undulosa), a fin de poder determinar la composición del área fuente. Estos autores proponen un diagrama con forma de diamante que enfrenta estas características (Qmo, Qmr, Qp<3, y Qp>3; Tablas 1–3). En este diagrama las muestras de ambas formaciones sugieren procedencias de rocas graníticas y rocas metamórficas de grado medio-alto (Figura 6a). Sin embargo, dicho diagrama fue modificado por Molinarolli *et al.* 1991, quienes realizaron un análisis multivariado de funciones discriminantes. Esta metodología ha sido empleado en el presente trabajo, para comparar estos resultados con respecto a los obtenidos el diagrama de Basu *et al.* (1975; Figura 6b).

Dentro del diagrama ternario que enfrenta los parámetros Qmr—Qmo—Qp (Arribas *et al.* 1990; Tablas 2 y 3; Figura 6c), la muestras de la Arcosa Patula se grafican sobre el vértice Qmr—Qmo,

mientras que las muestras de la Formación La Casita son proyectadas en la parte intermedia del diagrama, mostrando un claro enriquecimiento de cuarzos policristalinos, relacionado a rocas metamórficas de grado medio—alto?

5.2.2 Fragmentos líticos

Los diferentes fragmentos líticos reconocidos en este trabajo sugieren procedencias de composición tobacea, andesítica, riolítica, basáltica y granítica. Esta información es consistente con las texturas volcánicas observadas. Los líticos sedimentarios representan la erosión de rocas sedimentarias pre-existentes, como areniscas y lutitas. Los líticos metamórficos sugieren una procedencia de rocas metamórficas de grado bajo y medio—alto?. Dentro de los diagramas ternarios que enfrentan los diferentes ensambles líticos ($R_g-R_s-R_m$, Arribas *et al* 1990, 2003; Tablas 2 y 3; y $R_p-R_v-R_s$; propuesto en este trabajo) las muestras de ambas formaciones son proyectadas en la parte media del vértice R_g-R_s (Figura 7a). En contraste, en el diagrama $R_p-R_v-R_s$ las muestras de la Formación la Casita son graficadas en la parte intermedia del vértice R_v-R_s , mientras que las muestras de la Arcosa Patula se ubican en los límites R_s-R_p mostrando una tendencia clara hacia el campo R_s (Figura 7b; Tablas 2 y 3).

6 Evolución vertical de la composición de las areniscas

Las tendencias verticales de las variaciones composicionales (Figura 8) fueron determinadas en las dos secciones medidas en la Sierra de la Gavia (Arcosa Patula) y en la Cañón Cortinas (Fm. La Casita), empleando diversos índices composicionales propuestos por Arribas y Arribas (1990), Marsaglia *et al.* (1992) y Zuffa (1980).

La relación $NCE/[NCE+CE]$ en el perfil del Cañón Cortinas tiende a aumentar en la parte media de la sección y disminuye hacia la cima (Figura 8; Tabla 4). Este patrón puede sugerir que el máximo aporte de partículas, que conforman el campo NCE ocurrió durante el depósito de la parte media de la Formación La Casita, mientras que el incremento de $NCE+CE$ hacia la cima, representa la erosión de partículas carbonatadas del miembro Nogales o formaciones subyacentes como la Formación Zuloaga, Olvido o Minas Viejas, que ha sido documentada por diversos autores (Michalzik, 1988). Los valores en la Sierra de la Gavia disminuyen hacia la cima, mostrando tres patrones de enriquecimiento, evidenciando la incorporación de partículas CE durante periodos de relajamiento, siendo sus posibles áreas fuentes, las calizas de la Formación Padilla, evidenciando un dominio más carbonatado en la Cuenca de Sabinas.

La tendencia vertical de la relación $F/[F+Q_m]$ en el Cañón Cortinas y en la Sierra de la Gavia decrece hacia la parte media y aumenta ligeramente hacia la cima de las secuencias (Figura 8; Tabla 4), indicando una contribución regional de rocas cristalinas hacia la parte final de la secuencia. Los intrusivos graníticos o granodioríticos de edades pérmico-triásicas, que han sido reportados en la Isla de la Mula y el Archipiélago de Tamaulipas y dentro del Bloque de Coahuila (Haenggi y Muehlberger, 2005; McKee *et al.* 1990), pueden ser los que dieron origen a este patrón, del mismo modo esta relación muestra un incremento de fuentes metamórficas cristalinas (e.g. rocas Gnéisicas).

Los valores de $Q/[Q+M]$ (cuarzo total contra cuarzo total más líticos metamórficos) en el Cañón Cortinas muestran patrones de enriquecimiento de fuentes metamórficas, siendo muy marcados hacia la parte final. Un comportamiento similar se observa en la relación de $F/[F+Q_m]$ (Figura 8; Tabla 4). La relación $Q/[Q+M]$ en la Sierra de la Gavia muestra un incremento de cuarzo hacia la

cima. Sin embargo, se observan cuatro patrones de enriquecimiento, sugiriendo que las muestras de la Arcosa Patula están más enriquecidas en líticos metamórficos.

Las tendencias que presentan las relaciones $Lcs/[Lcs+Lt]$ y $Lcm/[Lcm+Lt]$, en el Cañón Cortinas son comparables, sugiriendo un decremento hacia la cima de líticos carbonatados micríticos y esparíticos (Figura 8; Tabla 4). No obstante, se evidencia un enriquecimiento hacia la cima, de forma similar al que presenta la relación NCE+CE. Estas mismas relaciones muestran patrones de enriquecimiento hacia la parte media del perfil de la Sierra de la Gavia. Sin embargo los líticos carbonatados micríticos aumentan hacia la cima y los líticos carbonatados esparíticos disminuyen, sugiriendo el posible depósito de las formaciones carbonatadas en las inmediaciones de la isla de la Mula y su reciclamiento.

La variación del ensamble lítico $Rv/[Rm+Rp]$ en el Cañón Cortinas da lugar a un patrón de enriquecimiento hacia la parte media que posteriormente se empobrece (Figura 8). En la Sierra de la Gavia el ensamble lítico se enriquece en la base y posteriormente empobrece hacia la cima. Este ensamble representa los fragmentos de rocas volcánicas contra la suma de rocas metamórficas más rocas plutónicas. Dichas rocas volcánicas han sido reportadas en el Bloque de Coahuila (arco las Delicias), en las formaciones Nazas, Rodeos y Huizachal y en la Riolita Aserradero; así como también dentro de pozos perforados por PEMEX, dentro de la Cuenca de Sabinas, reportados por Eguiluz de Antuñano (2001).

7 Resultados estadísticos

7.1 Componentes principales “CP”

El Componente Principal 1 “CP1” muestra correlaciones positivas entre los valores transformados a clr-logaritmos de Qmr , Qmo , Ps , Fs , Lcs y $Lmp2+Lms2$, y tiene altas correlaciones negativas con Qp_{2-3} , $Qp>3$, Lvf , $Lsvtob$, $Lsvlat$, Lmf_4 y LsP (Tabla 1). El segundo componente principal involucra correlaciones positivas entre el Qmo , Qp_{2-3} , Fs , Lvf y Lmf_4 y correlaciones negativas con Qmr , $Qp>3$, Ps , Ch , Lsa , $Lslu$, $Lscm$, $Lscs$, $Lsvtob$, $Lsvlat$, $Lmp2+Lms2$ y LsP . El CP3 presenta correlaciones positivas entre Qmo , Qp_{2-3} , $Qp>3$, Fs , Ps , Ch , Lsa y Lmf_4 , mostrando correlaciones negativas con Qmr , $Lslu$, $Lscm$, $Lscs$, $Lsvf$. El CP4 sugiere correlaciones positivas entre Qp_{2-3} , $Qp>3$, $Lsvlat$, $Lmp2+Lms2$ y Lsp , presentando correlaciones negativas con el resto de los datos (Tabla 5). Los valores de captura más altos del total de la variabilidad es de 31.2% para CP1, y 20.3% para el CP2, que colectivamente suman 51.5%, por lo cual se han considerado como los componentes que explican las características principales de las muestras. Sin embargo, los componentes principales 3 y 4 explican las variables que presentan concentraciones pequeñas (por ejemplo, cementos chert, feldespatos en líticos volcánicos, o cuarzos en líticos plutónicos) dentro del grupo de datos (10.07%, “CP3” y 7.63% “CP3”; Tabla 5).

Los cuatro componentes principales son ilustrados dentro de un diagrama binario (Figura 9; C.f. Gabriel 1971; Otha y Arai, 2007). Las muestras colectadas de la Arcosa Patula son graficadas de forma paralela al CP1. Altas correlaciones positivas de CP1 sugieren que las composiciones de las áreas fuentes son de fragmentos líticos carbonatados esparíticos (0.5), líticos metamórficos pelíticos y psamíticos de grado bajo “2” (0.8). Por otra parte, las correlaciones que presentan el chert (0.26), el cuarzo monocristalino (Qmr [0.19] y Qmo [0.41]) evidencian fuentes de composición graníticas o granodioríticas y el reciclamiento de formaciones clásticas adyacentes. Las muestras de la Formación la Casita están representadas por el CP2 y son proyectadas en forma paralela a este vértice (Figura 9). Las correlaciones positivas que presentan los datos

dentro del CP2 indican procedencias de composiciones andesíticas o riolíticas, como lo indican los líticos volcánicos felsíticos (0.16) y los feldespatos (0.8), mientras que los valores positivos entre $Q_{m0}-Q_{p2-3}$ y L_{mf4} (0.20–0.25), sugieren fuentes metamórficas de grado medio–alto? (Tabla 5). El CP3 y CP4, muestras altas correlaciones positivas en $Q_{p>3}$ y L_{mf4} , esto sugiere una procedencia de composiciones metamórficas de medio alto-grado. Las correlaciones que presentan los líticos sedimentarios de areniscas (0.24), de lutitas (0.12) indican que el CP3 y CP4 están controlados por componentes que evidencian el reciclamiento de fuentes siliciclasticas o bien el canibalismo interno, como explican los cuarzos con bordes de crecimiento syntaxiales (Figura 9; y Tabla 5).

7.2 Diagramas binarios

Dentro del diagrama P/F versus líticos metamórficos se observa una clara correspondencia en los valores de P/K indicando una posible procedencia de rocas de composición granítica o granodiorítica (Figura 10). Dentro de este diagrama no se observa una diferenciación clara en el contenido de líticos metamórficos en base a su grado metamórfico. Sin embargo, cuando se grafican las relaciones de los líticos metamórficos versus sedimentarios y plutónicos, se observa una clara diferencia entre las muestras de la Arcosa Patula se encuentran más enriquecidas en líticos metamórficos pelíticos₂ y líticos meta psamíticos₂, mientras que las analizadas de La Formación La Casita está más enriquecida en líticos metamórficos felsíticos 4 y en líticos plutónicos (Figura 10).

Con el diagrama L_s/Q_p versus L_v/Q_p modificado del ternario $Q_pL_vL_s$ de Ingersoll y Suczek, (1979) la Arcosa Patula se proyectan con el 99% de confianza sobre las muestras de las Montañas Ouachita (Figura 10), mientras que La Formación La Casita se ubican en la porción inferior derecha del diagrama, sin mostrar correspondencia con las muestras de la Arcosa Patula y de las Montañas Ouachita de Graham *et al* (1976).

7.2.1 Clima y relieve

Weltje *et al.* (1998) proponen un diagrama para determinar las condiciones climáticas y el relieve en donde se depositan los sedimentos clásticos. Dicho diagrama fue realizado por medio de observaciones actualitas en diversas cuencas del mundo y enfrenta las relaciones alr-logarítmicas de Q/F y Q/R . Dentro de este diagrama las muestras son proyectadas dentro de los campos 0–1, donde las muestras de la Formación La Casita derivan de la alteración de rocas plutónicas y las de la Arcosa Patula de rocas metamórficas y sedimentarias alteradas, sugiriendo que estas muestras fueron depositadas dentro de montañas y valles en condiciones climatológicas semi-áridas y semi-templadas (Figura 11)

8 Discusión

El presente trabajo representa el primero estudio petrográfico detallado para determinar y discriminar la procedencia en las secuencias clásticas del Jurásico Tardío–Cretácico Temprano dentro de la Fosa de Monterrey y la Cuenca de Sabinas.

Las características petrográficas reconocidas en estas secuencias por medio de análisis petrográfico y de la evaluación estadística multivariada de componentes permiten interpretar que las formaciones se clasifican como arenitas feldespáticas y arenitas líticas. Esto representa variaciones en las áreas fuentes durante la sedimentación de las intercalaciones clásticas del

Jurásico Tardío—Cretácico Temprano; de otra forma las cuencas de Sabinas y las Fosa de Monterrey no muestran correspondencia en sus áreas de aporte.

Los diversos parámetros indicadores de procedencia sugieren que, la Arcosa Patula se relaciona con áreas fuentes muy similares a las Montañas Ouachita (Graham *et al.* 1976). Esta hipótesis fue planteada por Krutak (1965), a partir de un análisis de paleocorrientes, quien sugirió que la Arcosa Patula procede principalmente de: (i) Potrero de La Mula, (ii) de un terreno emplazado en el Alto de Tamaulipas. Los afloramientos reportados de rocas metamórficas de grado bajo, dentro de la cuenca de Sabinas (denominado como Alto del Burro-Peyotes), se ubican en la Sierra del Carmen y en la Mina La Encantada. Adicionalmente, en diversos pozos de PEMEX localizados en la parte norte—noreste del área de estudio se tienen evidencias de estas litologías.

Los sedimentos clásticos del Miembro San Pablo (Formación La Casita) tienen características petrográficas que evidencian que fueron depositadas dentro de arcos disectados—transición continental, por lo que muestran una mayor complejidad en las composiciones de sus áreas fuente. Los resultados dentro del presente trabajo sugieren que la Fosa de Monterrey tuvo influencia de las rocas cristalinas del basamento como lo muestran los líticos metamórficos psamíticos/felsíticos, incluidos en el Gneiss Novillo (Ciudad Victoria, Tamaulipas). También se observa influencia de rocas volcánicas de composiciones andesítica—riolítica, que pueden representar el Arco Las Delicas o los arcos del jurásico temprano reportados en el bloque de Coahuila, Aramberri, Nuevo León, y en particular en las formaciones Nazas y Rodeo. Esta interpretación discrepa de las interpretaciones de diversos autores (e.g. Eguiluz de Antuñano 1990; Michalzik, 1988; Michalzik y Shuman, 1994; Goldhammer, 1999), que han sugerido que la Formaciones La Casita procede de la parte Sur del Bloque de Coahuila.

Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001), propusieron que la Falla de San Marcos estuvo activa hasta el Jurásico Tardío—Cretácico Temprano y se comportó como una falla normal. Las características petrográficas de la Arcosa Patula sugieren que ésta fue activa hasta el Hauteriviano y que posiblemente se comportó como una falla lateral izquierda que generó sedimentación oblicua dentro de una cuenca de tipo *Strike-slip*.

Las tendencias verticales que muestran los parámetros de la Formación La Casita evidencian la posible existencia de otra gran falla de basamento. Esta debió estar ubicada en la parte sur del Bloque de Coahuila, la cual generó el levantamiento de las rocas que conforman el basamento y que posiblemente corresponde a la Megacizalla Mojave—Sonora. La petrografía muestra que la porción occidental del Archipiélago de Tamaulipas desarrolló fallas de basamento durante el Hauteriviano—Valanginiano, por lo que podría considerarse también como un área de aporte (Ocampo-Díaz 2007; Ocampo-Díaz *et al.* 2008).

9 Conclusiones

Los resultados de la petrografía, conteo modal, así como el análisis estadístico multivariado de componentes principales permiten concluir que:

1. Las muestras de la Arcosa Patula son clasificadas como arenitas feldespáticas con tendencia a las arenitas cuarzosas, mientras que las de la Formación La Casita presentan una tendencia de arenitas líticas a arenitas feldespáticas.
2. De acuerdo con Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983; diagramas QFL y QmFL), las muestras de la Arcosa Patula fueron depositadas dentro de zonas de bloques estables y transición continental, mientras que las muestras de la Formación La Casita

presentan una afinidad con arcos disectados—transición continental, ambas interpretaciones a un nivel de confianza del 99%.

3. La Formación La Casita está más enriquecida en ensambles líticos granosos y sedimentarios (Rg y Rs; 99% de nivel de confianza), mientras que la Arcosa Patula muestra un enriquecimiento en ensambles metamórficos y sedimentarios, con base en el diagrama RgRsRm de Arribas *et al.* (1990). Sin embargo, dentro del diagrama RpRvRs, las muestras de ambas formaciones se ubican dentro de los ensambles plutónicos, sedimentarios y metamórficos; donde la Arcosa Patula se caracteriza por encontrarse más enriquecida en ensambles del tipo metamórficos.

4. El análisis de componentes principales permitió discriminar la composición de las áreas fuentes: 1) la Arcosa Patula, provienen de áreas fuentes que se caracterizan por rocas metamórficas de bajo grado (Lms₂, Lmp₂, Qp>3), líticos carbonatados esparíticos (Lscs) y rocas plutónicas de composiciones graníticas o granodioríticos (Qmo, Lp); y 2) la Formación La Casita en el área del Cañón Cortinas proviene de áreas fuentes más variadas que incluyen: rocas volcánicas de composiciones andesíticas—riolíticas, tobaceas (Lsvf y Lsvtob), rocas carbonatadas micríticas (Lscm), de rocas siliciclásticas pre-existentes recicladas (Lslu, Lsar) y rocas metamórficas de grado medio—alto? (Lmf₄).

5. En comparación a la Formación La Casita, la Arcosa Patula se encuentra más enriquecida en líticos metamórficos de grado bajo y en líticos plutónicos, presentando un 99% de nivel de confianza de afinidad con las rocas de las Montañas Ouachita. Las muestras de la Formación La Casita presentan una mayor abundancia de líticos metamórficos de grado medio—alto? y se encuentran más empobrecidas en líticos plutónicos.

6. Las tendencias verticales de las diferentes relaciones empleadas y su comportamiento, sugieren que: i) la Arcosa Patula incluye dos pulsos de aporte de sedimentos a la base y parte media y otro a la cima que representan el reciclamiento de sedimentos subyacente ; ii) la Formación La Casita muestra un máximo aporte en la parte media de la secuencia. Los pulsos de aporte de sedimento evidencian grandes movimientos de las fallas del basamento. Los patrones verticales que muestra la Arcosa Patula sugieren que la Falla de San Marcos y La Babia? fueron activas y tuvieron dos levantamientos importantes durante el Hauteriviano—Valangineano. Por otro lado, el patrón que presenta la Formación La Casita evidencia que el Bloque de Coahuila (Arco Las Delicias e intrusivos pérmico—triásicos) y el Archipiélago de Tamaulipas estuvieron expuestos durante el mismo lapso, posiblemente por la Megacizalla Mojave-Sonora.

7. La distribución y abundancia de los diferentes tipo de líticos (principalmente metamórficos) en las dos unidades muestran que no hay aporte de la parte norte—central de la Cuenca de Sabinas hacia el la Fosa de Monterrey. Esto puede explicarse considerando que la Falla de San Marcos actuó como un alto estructural o tomando en cuenta que está tiene una componente lateral izquierda y la Arcosa Patula representa una sedimentación oblicua dentro de una cuenca de tipo *strike-slip*.

8. La Arcosa Patula muestra afinidades con: (a) los esquistos reportados en la Sierra del Carmen, la Mina La Encantada, y en el Valle de San Marcos, (b) con los granitos y granodioritas que han denominado como Isla de la Mula y la Isla de Monclova; y (c) con formaciones carbonatadas y siliciclásticas adyacentes y contemporáneas que fueron expuestas por las fallas de San Marcos o de la Babia.

9. La Formación La Casita, dentro de la Fosa de Monterrey, exhibe procedencias más complejas y variadas con afinidades de rocas volcánicas andesíticas—riolíticas, tobaceas, rocas plutónicas graníticas y granodioríticas, rocas carbonatadas micríticas, rocas siliciclásticas de lutitas y areniscas y rocas metamórficas de grado medio-alto?. La distintas procedencias que presenta la Fosa de Monterrey incluyen: El arco Las Delicias, los intrusivos pérmico—triásicos (Bloque de Coahuila y/o el Archipiélago de Tamaulipas, rocas metamórficas con grado alto posiblemente del complejo del Gneiss Novillo, de la Serie Pre-Huizachal (arcos del Jurásico temprano—medio) y de las secuencias clásticas del Triásico—Jurásico tardío reportadas dentro del área de estudio.

10 Referencias

- Aitchison, J., 1986, *The Statistical Analysis of Compositional Data*: London, Chapman & Hall.
- Aitchison, J., 1992, On criteria for measures of compositional difference: *Mathematical Geology* 24, 365–379.
- Aitchison, J., Greenacre, M., 2002, Biplots of compositional data: *J. Roy Stat. Soc., Ser. C, Appl. Stat.*, 51, 375–392.
- Aitchison, J., Shen, S.M., 1980, Logistic-normal distributions—some properties and uses: *Biometrika*, 67, 261–272.
- 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 Megashear in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H., Roldán-Quintana, J., (Eds). *Geology of northern Sonora*: Hermosillo: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 59-68.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 131-139.
- Arribas, J. & Arribas, M.E., 1991, Petrographic evidence of different provenance in two aluvial fan systems (Palaeogene of the N Tajo Basin, Spain), in Morton A.C., Tood S.P., Haughton P.D.W.. (eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*: Geological Society of London, Special Publication, 57, 263-271.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcarate, J., Artigas, R., 2003, Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain): *Journal of Sedimentary Research*, 73 (2), 309–327.
- Arribas, J., Gómez-Gras, G., Rosell, J., Tortosa, A., 1990, Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y Triásicas de la isla de Menorca: Evidencias de proceso de reciclamiento: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 105-116.
- Arribas, J., Ochoa, M., Mas, R., Arribas, M. E., González-Acebrón, L., 2007, Sandstone petrofacies in the northwestern sector of the Iberian Basin: *Journal of Iberian Geology*, 33 (2), 191-206.

- Atkinson, A.C., Riani, M., Cerioli, A., 2004, *Exploring Multivariate Data with the Forward Search*: New York Springer-Verlag.
- Barboza-Gudiño, R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano M., Zavala-Mosivais, A., 2008, The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern of Mexico: *Journal of South American Earth Science*, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*, 37 (4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, in Bartolini, C., Wilson, C., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder Colorado: Geological Society of America Special Paper, 340, 197-21.
- Barceló, C., V. Pawlowsky, & E. Grunsky, 1996, Some aspects of transformations of compositional data and the identification of outliers: *Mathematical Geology*, 28(4), 501-518.
- Bassett, K.N., Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona: A sequence analysis of an intra-arc strike-slip basin, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee J.W., Steiner M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 393, 377-400.
- Basu, A., 1976, Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to paleoclimatic interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3), 694-709.
- Basu, A., Young, S.W., Sutter, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975, Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 45 (4), 873-882.
- Blatt, H., 1967, Original characteristics of clastic quartz grains: *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (2), 401-424.
- Blatt, H., Christie, J.M., 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 559-579.
- Blatt, H., Middleton G. & Murray, R., 1972, *Origin of sedimentary rock*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.
- Buccianti, A., Esposito, P., 2004, Insights into Late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages under the theory of statistical analysis for compositional data: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 209-227.
- Campa U. M. F., 1985, The Mexican Thrust Belt. - en: Howell, D. G. (Ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series,1, 299-313 .

- Campa, U.M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphy terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos del Petróleo*, 13 (1/2), 1-98.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México: Michigan, U.S.A, University of Michigan Tesis Doctoral.
- Chávez-Cabello, G., Cossío-Torres, T., Peterson-Rodríguez, R.H., 2004, Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast México, 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.
- 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*, **XV (1)**, 6-15.
- Cox, R., Lowe, D.R., 1995, A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the co-evolution of continental blocks and their sediments cover: *Journal of Sedimentary Research*, A65, 1-12.
- Critelli, S., 1999, The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system. Italy: *Lincei Scienze Fische e Naturali, Rendiconti, Series IX*, 10, 257-326.
- Critelli, S., Le Pera, E., 1995, Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as Reflected in Modal Compositions of Cenozoic Sandstone: *Journal of Geology*, 103, 95-105.
- Critelli, S., Marsaglia, K.M., Busby-Spera, C., 2002, Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits: *Geological Society of America Bulletin*, 114 (5), 515-527.
- DeCelles, P.G., Hertel, F., 1989, Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1552-1562.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2), 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjaves, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979, Plate tectonics and Sandstone Compositions: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (12), 2164-2182.
- Dowe D. S., 2004, Deformational history of the Granjeno Schist near Ciudad Victoria, México: Ohio, U.S.A., Faculty of the College of Arts and Sciences, Ohio University, Tesis de Maestría.

- Egozcue, J. J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueraz, G. Barceló-Vidal, C. (2003). Isometric logratio transformations for compositional data analysis: *Mathematical Geology*, 35(3), 279-300.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1990, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 51, 1-37.
- Fortunato, K. S., Ward, W. C., 1987, Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Transection Gulf Coast Association of Geological Societies*, 32, 473-482.
- Fortunato, K.S., 1982, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: New Orleans, University of New Orleans, Tesis de Maestría.
- Friedman, G. M., 1971, Staining, in Carver, R. E. (ed), *Procedures in Sedimentary Petrology*: New York , Wiley-Interscience, 511-530.
- Gabriel, K.R., 1971, The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis: *Biometrika* 58, 453–467.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Dell'Era, D., 2003, From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, U.A.E.): *Journal of Sedimentary Research*, 73 (4), 572–588.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003, A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary Research*, 73 (5), 830–837.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Castiglioni, G., 2001, Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen): *The Journal of Geology*, 109, 277-297.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini C., Wilson, J. L. Lawton, T.F. (eds), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder Colorado Geological Society of America Special Paper 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic - Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: Tulsa Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75: 45-81.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R., 2007, Provenance of fluvial sandstones at the start of late-Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Cameron Basin (N. Spain): *Sedimentary Geology*, 202, 138-157.
- Graham S. A., Ingersoll R. V., Dickinson W. R., 1976, Common provenance for tithic grains in Carboniferous sandstone from Ouachita Mountains and Black Warrior basin: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 233-249.
- Gursky, H.J., Michalzik, D., 1989, Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, (5/6): 821-838.

- Haenggi, W.T., Muehlberger, W.R., 2005, Chihuahua trough: A Jurassic pull-apart basin, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee J.W., Steiner M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 393, 619-630.
- Hiscott, R.N., 1978, Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny: *Canadian Journal Earth Science*, 15, 1579-1597.
- Humphrey, W. E., 1954, Stratigraphy of the Cortinas Cayon Section, Sierra de Los Muertos, Coahuila, Mexico, in Díaz, T. (ed.), *Twenty First Field Trip Guide Book*: South Texas Geological Society, 89-176.
- Imlay, R., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 51, 117-190.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091–1152.
- Ingersoll, R. V., Suczek C. A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Research*, 49, 1217 - 1228.
- Jenchen, U., 2007, La Popa Basin, NE Mexico: an Analog for Near Salt Deformation and Hydrocarbon Trapping: Guide Book edited for: Force – Field Trip to the La Popa Basin (October 24 – 28, 2007), 60.
- Johnson, M.J., 1993, The system controlling the composition of clastic sediments, in Johnson, M.J., Basu, A. (eds.), *Processes controlling the composition of Clastic Sediments*: Boluder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 284, 1-19.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S., 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1226-1241.
- Keppie J. D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Krutak, P. R., 1965, Source Areas Of The Patula Arkose (Lower Cretaceous) Coahuila, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35(2), 512-518.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111 (7), 1010-1029.
- Mack, G., 1984, Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1), 0212-0220.
- Marsaglia, K.M. Tazaki, K., 1992, Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 126, 125–138.
- Marsaglia, K.M., 1991, Provenance of sand and sandstone from a rifted continental arc Gulf of California, Mexico, in Fisher R., Smith G. A. (eds), *Sedimentation in Volcanic Settings*: Tulsa,

- Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 45, 237-248.
- Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., Pecker, B.M., 1992, Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone: *Tectonics*, 11, 1028-1044.
- Marton, G., Buffler, R. T., 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of México basin: *International Geology Review*, 36, 545-586.
- Masuch-Oesterreich, D., (2007), A Comprehensive Seamless Digital Elevation Model for Mexico based on SRTM Data: Abstracts 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, Kiel Germany 11-13 April 2007, 175.
- 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*, p. 161-189. 260.
- 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., 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.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico:— Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Alemania, Technischen Hochschule Darmstadt, Tesis Doctoral.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, 243-259.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Molinaroli, E., Blom M., Basu A., 1991, Methods of provenance determination tested with discriminant function analysis, *Journal of Sedimentary Research*, 61 (6), 900-908.
- Ocampo-Díaz Y.Z.E., Jenchen U., Guerrero-Suategui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 438-464.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León., Tesis de Maestría.

- Okada, H., 1971, Classification of sandstone: analysis and proposal: *The Journal of Geology*, 79 (5), 509-525.
- Otha, T., Arai, H., 2007, Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering: *Chemical Geology*, 240, 280–297.
- Patchett, P.J., Ruiz, J., 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 523-528.
- Pettijohn F. J., Siever, R., Potter E., 1992, *Sand and Sandstone*: New York, LLC, Springer-Verlag, , Second Edition.
- Pindell J., Kennan, L., 2002, *Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico*: London, Tectonics Analysis.
- 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.
- Reyment, R.A., 1999, Multivariate statistical analysis of geochemical data exemplified by Proterozoic dyke swarms in Sweden: *GFF*, 121, 49–55.
- Ricci-Lucchi, F., 1985, Influence of transport processes and basin geometry on sand composition, in: Zuffa, G. G. (ed.), *Provenance of Arenites: The Netherlands*, Dordrecht D. Reidel Publishing Company, 309-332.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Salvador, A., 1991, 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.
- Shaw P. J.A., 2003, *Multivariate statistics for the Environmental Sciences*, Hodder-Arnold.
- Suttner, L.J., Basu, A. & Mack, G.H., 1981, Climate and the origin of Quartz arenites: *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (4), 1235-1246.
- Tolosana-Delgado, R., Otero, N., Pawlowsky-Glahn, V., Soler, A., 2005, Latent compositional factors in the Llobregat River basin (Spain) hydrogeochemistry: *Mathematical Geology* 37, 681–702.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J., 1991, Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, in Morton, A. C., Todd, S. P., Haughton, P. D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London, Special Publication, 57, 47–54.
- Valloli, R., 1985, Reading provenance from modern sands, in Zuffa, G. G. (ed.), *Provenance of Arenites: Dordrecht, N.L. (D. Reidel Publishing Company)*, 309-332
- Vokes, H.E., 1963, *Geology of the Cañón de la Huasteca area in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico*: *Tulane Studies in Geology*, 1, 125-148.

- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003, Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks: *Mathematical Geology* 35, 231–251.
- Weltje, G.J., 2002, Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth-Science Review*, 57, 211-253.
- Weltje, G.J., Meijer, X.D., De Boer, P.L., 1998, Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing: *Basin Research*, 10, 129–153.
- 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.
- Young, S.W., 1976, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3), 595-603.
- Zuffa, G. G., 1980, Hybrid arenites: Their composition and classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, 18, 0021-0029.
- Zuffa, G.G., Gaudio, W., Rovito, S., 1980, Detrital mode evolution of the rifted continental-margin Longobucco sequence (Jurassic), Calabrian Arc, Italy: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (1), 51–61.

Agradecimientos

A **Gert Weltje (Department of Applied Earth Sciences, Delft University of Technology)**, por otorgar el software **Tripack**, para realizar el análisis estadístico dentro de los diagramas ternarios, a **Oscar Talavera** por las facilidades brindadas en el **Laboratorio de Geoquímica, de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la UAG**, para elaborar la tinción de las laminas delgadas. A **Fernando Álvarez** y **Luis Benito Muñoz Flores**, por el soporte durante las salidas a campo. A **Fernando Velasco Tapia**, por enriquecer el presente trabajo con sus revisiones críticas. A **Uwe Jenchen**, por las discusiones brindadas durante la elaboración del presente trabajo y del trabajo doctoral. A **Martín Guerrero-Suastegui, UAG-UACT**, por el soporte técnico y enseñanzas brindadas durante la realización del análisis petrográfico en el **Laboratorio de Sedimentología (UAG-UACT)**. A los editores del presente volumen, por la invitación y revisiones, que enriquecieron el presente trabajo. **Igor Ishi Rubio-Cisneros** y **Margarita Martínez-Paco** por enriquecer la versión temprana del borrador y al **CONACYT** y a la **FCT-UANL**, por la beca doctoral otorgada al autor.

Lista de Figuras

Figura 1: Localización de las áreas de estudio, mostrando la distribución de las cuencas y elementos tectónicos en el NE de México (modelo de elevación tomada de Masuch-Oesterreich, 2007).

Figura 2: Correlación de las columnas estratigráficas de la Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey en el NE de México de acuerdo con Michalzik (1988); Goldhammer y Johnson (2001) y Jenchen (2007).

Figura 3: (a) Feldespato potásico con maclado en enrejado "microclina", Muestra de la Arcosa Patula, (b) lítico metapelítico₂, en la Arcosa Patula; (c) lítico volcánico con textura felsíticas, muestra del la Fm. La Casita; (d) lítico plutónico con textura mirmekítica, Fm. La Casita; (e) lítico volcánico con textura tobacea; Fm. La Casita; (f) lítico metafelsítico/psamítico₄, Fm. La Casita; y (g) lítico meta felsítico/psamítico₂, Arcosa Patula.

Figura 4: Diagrama ternario Q–F–FR+chert, para clasificar areniscas de acuerdo a Okada (1971)

Figura 5: Diagramas ternarios empleados para determinar ambiente tectónico: (a) Diagrama QFL de Dickinson *et al.* (1983); (b) Diagrama ternario QmFL (Dickinson *et al.*, 1983); (c) Diagrama ternarios QpLvLs (Ingersoll y Suczek, 1979).

Figura 6: (a) Diagrama que grafica los tipos de cuarzos de acuerdo a Basu *et al.* (1975), modificado por Tortosa *et al.* (1991); (b) diagrama binario modificado por Molinarolli *et al.* (1991) del diagrama clásico de Basu *et al.* (1975); (c) diagram ternario que enfrenta Qmr–Qmo–Qp, tomado de Arribas *et al.* (1990).

Figura 7: (a) Diagramas ternario que enfrenta los ensambles Rg–Rs–Rm de Arribas *et al.* (1990); (b) diagramas ternario que enfrenta los ensambles Rp–Rv–Rs, propuesto en el presente trabajo.

Figura 8:(a) y (b) Tendencial verticales que muestran las diferentes relaciones en la Formación La Casita y en la Arcosa Patula.

Figura 9: (a) y (c) Diagramas binarios de composiciones de los parámetros obtenidos por medio el análisis estadístico que enfrenta los CP1 vs. CP2 y CP3 vs. CP4; (b) y (d) diagramas binarios para discriminar las dos áreas de estudio que enfrentan a los CP1 vs. CP2 y CP3 vs. CP4.

Figura 10: Diagramas binarios que enfrentan las relaciones obtenidas por las transformaciones clr-logarítmicas de: (a) Lmf₄/Lsp versus [Lmp₂+Lms₂]/Lsp; (b) [P/F]/Lmf₄ versus [P/F]/[LmP₂+LmS₂]; (c) Ls/Qp vs. Lv/Qp, modificado de Ingersoll y Suczek (1979).

Figura 11: Diagrama binario que enfrenta la relación alr-logarítmica de Q/F contra Q/FR. (Weltje *et al.* 1998)

Lista de Tablas

Tabla 1: Parametros observados y cuantificados en el presente trabajo, así como también las abreviaturas empleadas en el texto. * Las tablas de los datos cuantificados estan en aumetno y corrección, por está razón no son puestas en el texto.

Tabla 2: Paramentos empleados en los diagramas ternarios.

Tabla 3: Porcentajes que fueron graficados en los diagramas ternarios QFL, QmFL, QpLvLs, RgRsRm, RpRvRs.

Tabla 4: Relaciones petrográficas empleadas en los perfiles de evolución vertical.

Tabla5: Factores de correlación entre los Componentes Principales.

Figuras

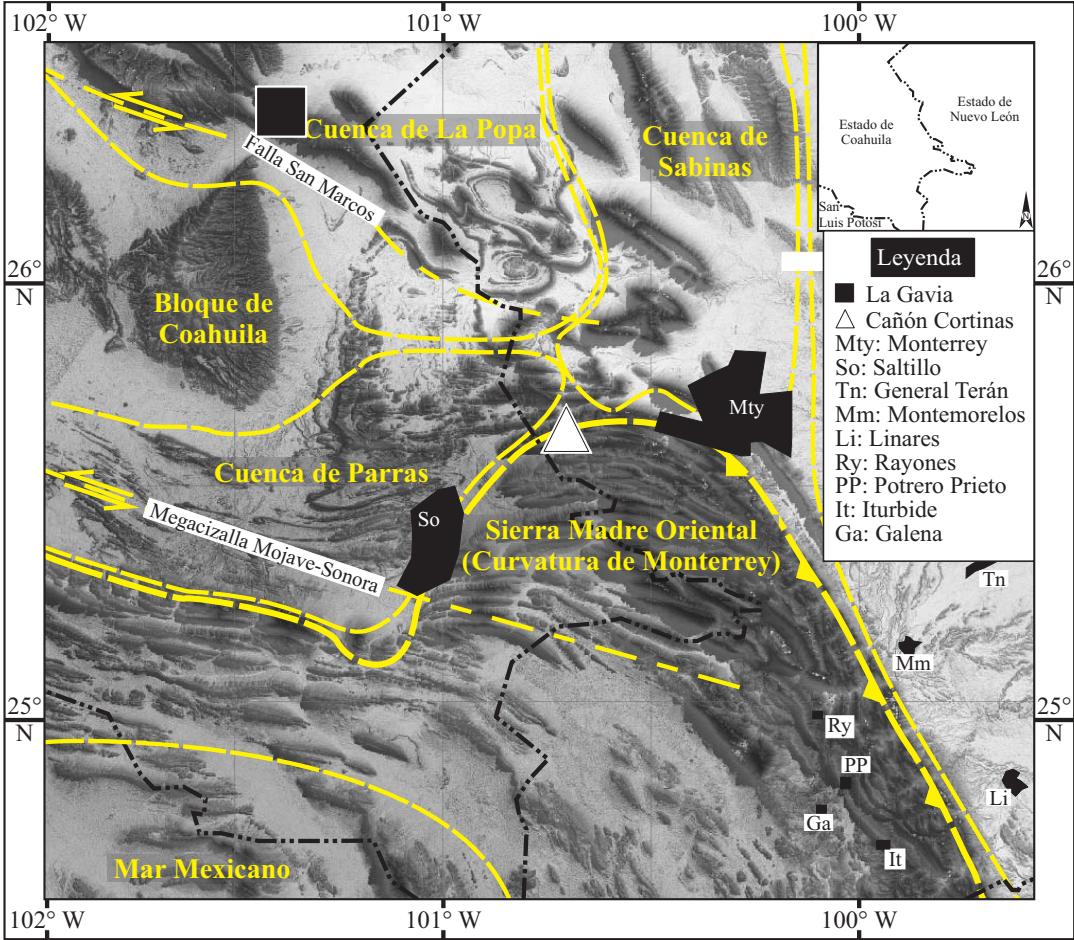


Figura 1: (Ocampo-Díaz, 2009)

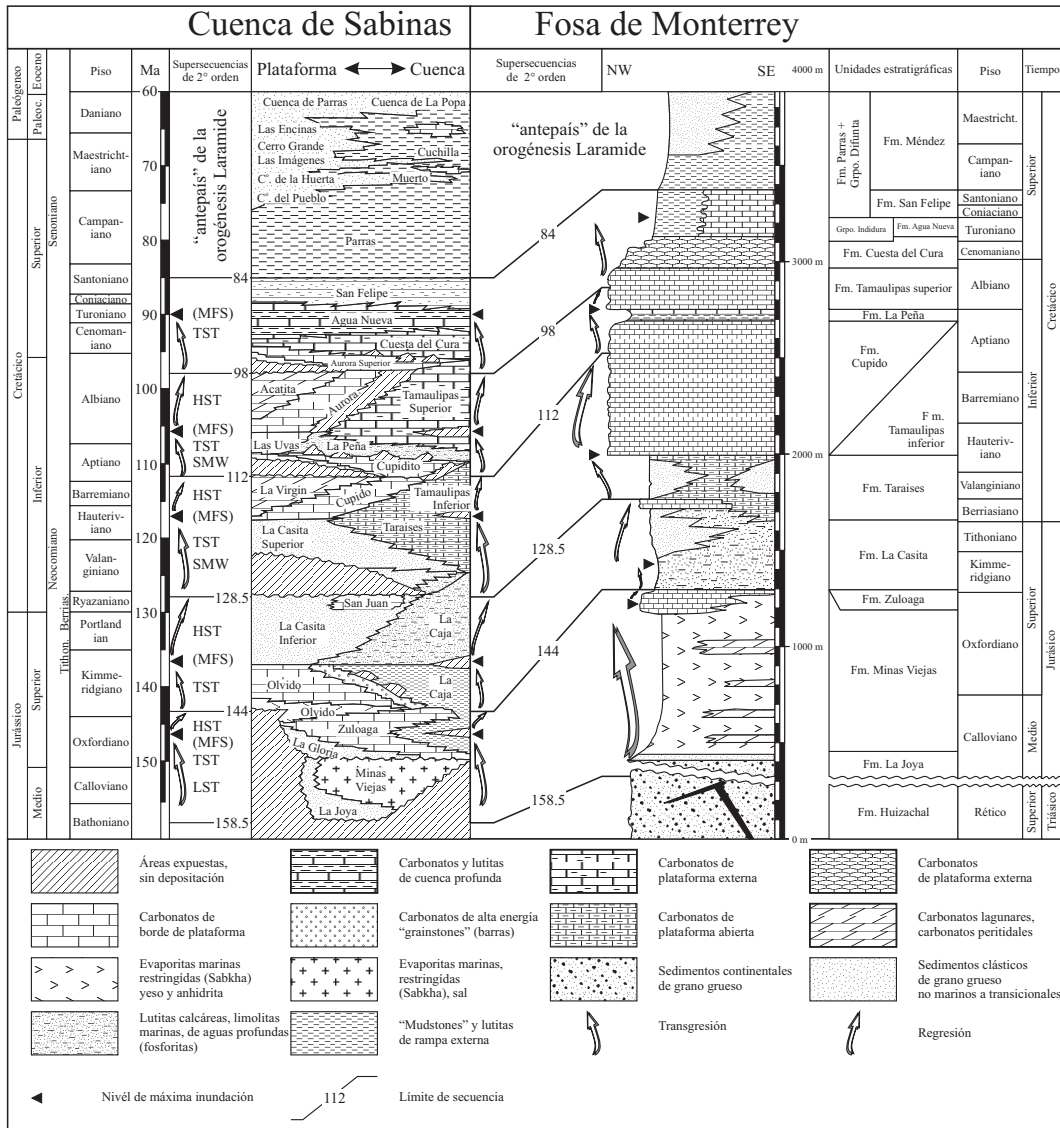


Figura 2: (Ocampo-Díaz, 2009)

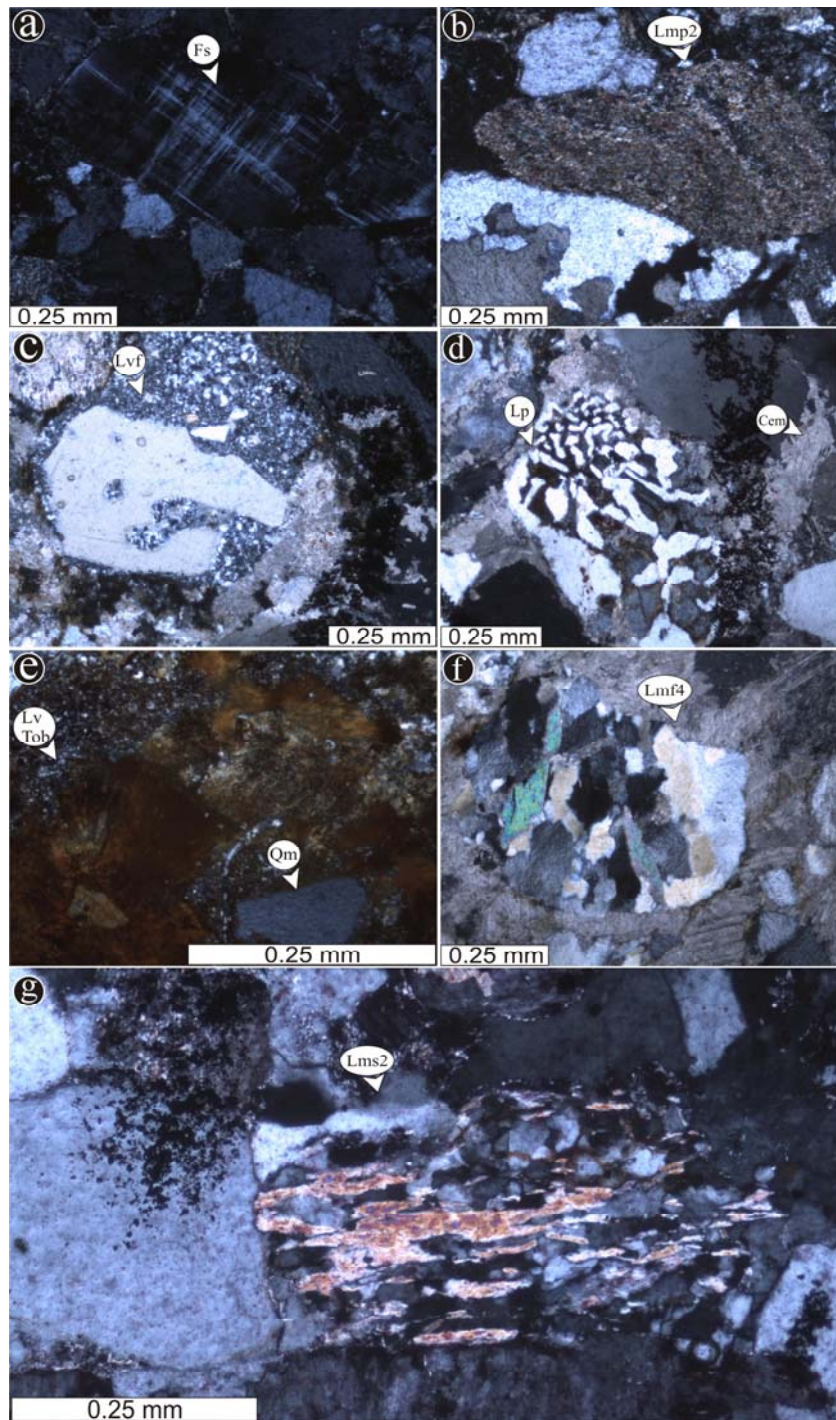


Figura 3: (Ocampo-Díaz, 2009)

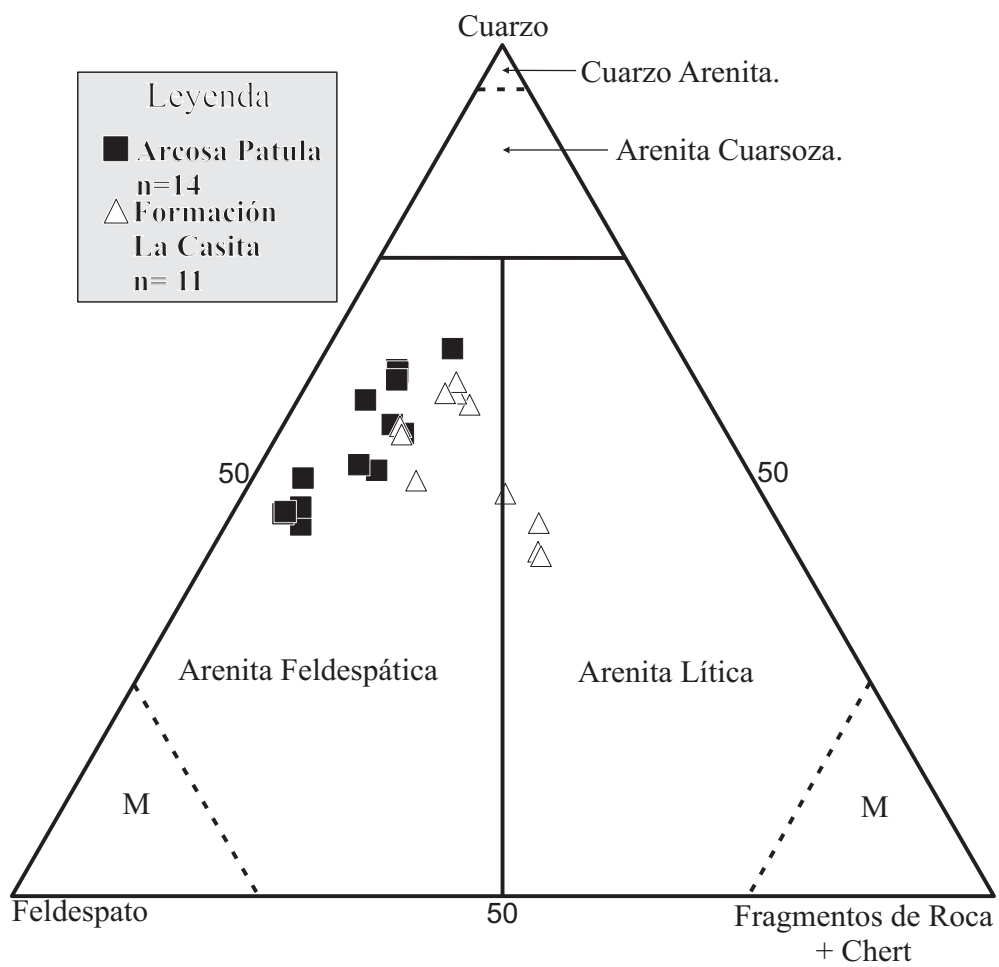


Figura 4: (Ocampo-Díaz, 2009)

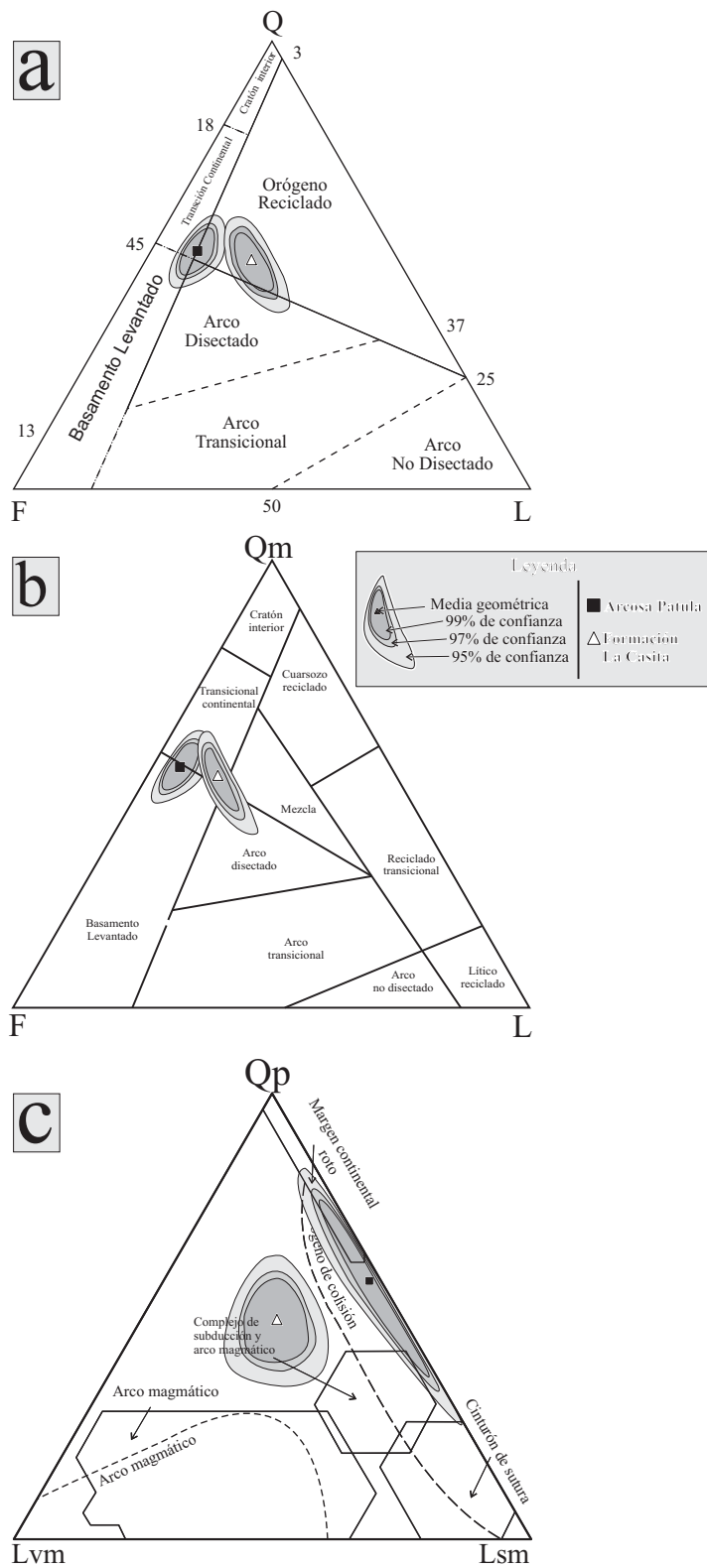


Figura 5: (Ocampo-Díaz, 2009)

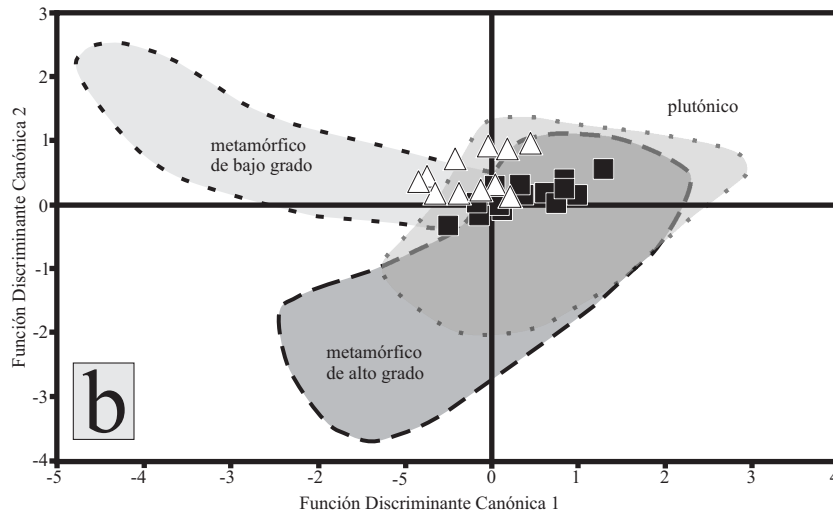
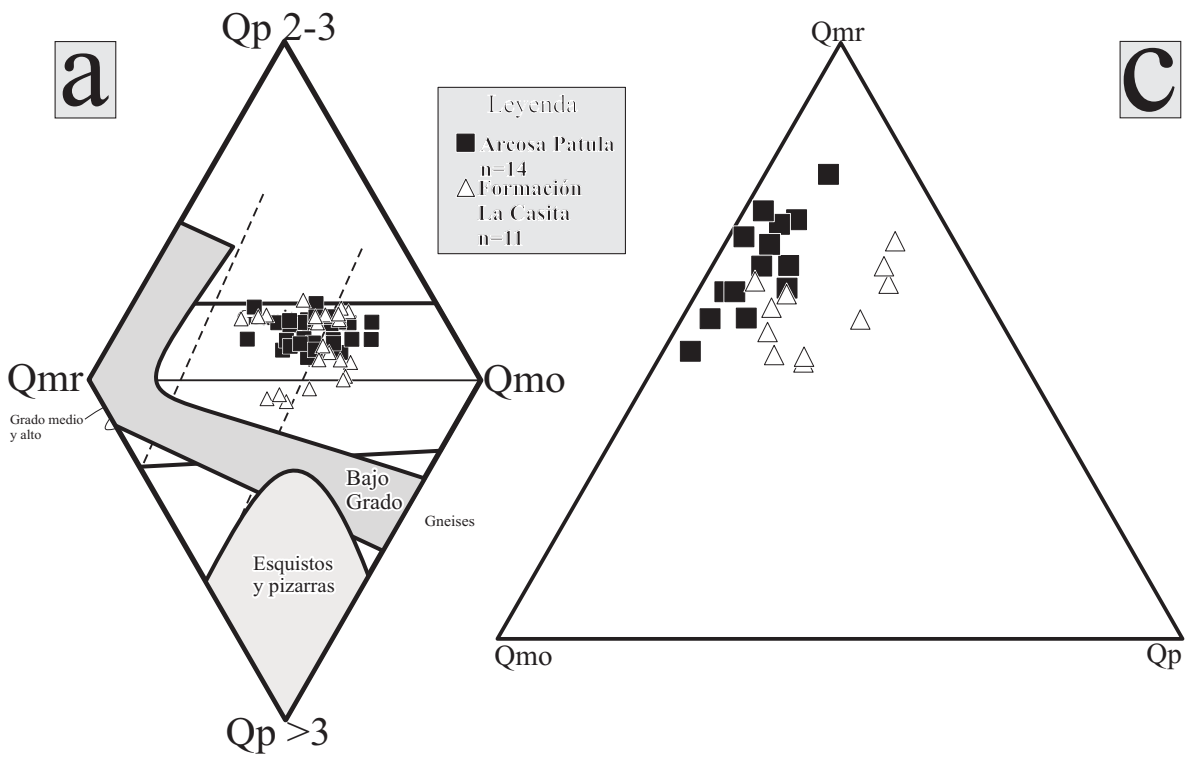


Figura 6: (Ocampo-Díaz, 2009)

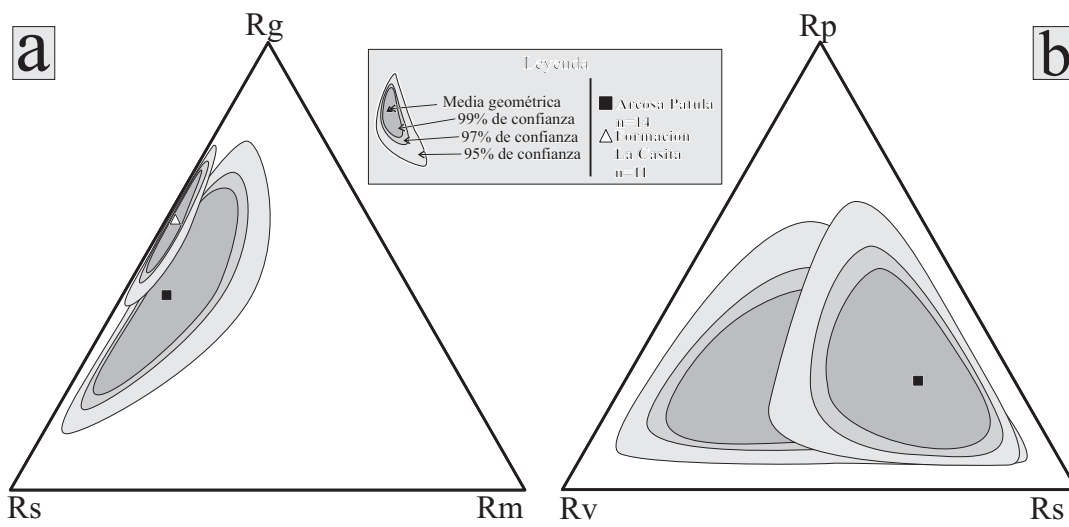


Figura 7: (Ocampo-Díaz, 2009)

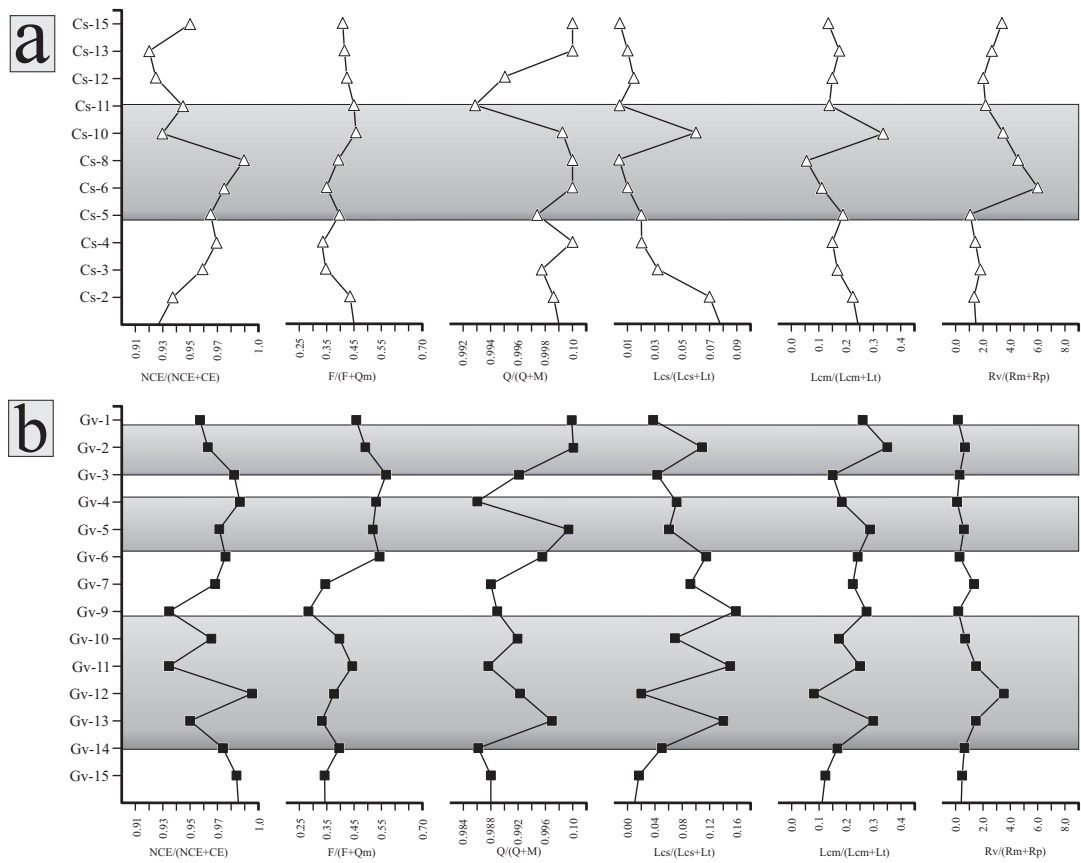


Figura 8: (Ocampo-Díaz, 2009)

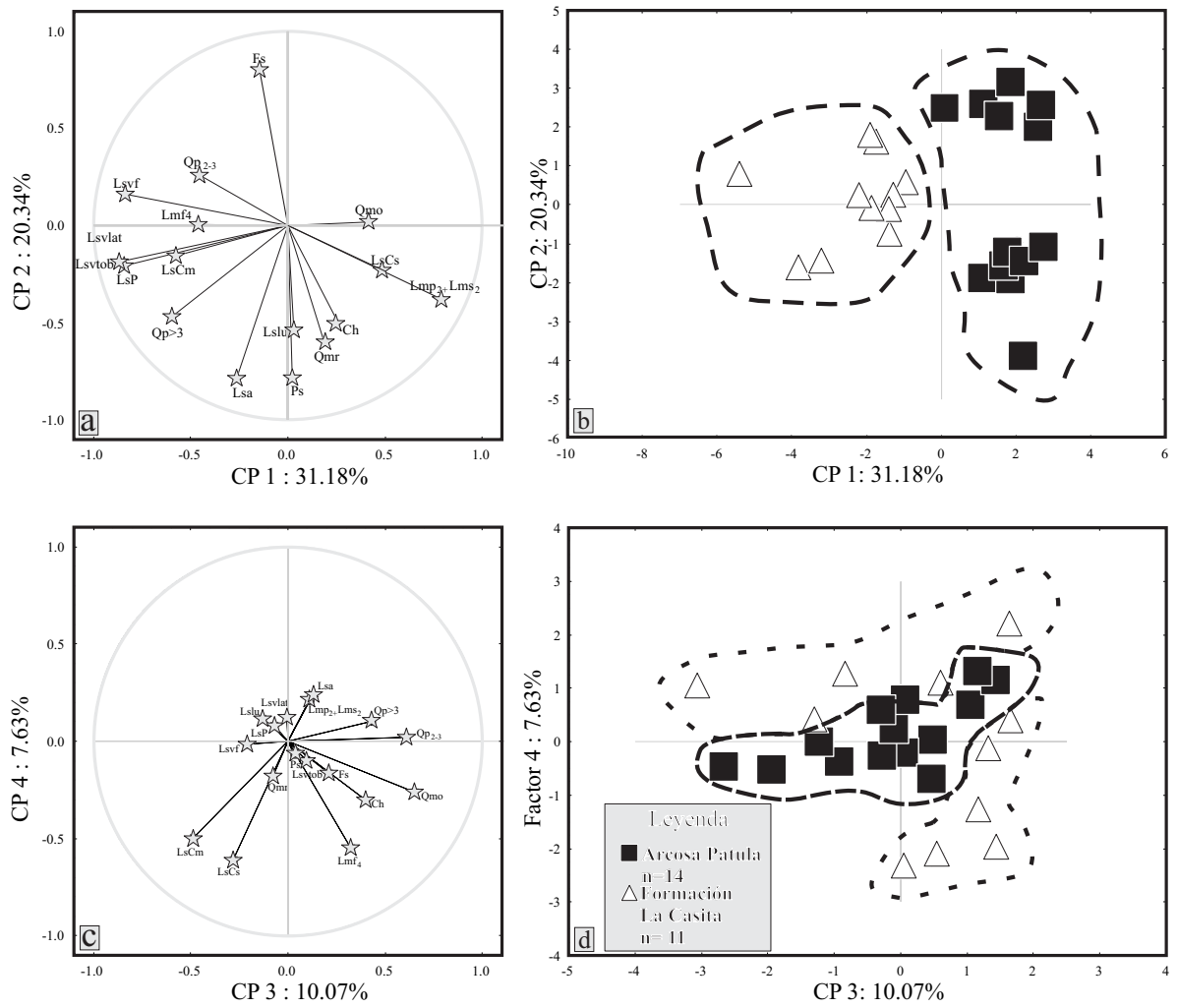


Figura 9: (Ocampo-Díaz, 2009)

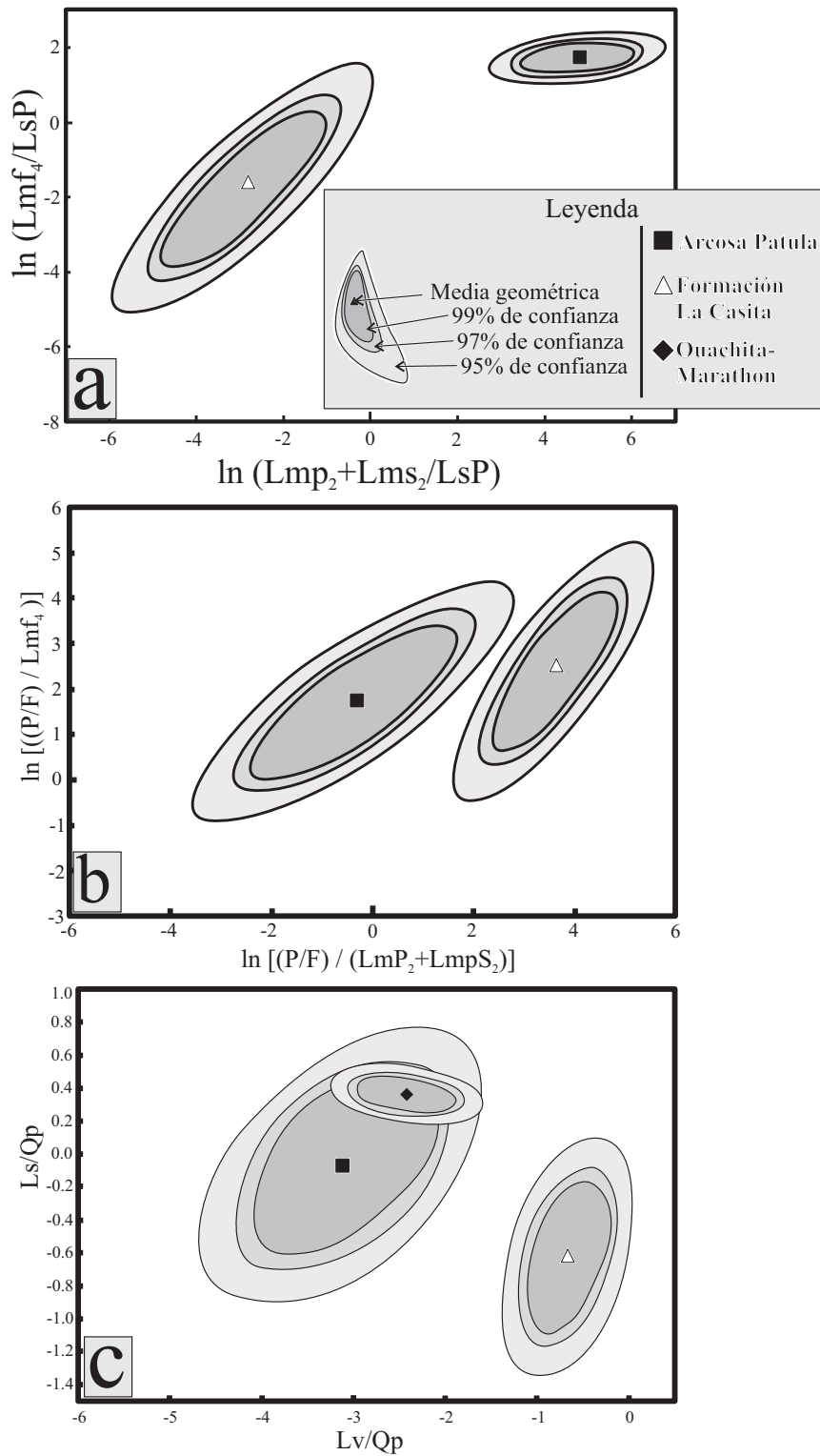


Figura 10: (Ocampo-Díaz, 2009)

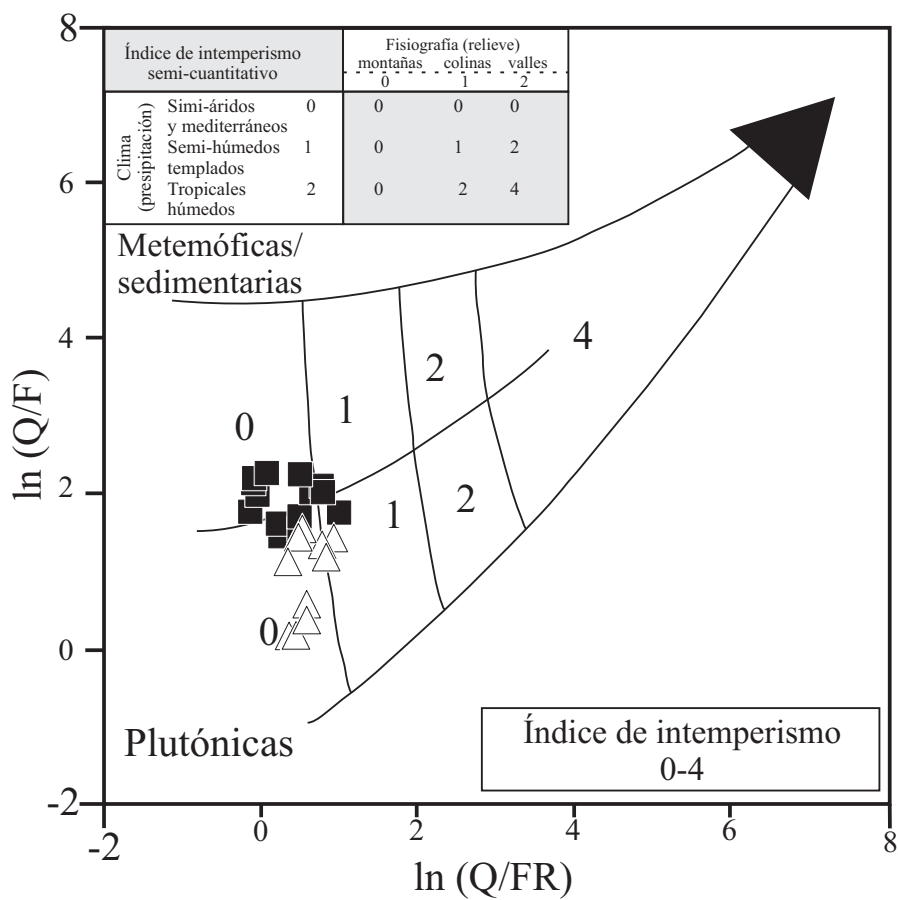


Figura 11: (Ocampo-Díaz, 2009)

**Análisis composicional y evidencias de reciclamiento sedimentario
asociado a las discordancias del Noreste de México, un ejemplo del
Triásico Tardío–Cretácico Temprano**

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{1,*}, Igor Ishi Rubio-Cisneros¹

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex-Hacienda de
Guadalupe Km 8, Linares, Nuevo León.

*magonegro_2000@hotmail.com

Sometido al:

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

Octubre del 2009

Resumen

La columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey en el Noreste de México muestra cinco secuencias clásticas del Triásico Tardío al Cretácico Temprano, delimitadas por discordancias angulares y erosivas. En el presente trabajo se analiza la composición de estas secuencias con la finalidad de comprender los procesos de reciclado-canibalismo, variaciones en la composición de las áreas fuentes y su relación con las discordancias. El análisis petrográfico y la resultante composición modal de los sedimentos clásticos permiten documentar tres períodos de reciclado o adición importante de las áreas fuentes a partir del diagrama QmFLt: 1) Triásico Tardío (Qm₇₀F₁₀L₂₀), erosión de roca metamórfica de grado medio-alto, asumiendo alto grado de transporte por su contenido >Qm, 2) Jurásico Temprano (Qm₄₀F₂₂L₃₈), periodo de máximo rejuvenecimiento de fuentes volcánicas y metamórficas; y 3) Cretácico Temprano (Qm₅₆F₃₁L₁₃), lapso ligero de rejuvenecimiento de las áreas fuentes, principalmente granitos o granodioritas, rocas volcánicas y en menor cantidad metamórficas de bajo grado.

Estas interpretaciones están soportadas por la aplicación de relaciones índices de variaciones composicionales y reciclamiento (F/Qt, Qp/Qt, Lm/Lv, Ls/Qm), que muestran la conexión que existe entre los procesos de reciclamiento-canibalismo y cambio en tipo de área fuente.

El conjunto de las interpretaciones de las variaciones (QFL) e índices composicionales validan la evolución del proceso de reciclado y permiten proponer un índice de reciclamiento sedimentario empírico (InReSe).

El InReSe ha sido aplicado a tres casos distintos mostrando sensibilidad en cambios relacionados en facies sedimentarias (e.g., depósitos de alto oleaje), tamaño de grano (e.g., canales maréales) y a la implicación genética de las discordancias en la columna para el Noreste de México (canibalismo intra-formacional *versus* controles aloclícos).

Palabras clave: rejuvenecimiento, índices composicionales, reciclado, Noreste de México, canibalismo sedimentario, petrografía sedimentaria

Abstract

The stratigraphic column of the Monterrey Tough in the northeastern Mexico comprises Late Triassic to Early Cretaceous clastic sequences limited by a series of angular-erosive unconformities. This work analyses the sequence composition aiming to comprehend the recycling-cannibalism process and the compositional variation between source-lands and its relation to unconformities.

The framework petrography of the clastic sediments allows to demonstrate three recycling periods or important source-rock addition by plotting QmFL diagram: 1) Upper Triassic (Qm₇₀F₁₀L₂₀), high-medium grade metamorphic source rock erosion assuming high-grade transportation by its >Qm content; 2) Early Jurassic (Qm₄₀F₂₂L₃₈), period with maximum exhumation of volcanic and metamorphic rocks; and 3) Early Cretaceous (Qm₅₆F₃₁L₁₃), shot lasting exhumation period mainly of granites or granodiorites, volcanic rocks and in less amount low-grade metamorphic rocks.

This interpretations are supported by applying index compositional varietal relations and recycling (F/Qt, Qp/Qt, Lm/Lv, Ls/Qm), that proof the relationship between the recycling and cannibalism processes and changes in source are type.

As a whole, interpretations among framework (QFL) and compositional indexes validate the evolution of the recycling process; allowing to propose an empirical sedimentary recycling index (SeReIn).

The SeReIn has been applied into three different cases, demonstrating sensibility in facies variations (e.g., storm deposits *versus* sand flat), grain size (e.g., tidal channels), and the genetic implication for unconformities within column for the northeastern Mexico (informational cannibalism *versus* allocyclic controls).

Keywords: rejuvenation, compositional indexes, recycling, Northeastern of Mexico, sedimentary cannibalisms, sedimentary petrography.

1 Introducción

Las discordancias dentro del registro geológico representan un *hiato* en el registro sedimentario y están relacionadas a cambios generados por diversos procesos tectono-sedimentarios (e.g., cambios eustáticos del nivel del mar, erosión por corrientes marinas de fondo o bien fenómenos esporádicos y de gran erosión, como tormentas o el oleaje intenso en las líneas de costa, acreción y subsidencia; Pitman, 1978; Schlager, 1993; Weltje et al. 1998). Las discordancias angulares y erosivas se caracterizan por presentar un cambio en el ángulo de buzamiento de los depósitos superiores con respecto a los inferiores, y están relacionadas con actividad tectónica. Además, pueden interpretarse como superficies (e.g., paleosuelos) que evidencian su exposición a niveles sub-aéreos.

El presente trabajo no pretende describir las características de las discordancias, las cuales han sido descritas (Shanmugam, 1988; Zuffa *et al.*, 1995; Widdowson, 1997), más bien se desea documentar los cambios composicionales y el proceso de reciclado en relación a las discordancias angulares-erosivas presentes en las secuencias clásticas del Noreste de México.

La columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey en el Noreste de México, se caracteriza por presentar secuencias clásticas que varían en edades desde el Triásico Tardío hasta Cretácico Temprano (Michalzik, 1988; Figura 1). Estas secuencias clásticas se caracterizan por presentar discordancias angulares-erosivas entre formaciones (e.g., La Formación Huizachal *versus* Formación La Boca), y solamente han sido interpretadas desde el punto de vista estratigráfico. Sin embargo, se ha omitido la interpretación genética en relación a las áreas fuente, reactivación y exhumación de los altos del basamento; inclusive el grado de reciclamiento intraformacional (canibalismo) y el de formaciones enteras (e.g., Michalzik, 1988; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001).

Este trabajo evalúa los datos composicionales de las secuencias clásticas del Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano propuestos por García-Obregón (2007), Ocampo-Díaz (2007), Ramos-Ledezma (2007) y Rubio-Cisneros (2008a), y su relación con la génesis de las discordancias desde el punto de vista petrográfico. Es decir, indagar y demostrar: 1) la existencia de reciclamiento sedimentario *versus* rejuvenecimiento de áreas fuentes, y/o 2) bien, reciclamiento sedimentario *versus* canibalismo.

2 Estratigrafía y composición general de las secuencias clásticas

La región central del estado de Nuevo León es uno de los mejores lugares donde se pueden apreciar las secuencias clásticas de la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental,

dentro de la Fosa de Monterrey. Estas afloran principalmente en las inmediaciones de los poblados de San Pablo Tranquitas y Rayones, N. L. (Figura 2).

Las secuencias clásticas se caracterizan por depósitos fluviales-aluviales del Triásico Tardío, depósitos aluviales-lacustres-fluviales del Jurásico, depósitos deltáicos del Jurásico Tardío y depósitos deltáicos y costeros del Cretácico Temprano,

A continuación, se describen brevemente de base a cima las secuencias clásticas de la columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey, dentro del intervalo de edad del Triásico Tardío–Cretácico Temprano, haciendo énfasis en los aspectos sedimentológicos, estratigráficos y petrológicos más relevantes.

2.1 Formación Huizachal (Triásico Tardío)

La Formación Huizachal representa la unidad más antigua y basal de la columna de la Fosa de Monterrey (Mixon 1963; Mickalzik 1988; Figura 1), está constituida por limolita, lutita, arenisca y conglomerado dentro de estratos que van de delgados a muy gruesos. Las secuencias que presenta son del tipo grano-decreciente (~10m; Michalzik, 1988; Davis, 2005; Rubio-Cisneros, 2008b). En el área de estudio, esta formación ha sido subdividida en dos miembros: 1) Miembro inferior caracterizado por cuerpos ígneos que cortan caóticamente a los estratos, mientras que 2) Miembro superior sobreyace de manera erosiva a la unidad inferior y no presenta cuerpos ígneos (Rubio-Cisneros, 2008b). Sedimentologicamente, esta formación ha sido interpretada como depósitos de ambientes continentales que pertenecen a sistemas fluviales de ríos trenzados a anastomazados, caracterizados por las facies de Gm, Gt, St, Sp, Sl, Sh, Fl, Fm y P (Michalzik, 1991).

Composicionalmente son arenitas líticas con tendencias a las sublitarenitas (Figura 3a), que presentan un contenido bajo en matriz. Los componentes NCE (según Zuffa, 1980), están representados por cuarzos monocristalino (Qm) seguidos por el policristalino y en menor cantidad *chert*. Los feldespatos se presentan de manera constante en todas las muestras, siendo principalmente plagioclasa con maclado polisintético, que raras veces altera a sericita; mientras que los feldespatos pueden o no presentar maclado Carlsbad, y alteran a caolinita. Los fragmentos líticos más abundantes son fragmentos metamórficos de grado bajo a medio, líticos volcánicos con texturas felisíticas y *lathwork* y ocasionalmente contienen líticos volcánicos microlíticos. Los fragmentos líticos volcánicos predominan dentro de la unidad superior. De base a cima de la secuencia se observa una mayor madurez. La homogeneidad que presenta esta formación dentro del diagrama QFFR (Figura 3a) sugieren uniformidad composicional de la secuencia.

2.2 Formación La Boca (Jurásico Temprano–medio)

La Formación La Boca está constituida por limolita, lutita, arenisca volcanoclástica, conglomerados y derrames de lavas, dentro de secuencias caóticas que se adelgazan hacia la cima, así como también del tipo grano-decrecientes (Mixon *et al.*, 1963; Fastovsky *et al.*, 2005; García-Obregón, 2008). Esta formación ha sido interpretada como depósito de barras, canales y flujos de masa por gravedad, dentro de un sistema aluvio-fluvial que derivan principalmente de rocas ígneas emplazadas a lo largo de la base y parte media de la secuencia (Fastovsky *et al.* 2005; García-Obregón, 2008; Rubio-Cisneros, 2008).

La Formación La Boca ha sido dividida en dos unidades: 1) Unidad Superior, de edad Jurásico Temprano, orientada NW/SE con buzamientos semi-verticales (~75°), y consiste de intercalaciones de material volcánico (flujos de lava), volcanoclástico (flujos piroclásticos, toba, toba cristalina, lahares e ignimbrita) y estratos sedimentarios

conformados por limolita, lutita, arenisca y conglomerado (unidad VES según Fastovsky *et al.*, 2005); 2) Unidad Superior presenta domos y flujos riolíticos que se encuentran intercalados con secuencias clásticas (Rubio-Cisneros y Lawton, *En Prensa*). Debido a que las condiciones de porosidad fueron propicias, relacionadas directamente a las etapas finales de las extrusiones riolíticas, se aprecian estratos de conglomerado y arenisca que han sido parcialmente silicificados por alteración hidrotermal.

El análisis petrográfico soporta la división de los dos miembros, sugiriendo que la unidad inferior está constituida por arcosas subarcosas líticas y menor cantidad por litarenitas ($Q_{35}F_{30}L_{35}$), mientras que en la unidad superior se presenta como arcosas feldespaticas y arcosas líticas ($Q_{m59}F_9L_{t32}$; Figura 3a). Ambas unidades contiene cuarzos policristalinos con más de tres cristales. Los cuarzos monocristalinos presenta extinción recta>ondulosa. Los feldespatos están constituidos por plagioclasa sódica, que muestran alteraciones sericita, mientras que los feldespatos-K son escasos y alteran a caolinita. Los fragmentos líticos son principalmente de rocas metamórficas de grado bajo-medio (e.g. esquistos de muscovita, serpentinita y gneises) y de rocas volcánicas con texturas *lathwork*, felsíticas y microlíticas. En menor grado presentan líticos sedimentarios de lutita y arenisca, siendo más comunes los líticos volcánicos y sedimentarios dentro de la unidad superior. La pseudo-matriz es principalmente de tipo felsítica, constituida por microcristales de feldespato y cuarzo con textura globulares.

2.3 Formación La Joya (Calloviano)

La Formación La Joya está constituida por capas rojas de limolita, lutita, arenisca y conglomerado con intercalaciones de caliza hacia la cima de la secuencia (Michalzik, 1988), dentro de secuencias caóticas que estrato-decrecientes y grano-decrecientes. Ésta formación ha sido interpretada como depósitos de abanicos aluviales (fanglomerados), planicie aluvial, sabkha continental, sabkha marina-marginal, laguna, dentro de secuencias de aproximadamente 50 m de espesor (Michalzik, 1988). La Formación La Joya sobreyace por medio de una discordancia angular-erosiva a la Formación La Boca (Michalzik, 1991; García-Obregón, 2007; Rubio-Cisneros y Lawton, *En Prensa*).

Los constituyentes de grano grueso en los horizontes conglomeráticos van desde fragmentos sedimentarios de unidades preexistentes como son: clastos de diques/dique estratos o material volcánico extrusivo y material foliado a esquistoso. El análisis petrográfico de areniscas con tamaño de grano medio-grueso, validó la procedencia del material, mostrando que están constituidas por sublitarenitas (Figura 3a). El contenido de cuarzo es alto, distinguiéndose el de tipo monocristalino con extinción recta, seguido del monocristalino con extinción ondulosa y finalmente policristalino. El contenido de matriz es variable, con un margen general <20%. Existe una predominancia de plagioclasa (>7%) sobre los feldespatos potásicos (<1%). Con base en lo anterior, se obtuvo una media composicional de los componentes principales ($Q_{71}F_5FR_{24}$). Esta paleta composicional está condicionada a la ubicación de la localidad, ligada al tipo de roca adyacente, rocas volcánicas (>líticos volcánicos microlíticos) de las formaciones subyacentes y los altos de basamento expuestos ($L_m \geq L_v < L_s$).

2.4 Formación La Casita (Kinmeridgiano-Berriasiano Temprano)

La Formación la Casita está caracterizada por secuencias grano-crecientes con intercalaciones de limolita, lutita y arenisca de grano fino-medio. Las estructuras sedimentarias presentes son principalmente laminaciones paralelas, gradación normal y

laminaciones onduladas. El espesor de los estratos de arenisca varía de delgado a grueso, mientras que el de la lutita va de muy delgado a muy grueso. El espesor total de esta formación en el área de estudio es de 320 metros. Esta formación ha sido interpretada como depósitos de prodelta y frente-deltaico (Michalzik, 1988; Michalzik y Shumman, 1994).

Composicionalmente, los depósitos del frente-deltaico que fueron muestreados de esta formación, se caracterizan por presentar dos niveles arenosos constituidos principalmente por arcosas y subarcosas (Figura 3a).

Ambos niveles se caracterizan por mostrar un contenido moderado de matriz constituida en general por material de limo muy fino (<10%), aunque también esta se presenta como pseudo-matriz (Cf. Dickinson, 1970) con altos niveles de oxidación. La composición modal de los constituyentes principales que presenta esta formación son de $Q_{66}F_{27}FR_7$, con una desviación estándar <5%, evidenciando la monotonía de los depósitos de esta formación (Figura 3a). Los componentes NCE están representados principalmente por cuarzo monocristalino (Qm), cuarzos policristalinos (Qp) y en menores porcentajes el chert (<2%); ocasionalmente, los cuarzos monocristalinos desarrollan bordes de crecimiento sintaxiales. Los feldespatos se presentan de manera constante, en proporciones <25%. Los últimos, están conformados por albita y ortoclasa, con alteraciones a sericita y caolinita. Los fragmentos líticos son poco abundantes (<10%), siendo los líticos volcánicos con texturas tobaceas y felsíticas los más abundantes. Sin embargo, también se han identificado líticos sedimentarios de arenisca de grano muy fino, lutita y caliza micrítica. Los minerales accesorios son biotita, clorita, moscovita, circón y epidota.

La información composicional descrita previamente permite interpretar que la Formación La Casita fue depositada dentro un sistema deltaico en una cuenca con moderada subsidencia tectónica, con aportes de material volcánico y carbonatado procedente de altos del basamento, emergidos durante el Kimmmerigiano–Berriasiano Temprano. Los líticos sedimentarios siliciclásticos y el cuarzo con bordes de crecimiento sintaxiales, sugieren reciclamiento sedimentario y/o canibalismo.

2.5 Formación Taraises (Miembro Arenoso Galeana, Hauteriviano-Valanginiano)

El Miembro Arenoso Galeana está constituido por intercalaciones de lutita y arenisca. Las areniscas son de grano fino a grueso. El espesor total reportado es variable y alcanza espesores de 450m (Galeana), 150m (Potrero Prieto) y 130m (Rayones) con la región desapareciendo hacia el norte de área de estudio (Ocampo-Díaz 2007; Ocampo-Díaz *et al.* 2008).

Las relaciones estratigráficas que el Miembro Arenoso Galeana presenta son: (1) sobryace de manera concordante al Miembro Inferior de la Formación Taraises en las áreas de Potrero Prieto y Rayones, y a través de una discordancia angular <15° en el área de Galeana; (2) subyace de manera transicional al Miembro Superior de la Formación Taraises. De acuerdo con Ocampo-Díaz (2007) y Ocampo-Díaz *et al.* (2008) la arenisca presente en el Miembro Arenoso Galeana presenta siete asociaciones de facies, que han sido interpretadas como depósitos de planicie mareal, canales maréales, planicie de lodos, prodelta, frente deltaico dominado por mareas y dunas subacuosas.

Ocampo-Díaz (2007) describe las características sedimentológicas de estas asociaciones de facies son: (1) secuencias que se engrosan y adelgazan hacia la cima, (2) gradación normal abundante, estratificación lenticular, estratificación cruzada de tipo *herringbone*, estratificación de tipo *flaser* y estratificación cruzada de tipo tangencial, generada por la migración de las dunas, (3) fósiles traza, tales como *Tallasinoides*, *Skolithos*,

Diplocaterium y *Rhizocorallium*, (4) canales maréales con secuencias que se adelgazan hacia la cima con gradación normal, laminaciones cruzadas de tipo planar y rara vez tangencial y lodos dobles acoplados.

Las características sedimentológicas descritas previamente sugieren que las areniscas del Miembro Arenoso Galeana fueron depositadas dentro de una planicie mareal (área de Potrero Prieto), dentro de un sistema deltáico influenciado por mareas y depósitos sublitorales en Galeana y como dunas subacuosa en el afloramiento del área de Rayones (Ocampo-Díaz, 2007). Los depósitos de planicie mareal progradan a los depósitos del sistema deltáico (Este-Oeste) y cambian lateralmente a los depósitos de las dunas subacuosas (Norte-Sur; Ocampo-Díaz *et al.* 2008).

Composicionalmente el Miembro Arenoso Galeana, está representado por arcasas líticas con tendencia a subarcasas ($Q_{61}F_{29}FR_{10}$; Figura 3a), variando de moderadamente a bien clasificadas.

Los constituyentes NCE principales de los depósitos del frente-deltáico son: 1) cuarzos monocristalinos con extinción recta>ondulosa, con estriás, texturalmente son subangulosos a redondeados, presentan contactos rectos, de punto y cóncavos-convexos; 2) cuarzos policristalinos ($Q_{p<3c}$ y $Q_{p>3c}$), subredondeados a redondeados. Los contactos de los cuarzos policristalinos son suturados con fabrica tectónica y ocasionalmente con contactos rectos en forma de Y (i-griega), en ángulos de 120° , presentan extinción ondulada; 3) los feldespatos son de dos tipos: (i) feldespatos potásicos, son subangulosos a subredondeados, presentan maclado tipo Carlsbad, y algunos están alterandos a caolinita o sericita y, (ii) las plagioclasas sódicas principalmente albitas, son subangulosas a subredondeadas, presentan un maclado tipo polisintético y combinado algunas veces ($P/K=1.30$); 4) Los fragmentos de roca son subredondeados a redondeados, con una redondez que varía de moderada a alta, en orden de abundancia son de arenisca de grano fino, lutita y fragmentos de roca volcánica felsíticas, volcánicos con texturas *lathwork*, volcánicos microlíticos y líticos metamórficos de bajo-grado; 5) los minerales accesorios son moscovita y biotita, presentes en forma alargada o tipo hoja. La moscovita también se presenta dentro de los cuarzos policristalinos, así como también se observan minerales pesados posiblemente hematita y circón.

3 Metodología

El presente estudio documenta los aspectos composicionales y de reciclamiento de las secuencias clásticas de la columna sedimentaria de la Fosa de Monterrey (Formaciones Huizachal, La Boca, La Joya, La Casita y Taraises [Miembro Arenoso Galeana]). Para poder determinar y comprender los procesos de reciclamiento y canibalismo se han analizado 300 laminas delgadas de arenisca media-gruesas de las distintas áreas estudiadas por García-Obregón (2007), Ocampo-Díaz (2007), Ramos-Ledezma (2007) y Rubio-Cisneros (2008a), de las cuales se seleccionaron 106, para realizar un riguroso conteo de puntos (~1000), exclusivamente de los componentes principales, por medio de la metodología de Gazzi-Zuffa (siguiendo la propuesta por Weltje, 2002). Los datos obtenidos por el conteo de puntos fueron graficados en diagramas ternarios que representan la composición modal y el ambiente tectónico de acuerdo con McBride (1963; QFFR) y Dickinson *et al.* (1983; QtFLt, QmFLt), respectivamente.

Del mismo modo se calcularon diversos índices de reciclamiento y canibalismo, por medio de los diferentes tipos de componentes clásticos (Q_p/Q_t y F/Q_t [propuesto por Arribas *et al.*, 1990], L_m/L_v , L_s/Q_m , empleados en el presente trabajo). Estos permiten conocer la evolución en la composición, grado de transporte y tipo de área fuente.

Los parámetros que conforman el “Índice de Reciclamiento Sedimentario” (InReSe), se han obtenido y discriminado mediante un análisis multivariado de la información composicional por medio de Q-Cluster y de matrices de correlación, aplicando la metodología de Gabriel (1971) y von Eynatten *et al.*, (2003). Los resultados fueron variables representadas por Qt, Qm y Qp que justifican los procesos de transporte y madurez textural; mientras que F, P, Lm, Lv, Ls, corresponden a las variables que controlan la composición del área fuente y canibalismo.

Para realizar el cálculo del “InReSe” fue necesario la transformación de las variables a **alr**-logaritmo, **clr**-logarítmico e **ilr**-logarítmica. Esto con la finalidad que la información composicional tengan una escala real dentro del *simplex* para un mayor detalle de cómo realizar estas transformaciones se recomienda revisar las metodologías propuestas por Aitchison (1986,1992), Barceló *et al.* (1996), Weltje (2002) y Ohta y Arai (2007).

4 Resultados

4.1 Análisis Composicional y Evidencias de Reciclado

Como se ha descrito previamente, la columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey presenta discordancias angulares-erosivas de moderada importancia tectono-sedimentaria. Tomando en consideración que las discontinuidades tectono-sedimentarias implican cambios en las áreas fuentes relacionadas con procesos tectónicos, así como también marcan un *hiato* dentro del registro sedimentario que se marcan en la composición de las areniscas.

Por otra parte, el contraste de líticos metamórficos, líticos volcánicos y cuarzo policristalino dentro de toda la secuencia estratigráfica, sugieren evidencias cuantitativas de procesos relacionados con reciclamiento.

En los siguientes apartados se analizan los datos a partir de la composición modal de las areniscas, de los descritos índices composicionales, el análisis evolutivo de las áreas fuentes y los posibles procesos de reciclado que se asocian a la secuencia estratigráfica de la Fosa de Monterrey.

4.2 Composición General

El análisis modal muestra que las areniscas de las secuencias estratigráficas de la Fosa de Monterrey tienen variaciones composicionales significativas, principalmente en el contenido de líticos y feldespatos (Figuras 3a y 3b). El cambio en el contenido de líticos se manifiesta en la concentración de líticos metamórficos de grado bajo-medio y volcánicos. Por lo cual, dentro del diagrama QFLt, se muestran distintas posiciones que marcan la evolución petrológica de la cuenca. Dentro de dicho diagrama, las muestras de la Formación Huizachal presentan una alta madurez textural y se grafican en la parte superior del campo de orógenos reciclados (Figura 3b). Cabe señalar que las muestras más inmaduras son las de la Formación La Boca, por su alto contenido de fragmentos líticos (Figura 4). Las formaciones siguientes del Jurásico Temprano hasta el Jurásico Tardío, tienen un comportamiento en el contenido de (Qt) con una tendencia casi lineal hacia las muestras de la Formación La Casita (La Boca-La Joya-La Casita; arco disectado-transición continental; Figura 3b). Sin embargo, las areniscas del Cretácico Temprano, grafican en orógeno reciclado (Figura 3b). El aporte de feldespatos marca su *plexus* durante el depósito de la formación la Joya y se enriquecen en las formaciones del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, proceso que representa cambios significativos del

área fuente (Figura 3b). Por lo descrito previamente, se han logrado diferenciar cuatro etapas de aporte de sedimentos:

1. El Triásico Tardío: Aporte relacionada con procesos de adición y reciclamiento de las rocas cristalinas que conforman el basamento, así como también de la cubierta paleozoica que cubre al basamento, esto con base en el alto índice de líticos metamórficos y cuarzo policristalino y monocristalino.
2. El Jurásico Temprano–Medio representa un cambio brusco en las composiciones del área fuente, implicando rejuvenecimiento de las áreas fuentes, marcadas por el aporte de fragmentos líticos volcánico, metamórficos y feldespatos (Figura 3b).
3. El Jurásico Medio–Tardío representa el periodo dentro del cual desaparecen progresivamente los componentes inestables, así como el reciclamiento de las formaciones pre-existentes, aunque también sugieren poco aporte de las áreas fuentes. Durante este lapso, las muestras tienden a incrementar su grado de madurez textural.
4. Durante el Cretácico Temprano ocurrió otro pequeño proceso de aporte de rocas fuentes y de reciclamiento de toda la secuencia sedimentaria de la Fosa de Monterrey, y que está representada por el incremento de feldespatos (en rocas plutónicas) y líticos volcánicos y metamórficos (Figura 3b).

Los descrito previamente está soportado dentro del diagrama QmFLt (Figura 4), en donde las muestras de la formación del: 1) Triásico Tardío, son mejor clasificadas y proceden de rocas fuentes que derivan de rocas metamórficas de grado bajo-medio, volcánicas y en menor proporción del rocas sedimentarias; 2) Jurásico Temprano muestra el mayor incremento de líticos volcánicos y feldespatos en toda la secuencia sedimentaria, sugiriendo que esta formación representa el rejuvenecimiento de las rocas fuentes; 3) Jurásico Medio–Tardío, representa el reciclamiento de las formaciones del Triásico y del Jurásico Temprano, como lo sugiere el incremento de Qm, y la abundancia de cuarzo monocristalinos con bordes de crecimiento sintaxiales; 4) Jurásico Tardío presenta incrementos en los feldespatos y líticos volcánicos, sugiriendo un pequeño lapso de rejuvenecimiento de los bloques del basamento, sin embargo el contenido de líticos sedimentarios y cuarzoes monocristalinos evidencian un grado moderado de reciclamiento sedimentario; y 5) Cretácico Temprano, muestra un mayor incremento en el contenido de feldespato, líticos volcánicos y metamórficos, por lo cual se ha interpretado como un evento de moderado rejuvenecimiento de las rocas fuentes (Figura 4).

4.3 Índices Composicionales y Reciclamiento

En el presente trabajo se han utilizado componentes sensibles al grado de transporte y a la composición de las áreas fuentes para: a) conformar índices composicionales (F/Q_t , Q_p/Q_t , P/K , L_m/Q_m , L_s/Q_m , L_m/L_v), y b) evidenciar los procesos sedimentarios asociados con las discordancias presentes dentro de la columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey.

Los parámetros que enfrenta las relaciones F/Q_t versus Q_p/Q_t sugieren que la Formación La Boca (Figura 5) es la más inmadura, mientras que las muestras de la Formación La Casita son más maduras y más enriquecidas en cuarzo (Figura 5).

El enriquecimiento de Q_p/Q_t se ha interpretado de dos maneras: i) como diferencias del tamaño de grano, por lo grande y abundante del Q_p en arenisca de grano gruesas y, ii) como influencia de rocas metamórficas.

Con base en la relación F/Q_t en la Formación La Boca se observa que las muestras tienen concentraciones altas, representando alta erosión e influencia de rocas volcánicas y

cristalinas. Lo anterior se asocia a la discordancia angular que ésta presente con la Formación Huizachal (Carillo-Bravo, 1961; Michalzik, 1988; Figura 5).

Los altos niveles de confianza que presenta la relación F/Qt en esta formación, se han interpretado como una discordancia angular-erosiva de carácter intraformacional (unidad VES en Fastovsky *et al.*, 2005; Rubio-Cisneros y Lawton, En Prensa; Figura 5). Otra característica de la relación F/Qt, es su disminución paulatina hacia la Formación La Casita, pero muestran un ligero aumento hacia el Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises. Lo anterior, sugiere la pérdida gradual del aporte de rocas volcánicas y cristalinas que adhieren feldespatos, y su ligero aumento sugiere la reactivación de rocas del basamento como lo muestra la discordancia angular de este miembro.

La relación Lm/Lv, se ha utilizado para discriminar la influencia de las áreas fuentes del tipo metamórficas *versus* volcánica. Esta relación sugiere que las muestras de la Formación Huizachal están más enriquecidas de rocas que conforman el basamento, mientras que la Formación La Boca esta más influenciada por rocas volcánicas. Sin embargo, se observa que esta relación aumenta hacia la Formación La Joya, posteriormente decrece hacia la Formación La Casita y se incrementa nuevamente hacia el Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises. Con esto se comprueba la reactivación de las falla del basamento, que se encuentra representada por las discordancias angulares-erosivas intra-secuencial en la Fosa de Monterrey.

El grado de canibalismo y de reciclamiento sedimentario, se evaluó con la relación Ls/Qm, que sugiere que las muestras de la Formación La Boca tiene aporte de la Formación Huizachal. Mientras que la Formación La Joya, marca el aporte de rocas metamórficas que comprenden el basamento. Por consecuente, la Formación La Casita marca el final de un gran ciclo sedimentario, como lo muestra su madrez textural. Finalmente, el Miembro Arenoso Galena presenta la erosión de las rocas pre-existentes, así como el aporte de rocas volcánicas y metamórficas (Figura 5).

4.4 Índice de Reciclamiento Sedimentario (InReSe)

Por medio del análisis de los diversos índices de reciclamiento, como roca fuente y grado de madurez textural que se obtuvieron de la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental en la Fosa de Monterrey, se propone una forma empírica de calcular un Índice de Reciclamiento Sedimentario “InReSe”. La ecuación propuesta para realizar el cálculo del InReSe, es la siguiente:

$$In Re Se = \frac{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n X_i\right)^2 + \sum_{i=1}^n (X_i * Y_i)}}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n Y_i\right)^2 + \sum_{i=1}^n (X_i * Y_i)}} \dots\dots\dots(Ec. 1)$$

Donde Xi= X1 (Qp) + X2 (Qt) + X3 (Qm)

Yi= Y1 (Lm) + Y2 (Ls) + Y3 (Lv) +Y4 (F) + Y5 (P)

El InReSe, es sensible y permite interpretar los cambios en la composición del área fuente, el canibalismo, las modificaciones relacionadas con la diversidad de las facies, así como también cambios ligados a las discordancias tectono-sedimentarias.

A manera de comprobar el InReSe, se han tomado tres casos. El primero se realiza para mostrar que el InReSe es sensible a los cambios de facies y al tamaño de grano relacionado con depósitos maréales del Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises (Ocampo-Díaz, 2007). EL segundo documenta los procesos de reciclamiento o canibalismo relacionado con el depósito de dunas subacuosas dentro del mismo miembro (Ocampo-Díaz, 2007). Y el tercero, explica los cambios del InReSe, que están ligados a procesos de discordancias angulares y erosivas presentes dentro de la columna sedimentaria, y que han sido interpretadas como discordancias generadas por procesos intraformacionales y factores alocíclicos.

4.4.1 Caso 1: Depósitos Maréales del Miembro Arenoso Galeana

Ocampo-Díaz (2007) y Ocampo-Díaz *et al.* (2008) sugieren que los depósitos de planicie mareal se caracterizan por presentar secuencias estrato-decrecientes, con estructuras sedimentarias como estratificación cruzada tipo *herringbone*, lenticular y flaser, con intercalaciones de canales maréales que se caracterizan por presentar estratificación cruzada de gran escala, lodos acoplados, rizaduras de flujos reversos (*reverse flows*) al pie de las laminaciones cruzadas que marcan los procesos de inundación y mareas. El tamaño de grano varía de gránulos grueso a arenas gruesas y son lateralmente extensivos. También es común que los estratos tengan evidencias de periodos de tormenta o alto oleaje.

El comportamiento del InReSe dentro de estos depósitos maréales, muestra que: 1) los depósitos de arenas maréales basales evolucionan de manera cíclica (0.55–0.63 de InReSe), relacionada con las diferencias del tamaño de grano (areniscas finas a medias; Figura 6), e incluso reciclamiento mareal, como indica la presencia de lodos acoplados: 2) dentro de los canales maréales el índice aumenta (0.56 a 0.69), sugiriendo influenciada por la variación del tamaño de grano (areniscas muy gruesas) y al reciclamiento generado por canales; 3) decrece dentro de los depósitos de desborde de canal (0.56), y vuelve a aumentar dentro de los depósitos de margen de canal (0.62); y 4) el pico mayor que se presenta dentro de la muestra PP-8, corresponde a depósitos de tormenta o alto oleaje (~0.70); y v) y finaliza con la disminución del aporte clásticos, así como también por el aumento del carbonato de calcio (Figura 6).

4.4.2 Caso 2: Depósitos de dunas subacuosas

Ocampo-Díaz (2007) y Ocampo-Díaz *et al.* (2008) sugieren que el Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises, en el área de Rayones, Nuevo León, presenta secuencias caóticas de areniscas de grano grueso a fino que normalmente muestran ciclicidad y están moderadamente bioturbadas. Las estructuras sedimentarias que presenta son: gradación normal, laminaciones paralelas y areniscas masivas como estructuras sedimentarias de carácter interno. Los mismos autores sugieren que esta secuencia clástica muestra estratificación cruzada de tipo tangencial de gran escala con superficies de reactivación. Con base en estas características, se interpreta al Miembro Arenoso Galeana en dicha área como depósitos de dunas subacuosas.

El InReSe, muestra valores altos sobre los estratos que descansan sobre las superficies de reactivación ([0.84, R-21]; [0.78, R-6], Figura 7), mientras que los valores que muestran el resto de las muestras sugieren un aumento en grado de transporte y en la madurez textural relacionados con el reciclamiento y canibalismos dentro de este ambiente de depósito, como lo sugiere Ocampo-Díaz (2007).

4.4.3 Caso 3: Aplicación del InReSe a las discordancias angulares-erosivas de la Fosa de Monterrey

Las discordancias angulares-erosivas, dentro de las secuencias clásticas de la columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey han sido interpretadas como discordancias asociadas a procesos tectónicos. Sin embargo, cuando se analizan los valores de InReSe de las areniscas que sobreyacen a estas superficies e incluso dentro de las diferentes unidades internas (Figura 8), se reinterpretan que son discordancias angulares-erosivas relacionadas a dos procesos: tectono-sedimentarios e intra-formacionales:

Discordancias mayores de carácter tectono-sedimentario:

1. Los valores de InReSe que muestra la Formación Huizachal con respecto al Paleozoico o rocas cristalinas que conforman al basamento son altos (~ 0.81), sugiriendo que esta formación representa el reciclamiento de dichas rocas y que la discordancia angular es de carácter tectono-sedimentaria relacionada con procesos de extensión (Figura 8; Tabla 1).
2. Dentro de las formaciones del Triásico Tardío–Jurásico Temprano se presenta otra discordancia angular, la cual separa a las formaciones Huizachal y La Boca. Esta discordancia ha sido tradicionalmente interpretada como el resultado de procesos extensivos durante la apertura del Golfo de México. Sin embargo, estudios recientes sugieren que la Formación La Boca representa sedimentación relacionada a arcos continentales (Pindell y Dewey, 1982; Barboza-Gudiño *et al.* 2008a y 2008b; Gray y Lawton, 2008). Esta última reinterpretación es soportada por el contenido detrítico de la Formación La Boca. Aun más, el InReSe presenta los valores más bajos de toda la columna sedimentaria (~ 0.37 ; Tabla 1), demostrando que esta es la formación con más aporte de rocas fuentes; principalmente volcánicas, metamórficas y en menor grado plutónicas y sedimentarias. Los valores bajos de InReSe se han interpretado como el resultado del incremento de la actividad tectónica relacionada los arcos continentales del Jurásico Temprano, así como también el rejuvenecimiento de las áreas fuentes (Figura 8).
3. La tercera discordancia angular-erosiva, de escala mayor está presente entre las formaciones La Casita–Taraises. Ocampo–Díaz (2007) interpreta esta discordancia como el resultado de procesos tectono-sedimentarios relacionados al levantamiento del Archipiélago de Tamaulipas, que propiciaron subsidencia en el área de Galeana, Nuevo León. El InReSe en la Formación Taraises muestra valores de ~ 0.62 (Tabla 1), mostrando una disminución con respecto a la Formación la Casita (~ 0.69 ; Tabla 1). Por que se ha considerado al Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises como un pequeño periodo de rejuvenecimiento de las áreas fuentes, principalmente plutónicas, volcánicas y metamórfica de grado bajo-medio (Figura 8).
4. Otra discordancia de carácter tectono-sedimentario ha sido documentada por medio de un análisis petrográfico y geoquímico entre las unidades inferior y superior de la Formación Huizachal (Rubio-Cisneros, 2008). El InReSe en la unidad superior decrece de 0.81 – 0.67 , mostrando aporte e influencia de los cuerpos ígneos que cortan a la unidad inferior. Esta discordancia, en el presente trabajo, se interpreta como tectono-sedimentaria, generada durante procesos extensivos *sin-rift* que propicio que los cuerpos ígneos se exhumen y aporten material a las rocas clásticas subsecuentes (Figura 8).

Discordancias menores de carácter intra-formacional

1. La primera discordancia angular de carácter intra-formacional se localiza en el miembro inferior de la Formación La Boca (unidad *VES* según Fastovsky *et al.*, 2005), y la Unidad Superior de la misma formación, documentada por Rubio-Cisneros y Lawton (En Prensa). El incremento en los valores de InReSe (varía de 0.37 a 0.66; Tabla 1), mostrando que esta discordancia es de tipo intra-formacional, representado la erosión de la unidad inferior (Figura 8).
2. Entre la unidad superior de la Formación La Boca y La Joya se ha reportado otra discordancia angula-erosiva. Las muestras colectadas en la unidad superior de la Formación La Boca presenta los valores más elevados de InReSe (~0.90), atribuyendo niveles de alto reciclamiento y canibalismo (Figura 8). El presente trabajo considera a la Formación La Joya, como el depósito final de un gran ciclo de sedimentación que va del Triásico Tardío–Jurásico Medio.

4.5 Síntesis

Los cambios en los índices composicionales y de reciclamiento reflejan las actividades tectónicas y sedimentológicas que controlan la composición de las secuencias clásticas de la Fosa de Monterrey. Como se ha descrito previamente, la transición entre la Formación Huizachal y la Formación La Boca esta representada por cambios abruptos en los diferentes parámetro, principalmente en Qp/Qt , F/Qt y Lm/Lv (Figuras 5a–c); diferencias atribuidas a una discordancia angular-erosiva que les delimita.

De igual manera, la transición de las Formaciones La Boca a la Joya está representada por una discordancia angula-erosiva, representada con el incremento de las relaciones Lm/Lv y Ls/Qm , y decremento de la relación Qp/Qt . Lo último demuestra el reciclamiento de las Formaciones Huizachal y La Boca, así como también la incorporación de material metamórfico y volcánico procedente de los altos del basamento.

El incremento de los parámetros indicadores de reciclamiento entre la Formación La Casita con la Formación La Joya representan el decremento total de los aportes de las rocas fuentes, principalmente fuentes volcánicas proximales.

El Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises representa un nuevo periodo de actividad tectónica que genera aporte de las rocas que conforman a las unidades basales.

A lo anterior, es necesario añadir, que las discordancias tectono-sedimentarias más relevantes son las que se presenta entre las formaciones Huizachal–La Boca y en la Boca–La Joya (ambos marcadas por hiatos sedimentarios importantes), relacionadas a cambios fuertes en la información composicional. Por otro lado la discordancia angular-erosiva que se observa entre la Formación La Casita–Formación Taraises sugiere la reactivación de las fallas de basamento que propiciaron el aporte de los fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas y plutónicas.

Finalmente, la interpretación de los diferentes ejemplos citados en párrafos anteriores demuestran que el Índice de Reciclamiento Sedimentario es sensible a los cambios laterales y verticales de facies, al tamaño de grano, a superficies erosivas relacionadas con canales, a procesos tectónicos que generan el rejuvenecimiento de las áreas fuentes y los procesos de reciclamiento y canibalismo.

Conclusiones y discusiones

Con el estudio composicional de la secuencias clásticas que afloran dentro de la Fosa de Monterrey (Triásico Tardío, Jurásico Temprano, Jurásico Medio, Jurásico Tardío y Cretácico Temprano) se detalla la composición de las rocas fuentes, así como también los

posibles procesos de reciclado y canibalismo sedimentario al que se encuentran asociadas las secuencias clásticas. Así mismo, se ha soportado la propuesta de las discordancias reportadas por diversos autores y se sostiene que están asociadas al reciclamiento y canibalismo. Más aun, con base en el análisis modal composicional se sugiere que la columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental dentro de la Fosa de Monterrey presenta tres discordancias, relacionadas con eventos tectono-sedimentarios: 1) el Triásico Tardío representa la erosión de rocas cristalinas del basamento (e.g. gnesis, esquistos, rocas plutónicas y volcánicas) apuntado por las proporciones de Qm y líticos metamórficos (Figura 8); 2) del Jurásico Temprano que representa el mayor evento de rejuvenecimiento de rocas fuentes, principalmente volcánicas, como lo sugiere la presencia de líticos volcánicos y en menores proporciones metamórficos de grado bajo (Figura 8); y 3) el Cretácico Temprano, representa por un moderado rejuvenecimiento de rocas del basamento apoyado por la presencia de líticos volcánicos, metamórficos de grado bajo-medio y plutónicos.

Lo descrito anteriormente esta validado al confrontar diversos índices composicionales y de reciclamiento que demuestran el proceso de rejuvenecimiento de rocas fuentes así como también al reciclamiento y canibalismo sedimentario. Esto último se corrobora enfrentando parámetros de la Formación La Boca para obtener el rejuvenecimiento de rocas fuentes del Jurásico Temprano hasta el Jurásico Medio, indicado por el decremento de los Índices Lm/Lv, Qp/Qt y F/Qt, mientras que la Formación La Joya representa el reciclamiento de las Formaciones Huizachal y La Boca con pequeños aportes de las rocas volcánicas y cristalinas.

El uso del InReSe logra documentar y soportar tres discordancias angulares-erosivas relacionadas a con procesos alocíclicos reportadas por diversos autores (e.g. Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz, 2007; Rubio-Cisneros, 2008). De igual manera, el incremento de valores del InReSe documentado dentro de las formaciones de Jurásico Temprano y Jurásico Medio (unidad inferior *versus* superior) atestigua discordancias angulares-erosivas relacionadas al proceso de canibalismo. Así como también se propone que la discordancia angula-erosiva, que divide a los miembros de la Formación Huizachal, esta en función a procesos tectono-sedimentarios que permitieron la destrucción de cuerpos ígneos de la unidad inferior.

Por último, el InReSe se ha empleado en tres casos particulares, para comprobar e interpretar su aplicación parcial a la génesis de las secuencias clásticas. Demostrando que este es susceptible a cambios laterales de facies, al tamaño de grano, a las composiciones del área fuente; en general a factores autocíclicos y alocíclicos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al CONACyT, por las becas doctorales. A **Martín Guerrero-Suastegui** por la invitación para publicar los resultados de la presente investigación. A **Uwe Jenchen** por los comentarios y sugerencias al InReSe. A **Gabriel Chávez-Cabello**, por el enriquecer con sus críticas y comentarios la versión temprana del presente manuscrito. A **Aarón Ulises Ocampo-Díaz** y **Roberto Soto-Villalobos** por el soporte matemático de la ecuación del InReSe. A **Margarita Martínez-Paco**, por le revisión crítica del manuscrito.

Referencias

Aitchison, J., 1986, The Statistical Analysis of Compositional Data: London, Chapman & Hall.

- Aitchison, J., 1992, On criteria for measures of compositional difference: *Mathematical Geology* 24, 365–379.
- Arribas, J., Gómez-Gras, G., Rosell, J., Tortosa, A., 1990, Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y Triásicas de la isla de Menorca: Evidencias de proceso de reciclamiento: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 105-116.
- Barboza-Gudiño, R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano M., Zavala-Mosivais, A., 2008a, The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern of Mexico: *Journal of South American Earth Science*. 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, R., 2008b, Detrital-zircon geochronology of Triassic fluvial and submarine fan deposits from northeastern Mexico: stratigraphy, paleogeography and tectonic implications (Abstracts with Programs) : in Geological Society of America, 2008 annual meeting, 40(6), 197.
- Barceló, C., V. Pawlowsky, E. Grunsky, 1996, Some aspects of transformations of compositional data and the identification of outliers: *Mathematical Geology*, 28(4), 501-518.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (1/2), 1-98.
- 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: University of Texas at Austin, Tesis de Maestría.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2), 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjaves, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Fastovsky, D.E., Don Hermes, O., Strater, N.H., Bowring S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernandez, R.R., 2005, Pre–Late Jurassic fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, en: Anderson T.H., Nourse J., A, McKee J. W. & Steiner M. B. (Eds.): *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America, Special Publication*, 393, 401-426.
- Gabriel, K.R., 1971, The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis: *Biometrika* 58, 453–467
- García-Obregón, R., 2008, Cartografía geológica y petrología del vulcanismo mesozoico en el Valle de Huizachal, Tamaulipas: Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini C., Wilson, J. L. Lawton, T.F. (eds), *Mesozoic*

- Sedimentary and Tectonic history of North-Central Mexico: Boulder Colorado Geological Society of America Special Paper 340, p. 1-58
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic - Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.) :The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Tulsa Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75: 45-81.
- Gray, G. G., T. F. Lawton, 2008, Evidence for basement type distribution from zircon U/Pb age spectra from Jurassic and Cretaceous sandstones, greater monterrey area, Mexico, (abstracts with Programs) : in annual meeting, Geological Society of America, 40(6), 199.
- McBride, E. F. ,1963, A classification of common sandstones: Journal of Sedimentary Research, 33 (3), 664-669.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Alemania, Technischen Hochschule Darmstadt, Tesis Doctoral.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: Sedimentary Geology, 71(3-4), 243-259.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: Sedimentology, 41, 463-477.
- Mixon, R. B., 1963, Geology of the Huizachal red beds, Sierra Madre Oriental, Mexico: Louisiana State University, Tesis Doctoral.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México: Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León., Tesis de Maestría.
- Ocampo-Díaz Y.Z.E., Jenchen U., Guerrero-Suategui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(3), 438-464.
- Otha, T., Arai, H., 2007, Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering: Chemical Geology, 240, 280-297.
- 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.
- Pitman, W. C., III., 1978, Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin 89(9), 1389-1403.

- Ramos-Ledezma, A., 2007, Análisis microfacial del intervalo Jurásico-Cretácico inferior en un corte del flanco sur del Valle de Huizachal, Tamaulipas, México: Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría.
- Rubio Cisneros, I. I., 2008a, Geochemistry and petrography of sandstones from the Huizachal and La Joya formations (Upper Triassic - Lower Jurassic), NE of Mexico (abstract with programs): in annual meeting, Geological Society of America, 40(6), 481.
- Rubio-Cisneros, I.I., 2008b, Análisis geoquímico y petrográfico de areniscas de las Formaciones Huizachal y La Joya (Triásico Superior - Jurásico Inferior), NE de México: Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura
- Rubio-Cisneros I.I., Lawton, T.F, En Prensa, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in Jurassic continental red beds of Huizachal Canyon, NE Mexico: Record of erosional unroofing of adjacent rift highlands and syndepositional volcanism, Geological Society of America, *Geosphere*, XXX, XXXX, XXX
- Schlager, W., 1993, Accommodation and supply-a dual control on stratigraphic sequences, *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 111-136.
- Shanmugam, G., 1988, Origin, recognition and importance of erosional unconformities in sedimentary basins, in: C.P. Kleinspehn, Paola, C., (Eds.): *New perspectives in basin analysis*: Springer-Verlag, New York Berlin Heidelberg: 83-109.
- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003, Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks: *Mathematical Geology* 35, 231–251.
- Weltje, G.J., 2002, Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth-Science Review*, 57, 211-253.
- Weltje, G.J., Meijer, X.D., De Boer, P.L., 1998, Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing: *Basin Research*, 10, 129–153.
- Widdowson, M., 1997, The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces, Geological Society, London, *Special Publications* 120(1), 1-12.
- Zuffa, G. G., Cibin, U., Di Giulio, A., 1995, Arenite petrography in sequence stratigraphy, *The Journal of Geology*, 103, 451-459
- Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification, *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 21– 29.

Lista de Figuras

Figura 1. Columna estratigráfica de la Fosa de Monterrey (Modificada de Michalzik, 1988)

Figura 2. Localización y geología regional del área de estudio (Tomada de Michalzik, 1988).

Figura 3. a) Diagramas ternarios: a) QFFR para clasificación de areniscas de McBride (1963); b) Diagrama QFLt de Dickinson *et al.* (1963), para determinar el ambiente tectónico y la madurez textural.

Figura 4. Diagrama ternario QmFLt de Dickinson *et al.* (1983), para determinar ambiente tectónico.

Figura 5. Diagramas binarios que enfrentan los parámetros a) F/Qt versus Qp/Qt; b) Ls/Qm versus Lm/Lv; c) Ls/Qm versus Qp/Qt.

Figura 6. Evolución del InReSe, dentro de los depósitos de planicie mareal del Miembro Arenoso Galeana, Formación Taraises (Modificada de Ocampo-Díaz *et al.* 2008).

Figura 7. Comportamiento del InReSe, dentro de los depósitos de dunas subacuosas del Miembro Arenoso Galeana, Formación Taraises.

Figura 8. Esquema de las posibles áreas fuentes de las secuencias clásticas de la Fosa de Monterrey, y los cambios que presenta el InReSe, en relación con las discordancias y los cambios de aporte de sedimentos.

Lista de tablas

Tabla 1. Valores del Índice de Reciclamiento Sedimentario, dentro de la columna sedimentaria de la Fosa de Monterrey.

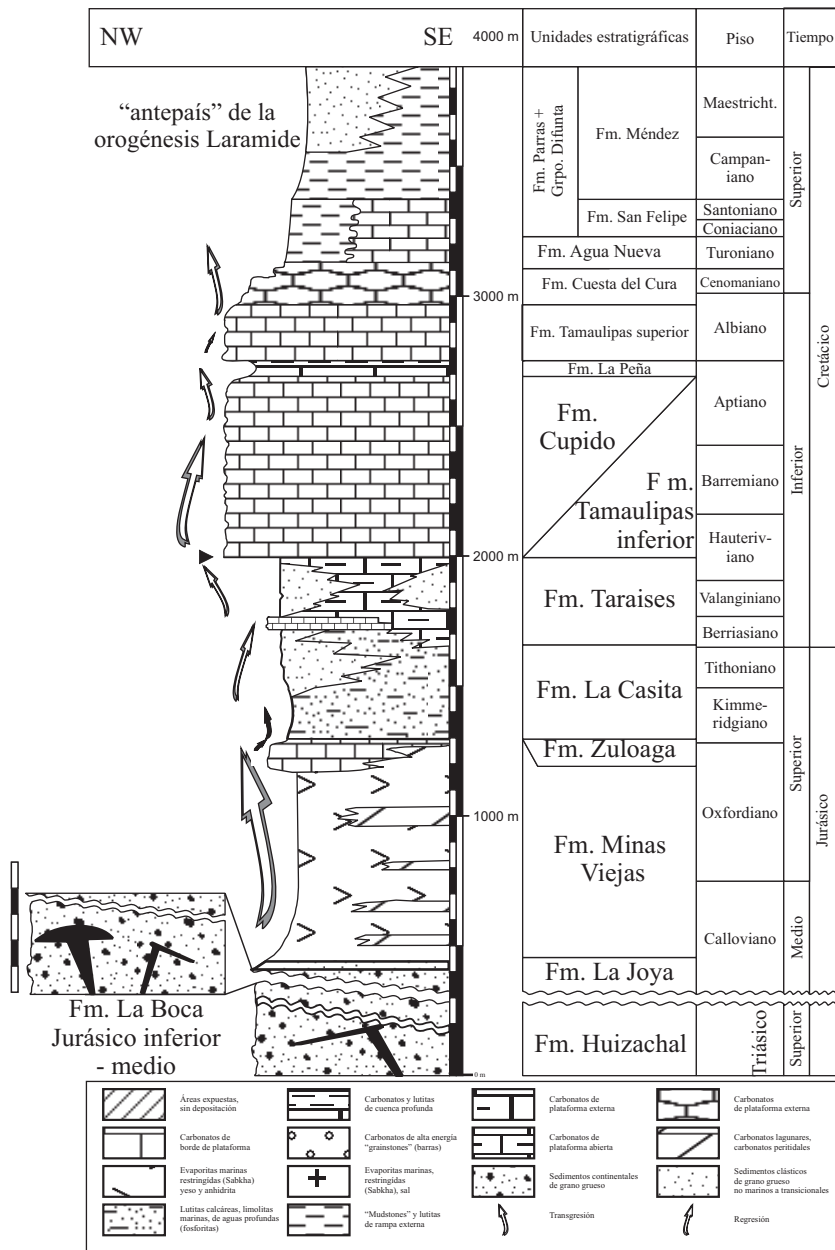


Figura 1: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

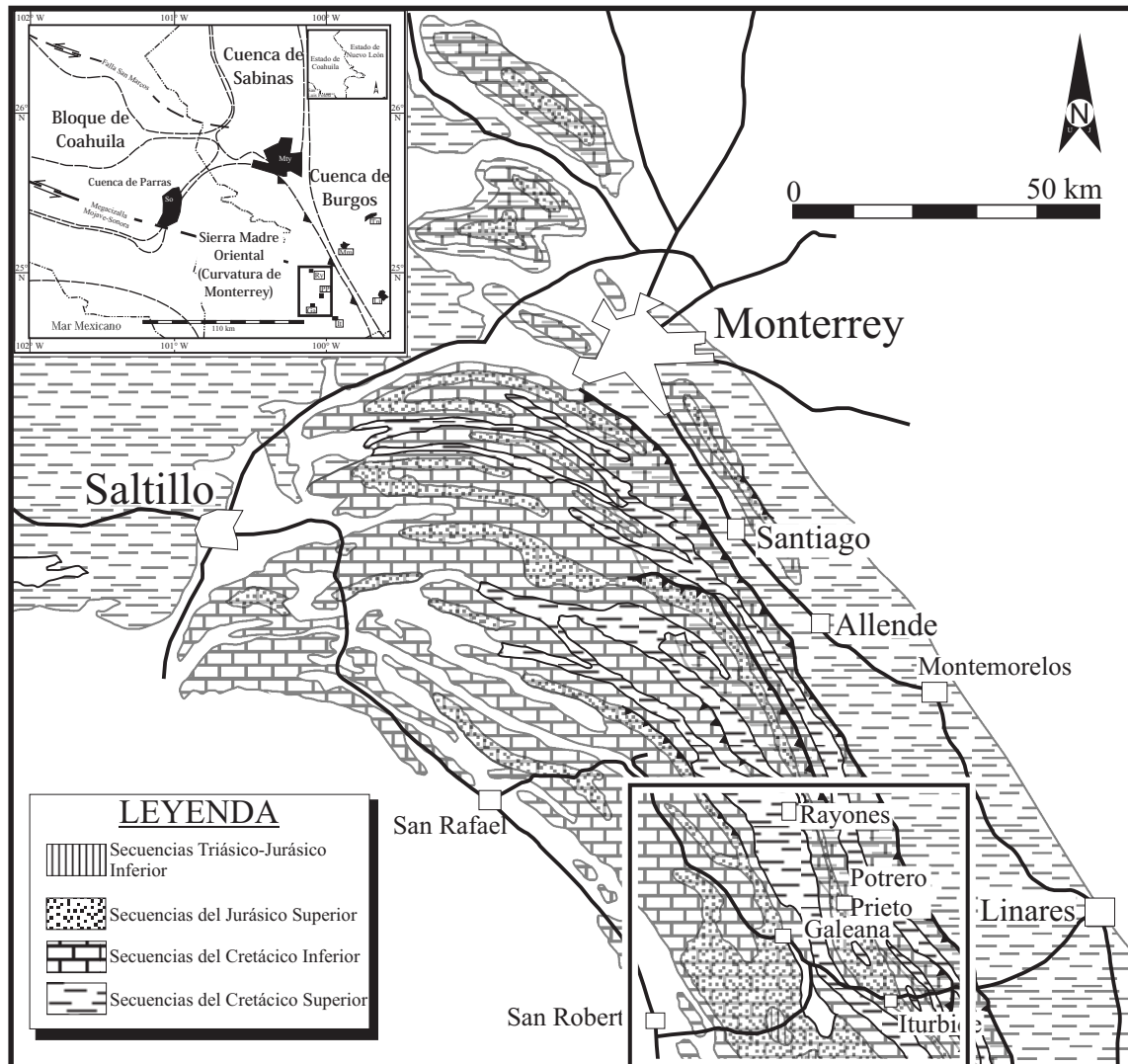


Figura 2: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

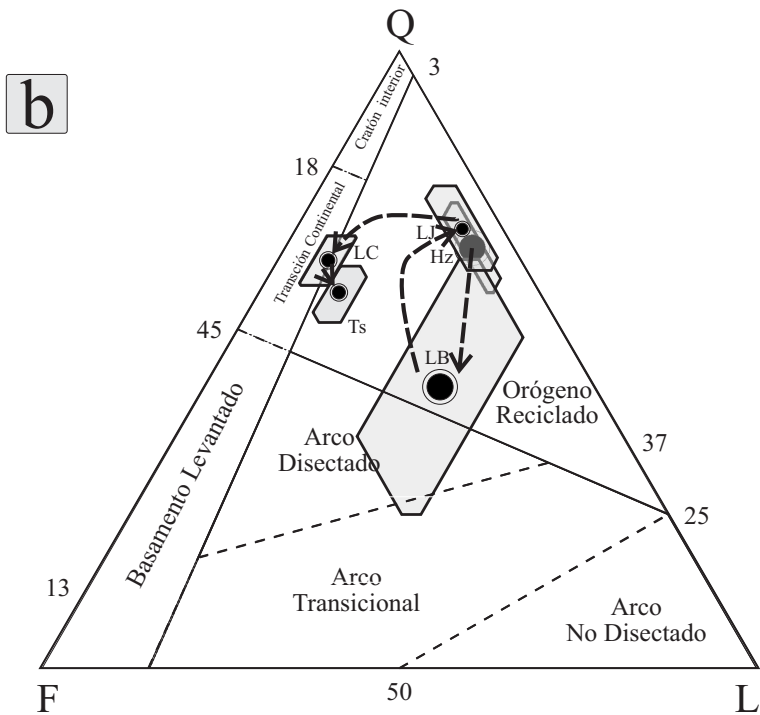
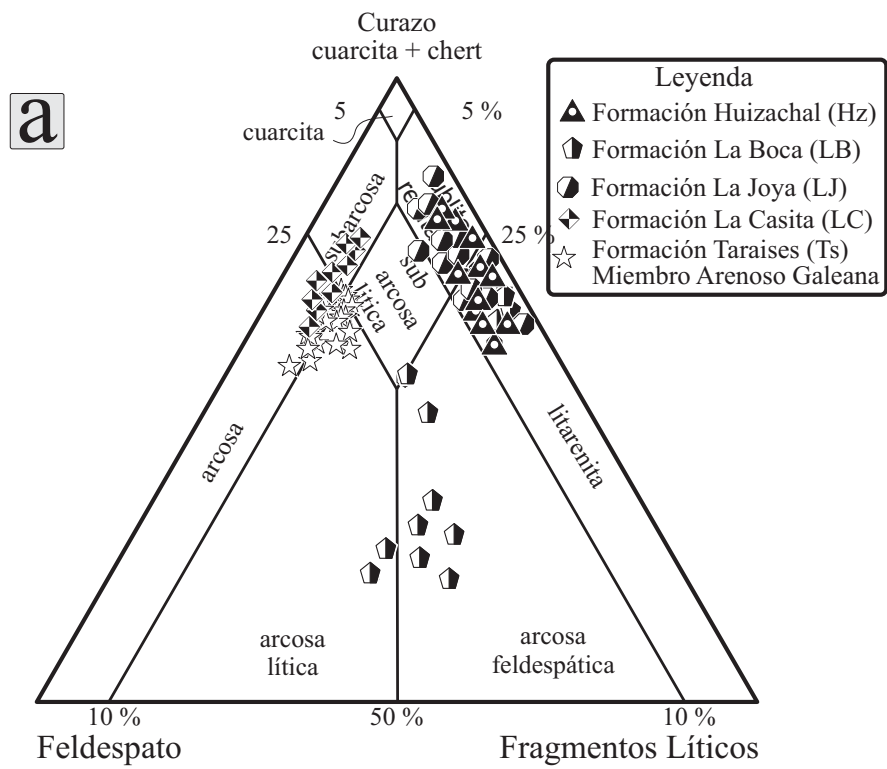


Figura 3: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

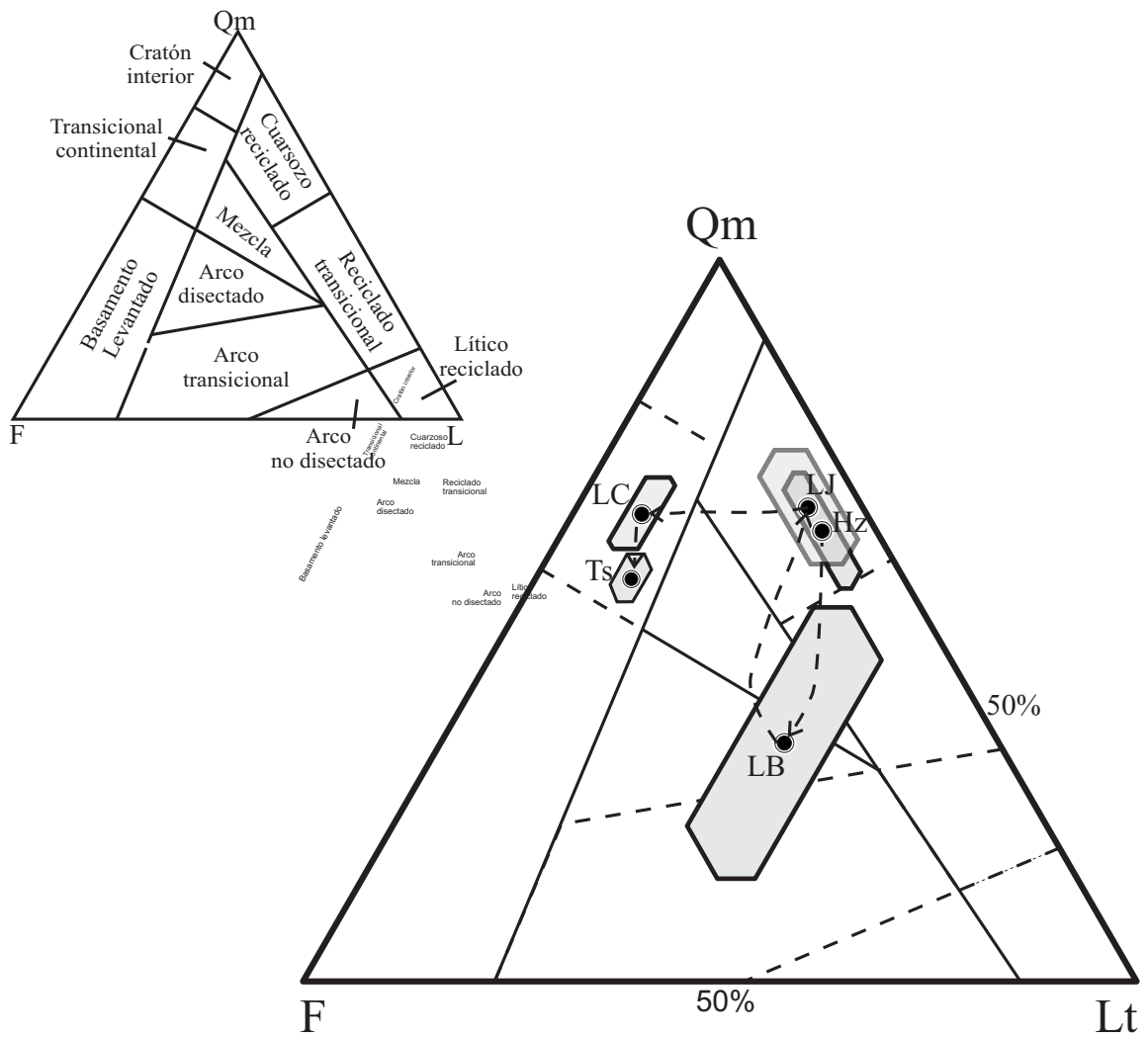


Figura 4: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

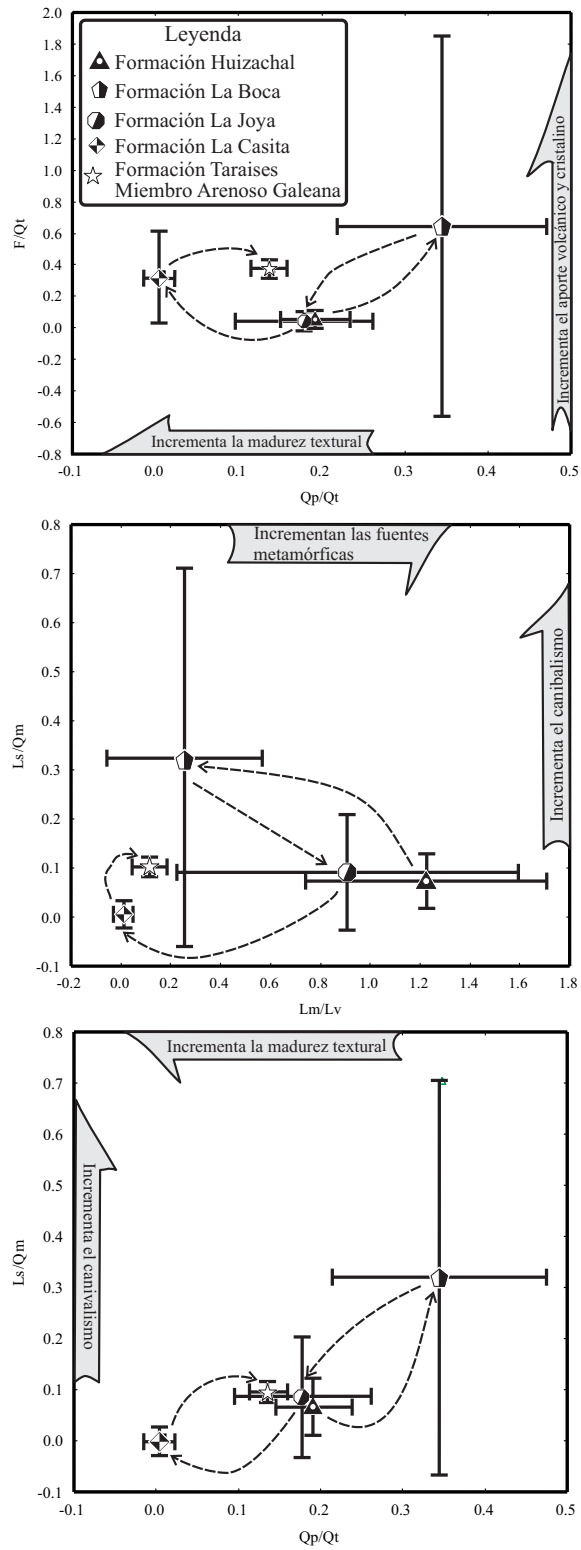


Figura 5: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

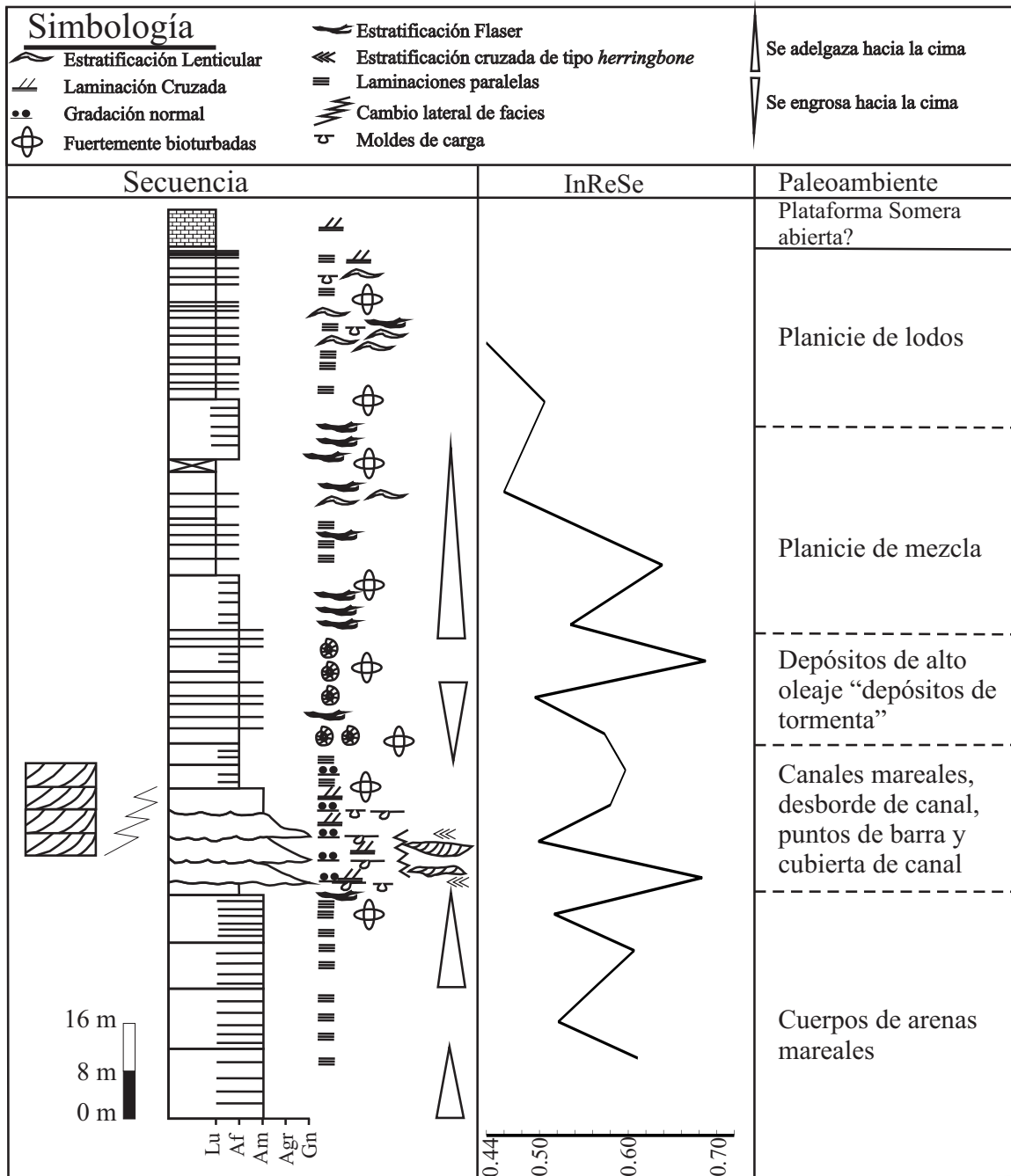


Figura 6: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

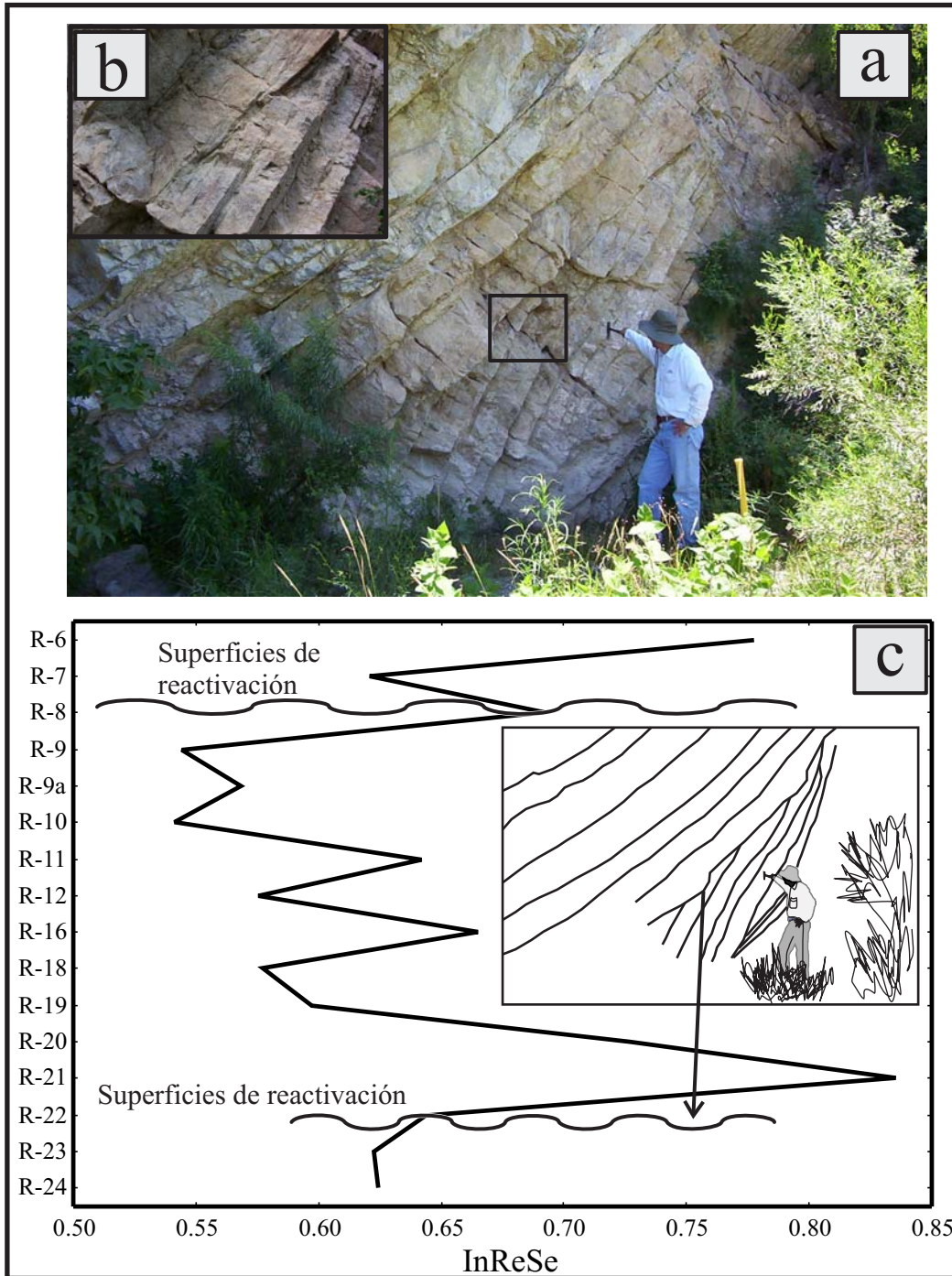


Figura 7: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

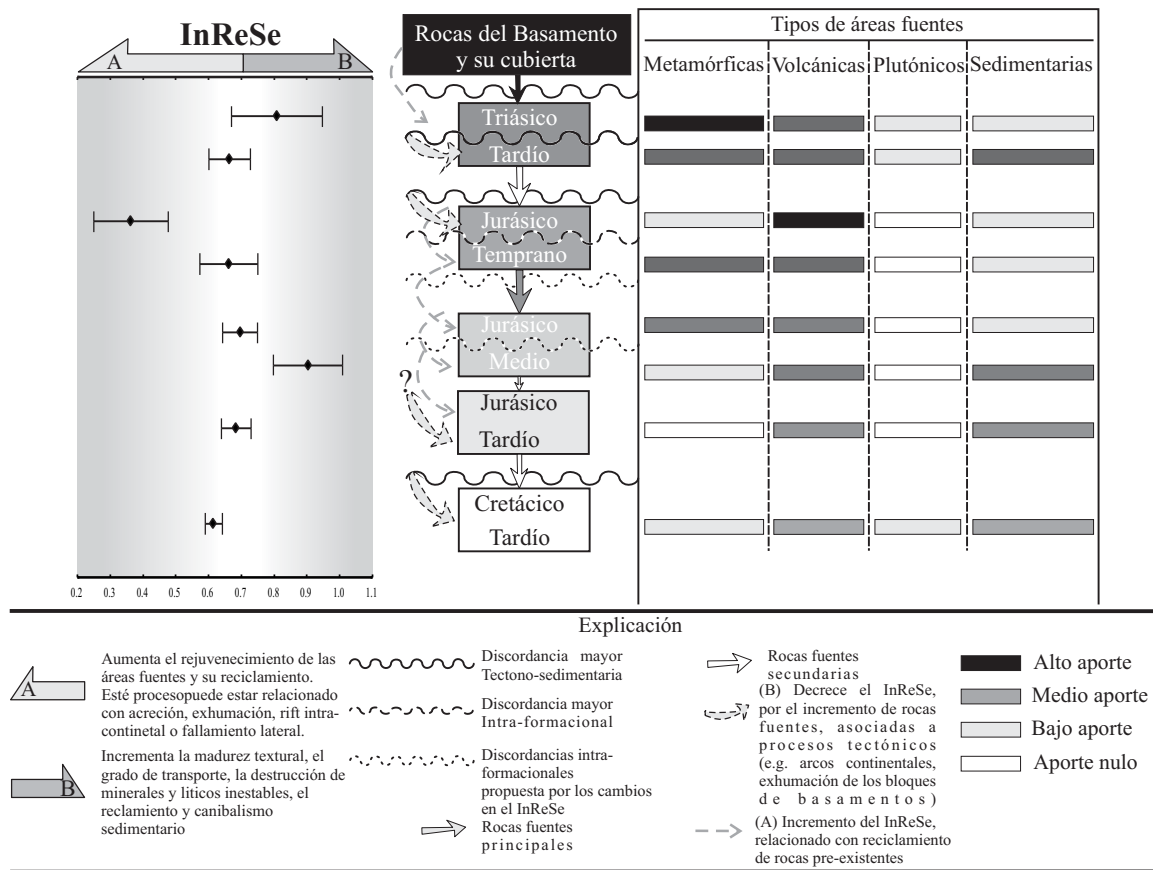


Figura 8: Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2009)

Tabla 1. Valores del **Índice de Reciclamiento Sedimentario** con sus respectivos límites al 99% de nivel de confianza.

Formación	InReSe		
	Media	+99 lim. de conf.	-99 lim. de conf.
Fm. Huizachal Inferior n=10	0.81	0.95	0.67
Fm. Huizachal Superior n=10	0.67	0.73	0.60
Fm. La Boca Inferior n=15	0.37	0.48	0.25
Fm. La Boca Superior n=12	0.66	0.75	0.58
Fm. La Joya Inferior n=15	0.70	0.75	0.64
Fm. La Joya Superior n=14	0.90	1.01	0.80
Fm. La Casita n=10	0.69	0.73	0.64
Fm. Taraises n=20	0.62	0.64	0.59

**Petrografía y procedencia de las areniscas del Miembro Arenoso Galeana
(Formación Taraises, Valanginiano —Huateriviano Temprano), Sierra Madre
Oriental, NE México**

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{1,*}, Martín Guerrero-Suastegui², Uwe Jenchen³

¹Posgrado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, CP 67000, Linares Nuevo León, México.
*magonegro_2000@hotmail.com.

²Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAGro, Ex-Hacienda de San Juan Bautista, S/N, Taxco el Viejo, Guerrero, México.

³Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, CP 67000, Linares Nuevo León, México

Sometido al:

Boletín de las Sociedad Geológica Mexicana

Mayo del 2010

Resumen

Los Sistemas extensionales, se caracterizan por multifases de reactivación de sus fallas, que propician la erosión y redistribución de los sedimentos dentro de la cuenca, e incluso influyen en la composición de las areniscas. El análisis de la procedencia en secuencias sedimentarias depositadas dentro de este tipo cuencas, permite documentar las etapas de evolución de estos ambientes, así como también, la composición de los bloques del basamento que se encuentran soterrados.

El presente trabajo, por medio de un riguroso análisis petrográfico y un conteo de puntos en 58 muestras de areniscas del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises; Cretácico Temprano), documenta la composición y ubicación de las áreas fuentes que propiciaron su origen, además de la evolución petrotectónica de la porción sur de la Fosa de Monterrey durante el Cretácico Temprano.

Petrograficamente, las areniscas del Miembro Arenoso Galeana pueden ser divididas en tres petrofacies y dos secuencias de procedencia que están estrechamente relacionadas con el ambiente sedimentario en que fueron depositadas.

La petrofacies A “sedimentoclastica” corresponde a depósitos de facies mareales y representa la erosión de rocas preexistentes del pre-Cretácico Temprano, con una influencia moderada de rocas del basamento de composición granítica y/o granodiorítica, y esquistosa.

La Petrofacies B “sedimento-plutonoclastica” corresponde a un cambio lateral de facies de la Petrofacies A (Norte-Sur). Que muestra un mayor índice de reciclamiento asociado al ambiente sedimentario de dunas subacuosas, cambios en la composición del área fuente, y reciclamiento interno (o intraformacional, canibalismo).

La petrofacies C marca el depósito de una segunda secuencia de procedencia, representado por un cambio lateral de las petrofacies A y B con dirección Este-Oeste. La areniscas representan la mayor exposición y erosión profunda de las rocas del basamento.

Las diferencias composicionales de los ensambles líticos sugieren un transporte sedimentario para el Cretácico Temprano, desde el Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán en el Este, que propició la erosión de las rocas que conforma la cubierta sedimentaria y en menor grado rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas de grado bajo-medio. El anterior suceso dio paso al depósito de la primera secuencia de procedencia (Petrofacies A y B). Por otra parte, el Hauteriviano Temprano representa a la segunda secuencia de procedencia (Petrofacies C), y al tiempo de mayor exhumación de bloques.

Por consiguiente, se propone que durante el Valanginiano Temprano–Hauteriviano Medio, la Fosa de Monterrey estuvo expuesta a proyecciones extensivas relacionados con sistemas laterales de tipo *strike-slip* que propiciaron la exhumación de rocas que conforman el basamento.

Palabras clave: Procedencia, Petrografía Sedimentaria, Sierra Madre Oriental, Formación Taraises, Miembro Arenoso Galeana, NE México

Abstract

Extensional systems are characterized by multiphase reactivation of faults which are conducive to erosion, redistribution of sediments within the basin and affect the composition of the sandstones. The provenance analysis in these sedimentary sequences documents the stages of evolution of these systems, as well as the composition of the buried basement blocks.

This paper, is based on a rigorous petrographical analysis and point counting in 58 samples of sandstones from the Galeana Sandstone Member, Taraises Formation (Early Cretaceous). It documents the composition and location of source areas that led to the origin of the sandstones and the petrotectonic evolution of the southern region of the Monterrey Trough during the Early Cretaceous.

Petrographically the Galeana Sandstone Member can be divided into three petrofacies and two provenance sequence that are closely related to the sedimentary environment in which they were deposited.

The petrofacies A "Sedimentoclastic" corresponds to tidal facies deposits and represents the erosion of preexisting rocks to the Early Cretaceous, with a moderate influence of basement rocks of granitic and/or granodioritic, and schistose composition.

The petrofacies B "sedimentary-plutonoclastic", corresponds to a shift in lateral facies from the Petrofacies A (North-South). It shows a higher recycling index associated to the subaqueous dune sedimentary environment, changes in the source area composition, and internal recycling (intraformational or cannibalism).

The petrofacies C marks the deposition of a second provenance sequence, represented by a lateral petrofacies A and B east-west directional change. The sandstones represent the greatest exposure and deep basement rocks erosion.

The compositional differences from the lithic assemblages suggest that a sedimentary transport event occur during the Early Cretaceous, from the Tamaulipas Arch and Teran Island in the east to the Monterrey trough, favoring the erosion of the sedimentary cover, and in minor degree plutonic, volcanic and low to medium-grade metamorphic rocks.

The later leads to establish the first provenance sequence deposit (petrofacies A and B). As for the Early Hauterivian, it represents a second provenance sequence (Petrofacies C), and the mayor process of blocks exhumation.

Therefore, this paper proposes that during the Early Valanginian–Middle Hauterivian the Monterrey Trough was submitted to extensional processes related to strike-slip systems that conducted the exhumation of basement rocks.

Keywords: Provenance, Sedimentary Petrography, Sierra Madre Oriental, Taraises Formation, Galeana Sandstone Member, NE of Mexico

1 Introducción

Los sistemas extensionales, se caracterizan por multifases de reactivación de sus fallas, propiciando la erosión, la redistribución de los sedimentos dentro de la cuenca y composición de las areniscas (Arribas *et al.*, 2003; Garzanti *et al.*, 2003; González-Acebrón *et al.*, 2007; Marsaglia *et al.*, 2007). La primera etapa de los *rift* y cuencas *pull-apart* inicia con la erosión de las rocas preexistentes y en menor grado de las rocas que conforman el basamento. Las etapas subsecuentes involucran la erosión profunda del basamento y el reciclamiento interno durante el depósito. El análisis de la procedencia dentro de este tipo de secuencias documenta las diferentes etapas de evolución de estos sistemas, así como también, la composición de los bloques del basamento que se encuentran soterrados.

La actividad tectónica es considerado el factor principal que controla la sedimentación dentro de cuencas de *rift* o sistemas *pull-apart* (Prosser, 1993). Los sistemas *pull-apart* y sistemas de *rift* generalmente son rellenadas por el material erosionado de los altos que bordean la cuenca, siendo esto el resultado de la extensión litosférica y levantamiento de bloques asociado con reactivación de fallas. Por consiguiente la composición de los sedimentos clásticos depende tanto de la naturaleza de los bloques de basamentos, como actividad tectónica y de las condiciones climáticas que controlan el régimen de reanudación sedimentaria (Johnsson, 1993). Ingersoll (1983), Arribas *et al.*, (2003) sugieren que la composición de areniscas y petrofacies son sensitivas a los cambios dentro de las áreas fuentes, así como también en la evolución del tiempo, por consiguiente pueden ser empleadas para documentar o definir secuencias deposicionales.

La petrografía sedimentaria de rocas clásticas es útil para realizar reconstrucciones paleogeográficas y tectónicas, permitiendo además determinar el área fuente de rocas sedimentarias clásticas antiguas (Blatt *et al.*, 1972; Dickinson, 1970; Pettijohn *et al.*, 1972; Dickinson *et al.*, 1983). La composición final de las rocas siliciclásticas, se encuentra influenciada por muchos factores como son: i) composición del área fuente; ii) distancia de transporte; iii) relieve; iv) morfología de la cuenca; v) clima y vi) diagénesis (Blatt, 1967, Suttner *et al.*, 1981, Ricci-Lucchi, 1985; Johnson, 1993; Cox y Lowe, 1995). Diversos autores sugieren que la composición de las rocas siliciclásticas registra el ambiente tectónico en que fueron depositadas (e.g., Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Mack, 1984; Valloni, 1985). Los principales trabajos sobre la composición y ambiente tectónico de las rocas siliciclásticas han documentado ampliamente la evolución de cuencas de tipo *foreland* (entre todos, Hiscott, 1978; DeCelles y Hertel, 1989; Critelli y Le Pera 1994; Critelli, 1999), siendo pocos los estudios que documentan las características petrográficas y diagénéticas de cuencas dentro un sistema extensional (*Rift* o *pull-apart*; Zuffa *et al.*, 1980; Marsaglia, 1991; Garzanti *et al.*, 2001; Critelli *et al.*, 2002, Arribas *et al.*, 2003; Garzanti *et al.*, 2003; González-Acebrón *et al.*, 2007).

El Noreste de México, se encuentra dividido en tres cuencas sedimentarias de tipo *pull-apart* y de rift intra-placa (Fosa de Chihuahua, Cuenca de Sabinas y Fosa de Monterrey; Figura 1), que presentan su máximo aporte de sedimentos clásticos durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (Pindell y Kennan, 2002; Michalzik, 1988, 1991; Ocampo-Díaz, 2007). Dentro de la Fosa de Monterrey aflora una secuencia clástica que ha sido denominado como Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises del Cretácico Temprano, del cual se ha postulado que tienen su procedencia de la porción sureste del Bloque de Coahuila.

El presente trabajo documenta: (1) las características petrográficas del Miembro Arenoso Galeana (Valanginiano–Hauteriviano Temprano), depositados dentro de ambientes costeros y deltáicos en la porción sur de la Fosa de Monterrey; (2) las diferencias composicionales y litológicas de las rocas fuentes que le dieron origen, y que actualmente son cubiertas por la columna estratigráfica del Noreste de México.

2 Geología regional

El área de estudio se localiza dentro la Fosa de Monterrey que forma parte de la cubierta sedimentaria del terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre (Campa y Coney, 1983). El basamento del Terreno Sierra Madre se conforma por rocas metamórficas de edad precámbrica (~1 Ga, Gneiss Novillo), que están sobreyacidas por esquistos pelíticos y psamíticos con lentes de serpentinitas, metagabros, metabasaltos y metapedernal de la Formación Granjeno (Carrillo-Bravo 1961; Campa y Coney 1983; Keppie, 2004; Dowe *et al.*, 2005). Tanto el Gneiss Novillo, como el Esquisto Granjeno presentan como cubierta sedimentaria paleozoica secuencias

conglomeráticas, rocas carbonatadas, tobas riolíticas y lutitas y areniscas del Silúrico-Devónico (Carrillo-Bravo, 1961; Gursky y Michalzik, 1989). Las rocas precámbricas y paleozoicas en ambos terrenos fueron intrusionadas por granitos y granodioritas de edad Pérmico-Triásico reportados como Isla La Mula y el Archipiélago de Tamaulipas (McKee *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1999; Pindell y Kennan, 2002;).

Durante el Triásico Medio–Jurásico Medio, en la margen paleo-pacífica de México, se desarrollaron diferentes secuencias volcánicas de composición intermedia–félsica y sedimentos volcanoclásticos relacionados con arcos continentales emplazados en la porción suroeste de Norte América (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Bartolini *et al.*, 2001; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2008), denominadas como Formación Nazas (Zacatecas, San Luis Potosí y Durango), Serie Pre-Huizachal (Nuevo León; Meiburg *et al.*, 1987), Formación La Boca (Tamaulipas). Las edades de estas Formaciones varían de 185 hasta 195 Ma (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, En Prensa).

2.1 Geología Regional y Estratigrafía del Jurásico Medio al Cretácico Temprano

Durante el Jurásico Medio–Cretácico Temprano, debido a un régimen de subducción oblicua situado en la margen paleo-pacífica, se desarrollo fallamiento lateral izquierdo y sistemas transtensivos, generando cuencas intra-cratónicas y *pull-apart*. Entre tanto en la margen Atlántica, inicia la apertura del Golfo de México (Michalzik, 1988; Bassett y Busby, 2005; Ocampo-Díaz 2007). Durante el Jurásico Tardío, da inicio la apertura del Golfo de México (Buffler y Sawyer, 1985; Michalzik, 1986 y 1988), propiciando que en las inmediaciones de los altos de basamentos se depositen secuencias carbonatadas y siliciclásticas en ambientes continentales y costeros (Formaciones La Gloria y Minas Viejas; Figura 2). Estos depósitos cambian verticalmente a facies lodosas de rampa externa y playa de la Formación Zuloaga (Michalzik, 1988). La Formación Olvido sobreyace de manera concordante a la Formación Zuloaga, y se caracteriza por depósitos evaporíticos, calcáreos y capas rojas (Michalzik 1988; Götte, 1988). El Jurásico Tardío se conforma por depósitos marinos marginales (deltas y línea de costa) que cambian lateralmente a depósitos de plataforma abierta de la Formación La Casita (Michalzik, 1988; Michalzik y Shumman, 1994; Figura 1 y 2). En el Cretácico Temprano se depositan secuencias, tanto rocas carbonatadas en ambientes de plataforma abierta dentro de un régimen de subsidencia uniforme de la Formación Taraises (Michalzik, 1986, 1988); como rocas clásticas dentro de sistemas costeros del Miembro Arenoso Galeana (Díaz, 1953; Michalzik 1988; Ocampo-Díaz 2007; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008).

3 Estratigrafía y Sedimentología del Miembro Arenoso Galeana

3.1 Estratigrafía

Díaz (1953) fue el primero en reportar las areniscas del Miembro Arenoso Galeana, asignándoles una edad Valanginiano Temprano– Huateriviano Temprano, por la presencia de la amonite *Olcostepani*. Michalzik (1988) cartografía y realiza trabajos sedimentológicos detallados de las formaciones que subyacen al Miembro Arenoso Galeana. El Miembro Arenoso Galeana está constituido por intercalaciones de lutitas y areniscas. Las areniscas son de grano de grano fino a grueso, de color gris claro que intermperizan a café ocre. El espesor total reportado es variable desde 130 a 450 metros (Figura 3), en las áreas de Galeana, Potrero Prieto y Rayones (*Cf.*, Ocampo-Díaz 2007; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), y desaparecen hacia el norte y sur del área de estudio.

El Miembro Arenoso Galeana sobreyace de manera concordante al Miembro Inferior de la Formación Taraises en las áreas de Potrero Prieto y Rayones, y por discordancia angular en el área de Galeana; y subyace de manera transicional al Miembro Superior de la Formación Taraises. Este Miembro es correlacionable con las formaciones Las Vigas, Capulín, La Carbonera y la Arcosa Patula (Díaz, 1953; Michalzik, 1988; Eguiluz de Antuaño, 1990).

3.2 Sedimentología

De acuerdo con Ocampo-Díaz (2007) y Ocampo-Díaz *et al.*, (2008), las areniscas del Miembro Arenoso Galeana, presentan siete asociaciones de facies que se interpretan depósitos de planicie mareal, canales maréales, planicie de lodos, prodelta, frente deltáico influenciado por mareas y depósitos de dunas subacuosas. Los mismos autores proponen las siguientes características sedimentológicas de estas asociaciones de facies, siendo: (1) secuencias de estrato-crecientes y estrato-decrecientes; (2) abundante gradación normal, estratificación lenticular, estratificación cruzada de tipo *herringbone*, estratificación de tipo flaser y estratificación cruzada de tipo tangencial, generada por la migración de las dunas; (3) fósiles traza reconocidos como *Tallasinoides*, *Skolithos*, *Diplocaterium* y *Rhizocorallium*; (4) canales maréales con secuencias estrato-decrecientes, gradación normal, laminaciones cruzadas de tipo planar y rara vez tangencial, y lodos acoplados dobles. Estas características permiten interpretar a las areniscas del Miembro Arenoso Galeana como depósitos de planicie mareal (área de Potrero Prieto), sistema deltáico influenciado por mareas y depósitos sublitorales (área de Galeana) y depósitos de dunas subacuosas (área de Rayones). Los depósitos de planicie mareal progradan a los depósitos del sistema deltáico (Este-Oeste) y cambian lateralmente a depósitos de dunas subacuosas (Norte-Sur; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008; Figura 4).

4 Metodología

El análisis petrográfico se realizó sobre 140 muestras de areniscas de grano medio a fino, de las tres áreas estudiadas (Figuras 4). El análisis modal se efectuó en 58 muestras seleccionadas de areniscas de grano medio (Figura 3). Las láminas delgadas fueron atacadas químicamente con HF y teñidas con una solución hiperconcentrada de cobaltinitrito de sodio y cloruro de bario, para diferenciación rápida de los feldespatos potásicos y plagioclasas, de acuerdo con la metodología de Marsaglia y Tazaki (1992). El análisis petrográfico cuantitativo se elaboró por medio de un conteo de 400 a 500 granos libres de matriz por lámina delgada, utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Los tipos de cuarzos fueron clasificados de acuerdo a Basu (1976), Basu *et al.*, (1975), Blatt y Christie (1963) y Young (1976). Los líticos volcánicos se diferenciaron bajo los criterios de Dickinson (1970) y Marsaglia *et al.*, (1992), mientras que los granos metamórficos fueron clasificados de acuerdo a Garzanti y Vezzoli, (2003). Los parámetros petrográficos empleados en los diagramas ternarios son mostrados en la Tabla 1 y se obtuvieron de acuerdo a los criterios de McBride (1963; QFL), Dickinson (1985) Dickinson y Suczek (1979; QmFLt; QmPK). Además de las metodologías de Arribas *et al.*, (1990), Critelli e Ingersoll (1994) y Arribas *et al.* (2003) se tomaron los parámetros de RgRsRm. La base de datos del conteo de punto de las 58 muestras es mostrada en la Tabla 2 y los parámetros estandarizados y sus medias aritméticas y desviaciones estándar son mostrados en la Tabla 3 y 4.

5 Resultados

Las muestras de areniscas del Miembro Arenoso Galeana muestran cambios significativos en sus modos detríticos y en su posición dentro de los diagramas empleados, por lo que han sido

divididas en tres petrofacies distintas que coinciden con las tres divisiones litoestratigráficas propuestas por Ocampo-Díaz (2007), Tablas 2-4. En total se reconocieron 24 clases petrográficas, de las cuales 22 corresponden a granos detríticos y 2, representan la matriz y cemento (Tabla 2).

5.1 *Petrofacies A: Área de Potrero Prieto “Sedimentoclástica”*

Las areniscas de esta petrofacies son arcosas líticas que van de moderadas a bien clasificadas (Figura 5; $Q_{59}F_{28}L_{13}$; McBride, 1963). La población siliciclástica se constituye por cuarzos monocristalinos subredondeados a redondeados (Figura 6A), con extinción no-ondulosa>ondulosa. El cuarzo policristalino con más de tres cristales ($Q_m > 3$) es poco frecuente, mostrando textura tectónica. Los feldespatos son subangulosos a subredondeados, siendo más abundantes las plagioclasas con maclado polisintético que los feldespatos potásicos con maclado de tipo carsbard ($P/F \sim 1.35$; Tabla 3 y 4). Los fragmentos líticos son subangulosos a subredondeados, siendo en orden de abundancia: fragmentos de areniscas de grano fino, fragmentos de lutitas, líticos carbonatos con texturas micríticas y esparíticas, fragmentos de fósiles, abundante *chert*, líticos volcánicos con textura felsítica, (Figura 6A y 6B), líticos metamórficos metapsamíticos/felsíticos₂ y escasos líticos metapsamíticos/felsíticos₃ y escasos fragmentos líticos plutónicos con texturas faneríticas de granodioritas o granitos. Los minerales accesorios incluyen circón, turmalina, moscovita y minerales opacos no identificados.

El contenido de matriz clástica es <13% siendo principalmente epimatriz y protomatriz (C.f., Dickinson, 1985), variando en un porcentaje de 7-13%. El cemento es calcítico, menor del 7%, en ocasiones en habito poikilotípico, siendo común que se presente en agregados de pequeños cristales reemplazando al feldespato y en ocasiones bordeando al cuarzo.

5.2 *Petrofacies B: Área Rayones “Seidimento-plutonoclástica”*

La petrofacies B, se encuentra constituida por subarcosas líticas ($Q_{63}F_{24}L_{13}$; Figura 5), correspondiendo al área de Rayones. El cuarzo monocristalino con extinción no-ondulosa es el más abundantes de la fracción silicatada, generalmente son subangulosos a subredondeados. Dentro de esta petrofacies se presentan cuarzos de tipo volcánico con golfos de corrosión (Figura 6; Tablas 2–4). Los feldespatos alcalinos: (1) son subangulosos-subredondeados, con maclado tipo carsbard, alterando a caolinita, y (2) la plagioclasa, es principalmente de composición albita-anortita (Figura 6D), con maclado polisintético y combinado, en relaciones promedio entre plagioclasas contra feldespatos de $P/K \sim 1.99$. Los fragmentos líticos son subredondeados–redondeados, constiuidos en orden a abundancia por areniscas de grano fino-medio (Figura 6E), fragmentos líticos volcánicos con texturas microlíticas y en menor grado fragmentos de rocas carbonatadas con texturas micríticas y esparíticas.

Los minerales accesorios son principalmente biotita, moscovita, hematina y circones en cantidades menores que la Petrofacies A. El contenido de matriz es menor al 10% (~4.5%), mientras que el cemento es calcítico se muestra en habito poikilotípico (>10%).

5.3 *Petrofacies C: Área de Galeana “Meta-plutonoclástica”*

Dentro del esquema de McBride (1963), las areniscas de la petrofacies C, son clasificadas como arcosas que van de moderadamente a bien clasificadas ($Q_{61}F_{29}L_{10}$; McBride, 1963; Figura 5). El constituyente más abundantes es el cuarzo monocristalino que es moderadamente redondeado, exhibe extinción recta mayor que ondulada. Los cuarzos monocristalinos muestran bordes de crecimiento sintaxial (Figura 7F). El cuarzo policristalino mayor de tres cristales, exhibe texturas tectónicas, y algunas veces con moscovita asociada (Figura 7A, 7B y 7C). Los feldespatos son del

tipo: (1) Feldespatos alcalinos, subangulosos-subredondeados con maclado tipo carlsbad, que alteran a caolinita-sericita. Siendo poco frecuentes las Microclinas; y (2) plagioclasas sódicas, subangulosas a subredondeadas con maclado tipo polisintético y combinado, predominando la albita (Figura 7D y 7E). En esta petrofacies el contenido de feldespato potásicos es mayor que en las otras petrofacies ($P/K = 1.33 \pm 0.37$; Tabla 3 y 4). Los fragmentos líticos son subredondeados a redondeados, conformados por areniscas de grano fino, lutitas, fragmentos volcánicos con texturas *lathworth*, felsíticas y raros microlíticos (Figura 7D y 7F), líticos metamórficos con texturas metapsamíticas/felsíticas₂ y metapsamíticas/felsíticas₃, y fragmentos de rocas con texturas faneríticas de composiciones granodioríticas y graníticas? (Figura 7E).

Los minerales accesorios son moscovita y biotita. Los minerales pesados muestran forma romboédrica, posiblemente hematita y circones. La matriz, se encuentra constituida por arcillas, variando en su contenido de 0.2 al 6.9%.

5.4 Composición del área fuente

La composición del o las áreas fuentes se evaluó empleado metodologías de diversos autores, quienes documentan la composición áreas fuentes, como son: (i) variaciones en los tipos de cuarzos; (ii) concentración relativa de diferentes fragmentos líticos; y (iii) las relaciones que presentan las plagioclasa contra el feldespato-K.

5.4.1 Cuarzos

Basu *et al.*, (1975) emplea la relación que presenta los diferentes tipos de cuarzo (e.g., policristalinos *versus* monocristalinos) y el tipo de extinción que exhiben (recta o undulosa), logrando documentar la composición del área fuente. Estos autores proponen un diagrama con forma de diamante que muestra estas características (Q_{mo} , Q_{mr} , $Q_{p<3}$, y $Q_{p>3}$; Tablas 1–3). En este diagrama, las muestras analizadas sugieren procedencias de rocas graníticas y rocas metamórficas de grado medio-alto (Figura 8).

Los tipos de cuarzos registran como áreas fuentes: (1) cuarzo con extinción no-ondulosa y estrías predomina en las muestras analizadas, registrando áreas fuentes cristalinas, posiblemente plutónicas; (2) cuarzo metamórfico (policristalino con fabrica tectónica), que evidencia rocas metamórficas de grado bajo-medio? (Figura 7A); (3) cuarzo volcánico, registrando procedencias de rocas volcánicas de composición intermedia; y (4) cuarzo policristalino con biotita asociada, sugiriendo procedencias de rocas metamórfica de alto grado o posiblemente el reciclamiento de otras formaciones siliciclásticas (Figura 7c).

En el diagrama ternario que enfrenta los parámetros Q_{mr} - Q_{mo} - Q_p propuesto por Arribas *et al.*, (1990); Tablas 2 y 3; Figura 9, la muestras de las tres petrofacies se grafican sobre el vértice en la parte central del triángulo. Sin embargo, las muestras de la petrofacies A muestran un mayor enriquecimiento de cuarzo policristalino.

5.4.2 Feldespatos

Las plagioclasas predominan en las petrofacies, con relaciones que van de 0.5-2.8 (P/K), evidenciando rocas madres plutónicas de composiciones variables. Las muestras con relaciones de $P/K > 1$ registran fuentes de composiciones plutónicas variables (e.g., granitoides), mientras que muestras con valores de $P/K < 1$, indican procedencias de rocas de composición granodiorítica como lo han documentado (Critelli y Nilsen, 2000; Marsaglia, 1991; Tabla 3; Figura 10).

El soporte al área fuente de composición granítica o granodiorita es la presencia de microclina. En el caso del Miembro Arenoso Galeana, el bajo contenido de feldspatos se interpreta como resultado de desintegración por procesos de transporte (Cf. Pittman, 1969; Critelli *et al.*, 2002) o por la alteración a minerales arcillosos por procesos de diagénesis tardía (caolinita o sericita).

5.4.3 Fragmentos Líticos

Los fragmentos líticos son los constituyentes más inestables de las rocas clásticas, por consiguiente presentan una menor resistencia al grado de transporte y tipos de intemperismo, al que fue expuesto (Blatt, 1967; Cameron y Blatt, 1971; Suttner *et al.*, 1981; Jonhsson, 1993; Nesbitt *et al.*, 1997). Las tres petrofacies, muestran un contenido modal en fragmentos líticos muy similar (Tabla 3). Sin embargo, presentan variaciones significativas en los diferentes fragmentos líticos (Tabla 2).

Los líticos volcánicos, sugieren como área fuente rocas volcánicas de composición andesítica – riolíticas. Los líticos volcánicos con texturas *lathwork*, felsíticas y microlíticas evidencian rocas volcánicas de composiciones andesíticas–riolíticas (Dickinson, 1970), siendo más concentrados en la petrofacies C.

Los fragmentos líticos sedimentarios están constituidos por fragmentos de areniscas de grano fino, fragmentos de lutitas, y fragmentos carbonatados con texturas tanto micríticas como esparíticas, implicando canibalismo interno, erosión contemporánea asociada a procesos de alta energía (p.e.g., oleaje, mareas), al momento del depósito, así como erosión de la cubierta sedimentaria. Entre tanto, los líticos carbonatados, evidencian erosión de rocas pre-existentes correspondiendo posiblemente a las formaciones Minas Viejas, Zuloaga y Taraises.

Los fragmentos líticos metamórficos con texturas metapsamíticas/felsíticas₂ y metapsamíticas/felsíticas₃, provienen de rocas metamórficas de grado bajo–medio como son esquistos de moscovita.

Los líticos plutónicos con texturas faneríticas, corresponde a rocas cristalinas de composición granítica o granodiorítica.

El diagrama ternario Rg–Rs–Rm de Critelli *et al.*, (2002), sugiere que la petrofacies A tienen mayor influencia de ensambles sedimentarios (e.g., lutitas, areniscas–Rs), mientras que las petrofacies B y C muestra una composición mixta del ensamble granosos con el ensamble sedimentario con poca adición de los ensambles metamórficos (e.g., granitos, gneises–Rg; Figura 11).

5.5 Modos detríticos y procedencia de las areniscas

Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.*, (1983), por medio de un análisis petrográfico basado en la composición de areniscas de diferentes ambientes tectónicos, proponen dos diagramas ternarios, que permiten tener una aproximación al ambiente tectónico en que fueron depositadas (diagramas QFL y QmFLt; Tablas 2–4. Dentro del diagrama QmFLt, la petrofacies A se ubica en los campos de campo de “transición continental-mezcla”, la petrofacies B en los límites mezcla–cuarzoso reciclado y la petrofacies C dentro del campo de transición continental (Figura 12).

Garzanti *et al.*, (2001) y Marsaglia *et al.*, (2007) proponen un diagrama QFL actualista en ambientes de tipo Rift. Dentro de este diagrama las muestras de las petrofacies A y C se ubican depositadas dentro del campo de *rift* disectado (Figura 13), mientras que las muestras de la

petrofacies B se grafican en el límite del campo de *rift* disectado con tendencias al *rift* no disectado con influencia de orógeno o sutura.

6 Discusión y Conclusiones

La composición modal de las areniscas del Miembro Arenoso Galeana muestra la evidencia de dos ciclos de “procedencia principales”, de acuerdo con las características petrográficas observadas. Estos ciclos son correlacionables con eventos mayores que afectaron o modificaron la evolución tectono-sedimentaria de la Fosa de Monterrey. Las tres petrofacies documentadas dentro de las areniscas del Miembros Arenoso Galeana permiten proponer la evolución petrotectónica de la porción sur de la Fosa de Monterrey, durante el Cretácico Temprano. Ocampo-Díaz (2007) divide al Miembro Arenoso Galeana en tres secuencias deposicionales con característica sedimentológicas distintas:

1. La petrofacies A “*primera secuencia de procedencia*”, está constituida por arcasas líticas, moderadamente clasificadas ($Q_{59}F_{28}L_{13}$), desarrolladas durante el depósito de las facies maréales. Esta petrofacies representa la erosión de la cubierta sedimentaria conformada por rocas marinas pre-Cretácico Temprano (e.g., formaciones Minas Viejas, Zuloaga, La Casita), como lo indica el alto contenido de fragmentos líticos carbonatados y lutitas. La relación alta de Q_p/Q_m , sugiere áreas fuentes metamórficas de grado bajo, mostrando poca influencia de rocas fuentes volcánicas y/o plutónicas. El incremento de cuarzo monocristalino con bordes de sobre-crecimiento sintaxiales, hacia la parte final de la secuencia, evidencia que la composición modal de la petrofacies A fue afectada por procesos de selección y madurez, relacionados con procesos maréales. Ocampo-Díaz et al., (2008), documenta depósitos relacionados con procesos maréales y alto oleaje, como son planicie de lodos, mezcla y canales mareas, dentro de los cuales el reciclamiento interno es alto.
2. Las areniscas de las Petrofacies B son subarcasas líticas ($Q_{63}F_{24}L_{14}$; *primera secuencia de procedencia*) que corresponden a los depósitos de dunas subacuosas (Ocampo-Díaz, 2007). La composición de las áreas fuentes de esta petrofacies es más variada que la petrofacies A. Se pueden postular las siguientes fuentes: (1) rocas de composición andesíticas-riolítica, como lo indica la alta relación de P/K y los líticos volcánicos con texturas felsítica, *lathworth* y microlíticos con texturas fluidales; (2) rocas sedimentarias preexistentes de carbonatos, lutitas y principalmente areniscas que pueden ser interpretadas como la erosión de rocas sedimentarias jurásicas marinas, mientras que los líticos de areniscas pueden representar el canibalismo interno, dentro de los depósitos de dunas subacuosas; (3) las relaciones entre los tipos de cuarzo (Q_p/Q_m ; $Q_m < 5^\circ / Q_m > 5^\circ$) evidencia un índice de reciclamiento interno mayor (Cf. Visher, 1969; Balazs y deVries, 1972; Anfuso et al., 1999; Ocampo-Díaz, 2007), Entre tanto, los tipo de cuarzoes sugieren fuentes graníticas, granodioríticas, y rocas metamórficas de grado bajo-medio.
3. La petrofacies C, muestra arcasas ($Q_{61}F_{29}L_{10}$), correspondientes con los depósitos deltáicos y sublitorales del área de Galeana *segunda secuencia de procedencia*. La composición de las áreas fuentes postuladas para esta petrofacies son: (1) graníticas o granodioríticas, registradas por los fragmentos líticos con texturas fanerítica y por feldespatos de variedad microclina con maclado en enrejado; (2) fuentes metamórficas de grado bajo-medio, soportado por la presencia de cuarzoes policristalinos con mas de 3 cristales con texturas tectónicas y líticos metapsamíticos/felsíticos₂ y

metapsamíticos/felsíticos₃; (3) los fragmentos litios sedimentarios de areniscas, lutitas y calizas, que indican la erosión de rocas sedimentarias preexistentes, así como también el reciclamiento de las petrofacies A y B, como sugieren los cuarzos monocristalinos con bordes de crecimiento sintaxiales; y (4) rocas de composición andesítica-riolítica, soportado por la presencia de fragmentos de líticos volcánicos felsíticos.

Las diferentes áreas fuentes inferidas, sugieren que las areniscas del Miembro Arenoso Galeana, proceden de bloques de basamento (Diagramas QmFLt) que fueron expuestos durante el Valanginiano Tardío-Huateriviano Medio. Este levantamiento se origina por fallas de basamento de componente normal, asociadas a grandes sistemas laterales “Megacizalla-Mojave-Sonora” dentro de un régimen transtensivo (Figura 14A). La primera fase de levantamiento debió ocurrir durante el Valanginiano Temprano-Medio, generando la primera secuencia de procedencia (petrofacies A y B). Durante este lapso se erosionan principalmente las rocas sedimentaria pre-existentes, volcánicas y escasamente plutónicas y metamórficas (Ocampo-Díaz, 2007). Las diferencias presentes en la relación P/K, Qp/Qm y RgRsRm (Tabla 3), en ambas petrofacies, sugieren áreas fuentes de composiciones distintas, como lo propone sedimentológicamente Ocampo-Díaz (2007) con datos de paleocorrientes y un incremento en la madurez textural. La segunda etapa de exhumación implica la exhumación de los bloques del basamento de composiciones graníticas, granodioríticas y metamórfica de grado bajo-medio, depositándose la segunda secuencia de procedencia (petrofacies C). La petrofacies C registra procedencias más compleja, conformadas esencialmente por rocas metamórficas de grado bajo-medio, graníticas y/o granodioríticas y volcánicas de composición intermedia. Es posible que el incremento en el contenido de material volcánico, plutónico y metamórfico (Rg) se encuentra relacionado con: 1) procesos de exhumación y erosión profunda de los bloques de basamento y 2) el incremento de la tasa de aporte sedimentos que propicio la progradación de depósitos de planicie mareal y dunas subacuosas (Petrofacies A y B) a depósitos deltáicos y sublitorales (Petrofacies C; Ocampo-Díaz, 2007; Figuras 14B-D). Casos similares sobre la evolución petro-tectónica de sistemas de rift intra-placa y sistemas *pull-apart* han sido documentados en la Cuenca de Cameros en España por González-Acebrón *et al.*, (2007) y Arribas *et al.*, (2003), en el Mar Rojo, del sistema Aden, por Garzanti *et al.*, (2001) y Garzanti *et al.*, (2003) y en el Triásico Deseado, Argentina por Jenchen (2001).

Durante la exhumación del Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán (Michalzik, 1988 y Ocampo-Díaz, 2007) se realizaron dos fases de sedimentación, que implican: 1) erosión de la cubierta sedimentaria y escasas rocas del basamento y depósito de la secuencia de procedencia 1, y 2) la exposición completa de las rocas del basamento del Noreste de México dentro de la Fosa de Monterrey y el depósito de la secuencia de procedencia 2. Las diferencias observadas en las petrofacies, indican variaciones composicionales en el área fuente durante la sedimentación.

Las características petrográficas y texturales de los fragmentos líticos, de las relaciones de Qp/Qm, P/K, cuantificados en las tres petrofacies, sugieren una procedencia de: (i) rocas sedimentarias marinas pre-Jurásico Tardío; (ii) rocas volcánicas de composición andesítica-riolítica, situadas dentro de la Serie Pre-Huizachal, o bien de los diques y sills, documentados en la Formación Huizachal; (iii) basamento cristalino, de posible composición granítica o granodiorítica, reportado en la Isla de Terán y de Linares, y (iv) aporte de esquitos de Aramberri o esquistos psamíticos de grado bajo-medio (Figura 14b-14d).

El ambiente tectónico de *rift* disectado obtenido del diagrama Q-F-L propuesto por Garzanti *et al.*, (2001) soporta las interpretaciones descritas previamente. De acuerdo con los autores, el campo de *rift* disectados involucra el tiempo de mayor exhumación y erosión profunda de los

bloques que conforman los basamentos. Por consiguiente, se propone que durante el Valanginiano Temprano–Hauteriviano Medio la Fosa de Monterrey estuvo expuesta a procesos extensivos relacionados con sistemas laterales de tipo *strike-slip* que propiciaron la exhumación de las rocas que conforman el basamento.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte de la Tesis Doctoral y de Maestría de **Ocampo-Díaz, Y. Z. E** (En Proceso); por ello agradece al **CONACyT** por la beca doctoral. Al **Dr. Oscar Talavera Mendoza** responsable del Laboratorio de Geoquímica de la Unidad Académica de Ciencia de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero (**LG-UACT-UAG**), por apoyo durante la elaboración del conteo de puntos. Se agradece al **Dr. José Arribas**, del Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense de Madrid, España, por las sugerencias al análisis de datos y artículos relacionados con el tema expuesto en el presente artículo. Al Laboratorio de Petrología Sedimentaria de la UACT, de la UAGro, por facilitar la toma de microfotografías que ilustran al artículo. Finalmente a **Igor Rubio Cisneros** y **Margarita Martínez Paco** por enriquecer la versión temprana del presente trabajo.

Referencias

- Anfuso, G., Andrés, J., Vindel, B., and Martinez, J.A. 1999, Morphometric characteristics and internal structures of intertidal bars on the northwest Cadiz litoral (southwestern Iberian Peninsula): Boletín del Instituto Español de Oceanografía, 15, 1-4, 203-211.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcarate, J., Artigas, R., 2003, Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain): Journal of Sedimentary Research. 73, 2, 309–327.
- Arribas, J., Gómez-Gras, G., Rosell, J., Tortosa, A., 1990, Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y Triásicas de la isla de Menorca: Evidencias de proceso de reciclamiento: Revista de la Sociedad Geológica de España, 3, 105-116.
- Balazs, R.J., deVries, K.G., 1972, Roundness-mineralogical relations of some intertidal sands: Journal of Sedimentary Petrology, 42, 2, 425-433.
- Barboza-Gudiño, R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano M., Zavala-Mosivais, A., 2008, The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern of Mexico: Journal of South American Earth Science. 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, *in* Bartolini, C., Wilson, C., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: Geofísica Internacional. 37, 4, 283-292.
- Bartolini, C., Lang, H., Cantú-Chapa, A., and Barboza-Gudiño, R., 2001, The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico: Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic Implications, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., (eds.), The Western Gulf of

- Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 295-315.
- Bassett, K.N., Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona: A sequence analysis of an intra-arc strike-slip basin, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.). The Mojave-Sonora megashear hypothesis: development, assessment, and alternatives: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 393, 377–400.
- Basu, A., 1976, Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to paleoclimatic interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 3, 694-709.
- Basu, A., Young, S.W., Sutter, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975, Re-Evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 4, 873-882.
- Blatt, H., 1967, Original characteristics of clastic quartz grains: *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 2, 401-424.
- Blatt, H., Christie, J.M., 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 559-579.
- Blatt, H., Middleton G., Murray, R., 1972, *Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall.*
- Buffler, R. T., Sawyer, D. S., 1985, Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 35, 333–344.
- Cameron, K.L., Blatt, H., 1971, Durabilities of sand size schist and "volcanic" rock fragment during fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota: *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 2, 565-576.
- Campa, U.M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphy terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal Earth Science*, 20, 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 1/2, 1-98.
- Cox, R., Lowe, D.R., 1995, A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediments and the co-evolution of continental blocks and their sediments cover: *Journal of Sedimentary Research*, A65, 1-12.
- Critelli, S., 1999, The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system. Italy: *Lincei Scienze Fische e Naturali, Rendiconti, Series IX*, 10, 257–326.
- Critelli, S., Ingersoll, R.V., 1994, Sandstone petrology and provenance of the Siwalk Group (Northwestern Pakistan and Western-Southeastern Nepal): *Journal of Sedimentary Research*, A64, 4, 815-823.
- Critelli, S., Le Pera, E., 1995, Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as Reflected in Modal Compositions of Cenozoic Sandstone: *The Journal of Geology*, 103, 95–105.

- Critelli, S., Marsaglia, K.M., Busby, C.J., 2002, Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (The Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits: *Geological Society of America Bulletin*, 114, 515–527.
- Critelli, S., Nilsen, T.H., 2000, Provenance and stratigraphy of the Eocene Tejon Formation, Western Tehachapi Mountains, San Emigdio Mountains, and Southern San Joaquin Basin, California: *Sedimentary Geology*, 136, 7-27.
- DeCelles, P.G., Hertel, F., 1989, Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1552–1562.
- Díaz, G.T., 1953, Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas. - Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos. Guide Book: 6p.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 2, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, *in* Zuffa, G. G. (ed), *Provenance of Arenites: The Netherlands*, Dordrech, D. Reidel Publishing Company, 333–362..
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjaves, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979, Plate tectonics and Sandstone Compositions: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 12, 2164-2182.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutierrez, F., Lee, J.W.K., 2005, Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Constraints on the closure of the Rheic Ocean?: *International Geology Review*, 47, 920-937.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1990, La formación Carbonera y sus Implicaciones Tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 51, 1-37.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., (eds), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 75, 241-270.
- Fastovsky, D.E., Don Hermes, O., Strater, N.H., Bowring S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernandez, R.R., 2005, Pre–Late Jurassic fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, *in* Anderson T.H., Nourse J., A, McKee J. W., Steiner M. B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: development, assessment, and alternatives*, Geological Society of America, *Special Publication*, 393, 401-426.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Dell'Era, D. 2003, From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, U.A.E.): *Journal of Sedimentary Research*, 73, 4, 572–588.
- Garzanti, E., Vezzoli, G. 2003, A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 5, 830–837.

- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Castiglioni, G. 2001, Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen): *Journal of Geology*, 109, 277–297.
- Goldhammer, R.K. 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, C., and Lawton, T.F. (eds), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Special Paper 340*, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A. 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: Tulsa, Oklahoma, *The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75*, 45-81.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. 2007, Provenance of fluvial sandstones at the start of late-Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Cameron Basin (N. Spain): *Sedimentary Geology*, 202, 138-157.
- Götte, M. 1988, Estudio geológico y estructural de Galeana N.L. (México) y sus alrededores: *Actas de la Facultad de Ciencias Tierra UANL (Linares)*, 3, 61-87.
- Grajales-Nishimura, N., 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.
- Gursky, H.J., Michalzik, D. 1989, Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geology Paleontology*, I, 5/6, 821-838.
- Hiscott, R.N., 1978, Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny: *Canadian Journal Earth Science*, 15, 1579-1597.
- Ingersoll, R., 1983, Petrofacies and provenance of Late Mesozoic Forearc Basin, Northern and Central California: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 1125-1142.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W. 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1, 0103-0116.
- Jenchen, U., 2001, Fazies und Geochemie in kontinentalen Trias-Becken im westlichen Argentinien und in Patagonien (30°-50°S): *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 91.
- Jenchen, U., 2007a, Análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de sedimentos clásticos en el Noreste de México, Reportee técnico anual (inédito), Proyecto CT 1377-06: Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnología (PAICyT), UANL, 24 p.
- Jenchen, U., 2007b, La Popa Basin, NE Mexico: an Analog for Near Salt Deformation and Hydrocarbon Trapping: *Guide Book edited for: Force – Field Trip to the La Popa Basin (October 24 – 28, 2007)*, 60 p.

- Johnson, M.J. 1993, The system controlling the composition of clastic sediments, *in* Johnson, M.J., Basu, A. (eds), Processes controlling the composition of Clastic Sediments: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 284, 1-19.
- Jones, B., Dixon, O. 1976, Storm deposits in the Read Bay Formation (Upper silurian), somerset Island, Artic Canada (an application of Markov Chain analysis): *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 2, 393-401.
- Jones, N.W., Mckee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T. 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remman of a Cordillera magmatic arc, *in* Jackes-Ayala, C., Gonzáles-León, C.M., Roldán-Quintanilla, J. (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent Area*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 301, 179-190.
- Keppie J. D. 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Mack, G., 1984, Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1, 0212-0220.
- Marsaglia, K.M., 1991, Provenance of sand and sandstone from a rifted continental arc Gulf of California, Mexico, *in* Fisher G. A., Smith G. A., (eds), *Sedimentation in Volcanic Settings*, Society for Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication, 45, 237-248.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A., Maloney, S.J., 2007, Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models, *in* Tucholke, B.E., Sibuet, J.C., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings in Ocean Drilling Project, Scientific. Results, 210*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–47.
- Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., Pecker, B.M. 1992, Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sadstone: *Tectonics*, 11,1028-1044.
- Marsaglia, K.M., Tazaki, K. 1992, Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 126*, 125–138.
- McBride, E.F. 1963, A classification of common sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 3, 664-669.
- 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.
- Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J. R., Grotehusmann, I., Kustusch, T., Lentzy, P., de León-Gómez, H., Mansilla-Teran, M. A. 1987, El basamento preCretácico de Aramberri estructura clave para comprender el décollement de la cubierta Jurásica / Cretácica de la Sierra Madre Oriental, México?: *Actas Facultad de Ciencia de la Tierra (U. A. N. L.) Linares*, 2, 15-22.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöslichen Sierra Madre Oriental, Mexico. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes. Tesis Doctoral, TH. Darmstad (Alemania), 247 p.

- Michalzik, D., 1986, Stratigraphy and Paleogeographic of the Northeast Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic – Lowermost Cretaceous): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geology Paleontology*, 1, **9/10**, 11-19.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, 243-259.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relations and palaeogeology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico: *Sedimentology*, 41, 463-477.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M., 1997, Quartz and Feldspar Stability and Non-steady-State Weathering and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds: *The Journal of Geology*, 105, 173-191.
- Ocampo-Díaz Y.Z.E., Jenchen U., Guerrero-Suategui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 3, 438-464.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises): Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1972, *Sand and Sandstone*: New York, *Springer – Verlag*.
- Pindell J., Kennan L., 2002, *Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico*: London, *Tectonics Analysis*.
- Pittman, E.D., 1969, Destruction of Plagioclase twins by stream transport: *Journal Sedimentary Petrology*, 39, 1432-1437.
- Prosser, S., 1993, Rift-related linked depositional system and their seismic expression, *in* Williams, G.D., Dobb, A. (eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*: London, Geological Society of London, Special Publication 71, 35–66.
- Ricci-Lucchi, F. 1985, Influence of transport processes and basin geometry on sand composition, *in* Zuffa, G. G. (ed), *Provenance of Arenites: The Netherlands*, Dordrecht D. Reidel Publishing Company, 309-332.
- Rubio-Cisneros I.I., Lawton, T.F, En Prensa, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in Jurassic continental red beds of Huizachal Canyon, NE Mexico: Record of erosional unroofing of adjacent rift highlands and syndepositional volcanism: *Geological Society of America, Geosphere*, XXX, XXXX, XXX
- Salvador A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, *in* Salvador A. (ed.), *The Geology of North America: The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado, The Geological Society of America., Vol J, 389-444.
- Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981, Climate and the origin of Quartz arenites: *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 4, 1235-1246.

- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 191-196.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J., 1991, Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, *in* Morton, A. C., Todd, S. P., Haughton, P. D.W. (eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*: London, *Geological Society Special Publication* 57, 47–54.
- Valloni, R., 1985, Reading provenance from modern sands, in Zuffa, G. G. (ed.). *Provenance of Arenites: The Netherlands*, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 309-332.
- Visher, G.S., 1969, Grain Size distributions and depositional processes: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 3, 1074-1106.
- Young, S.W., 1976, Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 3, 595-603.
- Zuffa, G.G., Gaudio, W., Rovito, S., 1980, Detrital mode evolution of the rifted continental-margin Longobucco sequence (Jurassic), Calabrian Arc, Italy: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1, 51–61

Lista de Figuras

Figura 1: Imagen superior, delimitación de las tres cuencas en el Noreste de México (Tomado de Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), Imagen principal: Mapa geológico regional del Noreste de México (Curvatura de Monterrey; Tomado de Michalzik, 1986). En el recuadro se marca el área de estudio.

Figura 2: Columna estratigráfica del Noreste de México (Tomada de Michalzik, 1988 y Ocampo-Díaz *et al.*, 2008) dentro del recuadro negro se resalta las areniscas estudiadas.

Figura 3: Columnas estratigráficas de las tres áreas de estudio, mostrando la ubicación de las muestras (tomada de Ocampo-Díaz 2007 y Ocampo-Díaz *et al.*, 2008)

Figura 4: Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Valanginiano – Hauteriviano: Sedimentación del Miembro Arenoso Galena, Formación. Taraises (compilación de las paleoreconstrucciones de Eguiluz de Antuñano, 1990, 2001; Goldhammer y Johnson, 2001 por Jenchen, 2007a, b, y Ocampo-Díaz *et al.*, 2008.)

Figura 5: Esquema ternario QFL para clasificar para areniscas de McBride (1963)

Figura 6: Microfotografía de las petrofacies A, B y C. (A). Arcosa de la petrofacies A (PP-8), mostrando: líticos sedimentarios carbonatados (Lsc), cuarzo monocristalino (Qm), Micas (Mi) y líticos sedimentarios de areniscas; (B) Arcosa Lítica de la petrofacies A (PP-21), muestra líticos volcánicos felsíticos (Lvf), líticos sedimentarios carbonatados (Lsc), líticos sedimentario de areniscas (Lsa) y cristales del tamaño de las arenas medias de Plagioclasa (Pg). (C) Arcosa Lítica de la petrofacies B (R24), cuarzo monocristalino de origen volcánico (Qm); (D) Subarcosa lítica, petrofacies B, observe las plagioclasas del tamaño de las arenas medias (Pg) y el abundante

cuarzo monocristalino (R23); (E) Arcosa lítica, petrofacies B (R9a), muestra el alto contenido de líticos sedimentarios de areniscas (Lsa); (F) Arcosa, petrofacies C (Gn40), muestra un cuarzo monocristalino con bordes de crecimiento syntaxiales de cuarzo, Nicoles Paralelos.

Figura 7: Microfotografía de la petrofacies C. (A) y (B) Arcosa que presentan cuarzo policristalino con textura tectónica (Gn9 y Gn 24, respectivamente); (C) Arcosa que exhibe cuarzo policristalino (Qp) con textura de alto grado y líticos sedimentarios de areniscas (Lsa; Gn81); (D) lítico plutónico, posiblemente de composición granítica o granodiorítica, obsérvese la existencia de las plagioclasas (Pg), con el cuarzo monocristalino (Qm; Gn39) (E) arcosa en nicoles paralelos, en la que se presentan líticos volcánicos felsíticos (Lvf), plagioclasas (Pg), y líticos sedimentarios carbonatados (Lsc); (F) Arcosa lítica, en la que abunda los líticos sedimentario de arenisca (Lsa; Gn51).

Figura 8: Diagrama en forma de diamante que enfrenta a los diferentes tipos de cuarzos “Qp–Qm no-onduloso Qm-onduloso, Qp” de Tortosa *et al.*, (1991).

Figura 9: Diagrama ternario que enfrenta a los cuarzos del tipo $Qm < 5^\circ Qm > 5^\circ Qp$ (tomado de Arribas *et al.*, 1990).

Figura 10: Diagramas triangular que confronta a los Cuarzos monocristalinos contra las plagioclasas y feldespatos (tomada de Dickinson y Suczek, 1979).

Figura 11: Diagrama ternario que enfrenta a los ensambles granosos–sedimentarios y metamórficos de Critelli y Le Pera (1994).

Figura 12: Diagrama ternario QmFL para discriminar ambientes tectónicos de Dickinson *et al* (1983).

Figura 13: Diagrama triangular Q–F–L de Garzanti *et al.*, 2001, modificado por Marsaglia *et al.*, (2007), para determinar el ambiente tectónico en secuencias relacionadas a rompimiento.

Figura 14: (A) Mapa regional de la distribución de las rocas del basamento (Tomado de Eguiluz de Antuñano 2001); (B) Configuración de las rocas fuentes que dieron origen al Miembro arenoso Galeana, marcada en el recuadro de la figura A, nótese el cambio de área fuente (Modificada de Ocampo-Díaz 2007); (C) Bloque diagramático de la posible ubicación del paleoelemento de la Isla de Terán, distribución de las facies durante el origen de la secuencia de procedencia 1 o petrofacies A y B (Las flechas, indican la dirección de paleocorrientes medias, tomadas de Ocampo-Díaz 2007); (D) Máxima exhumación del archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán–Generación de la Secuencia de procedencia 2 o de la petrofacies C– progradación de los depósitos maréales y dunas subacuosas a los sistemas deltácios del área de Galeana.

Lista de Tablas

Tabla 1: Parámetros recalculados empleados en los diagramas ternarios de acuerdo a McBride (1963) Dickinson *et al.*, (1983), Dickinson y Suczek (1979), Arribas *et al.* (1990, 2003) y Critelli y Le Pera (1994).

Tabla 2: Base de datos petrográfica obtenida del conteo de punto en las areniscas del Miembro Arenoso Galeana.

Tabla 3: Características principales de las tres petrofacies en (*) medias aritméticas y desviaciones estándar.

Tabla 4: Parámetros recalculados de muestra individuales empleados en los diagramas ternarios.

Figuras

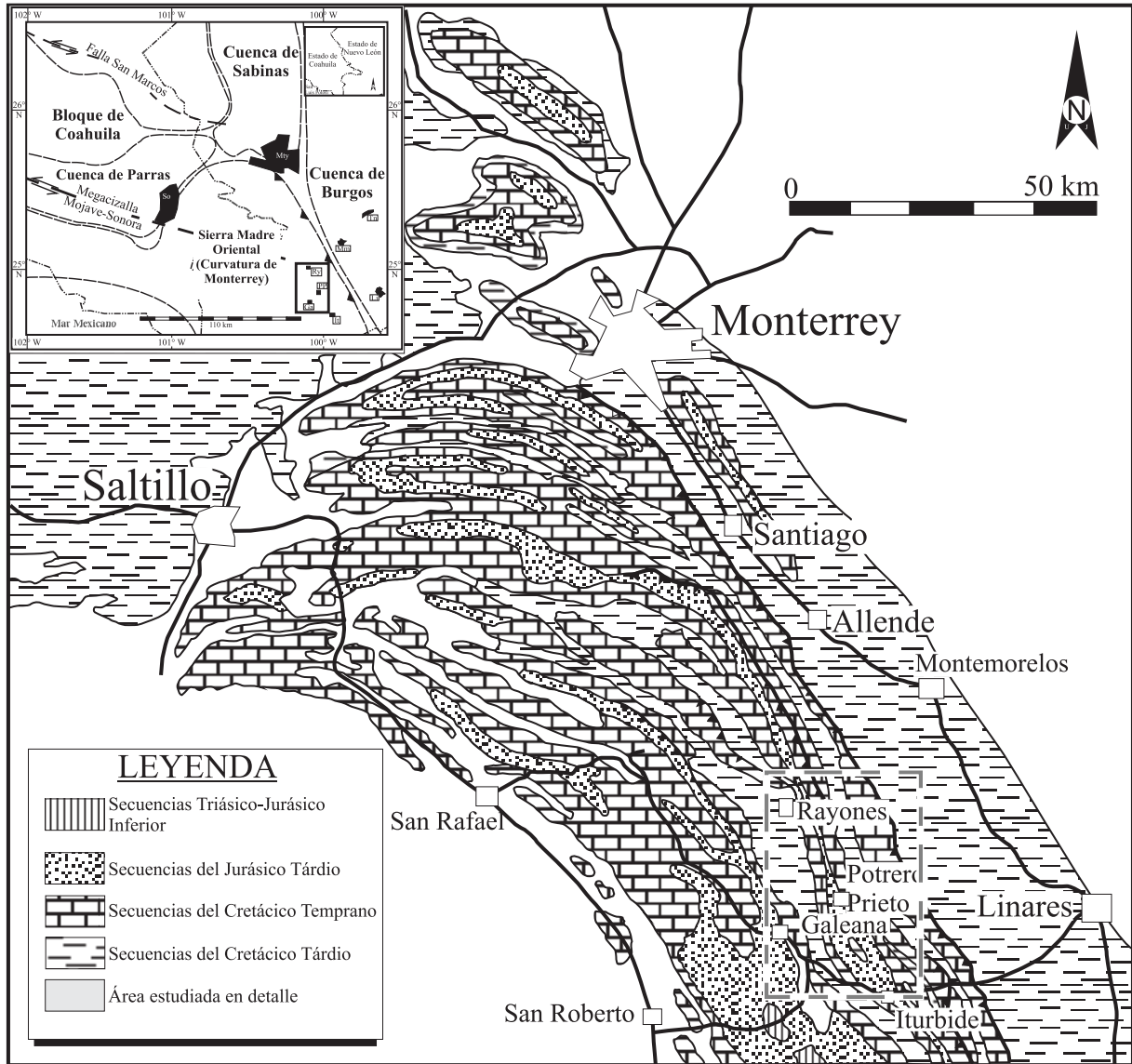


Figura 1. Ocampo-Díaz et al., 2010

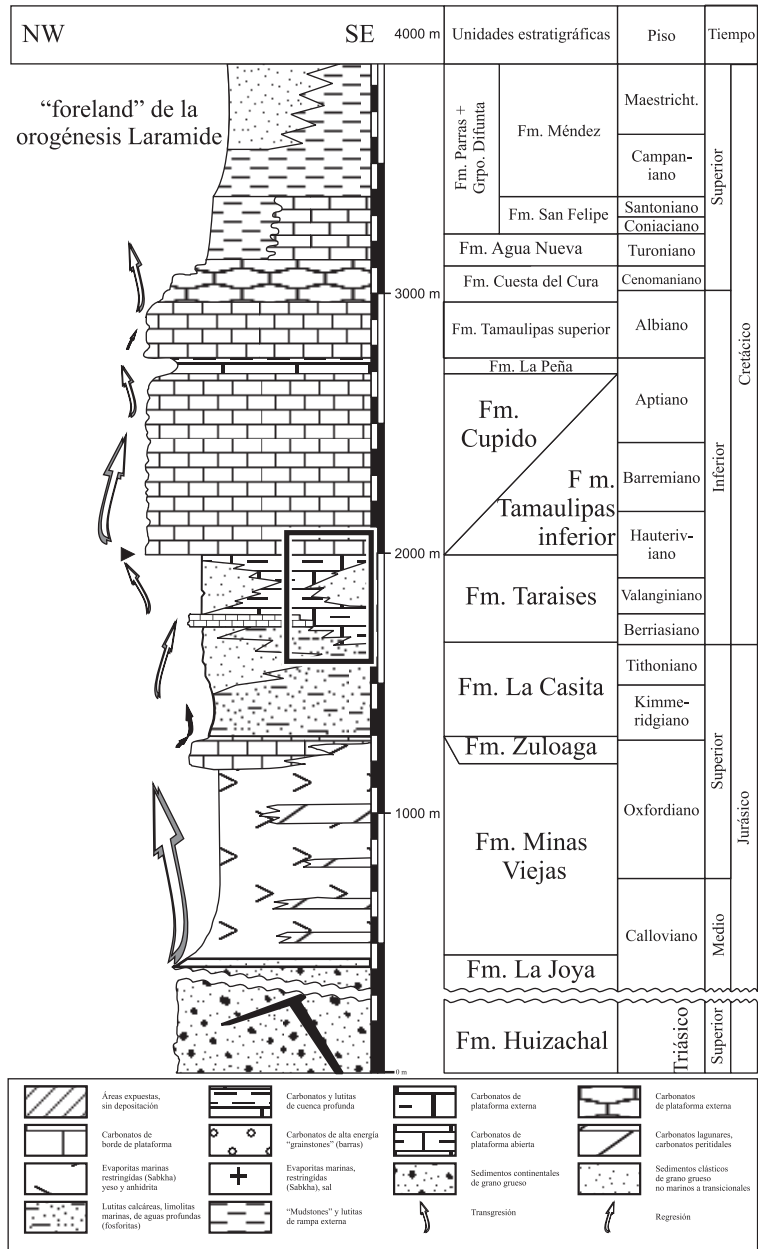


Figura 2. Ocampo-Díaz et al., 2010

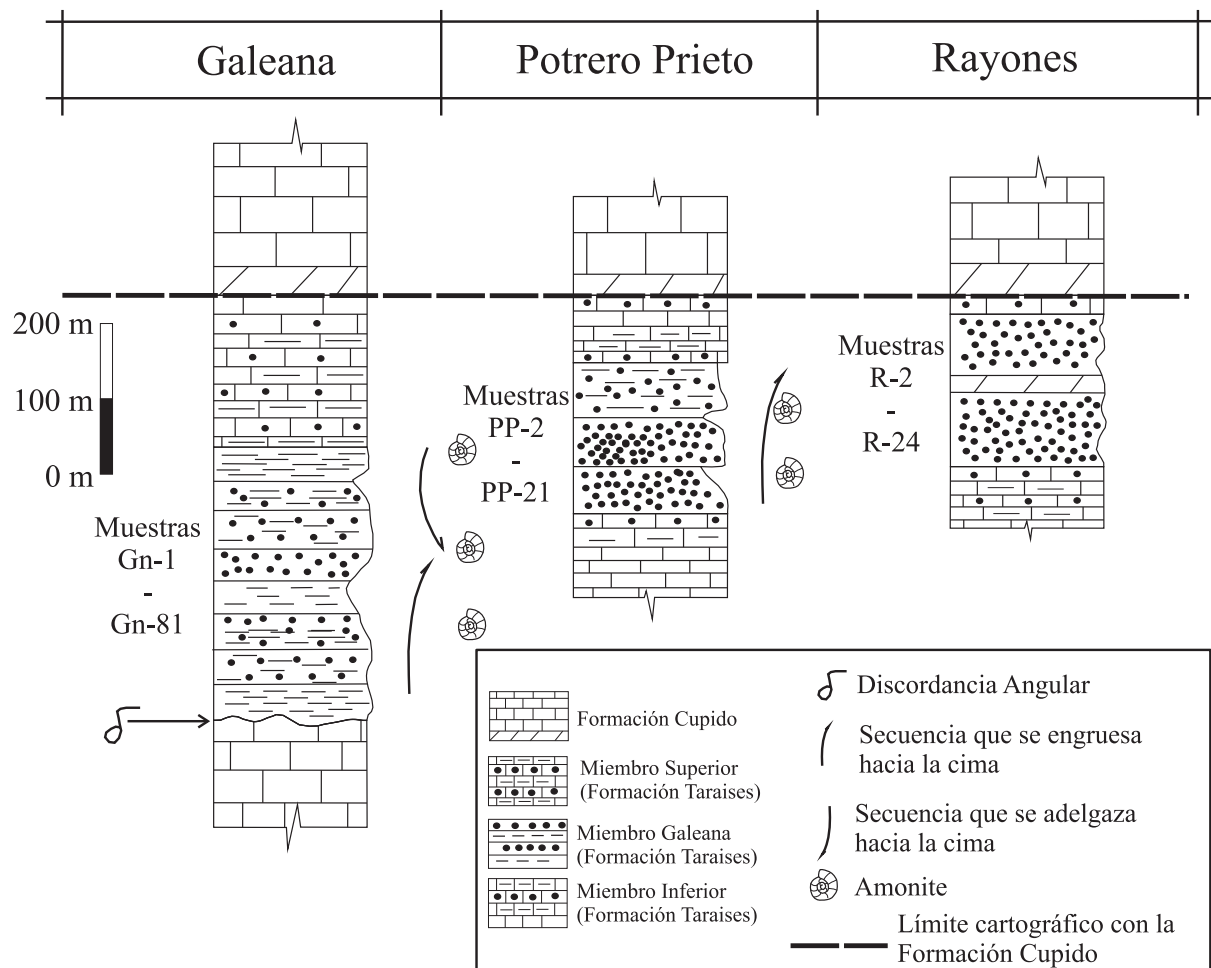


Figura 3. Ocampo-Díaz et al., 2010

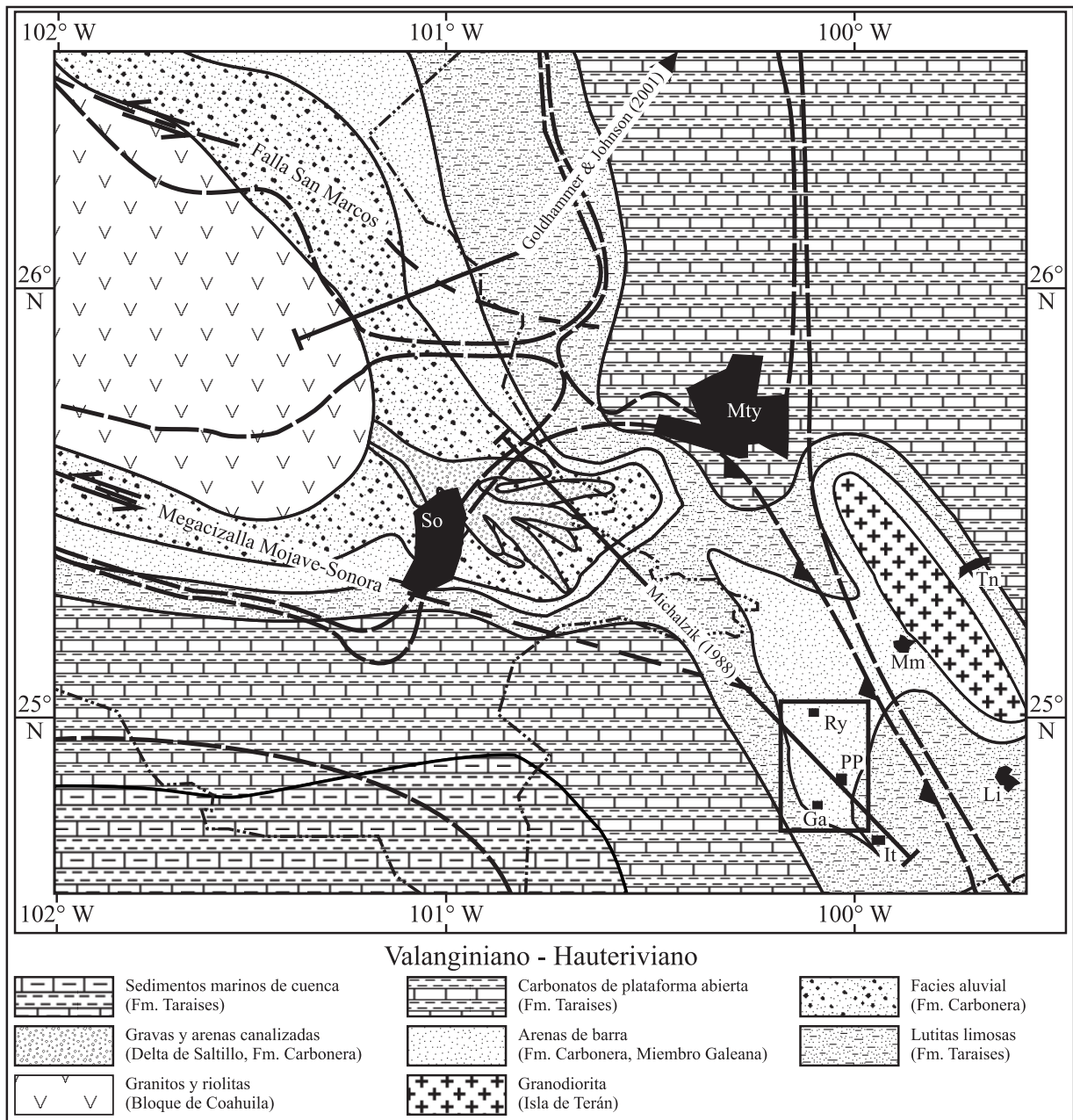


Figura 4. Ocampo-Díaz et al., 2010

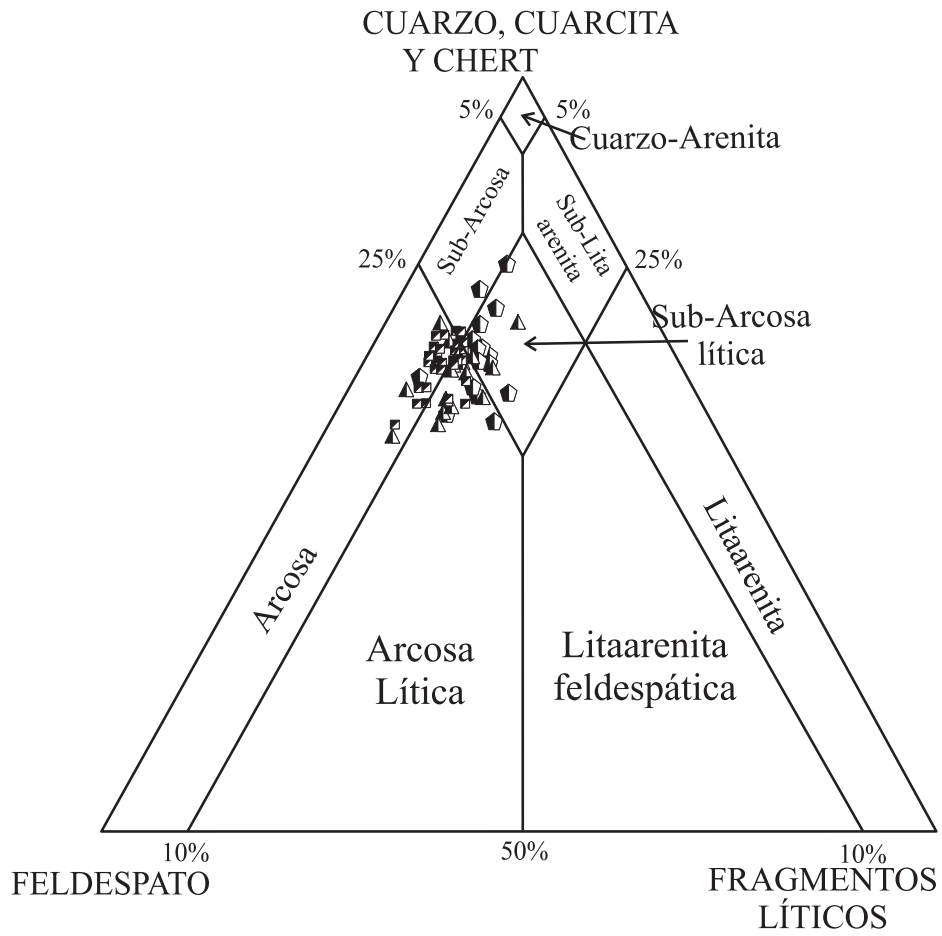


Figura 5. Ocampo-Díaz et al., 2010

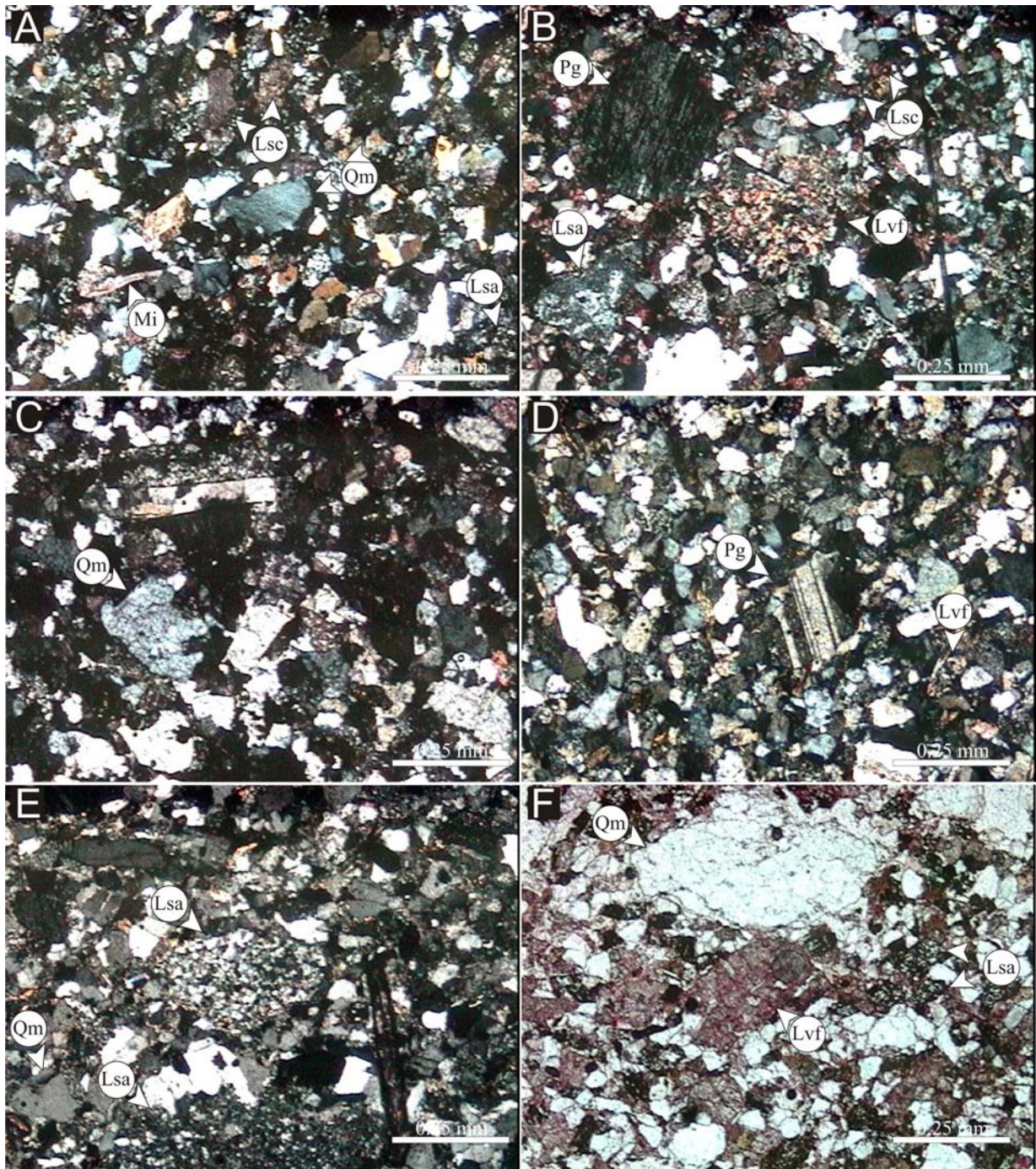


Figura 6. Ocampo-Díaz et al., 2010

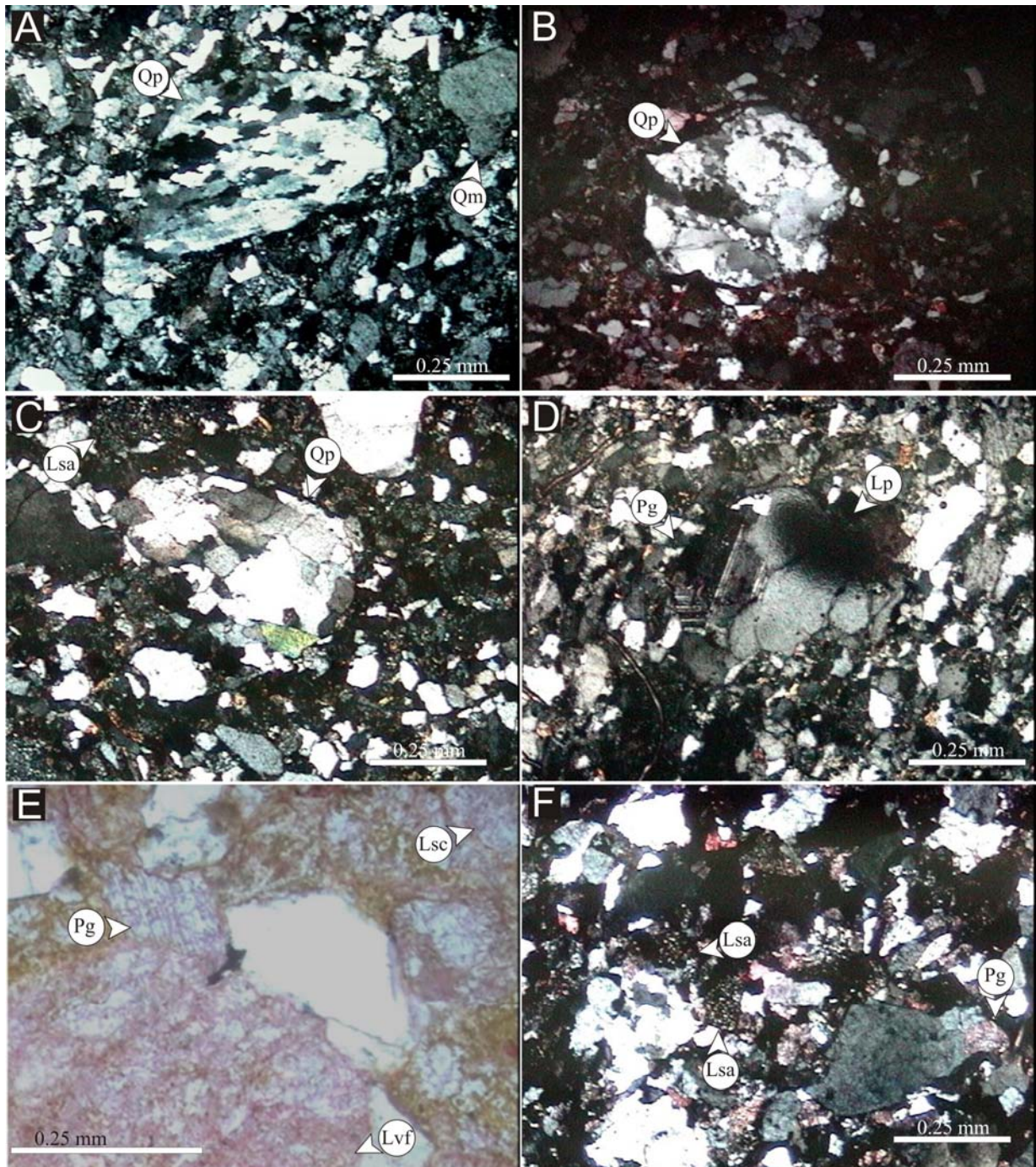


Figura 7. Ocampo-Díaz et al., 2010

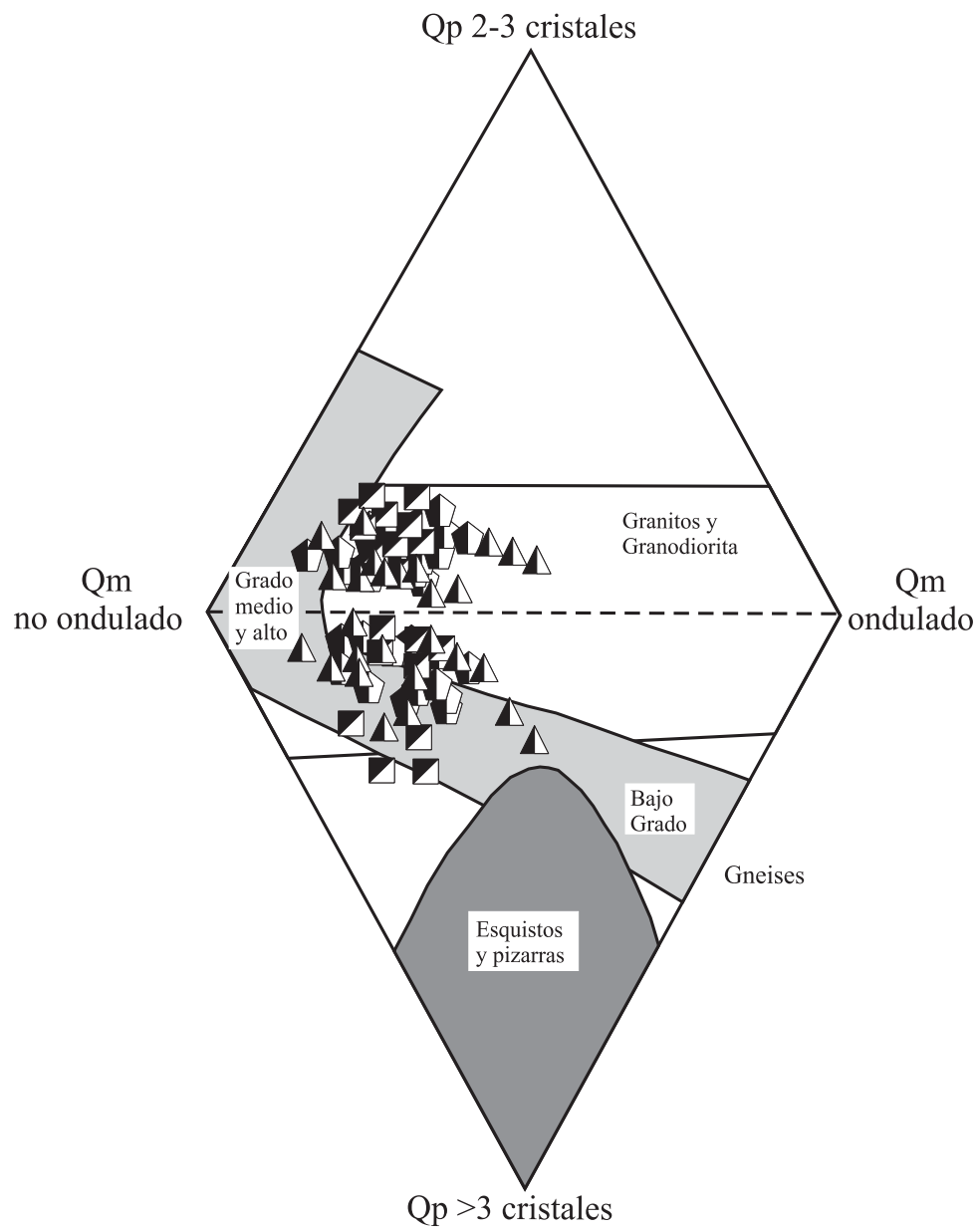


Figura 8. Ocampo-Díaz et al., 2010

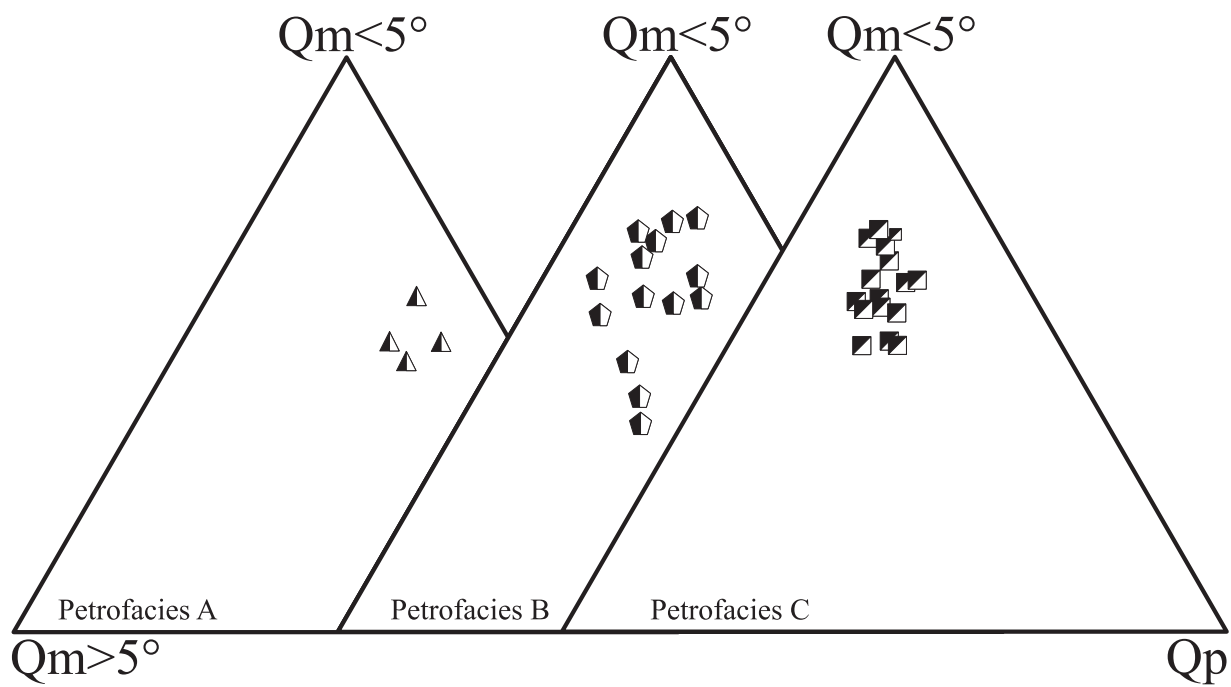


Figura 9. Ocampo-Díaz et al., 2010

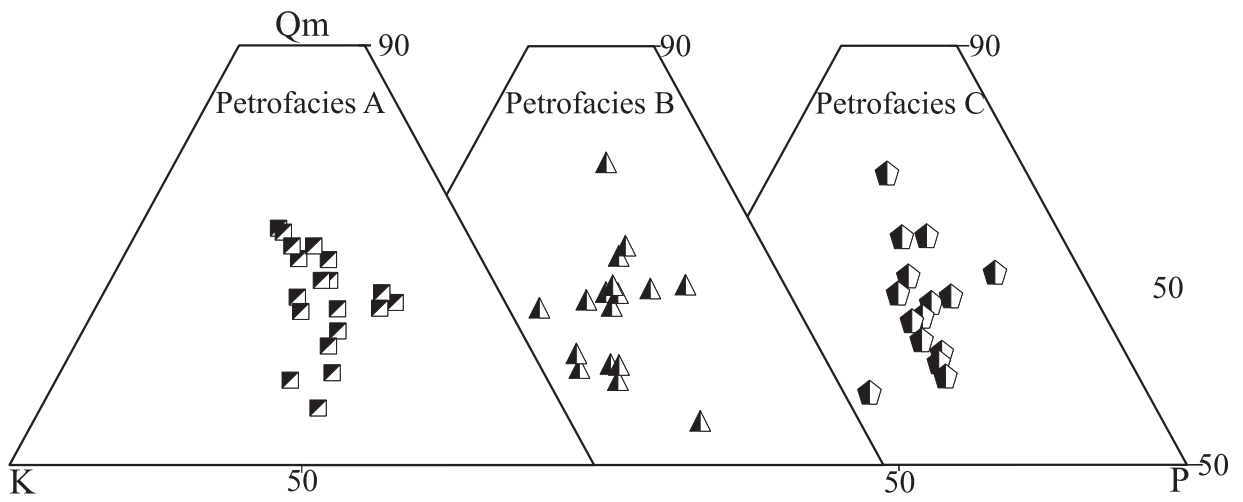


Figura 10. Ocampo-Díaz et al., 2010

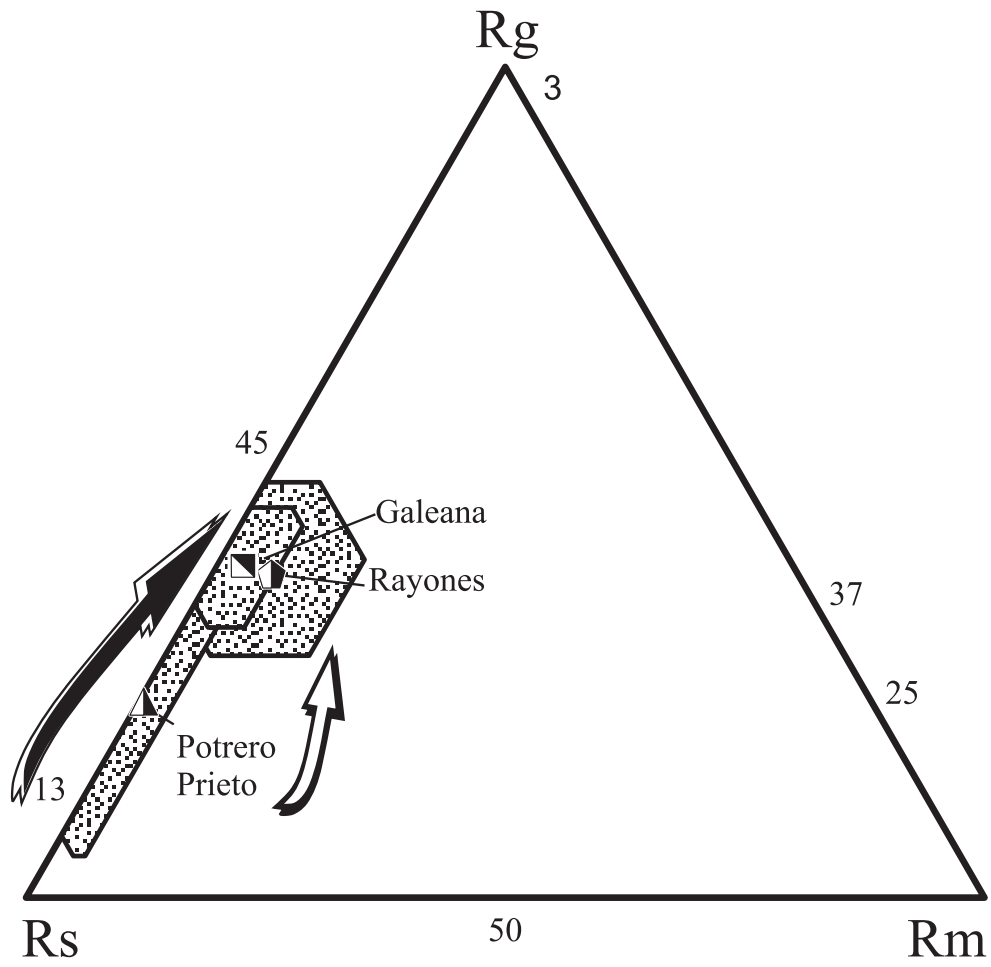


Figura 11. Ocampo-Díaz et al., 2010

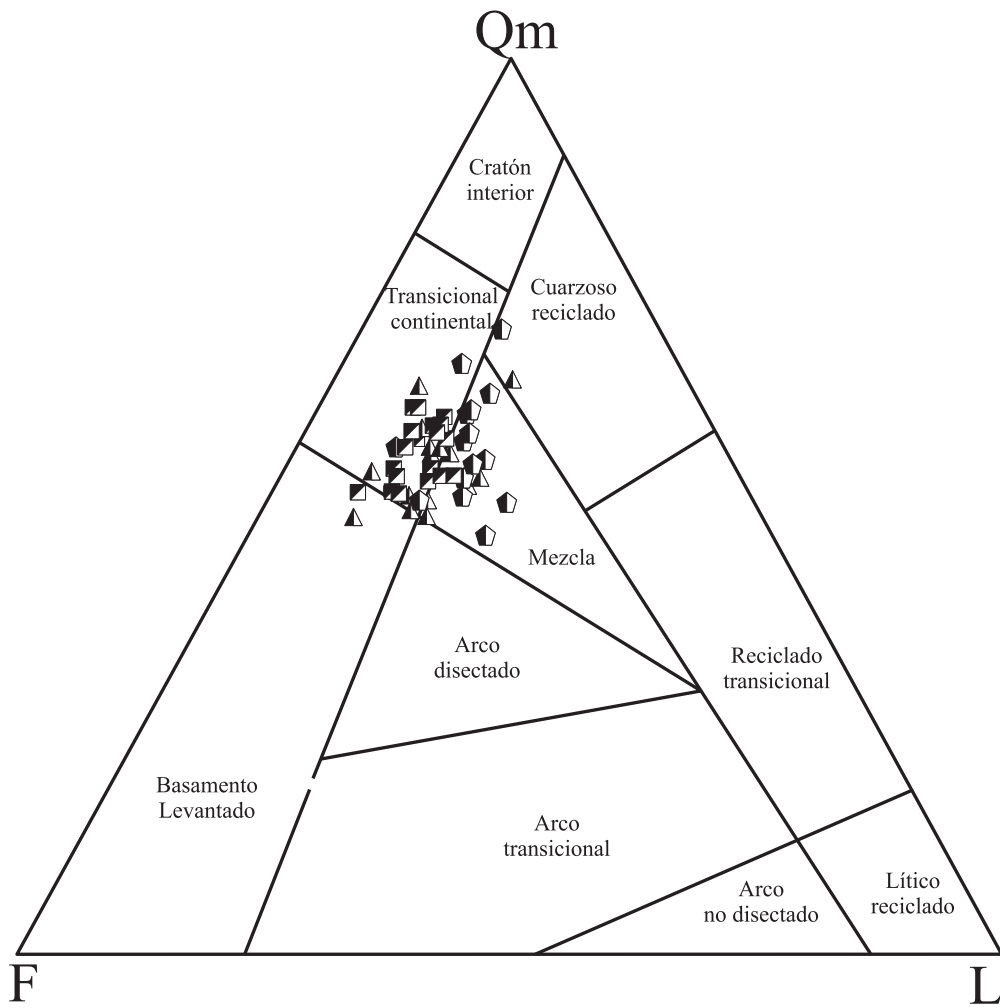


Figura 12. Ocampo-Díaz et al., 2010

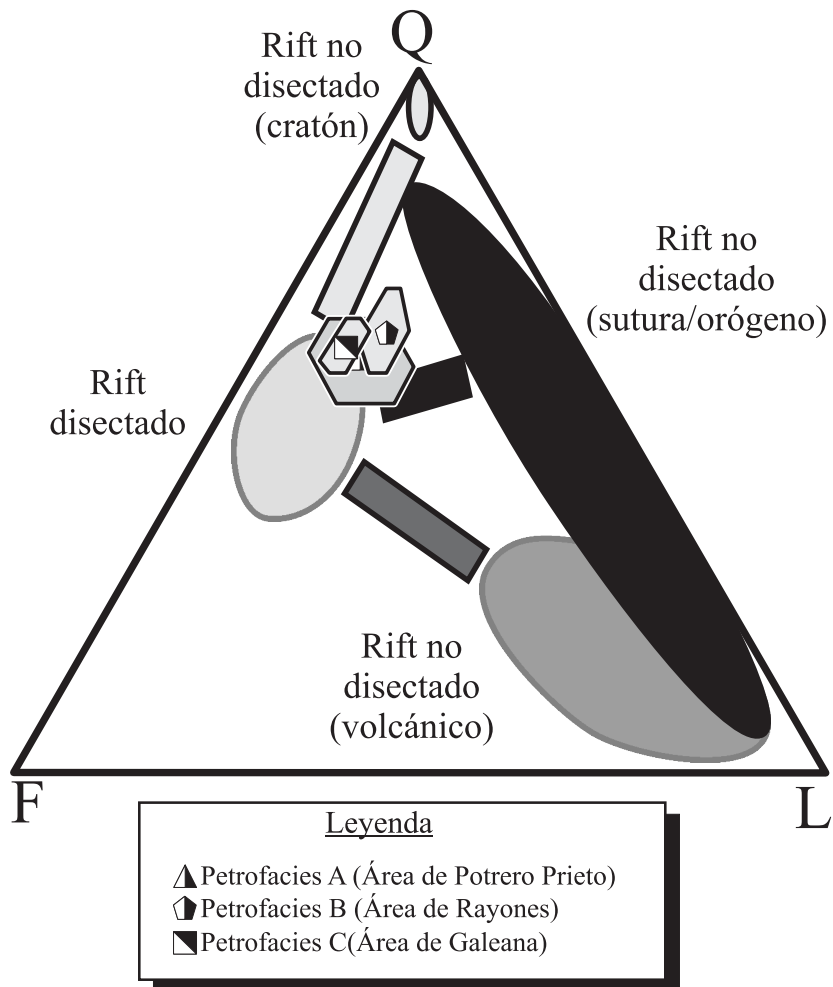


Figura 13. Ocampo-Díaz et al., 2010

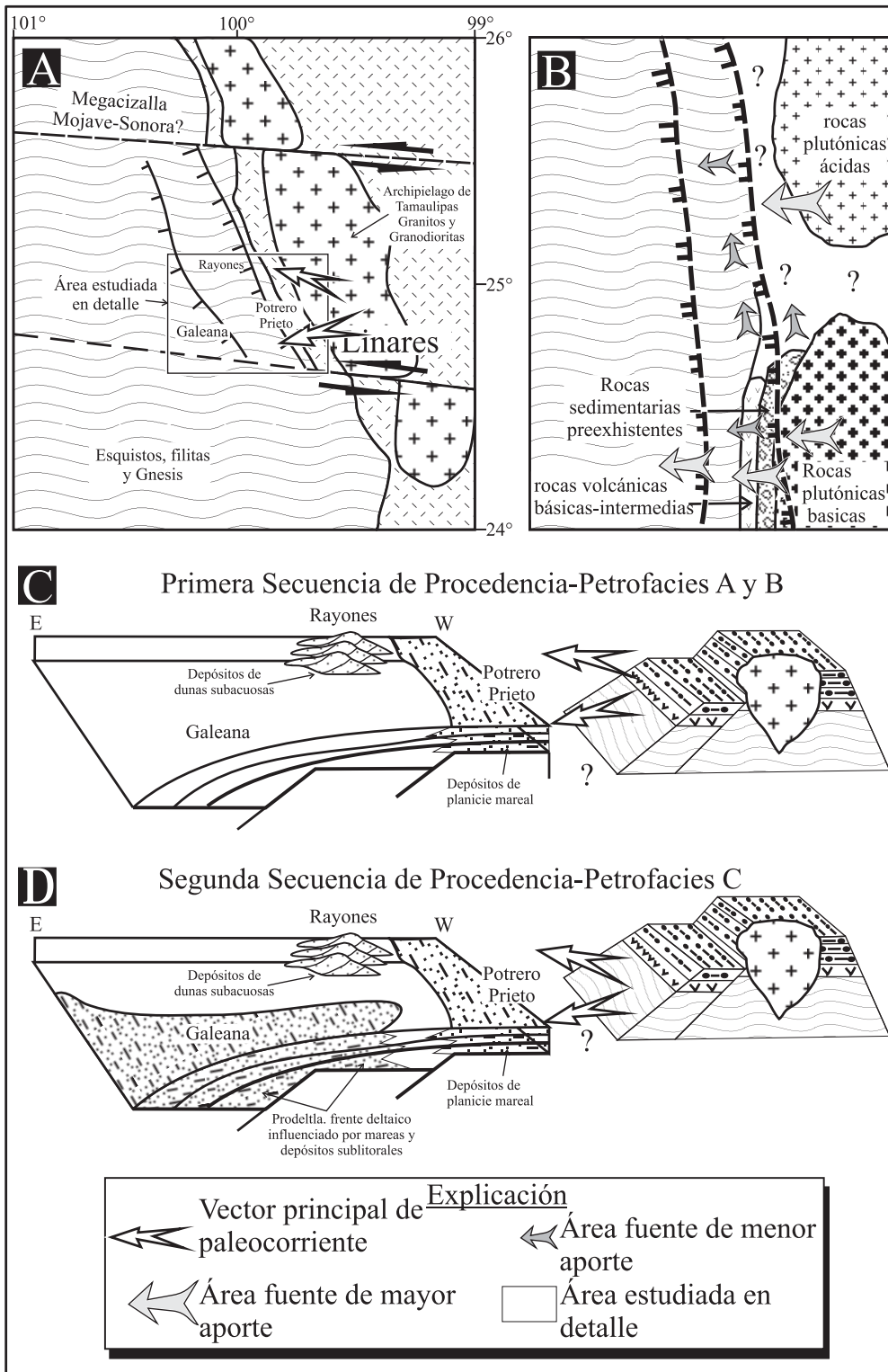


Figura 14. Ocampo-Díaz et al., 2010

Tablas

Tabla 1. Parámetros recalculados empleados en los diagramas ternarios de acuerdo a McBride (1963) Dickinson *et al.*, (1983), Dickinson y Suczek (1979), Arribas *et al.* (1990, 2003) y Critelli y Le Pera (1994).

Diagrama Ternario	Parámetros
QFR	$Q = Q_m + Q_p < 3 + Q_p > 3 + Q_{lm} +$ $Q_{lp} + Q_{lv} + Q_{ls} + Q_p + Ch$ $F = F_k + F_{lv} + P_g + P_{lv}$ $R = L_m + L_v + L_s + L_{sa} +$ $L_{slu} + L_{sc} + L_{vf}$
QmFLt	$Q_m = Q_m + Q_{pl} + Q_{lp} + Q_{lv} +$ $Q_{ls} + Q_p$ $F = F_k + F_{lv} + P_g + P_{lv}$ $L_t = L_m + L_v + L_s + L_{sa} + L_{slu} +$ $L_{sc} + L_{vf} + Ch$
QmPK	$Q_m = Q_m + Q_{pl} + Q_{lp} + Q_{lv} +$ $Q_{ls} + Q_p$ $P = P_g + P_{lv}$ $K = F_k + F_{lv}$
RgRsRm	$R_g = F_{lv} + P_{lv} + L_v L_{vf}$ $R_s = L_s + L_{slu} + L_{sa} + L_{sc}$ $R_m = L_m$