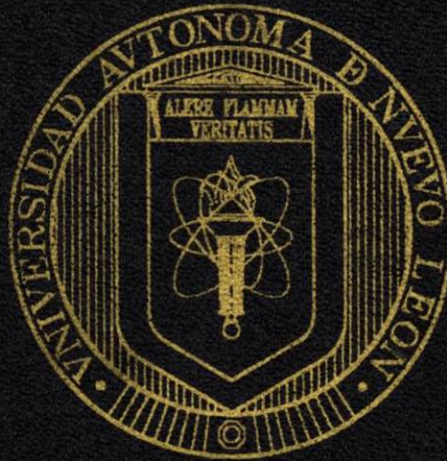


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

72



GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS,
PORCIÓN OCCIDENTAL DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:
JESÚS ALBERTO TOVAR CORTÉS

LINARES, NUEVO LEÓN.

JUNIO DE 2002

JESUS ALBERTO TOVAR COORTES
(MINERALOGIA) 20

TL
QE203
.C6
T6
2002
c.1



1080124526

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS,
PORCIÓN OCCIDENTAL DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:
JESÚS ALBERTO TOVAR CORTÉS

LINARES, NUEVO LEÓN.

JUNIO DE 2002



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS,
PORCIÓN OCCIDENTAL DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

ELABORADA POR

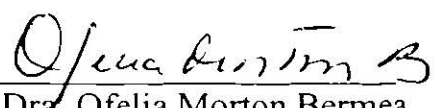
JESÚS ALBERTO TOVAR CORTÉS

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

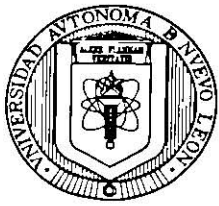
Vo.Bo. ASESORES DE TESIS


M.C. Gabriel Chávez Cabello
(Asesor Interno)


Dra. Ofelia Morton Bermea
(Asesor Externo)

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2002



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS,
PORCIÓN OCCIDENTAL DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

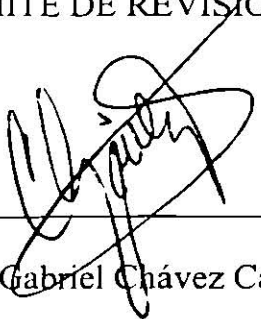
ELABORADA POR

JESÚS ALBERTO TOVAR CORTÉS

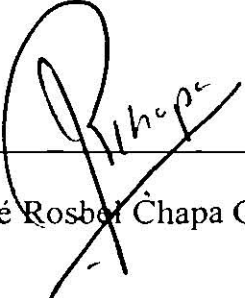
COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo.Bo. COMITE DE REVISIÓN DE TESIS



M.C. Gabriel Chávez Cabello



Dr. José Rosbel Chapa Guerrero



M.C. Tomas Cossío Torres

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2002

“A la sombra del templo mi amigo y yo vimos a un ciego, sentado allí solitario.
- Mira dijo mi amigo:- ese es el hombre más sabio de nuestra tierra.
Me separé de mi amigo y me acerqué al ciego. Lo saludé. Y conversamos.
- Perdona mi pregunta: ¿desde cuando eres ciego?
Desde que nací - fue su respuesta.
Y que sendero de sabiduría sigues?- le dije entonces.
Soy astrónomo - me contestó el ciego. – Luego se llevó la mano al pecho, y dijo:
Sí; observo todos estos soles, y estas lunas, y estas estrellas.”
De El Loco
Gibrán Khalil Gibrán

“Y el respondió: Nadie puede revelarnos mas
de lo que reposa ya medio dormido
a medias en el alba de nuestro conocimiento.
El maestro que camina a la sombra del templo,
en medio de sus discípulos, no les da de su sabiduría,
sino, mas bien, de su fe y de su afecto.
Si él es sabio de verdad, no os pedirá que entréis
en la casa de la sabiduría, sino que os guiará, más bien,
hasta el umbral de vuestro propio espíritu.
Porque la visión de un hombre no presta sus alas a otro hombre.
Y así como cada uno de vosotros se haya solo
ante el conocimiento de Dios, así debe cada uno de vosotros
estar solo en su comprensión de Dios y en su conocimiento de la Tierra.”
De *El Profeta*
Gibrán Khalil Gibrán.

DEDICATORIA

A Dios:

Por permitir: alegrías y tristezas, paz y guerra,
amor y odio, lagrimas y risas;
en fin, por permitir el “ser” humano.

A mis padres:

Bertha Cortés García e Isaías Tovar Reyes

por toda su dedicación, amor y comprensión, por darme las bases para realizar mis sueños, por enseñarme a hacer camino y no ha seguirlo. Gracias los quiero mucho.

A mis hermanos Tania, Citlalli y Gibrán, por apoyarme cada uno a su manera.

A mis abuelos Sara, Margarito (†) y Guadalupe (†)

A mis tíos Ana, Mary, Memo, Felipe y Mague, por apoyarme siempre y contribuir a hacer de mi la persona que soy.

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada quiero agradecer a mi *alma mater*, la Universidad Autónoma de Nuevo León, en cuyas instalaciones he pasado una buena parte de mi vida, y especialmente a la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme apoyado económicamente mediante la beca de intercambio. De la misma manera quiero agradecer al PAYCIT, por el apoyo económico obtenido a través del proyecto con clave CT357-00.

Quiero agradecer sinceramente a mis asesores: El M.C. Gabriel Chávez Cabello, por su dedicación y orientación para que fuera posible la realización de la tesis, por su apoyo y motivación en todo momento, gracias Gabriel por tu disposición ánimo en todo momento además del hospedaje durante nuestra estancia en Querétaro. A la Dra. Ofelia Morton Bermea, por todas sus palabras y hechos de apoyo tanto laborales como personales, además por el alojamiento brindado durante mi estancia en México para la realización de las prácticas profesionales. Gracias Ofelia, por todo, siempre resulta estimulante charlar contigo.

También a los miembros del comité de revisión, el M.C. Tomás Cossío Torres y al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, por su apoyo y comentarios para enriquecer esta tesis.

Gracias al personal docente de la Facultad, quienes me iniciaron en el conocimiento de la geología y del conocimiento en general: Dr. Juan Alonso Ramírez, Dr. Héctor de León, Dr. Francisco Medina, Dr. Sostenes Méndez, Dr. Fernando Velasco, maestro Ángel García, Dr. José Guadalupe López, maestra Verónica Dülmer, maestra Manuelita González, y al maestro Roberto Soto.

De igual manera al Dr. Javier Castro y la Dra. Tere Orozco por su comentarios y consejos, durante el período que estuvieron en la facultad.

Al personal administrativo y a todos los trabajadores de la facultad, que siempre tuvieron la mejor disposición de ayudar. Especialmente a Juany, Olga, Margarita, Sra. Araceli Julio, Alfredo, Don Juan y Don Elias.

Quiero agradecer también a Liz y Galia del laboratorio de ICM-MS de la UNAM, que siempre mostraron la mejor disposición para ayudar y fueron excelentes anfitrionas durante mi estancia en el laboratorio (Gracias Liz, estoy en deuda por la comida china).

Por supuesto debo agradecer también a todos los miembros de la comunidad del CCM, que no solo han sido los mejores amigos, sino que también han sido eso una gran comunidad de trabajo, que ha sabido sobreponerse en los momentos difíciles, gracias a la ayuda y colaboración de cada uno: Ofelia (Galadriel), Gabriel (Sauron), y mis carnales: Andrés (Gandalf), Memo (Frodo) y Porras (Légolas).

Agradezco a mis compañeros de generación Checo, Gil y Lacho, que participaron junto con los de la comunidad, durante la asignatura de cartografía III donde se mapeo el intrusivo Marcelinos. También a Mayra, Vicky, Iris, Elba, Jon, Federico y el Jarocho, por todos los momentos buenos y malos que pasamos juntos. A los colegas: Janeth, Lupita, Cecy, Nora, Ivan y Oscar. Agradezco también a Karla (la big sister), Tania, Rolando, Vicky, Katy, Rosy, Ángela, Nelda, el Chepe, Lupillo, Bere, Paty, Karina, July, Reyna, Claudia, Vasco, Irving, Gil, Nef, Aida, Guili, Chuy, Daniel, Iair, Italy, Yady, July, Enox, Karina y Lili por brindarme su amistad.

También quiero agradecer al personal técnico de los laboratorios de la Facultad, por su disposición y facilidades prestadas durante la elaboración de la tesis y los cursos curriculares: Federico Viera, Ana María Garza, Pedro Rodríguez, Andrés Ramos, Adalberto Treviño, Víctor Beraza y Gustavo González.

A la Familia Velasco Segura, por su hospitalidad durante nuestras salidas a campo, en la ciudad de Monclova, en especial a Jorge Velasco.

Al Instituto de Geofísica y Geología de la UNAM y al ahora llamado Centro de Geociencias, en Juriquilla, Querétaro, por permitirme usar sus instalaciones. Así como también al Grupo Materias Primas, en especial al Ing. Reyes González y Mario Fernández por facilitarnos el uso del laboratorio de preparación de muestras.

Y a todas las personas que omito de manera involuntaria pero que contribuyeron de manera directa o indirecta para la realización de esta tesis.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABLAS.....	iii
LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURA.....	iv
RESUMEN.....	vii
ABSTRACT.....	viii

CAPÍTULO I

GENERALIDADES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 PROBLEMÁTICA.....	2
1.3 TRABAJOS PREVIOS.....	3
1.4 OBJETIVOS.....	4
1.5 METODOLOGÍA.....	5
1.5.1 TRABAJO DE CAMPO.....	5
1.5.2 TRABAJO DE LABORATORIO.....	6
1.5.3 TRABAJO DE GABINETE.....	6
1.6 FISIOGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	6
1.6.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	6
1.6.2 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	7
1.6.3 GEOMORFOLOGÍA.....	7

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL.....	9
2.1 INTRODUCCIÓN.....	9
2.2 PALEOGEOGRAFÍA.....	9
2.2.1 PRECÁMBRICO.....	9
2.2.2 PALEOZOICO.....	10
2.2.3 MESOZOICO.....	11
2.2.4 CENOZOICO.....	27
2.3 SOBREVISTA TECTÓNICA DEL NORESTE DE MÉXICO.....	28

CAPÍTULO III

PROVINCIAS MAGMÁTICAS CENOZOICAS DE MÉXICO.....	31
3.1 PROVINCIAS MAGMÁTICAS MEXICANAS.....	31
3.1.1 SIERRA MADRE DEL SUR.....	32
3.1.2 PROVINCIA CALIFORNIANA O DEL PACÍFICO.....	35
3.1.3 SIERRA MADRE OCCIDENTAL.....	36
3.1.4 FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA (FVTM).....	37
3.1.5 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA.....	38
3.2 EVOLUCIÓN DE LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE FARALLÓN BAJO NORTEAMÉRICA.....	45
3.2.1 DESARROLLO DE LOS ARCOS MAGMÁTICOS MEXICANOS.....	45
3.2.2 MIGRACIÓN DEL MAGMATISMO LARAMIDE.....	47

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL.....	53
4.1 ESTRATIGRAFÍA.....	53
4.1.1 ROCAS SEDIMENTARIAS.....	53
4.1.2 ROCAS IGNEAS.....	62
4.1.3 DEPÓSITOS CUATERNARIOS (No Consolidados).....	64
4.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES.....	65
4.3 ESTRUCTURA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS Y SU RELACIÓN CON UN ASCESO A TRAVÉS DE DIQUES.....	65
4.3.1 MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS.....	65

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA	74
5.1 INTRODUCCIÓN.....	74
5.2 DESCRIPCIÓN DE TEXTURAS.....	74
5.3 DESCRIPCIÓN DE MINERALES.....	76
5.4 CLASIFICACIÓN DE ROCAS.....	82

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA	83
6.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS.....	83
6.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS.....	83
6.3 MÉTODOS ANALÍTICOS.....	85
6.3.1 FLUORESCENCIA DE RAYOS X.....	85
6.3.2 ESPECTROMETRÍA MASAS CON PLASMA DE ACOPLAMIENTO INDUCTIVO.....	93
6.4 QUÍMICA DE LAS ROCAS.....	98
6.4.1 ELEMENTOS MAYORES.....	98
6.4.2 VARIACIONES SISTEMÁTICAS DE ELEMENTOS MAYORES.....	98
6.4.3 NORMA CIPW.....	99
6.4.4 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN.....	102
6.5 ELEMENTOS TRAZA.....	107
6.6 ELEMENTOS DELGRUPO DE LAS TIERRAS RARAS.....	108
6.7 PRESENTACIÓN DE LOS DATOS DE TIERRAS RARAS.....	110
6.8 DIAGRAMAS MULTIELEMENTO.....	111
6.9 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA.....	113
6.9.1 AMBIENTES TECTÓNICOS.....	114
6.9.2 USO DE LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN.....	115
6.9.3 INTERPRETACIÓN DE LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN.....	116

CAPÍTULO VII

DISCUSIÓN	117
------------------------	-----

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	128
---	-----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Localización del área de estudio.....	8
Figura 2.1	Modelo tectónico para la evolución de los márgenes oriental y Occidental de México.....	13
Figura 2.2	Paleogeografía durante el Triásico Tardío - Jurásico Medio para el Norte de México y el Sur de Estados Unidos.....	15
Figura 2.3	Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Caloviano-Oxfordiano.....	17
Figura 2.4	Paleogeografía del Norte y Sur de Texas durante el Oxfordiano Medio-Kimmeridgiano.....	18
Figura 2.5	Paleogeografía del Noreste de México durante el Titoniano-Portlandiano..	19
Figura 2.6	Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Neocomiano.....	20
Figura 2.7	Paleogeografía del Noreste de México, durante el Barremiano.....	21
Figura 2.8	Paleogeografía del Noreste de México durante el Aptiano Medio-Tardío..	22
Figura 2.9	Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Albiano.....	23
Figura 2.10	Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Cenomaniano.....	25
Figura 2.11	Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Maastrichtiano.....	26
Figura 3.1	Ubicación de las principales provincias magmáticas cenozoicas en México y los diferentes complejos que componen la Provincia Alcalina Oriental Mexicana.....	33
Figura 3.2	Imagen de relieve que presenta la localización de los intrusivos que componen el CCM.....	42
Figura 3.3	Distribución de muestras en el Norte de México a través del tiempo.....	49
Figura 3.4	Profundidades de la zona de Benioff calculadas para 15 localidades magmáticas.....	50
Figura 4.1	Bloque masivo de calizas de la Formación Aurora.....	54
Figura 4.2	Columna estratigráfica del área de estudio.....	55
Figura 4.3	Afloramiento de calizas recristalizadas de la Formación Kiamichi.....	57
Figura 4.4	Afloramiento de la Formación Georgetown.....	59
Figura 4.5	Afloramiento de la Formación Buda.....	60
Figura 4.6	Afloramiento de la Formación Eagle Ford.....	62
Figura 4.7	Afloramiento de una dique estrato félsico de composición granodiorítica..	63
Figura 4.8	Esquema general para un emplazamiento lacolítico tipo árbol de navidad.	67
Figura 4.9	Esquematisa la manera en la que habría ascendido el magma a través de un gran dique alimentador.....	73
Figura 4.10	Esquematisa la que se habría abombado el intrusivo, desplazando las capas sedimentarias.....	73
Figura 5.1	Micrografía de la muestra R11.....	75
Figura 5.2	Micrografía de la muestra R10.....	76

Figura 5.3	Micrografía de la muestra RP 4-01.....	77
Figura 5.4	Micrografía de la muestra RP 8-01.....	79
Figura 5.5	Micrografía de la muestra R2.....	80
Figura 5.6	Diagrama de clasificación de rocas plutónicas.....	82
Figura 6.1	Principio de la XRF, incidencia de rayos X.....	88
Figura 6.2	Principio de la XRF, generación de la fluorescencia.....	89
Figura 6.3	Principio del Efecto Auger.....	91
Figura 6.4	Diagramas tipo Harker.....	101
Figura 6.5	Diagrama de SiO ₂ vs álcalis (Na ₂ O) para 5 intrusivos del CCM.....	103
Figura 6.6	Diagrama de SiO ₂ vs álcalis (Na ₂ O), datos de este trabajo.....	104
Figura 6.7a	Diagrama para clasificación de granitos en el que se grafican FeO/(FeO+MgO).....	105
Figura 6.7b	Diagrama para clasificación de granitos de FROST (2001), en el que se grafican Na ₂ O+K ₂ O- CaO vs SiO ₂	106
Figura 6.8	Diagrama en el que se delimitan las muestras ricas en K, de las que presentan valores medios.....	106
Figura 6.9	Diagrama de distribución de REEs, valores propuestos por EVENSEN <i>et al.</i> , 1978).....	111
Figura 6.10	Diagrama de multielementos normalizados contra Manto Primitivo (valores de MCDONOUGH, 1992).....	113
Figura 6.11	Diagrama de discriminación desarrollado por PEARCE y colaboradores (1984).....	116
Figura 7.1	Diagrama multielementos que muestra los dos períodos magmáticos principales que ocurrieron en Trans-Pecos entre 48 y 17 Ma (JAMES y HENRY, 1991; modificado por MORTON-BERMEA, 1995, normalizado con valores PRIMA de JENNER).....	121
Figura 7.2	Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de Picachos (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA 1995).....	123
Figura 7.3	Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de Tamaulipas. Normalizado a manto primitivo con valores de JENNER (ELIAS-HERRERA <i>et al.</i> , 1990, modificado por MORTON-BERMEA, 1995).....	123
Figura 7.4	Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de San Carlos. Normalizado a manto primitivo con valores de JENNER (NICK, 1988, modificado por MORTON-BERMEA, 1995).....	124
Figura 7.5	En esta fotografía se observan una serie de diques que se encuentran emplazados en el miembro cacareo de la Formación Kiamichi.....	127

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1	Muestra la ubicación (1988) de las diferentes localidades de la PAOM, y la edad obtenida para estos complejos en diferentes trabajos (modificada de NICK, 1988).....	40
Tabla 4.1	Características principales del ascenso-emplazamiento de diques y diapiros (Modificada de Paterson <i>et al.</i> , 1991).....	70
Tabla 6.1	Muestra los principales elementos contaminantes para algunos materiales que se utilizan en la construcción de morteros para el pulverizado de muestras de roca (SPEX, no publicado; THOMPSON y BANKSTONE, 1970).....	84
Tabla 6.2 a	En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos mayores en roca total....	92
Tabla 6.2 b	En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos traza.....	92
Tabla 6.3	Condiciones óptimas para el funcionamiento del equipo de ICP-MS utilizado en la medición de lantánidos en este trabajo (MORTON-BERMEA, comunicación personal).....	97
Tabla 6.4	Datos de elementos mayores analizados por Fluorescencia de rayos X, para las muestras del intrusivo Marcelinos, y valores de minerales normativos calculados en base a la Norma CIPW.....	100
Tabla 6.5	En esta tabla se presentan los datos de elementos traza analizados por Fluorescencia de rayos X, y se incluyen los Elementos del grupo de las tierras raras (analizados por ICP-MS) para las muestras del intrusivo Marcelinos.....	109

LISTA DE ABREVIATURAS Y SÍMBOLOS

# Mg	Número de magnesio
#Fe	Número de fierro
ab	Albita
ACG	Granitos Alcalinos ricos en Anfíboles
an	Anortita
And	Andesina
Anf	Anfibol
ap	Apatito
ASI	Índice de Saturación de Aluminio
Aug	Augita
Bi	Biotita
C	Corindón
C	Detector de centelleo
C	Velocidad de la luz
CCM	Cinturón Candela – Monclova
CIPW	Cross – Iddings – Pirrson – Washington
CPC	Cinturón Plegado de Coahuila
di	Diópsida
E	Este
E	Energía
F	Detector de Flujo
FA	Feldespató Alcalino
Fig	Figura
Fm	Formación
FVTM	Faja Volcánica Transmexicana
g	Gramos
h	Hora
h	Constante de Planck
hem	Hematita
HFSE	Elementos con Alto Potencial Iónico
hy	Hiperstena
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inducido)
il	Ilmenita
KCG	Granitos Calcoalcalinos ricos en Potasio
KeV	KiloelectrónVolt
Kg	Kilogramos
Km	Kilómetro
L	Litro
LA	Laredo
LC	Complejo Intrusivo La Cueva
LILE	Elementos Litófilos de Ión Grande

LUGIS	Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
m	metro
M	Monterrey
Ma	Millones de Años
min	minuto
mm	Milímetro
MORB	Basaltos de Dorsal Oceánica (Mid-Ocean Ridge Basalts)
mt	Magnetita
ne	Nefelina
NW	Noroeste
O	Oeste
°C	Grado Centígrado
°K	Grados Kelvin
ol	Olivino
Olig	Oligoclasa
or	Ortoclasa
ORG	Granitos de Dorsales Oceánicas (Ocean-Ridge Granite)
PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
PGE	Elementos del Grupo del Platino
plg	Plagioclasa
ppm	Partes por millón
PRIMA	Manto Primordial
PS	Masivo de Palma Sola
Qz	Cuarzo
Qz	Cuarzo
REE	Rare Earth Elements (Elementos de las Tierras Raras)
S	Saltillo
s	Segundo
SB	Sierra Blanca
SC	Sierra de San Carlos
SE	Sureste
SMOc	Sierra Madre Occidental
SMS	Sierra Madre del Sur
SP	Sierra de Picachos
ST	Sierra de Tamaulipas
S _x	Esfuerzo que actúa de manera paralela a un dique
S _y	Esfuerzo perpendicular a la dirección de propagación del dique
Syn-COLG	Granitos sincolicionales (syn-COLLisional Granite)
T-P	Trans-Pecos
v	Frecuencia
VAG	Granitos de Arco Volcánico (Volcanic-Arc Granite)
W	Watts
wo	Wollastonita
WPG	Granitos de intraplaca (Within-Plate Granite)
XRF	Fluorescencia de Rayos-X
Z	Número Atómico
λ	Longitud de onda

μm
 σ
 σ_1
 σ_3

micras
Constante de escudo
Dirección Máxima del esfuerzo principal
Esfuerzo principal mínimo

RESUMEN

El intrusivo Cerro Marcelinos presenta una variación en la concentración de SiO_2 de 50.51 y 67.77 % en peso. Las rocas varían petrográficamente entre cuarzdioritas, cuarzomonzonitas, monzogranitos y cuarzosienitas. Se presenta un pulso magmático máfico (normativo en nefelina) más antiguo, intrusionado por rocas félsicas (normativas en cuarzo) que componen al cuerpo principal. Las rocas son alcalinas con alto contenido en K. Los minerales modales principales son plagioclasa, feldespato alcalino, hornblenda, clinopiroxeno, biotita, cuarzo y minerales opacos. Geoquímicamente las rocas corresponden a granitos magnesianos metaluminosos de arco volcánico similares a granitos cordilleranos y caledonianos. En diagramas multielemento normalizados a manto primitivo, las muestras de roca presentan patrones con anomalías negativas de Nb, Ti, bajas concentraciones de Y, enriquecimiento en las tierras raras ligeras (La-Sm) y en Rb, Ba, Sr, Ce y Th (LILE), además de relaciones altas en Zr/Y. Las rocas presentan una afinidad geoquímica con un ambiente de subducción. Aunque no se descarta contaminación cortical, se concluye que cristalización fraccionada pudo ser uno de los procesos más importantes de diferenciación magmática, ya que se observan patrones con pendientes positivas de los elementos mayores en los diagramas tipo Harker (disminuciones de CaO, MgO, $\text{FeO}^{(T)}$ y TiO_2 con respecto a SiO_2 e incrementos de K_2O , Al_2O_3 y Na_2O), escalonamiento en los patrones de tierras raras, reemplazamientos de hornblenda por biotita, feldespato potásico por sódico y zoneamiento mineral amplio en las plagioclasas. Con base en diagramas de discriminación tectonomagmática, evidencias de campo y comparación con las edades y características geoquímicas de las actividades magmáticas cercanas al área de estudio, se interpreta que el Cerro Marcelinos debió ser producto de un magmatismo de tipo arco volcánico alejado de la trinchera. Sin duda, próximas determinaciones en relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb permitirán evaluar en detalle diferentes procesos de diferenciación magmática y confirmarán o descartarán el origen de subducción para las rocas del Cerro Marcelinos aquí propuesto.

ABSTRACT

The intrusive Cerro Marcelinos has a SiO_2 concentration variety of 50.51 to 67.77 wt%. The rocks have a petrographic variety among quartzdiorite, quartzmonzonite, monzogranite and quartzsienite. There are an older mafic magmatic pulse (nepheline normative) intruded by felsic rocks (quartz normative) that conform the main igneous body. The rocks are alkaline with high K concentration. The main modal minerals are plagioclase, K feldespat, hornblende, clinopiroxene, biotite, quartz and opaque minerals. Geochemically the rocks correspond to magnesian metaluminous granites of volcanic arc, similar to cordilleran and caledonian granites. In spiderdiagrams normalized to the primitive mantle, the rocks samples have a trend to negative anomalies of Nb, Ti, low Y concentrations, an enrichment in light rare earth elements (La-Sm) and Rb, Ba, Sr, Ce y Th (LILE), and a high Zr/Y concentration. The rocks have geochemical affinity with a subduction behaviour. Crustal contamination is not discarded but it concluded is that crystal fractionation could be one of the most important processes of magmatic differentiation because positive trends of mayor elements are observed in the Harker diagrams (decrements of CaO, MgO, $\text{FeO}^{(T)}$ and TiO with respect to SiO_2 and increments of K_2O , Al_2O_3 and SiO_2), echeloning in the rare earth elements trends, replacements of hornblende by biotite, potasic by sodic feldespat and a great mineral zonation in the plagioclases. On the basis of tectonomagmatic discrimination diagrams, field observations, datations and comparisons with geochemical characteristics of magmatic activities close to the study area, it has been interpreted that the Cerro Marcelinos must be the result of magmatic activity of a volcanic arc far from the trench. Without doubt, future determinations of isotopic ratios of Sr, Nd and Pb will allow a more detailed evaluation about different processes of magmatic differentiation and will confirm or refuse the subduction origin of the Cerro Marcelinos rocks that is proposed in this work.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) corresponde a un complejo de rocas magmáticas de edad cenozoica, que se extiende desde Sierra Blanca, Nuevo México en los Estados Unidos de Norteamérica, hasta Palma Sola, Veracruz, México (DEMANT y ROBIN, 1975; ROBIN, 1976).

En algunas localidades como Trans-Pecos, Texas (JAMES y HENRY, 1991); Sierra de San Carlos (NICK, 1988), Tamaulipas y la Sierra de Tamaulipas (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1997), en el mismo estado, se ha documentado la coexistencia de magmas asociados a subducción y extensión continental. En estos lugares donde co-existen ambas fuentes, se ha asociado la más antigua a procesos de subducción durante el Paleógeno y la más joven a procesos de extensión continental durante el Neógeno. Se ha reportado una aparente disminución, del Norte hacia el Sur, en las edades de los cuerpos ígneos de la PAOM, sin embargo no existen trabajos que documenten detalladamente las edades dentro de ésta. Por lo cual, no se han logrado definir en espacio y tiempo, dentro de toda la PAOM, las condiciones tectonomagmáticas que originaron ambas fuentes, ni el intervalo de edad de sobreposición o separación de los dos tipos de magmas existentes. En el Cinturón Candela-Monclova (CCM), localizado en la región Centro Norte de la PAOM, se realizó un estudio de geoquímica en el que se definió la existencia de solo una fuente magmática, relacionada a la fusión de una placa oceánica bajo Norteamérica, es decir a un proceso de subducción (MORTON-BERMEA, 1995).

El CCM, lugar donde se efectuó el presente estudio, consta de 14 cuerpos intrusivos con dirección E-W a lo largo de casi 200 km. Los únicos fechamientos conocidos para rocas del CCM fueron obtenidos utilizando el método de K-Ar (nueve edades), indicando un intervalo de edad entre 43-35 Ma (SEWELL, 1968).

1.2 PROBLEMÁTICA

A escala regional el área de estudio se haya situada en una zona de gran complejidad debido a que en esta región interaccionaron dos grandes procesos geológicos durante el Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano, estos fueron en la margen Este: el cierre del Atlántico y la apertura del Golfo de México (GM), respectivamente. Mientras que en la margen Oeste de Norteamérica tuvieron lugar procesos relacionados a subducción durante los últimos 180 Ma. Por si fuera poco existen evidencias de acreciones de terrenos tectonoestratigráficos, cuyos límites y características no han podido definirse completamente, debido a que existen pocos afloramientos que muestren indicios, como resultado de la extensa cubierta sedimentaria y volcánica, del Jurásico Tardío al Terciario, que los cubre (CAMPA y CONEY, 1985; SEDLOCK *et al.*, 1993; ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1994).

Por otra parte está el hecho de que, comparativamente, la PAOM ha sido mucho menos estudiada que el resto de las grandes provincias magmáticas del país. En el mismo CCM, al igual que la mayoría de las localidades mexicanas de la PAOM, no han sido realizados estudios multidisciplinarios detallados para determinar la evolución que ha seguido el magmatismo, su relación con los procesos tectónicos que han afectado la región o los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas que han tenido lugar, así como las condiciones de esfuerzo que permitieron el emplazamiento de dichos magmas. Esto se complica aún más si consideramos que han sido pocos los fechamientos realizados ahora en las localidades mexicanas que conforman la PAOM.

El área de interés en esta tesis corresponde a uno de los catorce intrusivos que componen el CCM, este corresponde al intrusivo del Cerro Marcelinos. Este trabajo se complementará en gran medida con los que actualmente son realizados como tesis de licenciatura en áreas aledañas. De manera que el principal objetivo global del proyecto, del cual estos trabajos forman parte, es estudiar sistemática y multidisciplinariamente los intrusivos de esta subprovincia, lo que se espera contribuya en la medida de lo posible, ha resolver la problemática planteada para el Cinturón Candela-Monclova y la parte Norte de la PAOM en lo referente a la geoquímica, geocronología, mecanismos de ascenso y

emplazamiento de magmas y las relaciones temporales entre la actividad magmática y la deformación regional dentro del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

El intrusivo del Cerro Marcelinos representa a un plutón importante dentro del CCM, debido a la variación composicional y textural que presenta, lo que puede contribuir a esclarecer los procesos involucrados en la generación y evolución de los magmas que componen el CCM.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

En el CCM solo se han realizado dos trabajos de investigación: SEWELL (1968) y MORTON-BERMEA (1995), el primero de ellos concerniente a fechamientos de algunos cuerpos intrusivos utilizando el método de K-Ar, y el segundo sobre la geoquímica de los mismos, determinando elementos mayores, tierras raras y algunos otros elementos traza.

Mientras que en la PAOM, los principales estudios realizados hasta la fecha son los siguientes: THOMPSON (1972); BARKER (1977 y 1986); JOESTEN (1977); GUNN y colaboradores (1968); LONSDALE (1940); DAUGHERTY (1963b); MCNIGHT (1963); BLOOMFIELD y CEPEDA (1973), fueron pioneros en la identificación de los cuerpos magmáticos. Mientras que otros como: SEWELL (1968), CANTAGREL y ROBIN (1979), iniciaron con los fechamientos de algunos cuerpos intrusivos. NICK (1988), JAMES y HENRY (1991), MORTON-BERMEA (1990 y 1995), OROZCO-ESQUIVEL (1995); y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), realizaron análisis petrológicos y estudios petrogenéticos de gran utilidad. Así como HENRY y colaboradores (1991) en el análisis estructural enfocado a la orientación de estructuras tectónicas relacionadas a cuerpos magmáticos. Dentro del campo de la reconstrucción del ambiente tectonomagmático en el que se generó la PAOM, probablemente los de CLARK y colaboradores (1979b y 1982), NICK (1988), HENRY y colaboradores (1990) y JAMES y HENRY (1991) sean los trabajos más importantes.

1.4 OBJETIVOS

El objetivo principal del trabajo es el de clasificar las rocas y determinar el ambiente tectonomagmático en el cual evolucionó el intrusivo del Cerro Marcelinos. Para lograr este objetivo principal se plantean los siguientes objetivos secundarios:

- Realizar un mapa geológico escala 1:10,000 del área de estudio, en base a caminamientos detallados que cubran todo el intrusivo y su roca encajonante, e interpretaciones en relieve como herramientas auxiliares para un definir mejor el contexto regional.
- Realizar una tabla estratigráfica de la zona de estudio.
- Realizar una petrografía detallada, con el fin de clasificar las rocas ígneas que afloran en el lugar y de seleccionar las rocas a utilizar para el estudio químico.
- Realizar un modelo sobre el modo de ascenso y emplazamiento del magma que originó el intrusivo Marcelinos.
- Determinar la concentración de elementos mayores, tierras raras y algunas trazas, en las muestras problema, por medio de las técnicas de Fluorescencia de Rayos-X (FRX) y Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), en los laboratorios de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM. Estos estudios nos permitirán realizar diagramas de discriminación y de multielementos para determinar las características y el ambiente tectonomagmático del cuerpo ígneo así como la afinidad geoquímica de los magmas.

1.5 METODOLOGÍA

1.5.1 TRABAJO DE CAMPO

Se realizó una *cartografía geológica-estructural* del área de estudio, con base en caminamientos sobre arroyos, crestas y cañadas por toda el área de estudio, poniendo especial énfasis en las relaciones de contacto entre las fases ígneas presentes y su relación con la roca encajonante. Además se eligieron algunos sitios de interés para tomar mediciones de elementos estructurales importantes, como ejes de pliegue y planos de fracturas, especialmente fracturas de cizalla.

Muestreo Petrográfico

Se realizó un muestreo petrográfico sistemático eligiendo primeramente los sitios donde se encontrara una variación composicional, textural y/o de tamaño de grano en las rocas. Teniendo siempre en cuenta que se deben muestrear rocas lo más frescas posibles (que no presenten alteración), es decir que sus minerales primarios no hayan sufrido variación, que no estén fracturadas, y que sean rocas *in situ*.

Muestreo Geoquímico

Para esta fase se eligieron lugares de interés con base en los resultados aportados por el estudio petrográfico y tomando en cuenta los siguientes criterios:

- En primer lugar, coleccionar muestras de lugares en donde existía una variación composicional.
- Después que los posibles lugares a muestrear fueran a aportar información clave debido a la presencia de variaciones texturales o posibles diferencias en edades de emplazamiento, en base a relaciones de contacto. Considerando siempre el hecho de que las muestras estuvieran lo más frescas posibles.

1.5.2 TRABAJO DE LABORATORIO

Como parte del trabajo de laboratorio, se consideró como una primera fase la elaboración de láminas delgadas para el estudio petrográfico, y la trituración y pulverización de las muestras a analizar.

Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de XRF en donde se midieron elementos mayores y algunos traza en el LUGIS de la UNAM, mientras que los elementos de las tierras raras se midieron por ICP-MS en el Laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM.

1.5.3 TRABAJO DE GABINETE

La edición del mapa geológico y digitalización de figuras se realizó utilizando el paquete de cómputo Canvas 6.0, mientras que los diagramas de multielementos, Harker y de discriminación tectonomagmática se realizaron utilizando el paquete IGPET. Finalmente, el escrito de la tesis fue elaborado.

1.6 FISIOGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.6.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de trabajo se localiza en la zona Centro-Oriente del Estado de Coahuila, dentro de la subprovincia del Cinturón Plegado de Coahuila, perteneciente a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra aproximadamente a 30 Km al Sur de la ciudad de Monclova, dentro del municipio de Castaños, Coahuila (Fig. 1.1). Se puede acceder a ella por medio de la Carretera Federal No. 57, que va de Saltillo a Monclova.

1.6.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima que impera en el área de estudio es de tipo seco semicálido; la temperatura media anual es de 20 a 22 °C, y la precipitación media anual se encuentra en el intervalo de los 300 a 400 milímetros, con régimen de lluvias en los meses de mayo, junio, julio, noviembre, diciembre y enero. La frecuencia de heladas es de 0 a 40 días, siendo frecuentes entre octubre y marzo. Los vientos tienen una dirección preferencial Noreste, con una velocidad promedio de 8 km/h. La falta de lluvias hace frecuentes las sequías en la región.

La vegetación está constituida por pequeños arbustos y plantas espinosas, entre las cuales predominan las siguientes: sotol (*desylirión sp*), lechuguilla (*agave funkiana*), candelilla (*euphorbia antisiphilitica*), maguey (*agave sp*), guayule (*parthenium*), mezquite (*prosopis juliflora*), uña de gato (*acacia greggy*), engordacabra (*dalen sp*), nopal cegador (*opuntia microdasys*), nopal rastrero (*opuntia trastera*), nopal tapón (*opuntia robusta*), biznaga (*enchinocactus sp*), ocotillo (*fronquieria splendens*), peyote (*atrophytum asterias*), granjeno (*celtis sp*), gobernadora (*larrea divaricata*), hojasén (*fluorencia sp*), palma chica (*yuca filifera*), palma real (*yuca carnerosana*), castilla de vaca (*astriplex sp*), zacatón alcalino (*sprobulas sp*), zacatón salado (*distichlis sp*). En las sierras de mayor altitud en su parte alta es posible encontrar pequeños bosques de encino (*quercus*), haya (*fagus mexicana*), pino (*pinus*), cedro (*cedral mexicana*), fresno (*fraxinus*) y álamo (*poñulus*; SPP, 1976).

1.6.3 GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio se localiza dentro de una amplia planicie que constituye la cuenca de Sabinas, que en la región se ve interrumpida por las sierras que conforman el CPC, constituido por sierras alargadas que constituyen estructuras anticlinales, separadas por amplios valles sinclinales. Ambas estructuras presentan interrupciones abruptas topográficamente, debido a la morfología conspicua de una serie de intrusiones del Terciario que cortan a las rocas marinas sedimentarias del Mesozoico. Estas intrusiones corresponden a las áreas de investigación del proyecto del cual esta tesis es parte.

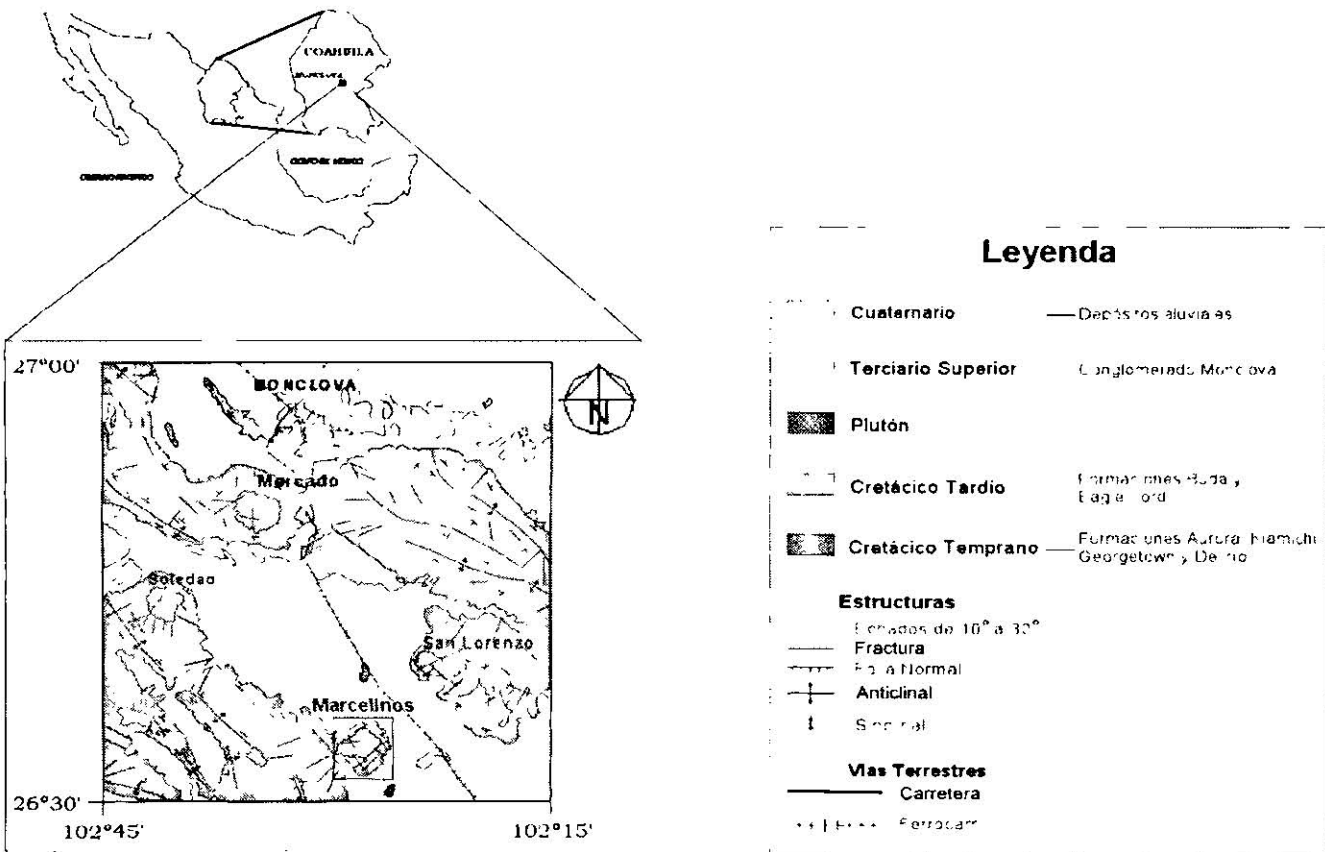


Figura 1.1. Localización del área de estudio. El recuadro de la parte inferior muestra la zona cartografiada.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

Los patrones estructurales que presenta el Noreste de México, así como también su fisiografía, están directamente ligados por un lado a un grupo de altos estructurales desarrollados durante el Triásico, los cuales controlaron la depositación de sedimentos, prácticamente hasta finales del Mesozoico, y por otra parte a la Orogenia Laramide, que alcanzó su máxima expresión durante el Eoceno y fue la responsable de formar todas las estructuras plegadas que conforman el Noreste de México, especialmente las de la Sierra Madre Oriental. Pero además, la paleogeografía de esta región del país se haya muy relacionada con el origen del Golfo de México, que empezó a formarse durante el Triásico Tardío (PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; GOLDHAMMER *et al.*, 1991, GOLDHAMMER, 1999).

2.2 PALEOGEOGRAFÍA

2.2.1 PRECÁMBRICO

Existen indicios de que el Noreste, Centro y Sur de México, probablemente hayan formado parte alguna vez del Norte de Sudamérica (SILVER y ANDERSON , 1974; ANDERSON y SCHMIT, 1983; SEDLOCK *et al.*, 1993; RUIZ *et al.*, 2000; KARLSTROM *et al.*, 1999; MCKEE *et al.*, 1999; BURRET y BERRY, 2000; ORTEGA-GUTIERREZ *et al.*, 1995).

El Noreste, Centro-Oriente y Sur de México presenta un basamento de edad grenviliana ($1,232 \pm 7$ Ma a $1,214 \pm 2$ Ma en el Norte de México, y 1,220 a 1,150 Ma para muestras del Centro-Oriente y Sur de México; LOPEZ *et al.*, 2001).

Las edades y características de las rocas parecen coincidir con las encontradas en Venezuela (Complejo Imataca y Cordillera de Merida; ONSTOTT *et al.*, 1989; BURKLEY, 1976; MARRASSE, 1990; STEWART *et al.*, 2000) y Colombia (masivo Santa Marta y masivo Garzon, RUIZ *et al.*, 2000). De igual manera los datos estratigráficos y paleontológicos confirman esta idea.

Otro hecho significativo es que, recientemente, fue analizado un circón que formaba parte de un fragmento granitoide de la formación Delicias, en el estado de Coahuila, el cual presenta una edad de cristalización de 580 ± 4 Ma, que hace suponer que esta edad es el reflejo de la orogenia Pan-Africana, misma que no afectó a Norteamérica. Muestras similares han sido encontradas en Venezuela (BURKLEY, 1976; MAURRASE, 1990).

De tal manera que es muy probable que Sudamérica, y más específicamente Colombia, estuviera conectada al Sur de México durante el Proterozoico Medio, como lo sugieren RUIZ y colaboradores (2000), y/o a Venezuela.

2.2.2 PALEOZOICO

Sin lugar a dudas, el evento geológico de mayor importancia para la región, en este tiempo fue la colisión de Gondwana con Laurasia, que tuvo lugar durante el Carbonífero-Pérmico. Este evento se ha inferido a partir de los afloramientos encontrados en la zona de sutura y el cinturón plegado de Ouachita-Marathon; y en base a reconstrucciones paleogeográficas realizadas por PINDELL y DEWEY (1982), entre otros.

Este cinturón es la continuación del cinturón Apalachiano, que se extiende al Noreste de Ouachita (generado durante la colisión Norteamérica-Europa). El problema es que a partir de la ensenada Marathon, hacia el Sur, no se conoce exactamente el trazo que debió seguir el plegamiento. Algunos autores opinan que el cinturón de plegamiento continúa en los estados de Coahuila y Nuevo León, a través del llamado portal Huasteco (PINDELL y DEWEY, 1982). Otros consideran que la zona de sutura debió continuar por el Norte de Coahuila,

bajando ligeramente por Chihuahua, para después continuar hacia el Noroeste, a través de Chihuahua y Sonora para después adentrarse en los Estados Unidos, siguiendo el margen Cordillerano (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1994). Además de que se ha propuesto la acreción de un microcontinente (Oaxaquia) con un basamento de edad grenviliana que presumiblemente perteneció a Gondwana, durante el Precámbrico, y se acrecionó al Sur de Norteamérica durante el Paleozoico Tardío (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995).

Paleozoico Temprano-Medio

En este período se establece un margen pasivo en el borde Este de Norteamérica, esto se ha evidenciado debido a la presencia de secuencias tipo sauk (Cámbrico-Ordovícico) de carbonatos transgresivos del cratón de Norteamérica, que se encuentran en la zona Apalachiana hasta Alabama; y una unidad clástica basal que, en el Sureste de los Estados Unidos, se haya conformada por areniscas del Grupo Chilhowee del Cámbrico Temprano (BUFFLER y THOMAS, 1994).

Paleozoico Tardío

Se supone que la colisión Gondwana-Laurasia inició en el Misisípico Medio, en base a una progradación del límite de sedimentos clásticos hacia el Noreste (BUFFLER y THOMAS, 1994).

2.2.3 MESOZOICO

Triásico Tardío – Jurásico Temprano

Durante este período se inició un proceso incipiente de rift, como producto del inicio de la separación de Laurasia y Gondwana. Como resultado de este proceso se generó un sistema de grabens y horsts acompañado de un fallamiento normal y de depositación

continental (lechos rojos) dentro de las cuencas formadas por el fallamiento (PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; CONEY, 1983; GOLDHAMMER *et al.*, 1991, GOLDHAMMER, 1999; Fig. 2.1).

El fracturamiento-fallamiento persistió de la misma manera que continuó la separación de los continentes. Como resultado de este proceso ingresaron aguas saladas al Noreste de la región, procedentes del mar de Tetis al Oriente (PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; CONEY, 1983; GOLDHAMMER *et al.*, 1991, GOLDHAMMER, 1999).

La migración del agua salada a través de las zonas de rifts trajo como resultado la depositación de evaporitas mezcladas con detritos, en el Este de México. Por razones aún no muy claras, es probable que se haya producido una falla transformante con un sentido izquierdo, que cruzaba el continente desde el Este de México hasta el Norte de California (CONEY, 1983). Esta falla es conocida como Mojave-Sonora Megashear, y jugaría un papel muy importante en la construcción de lo que actualmente es nuestro país, de modo similar PADILLA y SÁNCHEZ (1982) a sugerido el desarrollo de otras dos fallas laterales que son las de Río Grande y una que aparentemente tendría otra orientación similar a la que actualmente tiene la Faja Volcánica Transmexicana. Además de sugerir la existencia de posibles fallas que el llamó lineamientos Boquillas-Sabinas y Sierra Mojada-China, que actualmente son mejor conocidos como: Fallas de La Babia y San Marcos respectivamente.

En este tiempo se formaron dos arcos magmáticos frente a las costas del Noroeste de Norteamérica, que limitaban con la placa Kula. El del Norte fue un arco oceánico, mientras que el del Sur fue Continental, como evidencia solo quedaron los depósitos de las formaciones Nazas, Todos Santos, Girón y Chapiza; que se extienden desde Arizona y California hasta Colombia y Ecuador (CONEY, 1983).

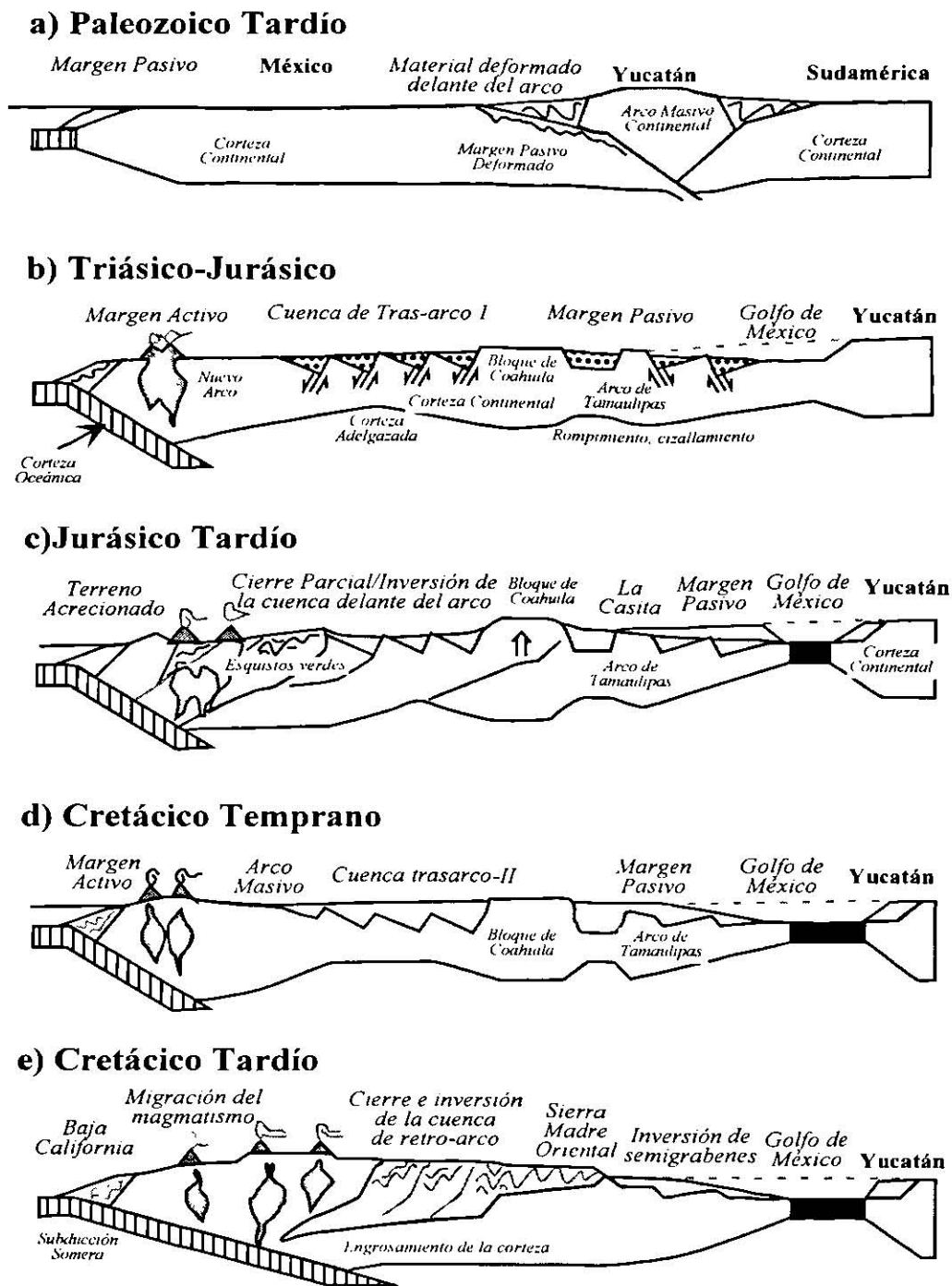


Figura 2.1 Modelo tectónico propuesto por GOLDHAMMER (1999) para la evolución de los márgenes oriental y occidental de México.

Las rocas mesozoicas más antiguas conocidas en el Noreste de México, son capas rojas, posiblemente del Triásico Tardío (LÓPEZ-RAMOS, 1980), que según BUFFLER y colaboradores (1980) son contemporáneas con el desarrollo de la corteza transicional reconocida en el Golfo de México. Los mejores lugares de exposición de estos sedimentos se localizan en el Valle del Huizachal y Galeana, Nuevo León (PADILLA y SÁNCHEZ, 1978 a, 1982), pero realmente no existen muchas localidades que puedan proporcionar información acerca de la litología anterior al Jurásico Tardío. Todas estas rocas, probablemente fueron depositadas por abanicos aluviales dentro de los grabens, que se produjeron como resultado de la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana (SALVADOR y GREEN, 1980). Los altos estructurales más importantes generados en este tiempo son: el bloque de Coahuila, las islas de la Mula y de Monclova, el Llano, Sabine y el archipiélago de Tamaulipas, mientras que las zonas de valles de baja elevación más importantes serían los de Monterrey y Chihuahua, este último ha sido considerado por GOLDHAMMER (1999) como un cuenca de trasarco que resultó de la subducción que se estaba generando en la margen Oeste de México (Figs. 2.1 y 2.2).

Jurásico Medio

Durante este tiempo ocurrieron dos eventos de gran importancia:

a) La apertura del Golfo de México, que se produjo como resultado de la continua extensión continental, seguida de la generación de corteza oceánica en el mismo Golfo de México (DICKINSON y CONEY, 1980). Se supone que la dorsal oceánica generada se unió a la del Atlántico Norte. Sin embargo, se desconoce la forma exacta que presentaba debido a la depositación de sedimentos más recientes que estarían ocultando los anomalías magnéticas (CONEY *et al.* 1983). Como resultado de la extensión, la Península de Yucatán, que se encontraba junto a Texas, se desplazó hacia el Sureste dejando el espacio que sería ocupado por el actual Golfo de México.

**TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO MEDIO
PRE-CALOVIANO**

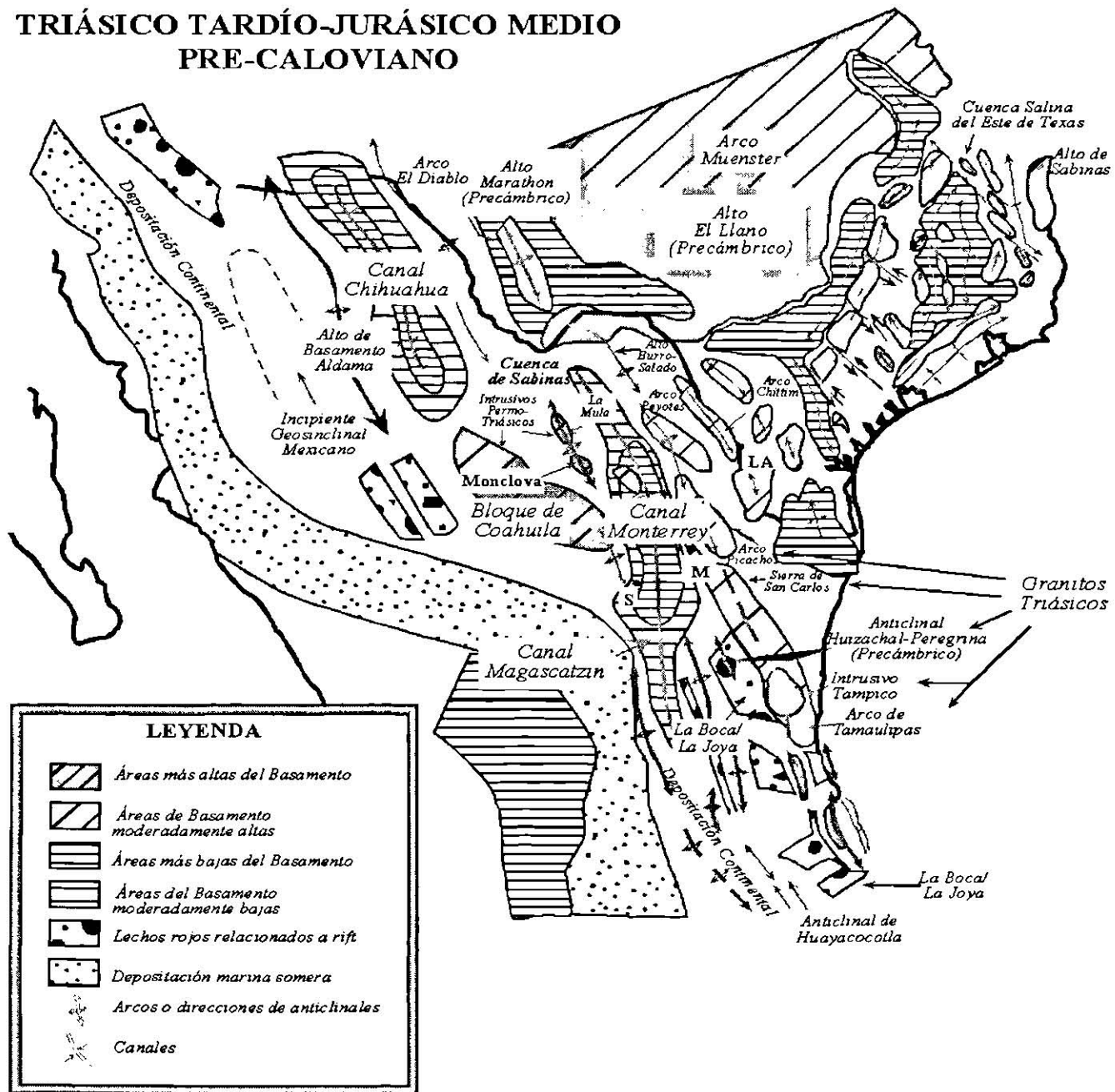


Figura 2.2 Paleogeografía durante el Triásico Tardío - Jurásico Medio para el Norte de México y el Sur de Estados Unidos (GOLDHAMMER, 1999).

La apertura del Golfo de México cesó antes del Jurásico Tardío, poco antes de la depositación de la Formación Zuloaga en el Noreste de México, al mismo tiempo que terminó

el movimiento a lo largo de la Mojave-Sonora Megasheare (GOLDHAMMER, 1999). El segundo evento importante es:

b) La acreción de arcos submarinos a Norteamérica, acompañada por un cambio en la polaridad de la sedimentación, que generó los depósitos detríticos de las formaciones Morrison y Koorenay en Estados Unidos y Canadá (CONEY 1981; TEMPELMAN 1979; MONGER y PRICE, 1981). Al mismo tiempo, durante la apertura del Atlántico, se supone que hubo cambios en el régimen que desencadenaron en la separación de África y América del Norte. Poco después de que estos eventos ocurrieron, el arco magmático continental (generado en el Jurásico Temprano), cesó su actividad lo cual parece ser confirmado por los datos presentados por DAMON y colaboradores (1985) en su gráfica de distribución de edades.

Aparentemente durante el Caloviano-Oxfordiano, el Oeste de México estaría limitado por el complejo magmático San Andrés-Sinaloa, mientras que en el Este se iniciaría la depositación de evaporitas (formaciones Minas Viejas y Olvido) y seguiría extendiéndose hasta las cuencas de Sabinas y de Monterrey como resultado de la transgresión iniciada en el Jurásico Tardío (GOLDHAMMER, 1999; Fig. 2.3).

Jurásico Tardío-Cretácico Temprano

Para este tiempo CONEY (1983) ha propuesto un salto en la dorsal que separaba el Golfo de México, a una posición entre América del Norte y América del Sur (entre Yucatán y Venezuela-Colombia). Aunque esto se ha supuesto únicamente desde una perspectiva geométrica. Este modelo supone una subsidencia relativa en el Golfo de México y la cuenca de Bisbee durante el Neocomiano. Mientras que en el Oeste de Norteamérica se habrían generado fallas transformantes y segmentos cortos de dorsales, lo que explicaría la gran cantidad de afloramientos con secuencias ofiolíticas del Jurásico Tardío. De manera similar la subducción solo tuvo lugar en segmentos cortos a lo largo de la costa (CONEY *et al.*, 1983), de ahí que la actividad magmática de este tiempo esté muy localizada.

CALOVIANO-OXFORDIANO TEMPRANO

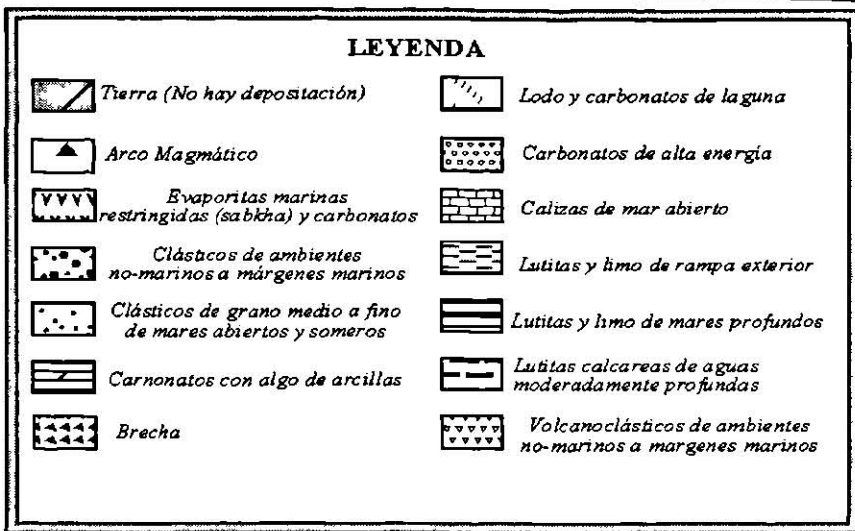
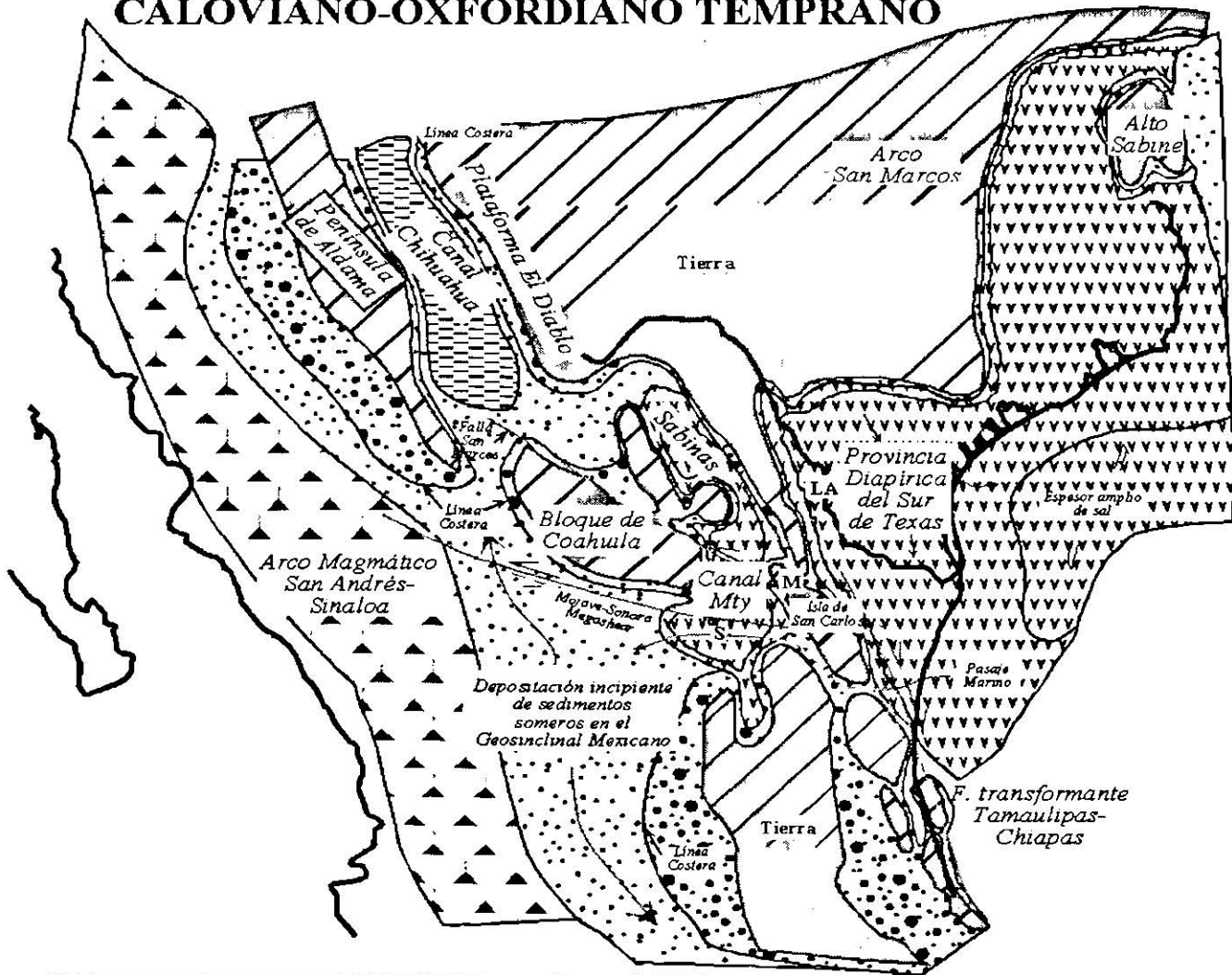


Figura 2.3 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Caloviano-Oxfordiano, GOLDHAMMER (1999).

A principios del Jurásico Tardío se inicia una gran transgresión marina que continuó hasta el Cretácico Tardío y cubrió gran parte de México. Fue durante este período cuando quedaron delimitadas las islas y las penínsulas del Noreste de México, como resultado de la invasión del agua en la zona de los altos estructurales (Fig. 2.4).

OXFORDIANO MEDIO-KIMMERDGIANO

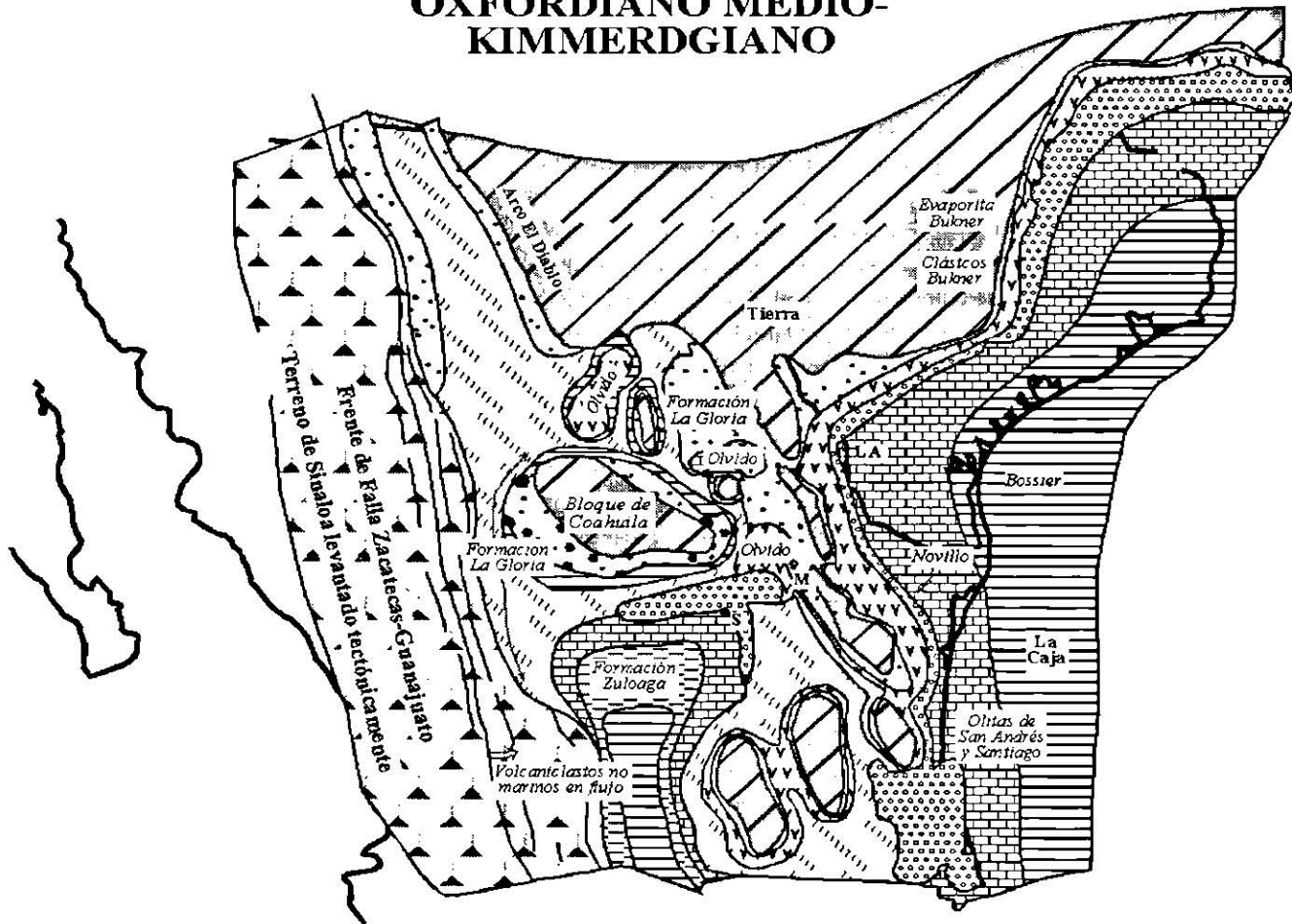


Figura 2.4 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Texas durante el Oxfordiano Medio-Kimmerdgiario (GOLDHAMMER, 1999).

Durante el Oxfordiano Tardío–Kimmeridgiario Temprano se depositaron sedimentos terrígenos (Formación La Gloria) al Oeste del Golfo de Sabinas y a lo largo de los límites de la Península El Burro-Peyotes, las islas La Mula y Coahuila, y el Archipiélago de Tamaulipas (GONZÁLEZ, 1976). Mientras, carbonatos de agua profunda (Calizas Zuloaga y El Novillo) y evaporitas (formaciones Olvido y Minas Viejas) se depositaron sobre extensas plataformas al

Sur de la Península El Burro-Peyotes, de la isla de Coahuila y en la porción Este del Archipiélago de Tamaulipas. Con el avance de la transgresión marina, se crearon los depósitos de mar abierto de las Formaciones La Caja y Pimienta, constituidas por secuencias calcáreo-arcillosas, así como los depósitos detríticos del Grupo La Casita (GOLDHAMMER, 1999).

El Archipiélago de Tamaulipas, es el primero en quedar cubierto por las aguas, a finales del Titoniano (Fig. 2.5).

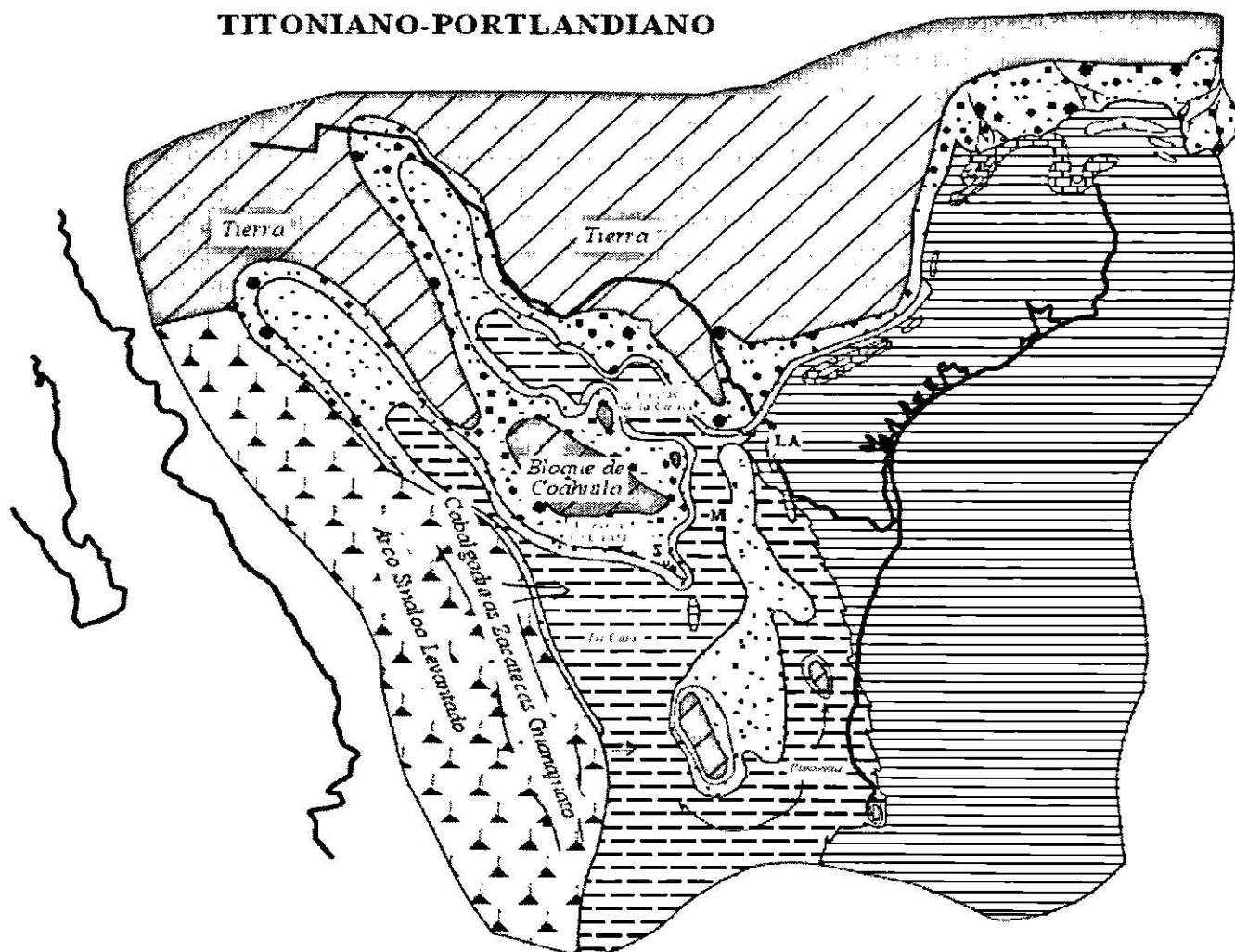


Figura 2.5 Paleogeografía del Noreste de México durante el Titoniano-Portlandiano. Nótese como el archipiélago de Tamaulipas quedó sumergido (GOLDHAMMER, 1999).

Cretácico Inferior

A principios de este período comienza a desarrollarse una densa capa de carbonatos al mismo tiempo que los mares continúan ganando terreno a las áreas que aún siguen emergidas (El Burro- Peyotes y la Isla de La Mula), alrededor de las cuales se depositaron sedimentos terrígenos. Mientras que en el Golfo de Sabinas se depositan principalmente lutitas y carbonatos. Al mismo tiempo, una secuencia de carbonatos con intercalaciones de lutitas (Formación Taraises) se depositó en el Sur y en el Este de la región (PADILLA y SÁNCHEZ, 1984, 1986; GOLDHAMMER, 1999; Fig. 2.6).

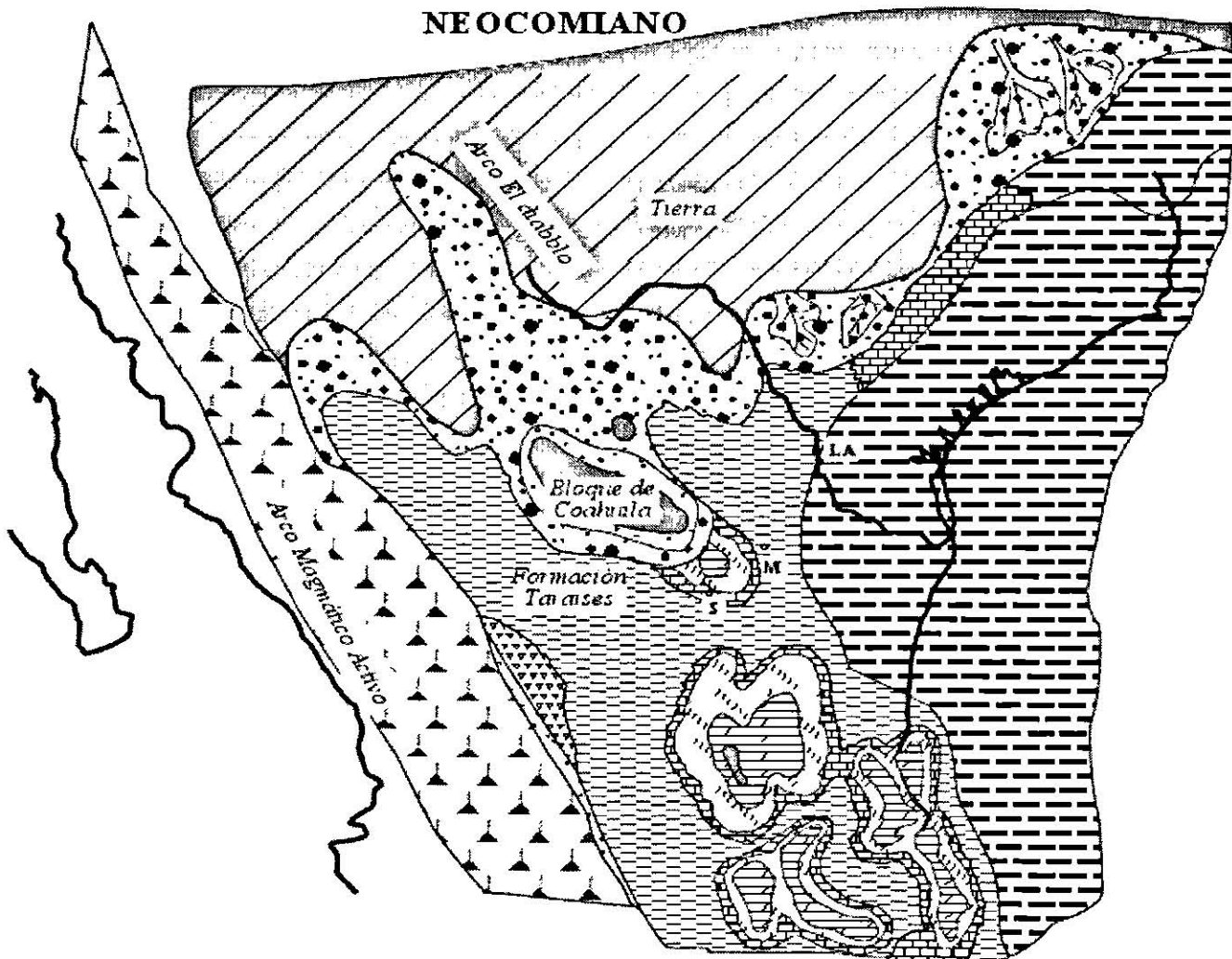


Figura 2.6 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Neocomiano GOLDHAMMER (1999).

Durante el Auteriviano–Aptiano Temprano, las estructuras que continuaban ligeramente emergidas (La Península El Burro-Peyotes y La Isla de Coahuila) continúan con su influencia sobre los patrones de sedimentación, mientras tanto la isla de La Mula es invadida por el mar, originando lutitas (Formación La Mula) y más tarde carbonatos (Calizas Padilla) que cubren la Paleo-isla (Fig. 2.6). En el Aptiano (Fig. 2.7), finalmente toda la región quedó cubierta por las aguas.

BARREMIANO-APTIANO TEMPRANO

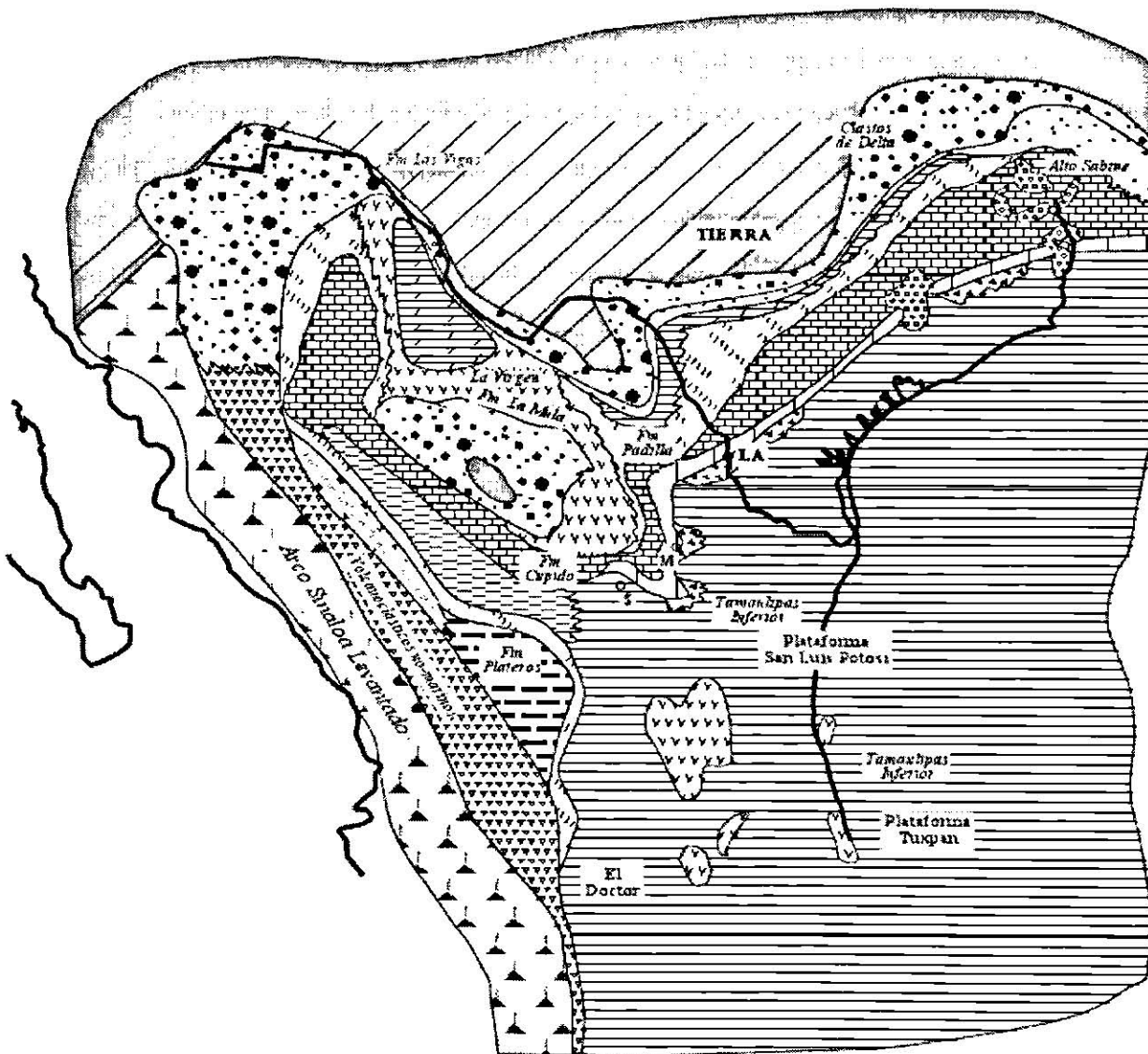


Figura 2.7 Paleogeografía del Noreste de México, durante el Barremiano-Aptiano Temprano GOLDHAMMER (1999).

En el Aptiano Medio-Tardío, se depositan las Formaciones La Peña y Otates (Fig. 2.8). Mientras que durante el Albiano–Cenomaniano Tardío, el desarrollo de arrecifes queda restringido a los bordes de la sumergida isla de Coahuila (Formaciones Aurora y La Paila).

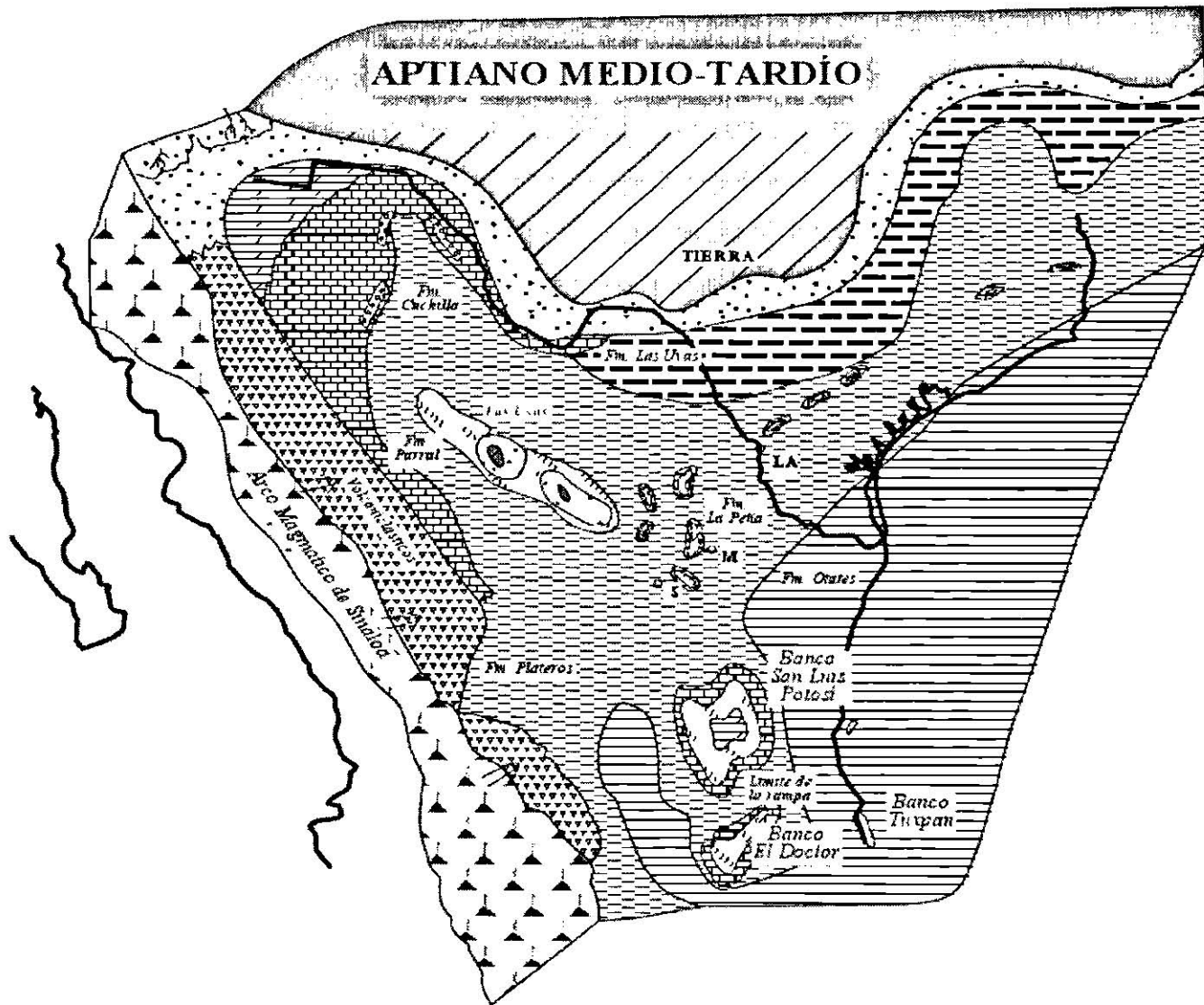


Figura 2.8 Paleogeografía del Noreste de México durante el Aptiano Medio-Tardío GOLDHAMMER (1999).

También se generó un tren de arrecifes sobre la Península El Burro-Peyote. Inmediatamente después, se depositaron las evaporitas de la Formación Acatita sobre la isla de Coahuila y las plataformas Valles-San Luis Potosí, El doctor y Tuxpan (Fig. 2.9). El resto del Noreste de México quedó cubierto por carbonatos de agua somera (calizas de la Formación Tamaulipas Superior, Glen Rose y Grupo Washita) y capas de calizas con pedernal de la Formación Cuesta del Cura (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER, 1999; Fig. 2.9).

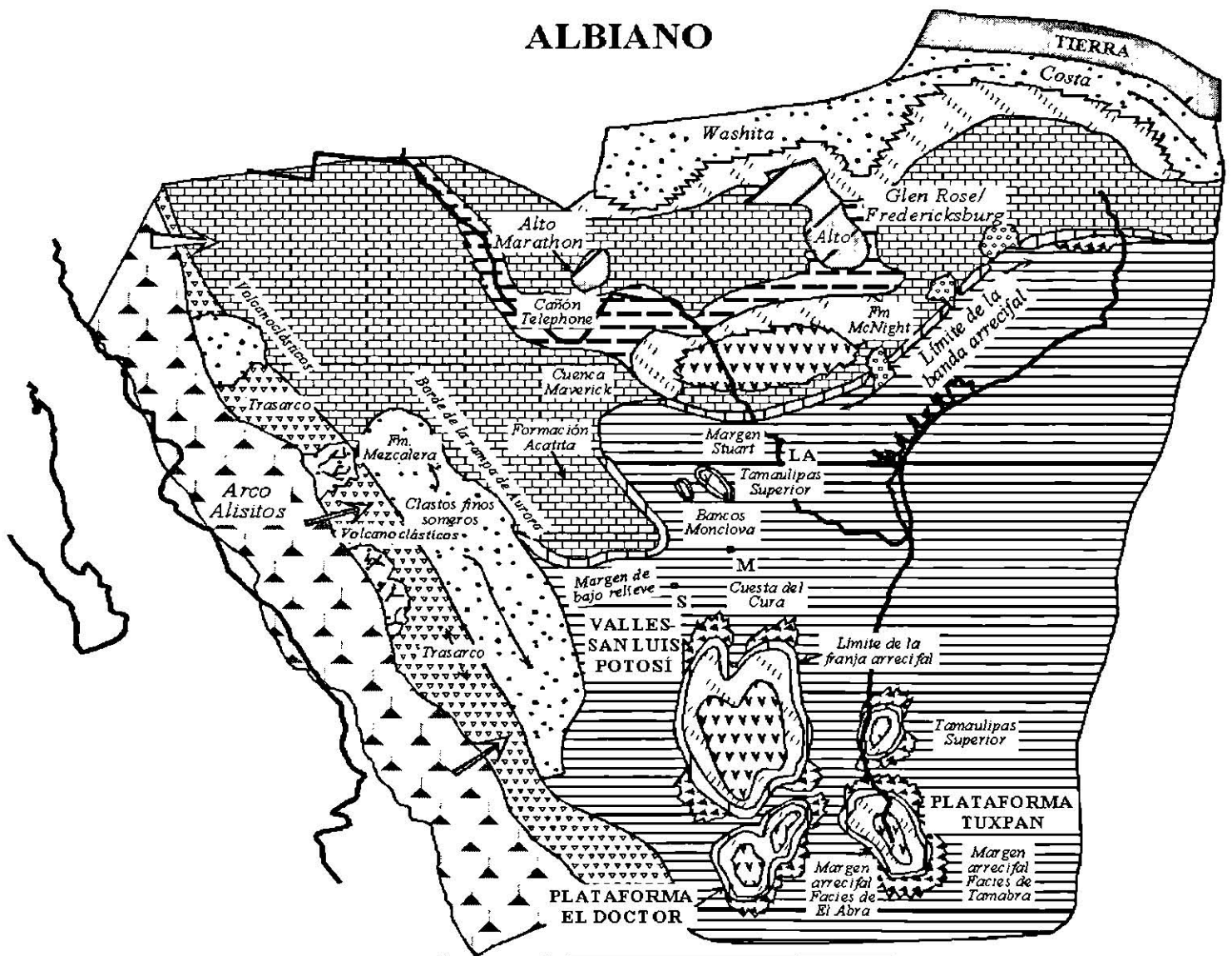


Figura 2.9 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Albiano (GOLDHAMMER, 1999).

Cretácico Tardío

En esta época tuvo lugar otro evento de gran importancia para la evolución geológica del País y el resto del continente: La orogenia Laramide (CONEY *et al.*, 1978).

Este evento de deformación inició en toda la cordillera de Norte y Sudamérica prácticamente al mismo tiempo. Como resultado probablemente de la acreción de arcos submarinos a las márgenes pasivas de México y Sudamérica, que originaron depósitos continentales al este de los Andes y los flyschs mexicanos. La acreción fue seguida de un cambio en la polaridad de la subducción, creando una fosa sobre el lado Suroeste del arco durante el período Laramídico (CONEY *et al.*, 1983).

Existen evidencias geofísicas, de los fondos oceánicos y de los hot spots, que evidencian una aceleración y un cambio de dirección en el movimiento relativo de la placa de Norteamérica, con respecto a la de Farallón, ya que la primera de estas cambió su dirección hacia el Suroeste. De manera que una combinación de todos estos factores ocasionó la fase compresiva Laramídica. El resultado fue la consolidación de los antiguos arcos, ahora terrenos acrecionados a México (Alisitos-Guerrero-Juárez). Para entonces el punto triple que formaban Norteamérica, Kula y Farallón se había movido hacia el Norte (CONEY *et al.*, 1983).

Con respecto a la sedimentación en el Noreste de México, ya para el Turoniano-Cenomaniano (Fig. 2.10), el área entera quedó completamente cubierta por agua marina, en el Norte las arcillas (Formaciones Eagle Ford, Indidura y Agua Nueva) comenzaron a ganar terreno a las calizas. Más tarde cambió nuevamente el patrón de depositación, generándose calizas y lutitas de la Formación Austin. Mientras, la zona Sur es cubierta por areniscas y lutitas de la Formación Caracol y Lutita Parras (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986).

A finales del Cretácico, sedimentos terrígenos (Formación Méndez, Cárdenas) y terrígenos con alto contenido de material orgánico cubren el área, generando formaciones ricas en carbón como lo son: Upson, San Miguel, Olmos y Escondido (Fig. 2.11).

CENOMANIANO

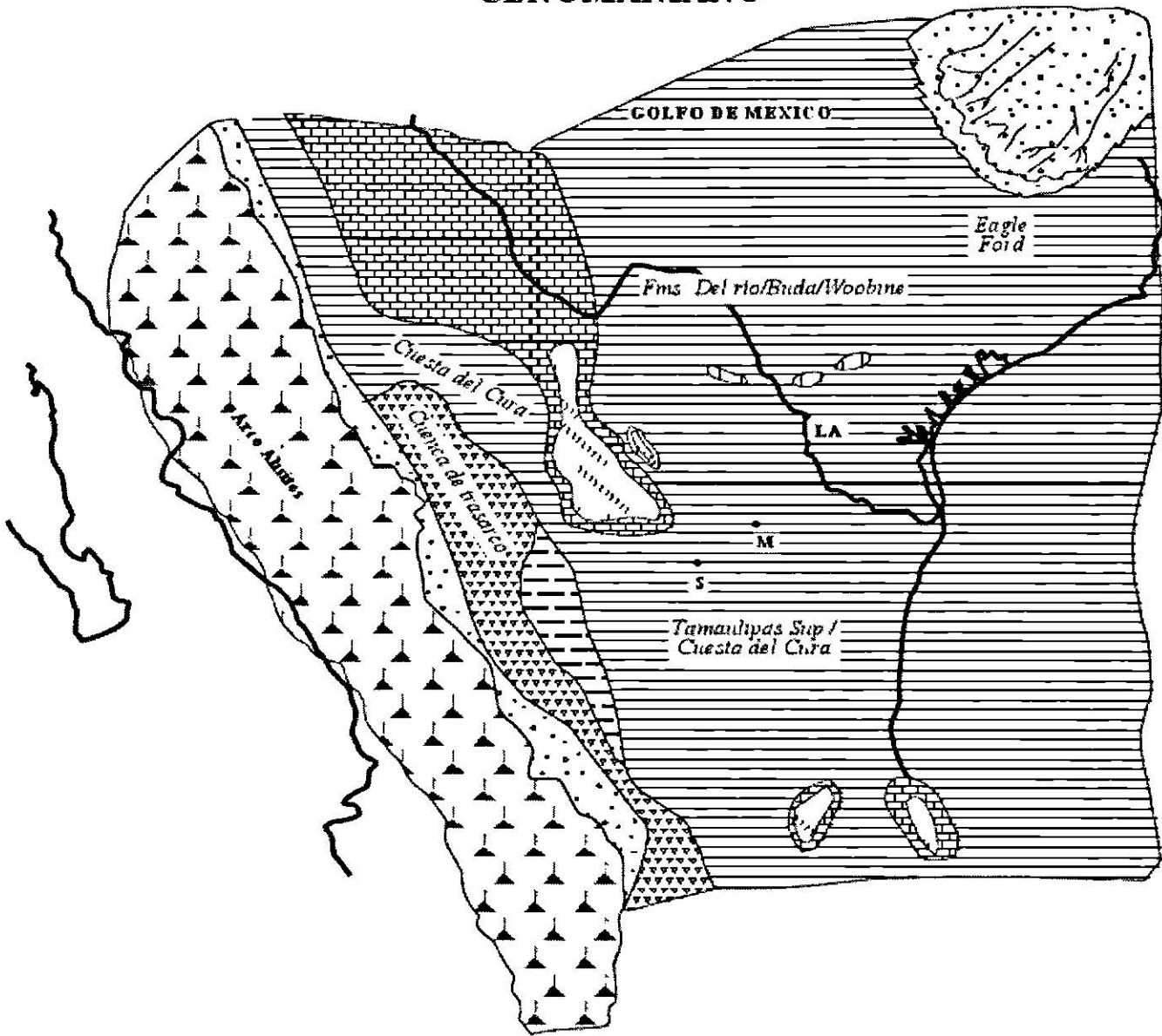


Figura 2.10 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Cenomaniano (GOLDHAMMER, 1999).

MAASTRICHTIANO

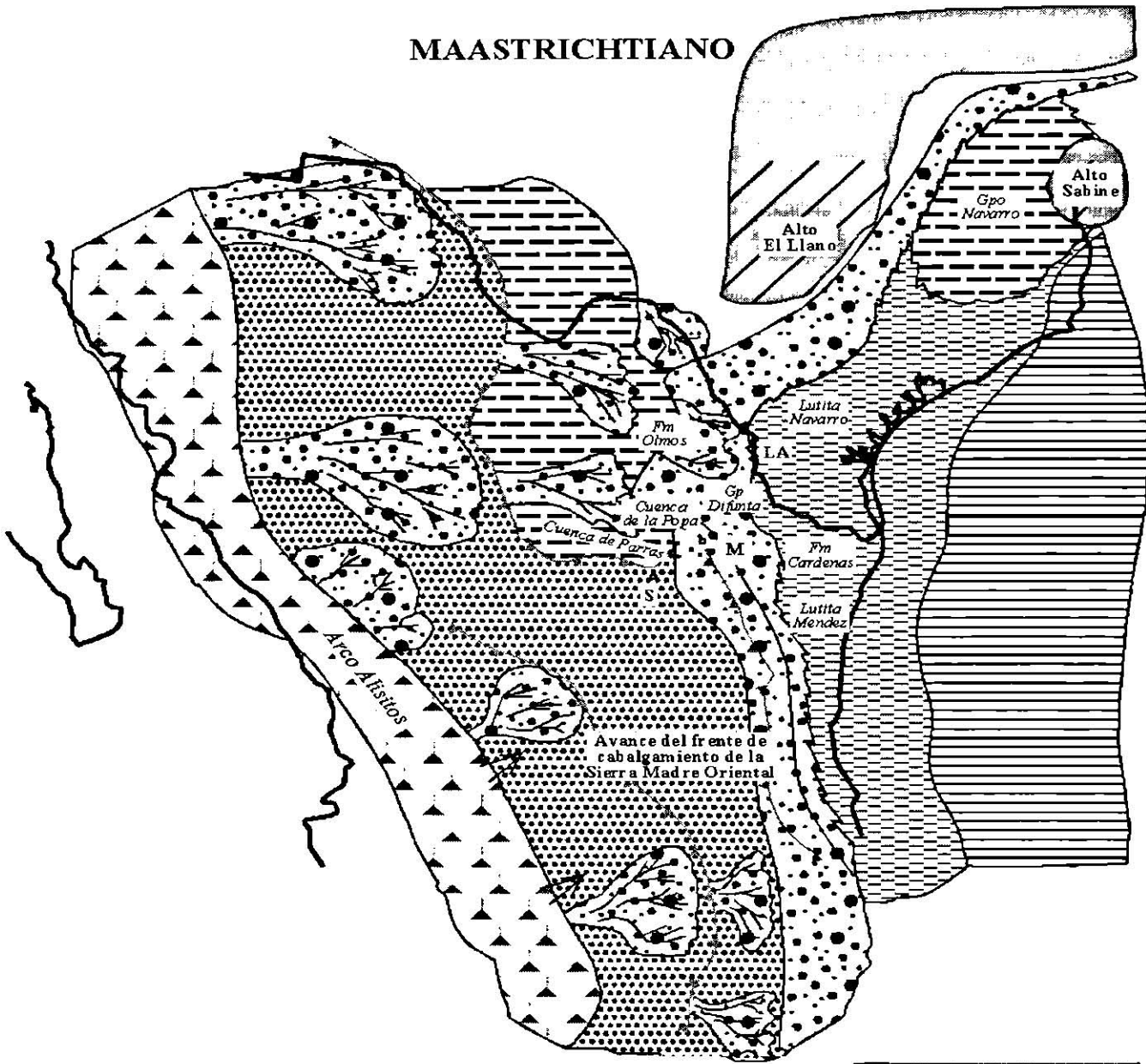


Figura 2.11 Paleogeografía del Norte de México y Sur de Estados Unidos durante el Maastrichtiano (GOLDHAMMER, 1999).

2.2.4 CENOZOICO

Terciario

Es posible que un cambio brusco en el movimiento absoluto de la placa del Pacífico, hace aproximadamente 44 Ma influyera para que terminara la deformación, debido a la reducción del movimiento relativo de las placas de Farallón y Norteamérica (CONEY *et al.*, 1978).

Además se supone que la traza de la Mojave-Sonora Megasheare fue trasladada hacia el Noreste debido al paso de la orogenia Laramide por el Altiplano y la Sierra Madre Oriental (CONEY *et al.*, 1983).

Mientras que en el Noreste de México el mar inicia su regresión. Al terminar la orogenia se genera la cuenca de Burgos, en la que se depositan las Formaciones Midway y Wilcox, principalmente. En el Norte se desarrollan depósitos continentales, constituidos por el Conglomerado Sabinas y la Formación Ahuichila.

Cuaternario

Durante el cuaternario solo se desarrollaron rellenos aluviales y algunos conglomerados. Además se ocurrieron algunos derrames basálticos aislados en diferentes lugares del Norte y Noreste de México (Ej. lavas esperanzas y Ocampo; derrames basálticos en la Sierra de Tamaulipas; y el abundante magmatismo basáltico originado por el Basin and Range en el Norte de México).

2.3 SOBREVISTA TECTÓNICA DEL NORESTE DE MÉXICO

CHARLESTON (1981) dividió el Noreste de México en 6 regiones en base a la clasificación tectono-geomorfológica de Humphrey (1956); estas son:

1. *El Cinturón plegado y transverso de la Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey)*

Éste cinturón está conformado por una cadena montañosa de alto relieve que se extiende en una dirección Este-Oeste y forma parte del frente de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Esta región se caracteriza por presentar pliegues muy apretados, elongados y en algunas zonas cabalgados hacia el Norte y Noreste.

2. *La cuenca de Parras*

Ha sido estudiada en detalle por WEIDIE y colaboradores (1959); WEIDIE y MURRAY (1961); DE CSERNA (1956) y TARDY (1980). Los sedimentos de ésta cuenca consisten de cerca de 5000 m de sedimentos terrígenos del Grupo Difunta, que fueron fuertemente plegados durante la orogenia Laramide (CHARLESTON, 1981).

3. *La Plataforma de Coahuila (Terreno Delicias, Bloque Coahuila)*

Se refiere al área más al Sur de la Península de Coahuila (Jurásico Tardío), se caracteriza por la presencia de calizas de plataforma y evaporitas (Fm. Acatita) que sobreyacen rocas del basamento, probablemente del Pensilvaniense y calizas de plataforma, lutitas, areniscas, flujos volcánicos, turbiditas e intrusivos granodioríticos del Pérmico Temprano (KING, 1934).

4. *El Cinturón Plegado de Coahuila (Golfo de Sabinas)*

La localización de esta zona de plegamiento coincide aproximadamente con la parte central del Golfo de Sabinas (Mesozoico). Dentro de esta región se ubican una serie de

cuerpos intrusivos que presentan una orientación Este-Oeste a los cuales se les ha llamado Cinturón Candela Monclova, área de estudio del presente trabajo.

El Cinturón Plegado de Coahuila consiste de numerosos pliegues no muy apretados, algunos de los cuales presentan una forma sigmoidal, probablemente influenciados por una deformación de tipo lateral izquierda que habría tenido lugar durante el Terciario y se habría reactivado en épocas posteriores, probablemente a fines de la orogenia Laramide. Estos pliegues presentan una orientación NW-SE y se hayan separados por amplios valles.

El Cinturón Plegado de Coahuila se haya limitado al Norte por la falla de La Babia y al Sur por la de San Marcos, ambas interpretadas como transcurrentes por CHARLESTONE (1981) y PADILLA Y SÁNCHEZ (1982).

5. *Cratón de Coahuila-Texas*

Esta región se localiza en el área más al Norte del estado de Coahuila y consiste de pliegues amplios y suaves generalmente orientados en una dirección NW-SE.

El basamento de esta región, dentro del estado de Coahuila, está constituido por rocas metamórficas aparentemente relacionadas a la porción interior del cinturón Ouachita-Marathon (FLAWN y MAXWELL, 1958), sobreyaciendo estas rocas metamórficas se encuentra una secuencia de 2000 m de espesor de calizas y lutitas del Cretácico Temprano y Tardío (CHARLESTON, 1981).

6. *Cuencas y Sierras (Basin and Range)*

Esta región se localiza en la esquina Noroeste del estado de Coahuila, inmediatamente al Sur de Big Bend, Texas. Este sector es una extensión de la Provincia de Cuencas y Sierras de los Estados Unidos de Norteamérica y el Norte de México, se caracteriza por la presencia de fallas normales terciarias generalmente paralelas a las estructuras laramídicas, que

presentan un desplazamiento vertical de alrededor de varios cientos de metros (CHARLESTON, 1981).

Para el Noreste de México, se han reconocido 5 bloques continentales antiguos (sección 2.2), que controlaron los patrones de depositación y el estilo de deformación durante la orogenia Laramide. Estos bloques son: La Península El Burro-Peyotes, La Isla de La Mula, La Isla de Monclova, Isla de Coahuila y El Archipiélago de Tamaulipas, constituido por las islas de Lampazos, Sabinas, Picachos y San Carlos.

Alrededor de estos altos estructurales se desarrollaron zonas bajas de basamento, sobre las cuales se generó una litología diferente a la encontrada en las zonas elevadas, en términos generales parece claro que la litología mesozoica del Noreste de México fue controlada por los eventos de transgresión y regresión que se dieron durante la fragmentación de Pangea y la apertura del Golfo de México. Más tarde, durante la orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Terciario Temprano) se generaron una gran cantidad de pliegues muy apretados en las zonas de cuenca que rodeaban a los altos estructurales debido a la oposición que estos grandes bloques, conformados por rocas altamente competentes, presentaban a la deformación.

CAPÍTULO III

PROVINCIAS MAGMÁTICAS CENOZOICAS DE MÉXICO

3.1 PROVINCIAS MAGMÁTICAS MEXICANAS

Las rocas volcánicas cubren aproximadamente las dos terceras partes del territorio nacional, abarcando prácticamente cada región geográfica del país, con excepción de la Península de Yucatán en el Sureste mexicano. Sin embargo, estas rocas no presentan una composición y una distribución homogénea en el país, puesto que su composición puede variar grandemente de región a región. Esta variación en composición y distribución geográfica, además de cambios existentes en edad y afinidad geoquímica de las rocas, han permitido definir diferentes provincias magmáticas.

En México, la identificación y la delimitación de las grandes provincias magmáticas a partir de la década de los 80's, ha permitido reconocer la existencia de diferentes terrenos tectonomagmáticos, cada una de las cuales presenta un basamento propio, lo que sin duda dificulta aún más la comprensión de los diferentes eventos magmáticos que han ocurrido en el territorio mexicano.

Las principales provincias magmáticas cenozoicas de México son: La Sierra Madre del Sur, La Provincia Californiana o del Pacífico, La Sierra Madre Occidental, La Faja Volcánica Transmexicana y La Provincia Alcalina Oriental Mexicana. A continuación se hace una breve descripción de cada una de estas provincias, con el objetivo de situar al lector dentro del marco de las actividades magmáticas de México, entre el Cretácico y el Reciente, que obedecen a una compleja evolución de las placas tectónicas en la cuenca del Pacífico durante este tiempo.

3.1.1 SIERRA MADRE DEL SUR

El nombre de Sierra Madre del Sur (SMS) lo recibe una secuencia de rocas plutónicas y volcánicas que se extiende desde Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec. La SMS limita al Norte con el Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y al Sur con el margen continental. Las rocas de la SMS presentan edades que varían del Paleoceno al Mioceno y están emplazadas sobre un basamento heterogéneo (MORAN-ZENTENO *et al.*, 2000).

En la SMS, al parecer, el magmatismo inició en Michoacán y el Occidente de Guerrero durante el Paleoceno-Eoceno y de ahí migró hacia el Oriente (Fig. 3.1), hasta el Golfo de Tehuantepec.

Petrológicamente la SMS ha sido dividida en dos cinturones paralelos a la costa. Uno de ellos está representado por una cadena de batolitos y plutones menores, que indican procesos de levantamiento y erosión que han ocurrido al menos desde el Oligoceno (MORAN-ZENTENO *et al.*, 1996). El otro cinturón está formado por zonas volcánicas y cuerpos hipoabisales que se extienden de manera discontinua entre la cadena batolítica costera y la Faja Volcánica Tansmexicana (Fig. 3.1).

Tanto las rocas plutónicas como las volcánicas de la SMS pertenecen a la serie calcoalcalina, característica de la mayoría de los arcos volcánicos continentales (MORAN-ZENTENO *et al.*, 2000).

Las concentraciones de SiO_2 varían de 56 a 74 % en peso, y el patrón de tierras raras de algunos de los plutones estudiados expresa generalmente un enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, cuando se normaliza con respecto a condrita (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 2000). Esto es característico de magmas evolucionados de arco, como resultado de procesos de cristalización fraccionada o contaminación cortical de magmas generados por fusión del manto. Aunque también puede darse este tipo de patrón en rocas generadas por fusión parcial de la corteza.

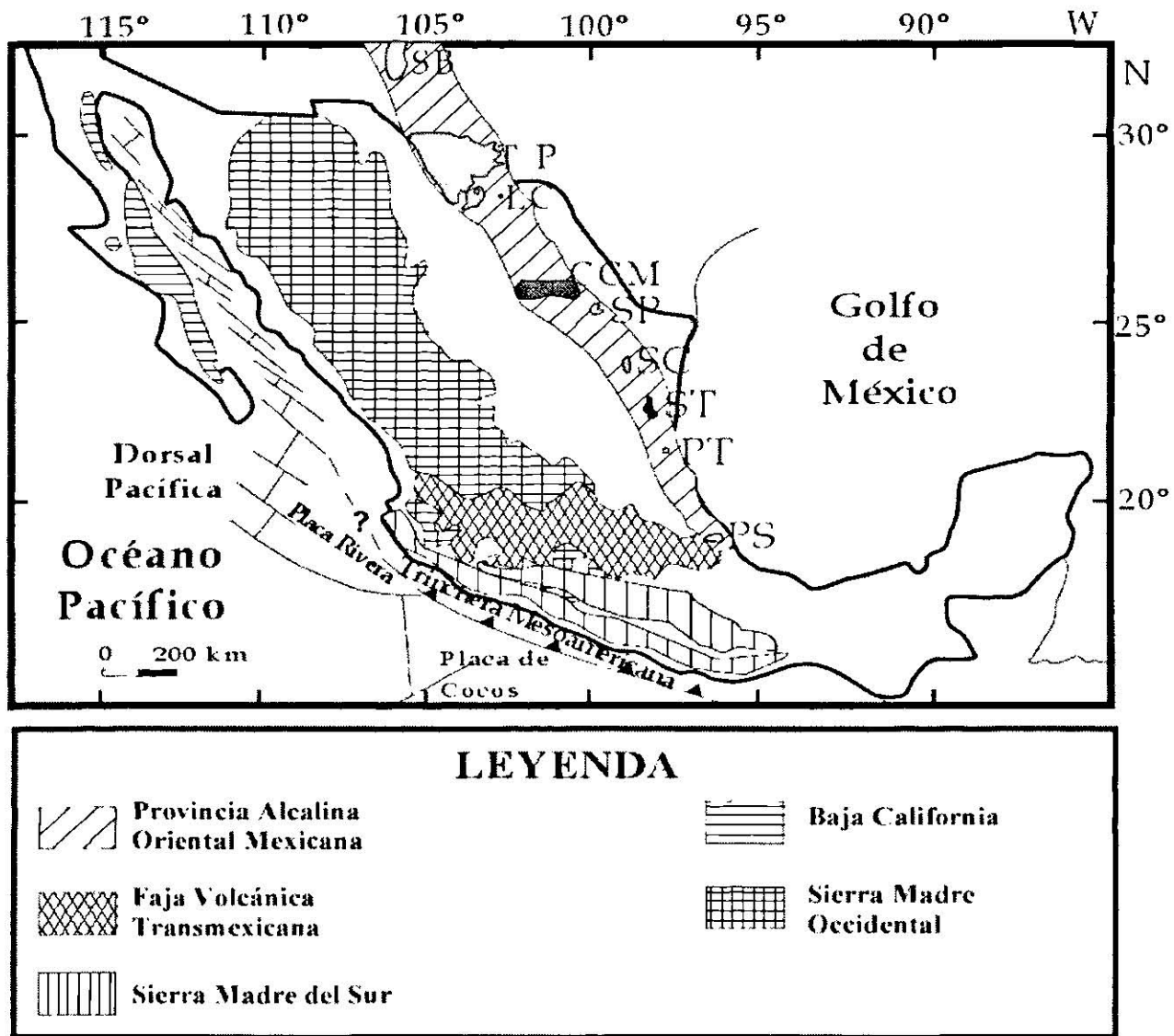


Figura. 3.1 Ubicación de las principales provincias magmáticas cenozoicas en México, y los diferentes complejos magmáticos que componen a la PAOM (líneas diagonales). SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela Monclova, SP: Sierra de Picachos, SC: San Carlos, ST: Sierra de Tamaulipas, PS: Palma Sola. Realizada a partir de CLARK y colaboradores (1982); DEMANT y ROBIN (1975); FERRARI (2000); MORAN-ZENTENO y colaboradores (2000).

La edad de los plutones que se encuentran a lo largo de la costa varía del Paleoceno al Eoceno Temprano, con una tendencia decreciente de edad hacia el Sureste. Exceptuando los grandes batolitos de Jalisco y Colima que presentan edades más antiguas.

A diferencia del arco costero, el arco que se encuentra más adentro del continente, y que se haya constituido por rocas volcánicas, no ha sido completamente estudiado. En

términos generales estas rocas varían en su composición desde basaltos andesíticos hasta riolitas de biotita con concentraciones de SiO₂ de 52% a 76% en peso (MORAN-ZENTENO *et al.*, 2000).

MORAN ZENTENO y colaboradores (2000) han concluido con base en datos isotópicos, que las rocas magmáticas terciarias de la SMS se derivan de procesos de fusión parcial en el manto, y que posteriormente experimentaron diversos grados de cristalización fraccionada con una asimilación cortical baja en términos generales. Al parecer el hecho de que la SMS se encuentra sobrepuesta a basamentos de diferente edad y composición, parece influenciar en gran medida las variaciones existentes en los resultados obtenidos de los análisis isotópicos para cada región de la SMS.

Al parecer una subsidencia en Oaxaca, asociada a un régimen tectónico de fallas laterales y a un adelgazamiento de la corteza en la región, debieron propiciar un menor grado de contaminación cortical (MARTINY *et al.*, 2000).

Los rasgos estructurales indican que el emplazamiento de los plutones oligocénicos ocurrió en el tiempo en el que se desarrollaba una deformación transtensional asociada al desplazamiento lateral izquierdo del bloque Chortis (RATSCHBACHER *et al.*, 1991; TOLSON, 1998).

HERNANN y colaboradores (1994) han sugerido que la extensión y el calentamiento producidos por el desplazamiento del bloque Chortis facilitaron el ascenso del magma. La sobreposición del magmatismo de arco a la zona de transtención, a lo largo de la actual margen continental, definió el emplazamiento masivo de plutones en una franja con orientación Noroeste-Sureste.

3.1.2 PROVINCIA CALIFORNIANA O DEL PACÍFICO

Bajo esta definición se incluyen las rocas ígneas de Baja California (Fig. 3.1) no asociadas a la apertura del mar de Cortés. Con base en las variaciones petrográficas que presentan, tradicionalmente se ha dividido a esta provincia en dos sectores:

1) Sector Norte: Se haya constituido principalmente por intrusivos graníticos que varían de gabros-granodioritas-dioritas hasta granitos (GASTIL *et al.*, 1971). Dichos plutones constituyen la terminación Sur de los grandes batolitos californianos.

Las rocas prebatolíticas tienen una edad Jurásico-Cretácico (SILVER *et al.*, 1963; HAWHINS, 1970; GASTIL *et al.*, 1971). Ya desde esa época es posible observar un volcanismo calco-alcalino y un metamorfismo asociado a las intrusiones durante el Albiano-Cenomaniano (120 a 100 Ma; SILVER *et al.*, 1963).

Por otra parte, el volcanismo Cenozoico en este mismo sector Norte generó andesitas, dacitas, riolitas, mesetas basálticas y algunas toleitas. Específicamente, durante el Plio-Cuaternario los derrames basálticos de tipo alcalino fueron muy comunes.

2) Sector Sur: En contra parte, el sector Sur se caracteriza por grandes emisiones volcánicas de edades Cenozoicas que edificaron la Sierra La Giganta.

Las formaciones del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, del sector Poniente, contienen rocas ofiolíticas de manera similar a la Formación Franciscan (MINA, 1957) de California. En contraparte rocas plutónicas y metamórficas solo se han encontrado al Sur de La Paz y en pequeñas islas del Golfo.

3.1.3 SIERRA MADRE OCCIDENTAL

La Sierra Madre Occidental (SMOc), es un sistema montañoso que bordea al Golfo de California y al Pacífico en su margen Occidental (Fig. 3.1); mientras que hacia el Sur se sobrepone a la Faja Volcánica Transmexicana; y al Este está limitada por rocas de la región conocida como Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range).

La SMOc tiene una longitud de más de 2000 km (DEMANT y ROBIN, 1975). Los fechamientos de K/Ar realizados en algunos puntos de la sierra dan una edad del Mioceno Temprano a Medio (29 a 22 Ma; MCDOWELL y CLABAUGH, 1972). En la región de Durango los derrames basálticos cubren a esas ignimbritas. El vulcanismo de tipo alcalino es de edad Plio-Cuaternaria y aparentemente está relacionado con los movimientos tectónicos del Terciario, que han provocado el fracturamiento de las ignimbritas (FREDRIKSON y HENRY, 1972).

El basamento de esta gran secuencia volcánica está conformado por andesitas de edad oligocénica que cubren una paleogeografía Cretácica (FREDRIKSON y HENRY, 1972).

La SMOc ha sido considerada como el producto del paroxismo ignimbrítico que ocurrió en el lapso de 32-28 Ma en el borde oriental del campo volcánico de la SMOc, y se desplazó hacia la costa del Pacífico durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. Sin embargo, se ha señalado que subyaciendo a este supergrupo volcánico que conformó la SMOc se haya una secuencia volcano-plutónica del Eoceno que indica la existencia de un vasto campo volcánico en esa época (AGUIRRE DÍAZ y MCDOWELL, 1991). Además, se han encontrado algunos afloramientos de capas rojas, para las cuales se ha sugerido que fueron depositadas en fosas tectónicas activas, que serían el producto de una extensión cortical parcialmente contemporánea al evento volcano-plutónico (ARANDA GÓMEZ y MCDOWELL, 1998).

3.1.4 FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA (FVTM)

La FVTM es un complejo magmático que se extiende con rumbo Este-Oeste, desde la costa de Colima hasta la costa de Veracruz, aproximadamente entre las latitudes 19° y 21° N. Tiene una longitud aproximada de 1000 km y un ancho que varía entre 20-200 km, lo cual no es común en los arcos magmáticos (Fig. 3.1).

La FVTM está limitado al Norte y Noroeste por la Sierra Madre Occidental, al Noreste por la Sierra Madre Oriental y al Sur y Sureste por la Sierra Madre del Sur. Sin embargo, desde la perspectiva de los terrenos tectono-estratigráficos, la FVTM corresponde a un paquete sedimentario que se encuentra sobreyaciendo a terrenos más antiguos, en algunos casos cubriendo los límites entre dichos terrenos.

Tradicionalmente se ha dividido a la FVTM en tres sectores para facilitar su estudio, estos son:

- **Sector Occidental**

Es una zona bastante compleja, especialmente en el contexto estructural (de lo cual se hablará un poco más adelante). En este sector se presenta además un volcanismo bimodal, formado por estratovolcanes y domos dacítico-riolíticos; y a la vez por centros monogenéticos basálticos y andesítico-basálticos (estos últimos característicos de Bloque Jalisco). Se haya limitado al Este por el rift de Colima.

- **Sector Central**

Se encuentra entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, y se caracteriza principalmente por la presencia de centros monogenéticos y algunos volcanes de escudo de composición basáltica a basáltico-andesítica. Es notable la ausencia de estratovolcanes, a excepción del Cerro de Tacintaro (FERRARI, 2000).

- **Sector Oriental**

Se localiza al Este del sistema de fallas Taxco-Querétaro y se caracteriza por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas y complejos dómicos de composición entre andesítica y riolítica que comparten su espacio con pequeños volcanes monogenéticos, que aportan una mínima parte del volumen del magma emplazado en la región. Tanto las grandes estructuras volcánicas como los pequeños estratovolcanes, se han emplazado sobre una corteza de edad Precámbrica, que aparentemente podría ser de origen cratónico (ORTEGA *et al.*, 1996).

Su origen está en el centro del debate, algunos señalan que la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la parte meridional y Sur de México, son los responsables del magmatismo; mientras que otros sugieren desde una pluma decapitada en la margen occidental (MARQUEZ, *et al.*, 1999), hasta un rifting continental en su parte central.

3.1.5 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

El volumen de exposición de rocas magmáticas en esta provincia es muy inferior al que se presenta en las provincias antes descritas, y por otra parte las rocas ígneas no se hayan distribuidas homogéneamente a lo largo de toda la provincia, sino que solo afloran en algunas localidades que se han agrupado bajo los siguientes nombres, presentadas aquí de Norte a Sur:

SIERRA BLANCA

Las rocas volcánicas de Sierra Blanca están compuestas por cuatro formaciones principales, mientras que las intrusivas se hayan asociadas a cuatro cuerpos intrusivos tipo stock. Ambos grupos de rocas han sido descritas por THOMPSON (1972).

Las Formaciones Volcánicas son las siguientes:

- 1) **Brecha andesítica Walker**; representa el mayor volumen de las rocas volcánicas, y se caracteriza por presentar bloques monolíticos transportados que se hayan enclavados en

una matriz de plagioclasa, enstatita, hornblenda y hematita. Estas rocas han sido fechadas entre 35-25 Ma por el método K-Ar (Tabla 1).

2) **Traquita Pico Nogal**; sobreyace a la brecha andesítica Walker y está formada por flujos (THOMPSON, 1972).

3) **Latita Montaña Iglesia**; esta unidad está constituida por capas de tobas.

4) **Traquita Lomas Godfrey**; ésta Formación está constituida por flujos soldados de ceniza.

Por otro lado, los cuatro stocks que intrusionan las rocas volcánicas de Sierra Blanca, son conocidos como: Stock “**Río Alto**”, “**Chávez Mountain**”, “**Bonito Lake**” y “**Three Rivers**”. Para estas rocas THOMPSON (1972) reporta edades de K-Ar que varían entre los 34.4 y los 25.8 Ma.

El mismo THOMPSON (1972) ha sugerido que la gran cantidad de planos de debilidad que presenta la región, serían los responsables de conducir el magma generado en el manto hasta niveles someros de la corteza.

TRANS-PECOS

Algunas de las investigaciones más importantes realizadas en esta localidad y en la provincia en general fueron las realizadas por JAMES y HENRY (1991); y HENRY y colaboradores (1991), que realizaron un estudio estructural y geoquímico de la región, separando claramente los magmas asociados netamente a subducción y aquellos que presentan una influencia de intraplaca, disgregando estos últimos en dos grupos, el primero de basaltos y riolitas (31-28 Ma), asociadas a una fase inicial de extensión; y la segunda de basaltos alcalinos (24-17 Ma), asociados a una fase de extensión más clara, con el mismo origen y características que la presentada en la provincia de Cuencas y Sierras.

Tabla 3.1. Muestra la ubicación (1988) de las diferentes localidades de la PAOM, y la edad obtenida para estos complejos en diferentes trabajos (modificada de NICK, 1988).

Localidad	Lat.	Long.	Edad (ma)	Referencia
Sierra Blanca (Nuevo México)	33°25'	105°45'	35-25	THOMPSON (1972)
Provincia de Trans-Pecos (Texas)	29°31'	103°- 105°	46-17 48-17	BARKER (1977, 1987, 1979) NELSON et al. (1987) JAMES Y HENRY, 1990; HENRY et al. (1991).
Distrito de Big Bend (Terlinga, Texas)	29°20'	103°40'	53-42	ROSS (1986)
Distrito de Big Bend (Chris. Mount., Texas)	29°25'	103°27'	Terciario temprano	JOESTEN (1977)
Complejo de la Cueva (Coahuila)	29°30'	102°35'	Terciario temprano	DAUGHERTY (1963)
Cinturón Candela-Monclova (Coahuila y Nuevo León)	26°40'	100°10' - 100°30'	43-35	SEWELL (1968)
Sierra de Picachos (Nuevo León)	26°15'	100°00'	Terciario	MCKNIGHT (1963)
Sierra de San Carlos (Tamaulipas)	24°35'	99°05'	30-28 31.6	BLOOMFIELD Y CEPEDA- DAVILA (1973) ROMER Y HEINRICH (1998)
Sierra de Tamaulipas (Tamaulipas)	22°40'- 23°45'	99°05' 97°45'	28.7 31.5 30.0-0.2	CANTAGREL Y ROBIN (1979), CAMACHO-ANGULO (1993) SEIBERTZ (1990) CAMACHO-ANGULO (1993)
Planicie De Tampico (Tamaulipas y Veracruz)	22°10'	98°15'	20	CANTAGREL Y ROBIN (1979)
Palmas Sola (Veracruz)	19°50'	97°05'	17.3	CANTAGREL Y ROBIN (1979)

COMPLEJO INTRUSIVO LA CUEVA

El complejo intrusivo de La Cueva está constituido por una serie de cuarzomonzonitas, sienitas sódicas y gabros diferenciados; y otra de microsienitas sódicas e intrusiones riolíticas hipoabisales mas recientes (DAUGHERTY, 1963).

Relaciones de campo realizadas por DAUGHERTY (1963) indican un emplazamiento forzado de la masa principal en tres etapas:

- 1) Intrusión lacolítica temprana, constituida por cuarzomonzonitas.
- 2) Intrusión de series diferenciadas que cortan el lacolito y, finalmente
- 3) Intrusión de un cuerpo constituido por microsienitas, a partir de la parte central de la serie diferenciada.

CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA

EL Cinturón Candela-Monclova está conformado por un grupo de 14 intrusivos principales distribuidos con una dirección Este – Oeste entre los alrededores de Monclova y Candela, Coahuila y Sabinas Hidalgo, Nuevo León (Fig. 3.2).

MORTON-BERMEA (1995) concluyó que los intrusivos Marcelinos, Mercado, Providencia, Colorado e Imán presentan características típicas de magmas generados en un ambiente de subducción. Por otra parte DENISON (1990, no publicado) menciona que la orientación de este cinturón magmático corresponde también a la dirección del esfuerzo principal σ_1 , que es correlacionable con la dirección principal de esfuerzo en los cuerpos magmáticos de las fases relacionadas netamente a subducción por HENRY y colaboradores (1991) para la localidad de Trans-Pecos, Texas; a partir de mediciones en diques y vetas.

SEWELL (1968) determinó edades por el método de K-Ar entre 43 y 35 Ma para nueve muestras del CCM, y aunque nueve muestras no son del todo significativas para un grupo de 14 intrusivos, en el que algunos parecen presentar variaciones petrográficas y geoquímicas importantes, estas edades corresponden a las únicas existentes.

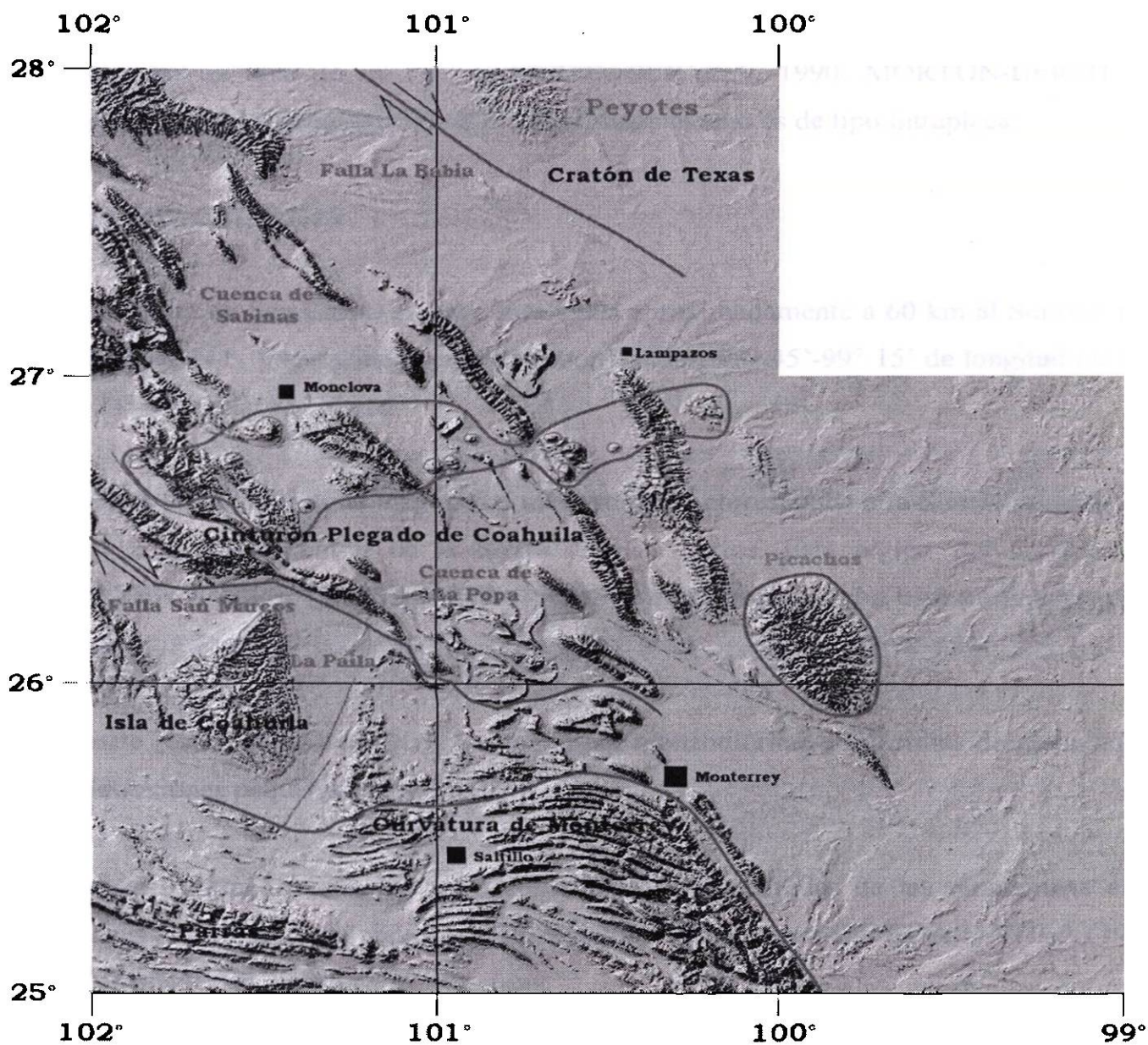


Figura 3.2 Imagen de relieve que presenta la localización de los intrusivos que componen el CCM (encerrados en un polígono) y los principales rasgos estructurales de la región.

PICACHOS

Este complejo magmático se encuentra a 30 km al Sur de Sabinas Hidalgo e inmediatamente al Sureste del CCM (Fig. 3.2). Está conformado por dos cuerpos intrusivos, uno de ellos abarca un área de aproximadamente 20 km² y está compuesto por gabros, dioritas

y piroxenitas. Mientras que el otro está formado principalmente por sienitas nefelínicas distribuidas en un área de 30 km² (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991). La geoquímica indica que el magmatismo es de tipo intraplaca.

SAN CARLOS-CRUILLAS

La Sierra de San Carlos se haya localizada aproximadamente a 60 km al Sureste de la Cd. de Linares, N.L. y se extiende entre las coordenadas: 98° 45'-99° 15' de longitud Oeste y 24° 45'-24° 30' de latitud Norte.

Hasta la fecha, la zona magmática más estudiada corresponde a la Sierra Chiquita, que se ubica en la parte central de la Sierra de San Carlos. Esta región fue dividida por HUBBERTEN Y NICK (1986) y NICK (1988), en tres complejos con base en la petrografía de las rocas:

- La parte Norte, constituida principalmente por monzodioritas-monzonitas de grano fino y dos intrusiones pequeñas de gabros.
- La parte Central, constituida por sienitas alcalinas, separadas de las monzonitas antes descritas por un contacto abrupto. Fechamientos realizados por CEPEDA-DÁVILA (1973) arrojan edades de 29 Ma para estas rocas.
- La parte Sur, consiste de cuerpos de gabbro de gran tamaño.

Además, afloran dos flujos basálticos más recientes localizados uno al Este y otro al Oeste de la parte Central.

Con base en investigaciones de campo y petrografía, HUBBERTEN y NICK (1986) proponen tres fases magmáticas, la primera de ellas generadora de rocas de carácter alcalino (secuencia de dioritas-monzodioritas-monzonitas del sector Norte), posteriormente una fase

más joven conformada por las rocas alcalinas, que pueden ser más jóvenes o contemporáneas a los gabros; y finalmente la actividad que generó los flujos basálticos.

SIERRA DE TAMAULIPAS

La Sierra de Tamaulipas está delimitada por las coordenadas 23° 30'-22° 30' de latitud Norte y 99° 30' y 97° 45' de longitud Oeste.

Las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas han sido interpretadas por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) como producto de volcanismo de tipo intraplaca, ha excepción de la región conocida como rancho El Salvador, que presenta una firma geoquímica de subducción (VIERA-DÉCIDA, 1999).

De acuerdo a la clasificación química de las rocas, éstas varían de basaltos alcalinos, pasando por hawaiitas hasta basanitas, con presencia de lherzolitas de espinela. En el sector occidental de la sierra, existen rocas volcánicas que varían de basaltos alcalinos y subalcalinos hasta latitas y traquitas. Además, en la zona se presenta una amplia distribución de cráteres y material piroclástico (flanco oriental) y cuerpos intrusivos emplazados en calizas del Cretácico Temprano (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996 y 1997) .

PLANICIE DE TAMPICO

Recibe este nombre una pequeña región muy poco estudiada hasta ahora, que está situada al Sur de la Sierra de Tamaulipas cerca de la ciudad de Tampico, donde afloran rocas basálticas que cubren flysch oligocénicos (CANTAGREL y ROBIN, 1979).

CANTAGREL y ROBIN (1979) fecharon una muestra de basalto rico en olivino, en el cuello volcánico conocido como Monte Auza, obteniendo una edad de 19 Ma. Sin embargo, señalan que la mayoría de los basaltos de la región pueden haberse emplazado en tiempos más recientes, basándose en una probable migración Norte-Sur del magmatismo, lo cual no queda

muy claro dada la poca cantidad de muestras que han sido fechadas en la PAOM, y la falta de una explicación coherente con el entorno geológico y geodinámico de la región.

PALMA SOLA, VERACRUZ

El área de Palma Sola se localiza en los alrededores del macizo que lleva el mismo nombre, al Sureste de la ciudad de Misantla, Veracruz. Se caracteriza por presentar lavas ricas en hiperstena e intrusiones microdioríticas de alrededor de 14 Ma, traqui-basaltos y lavas subsaturadas (basanitas y rocas nefelínicas) de alrededor de 3 Ma (CANTAGREL y ROBIN, 1979). En base a interpretaciones geoquímicas han sido relacionadas a un magmatismo de intraplaca por ROBIN (1976b); CANTAGREL y ROBIN (1979) y OROZCO (1995). Aunque su estudio e interpretación son complicados debido al traslape que presenta esta región con el volcanismo producido por la FVTM.

3.2 EVOLUCIÓN DE LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE FARALLÓN BAJO NORTEAMÉRICA

Sin duda que la reconstrucción de la posición, sentido y dirección de movimiento de las placas, son elementos que brindan gran información y ayudan para reconstruir y modificar configuraciones paleogeográficas, además de brindar información valiosa para explicar el magmatismo en una determinada región. Razón por la cual a continuación se presenta un panorama generalizado de lo que ha sido la evolución de la placa de Farallón, haciendo un especial énfasis en el Norte de México, describiendo de forma generalizada algunos de los datos y afloramientos que han permitido fundamentar interpretaciones sobre la actividad magmática y tectónica en el Norte de México.

3.2.1 DESARROLLO DE LOS ARCOS MAGMÁTICOS MEXICANOS

Pérmico-Triásico Temprano

La presencia de un arco permo-triásico en México que abarcaría desde el Sur de Chihuahua hasta Chiapas, ha sido discutido debido a que por esta época se cree que se acrecieron algunos terrenos que dificultarían la reconstrucción u ocurrencia de este arco. Sin embargo, numerosos fechamientos de rocas volcánicas indican que efectivamente existió un gran arco que estaría situado en la margen Oeste de Pangea, y que de acuerdo a algunos autores abarcaría un área aún mayor, desde el Norte de Sonora hasta Colombia, que en aquella época debió estar unida a México (TORRES *et al.*, 1999; BARTOLINI *et al.*, 1999; LOPEZ *et al.* 2001).

El cinturón granitoide permo-triásico, como se le ha llamado en México, presenta una geoquímica de elementos mayores y traza que es típica de magmas producidos en arcos. Esto queda confirmado por valores de ϵNd que varían de -4.4 a $+2.5$, mismos que indican un emplazamiento a través de corteza continental diferenciada (TORRES *et al.* 1999).

Muy probablemente este cinturón granitoide representa el límite entre los terrenos acrecionados antes y después del ensamble entre Norteamérica-Europa y Sudamérica durante el Pensilvaniense-Pérmico (TORRES *et al.*, 1999).

Durante esta época la margen occidental de México se extendía hasta lo que se considera como la traza de la Mojave Sonora Megashear, esto debido a que el resto del país está constituido por arcos que se acrecieron posteriormente (SEDLOCK *et al.*, 1993; ORTEGA-GUTIERREZ *et al.*, 1994).

De igual manera, México se encontraba unido a Sudamérica por el Sur y probablemente al Bloque de Yucatán en el Oriente. El Golfo de México no había comenzado aún su apertura por lo que a su vez el Bloque de Yucatán estaba unido a África (CONEY, 1983). De esta manera se infiere que este arco magmático debió estar muy cerca de la trinchera.

Jurásico Temprano

DAMON y colaboradores (1981) han sugerido una serie de eventos magmáticos pre-Cretácicos que serían los responsables de la generación de los primeros arcos en México, siendo el primero de estos el emplazamiento de un batolito al Sur de México, durante el Pérmico Tardío. Actualmente, este evento se asocia a uno más general que es el cinturón de intrusivos permo-triásicos descrito con anterioridad. Posteriormente, durante el Triásico Medio, se había establecido un arco magmático de tipo andino que se extendería desde Nevada hasta el desierto de Mojave, y que durante el Jurásico Medio se habría extendido hasta la Cordillera Sur (DAMON *et al.* 1981). Todo esto habría ocurrido antes de iniciar la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio.

Sin embargo, otros autores como CONEY (1983) han sugerido que el magmatismo no fue continuo sino que se presentaba en pequeños arcos que fueron migrando hacia el Sur, y al mismo tiempo migrando a zonas más cercanas o lejanas de la Trinchera pasando de márgenes activos a pasivos, mientras que al mismo tiempo se acrecionaban algunos terrenos a la margen Oeste del Continente.

Las apreciaciones de DAMON y colaboradores (1981) se basaban principalmente en datos geoquímicos y petrológicos, mientras que las de CONEY (1983) se basaban principalmente en interpretaciones tectónicas. El caso es que la configuración y génesis de los arcos pre-Cretácicos no ha sido del todo resuelta.

3.2.2 MIGRACIÓN DEL MAGMATISMO LARAMIDE

Los cambios en los patrones espacio-temporales de un arco obedecen a cambios en la geometría, cinemática y dinámica de los procesos de subducción (LIPMAN *et al.*, 1971; DICKINSON, 1973, JACOB *et al.*, 1977; CONEY y REYNOLDS, 1977; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1978; CROSS y PILGER, 1978; KAY *et al.*, 1987, entre otros). Procesos

que sin duda tuvieron una gran importancia durante la génesis y evolución del magmatismo orogénico en México.

Una de las características más importantes que presenta el arco magmático generado por la subducción de la placa de Farallón, especialmente entre los 70 y 30 Ma, es la gran amplitud que alcanza y su notable lejanía con respecto a la trinchera. Esto hace que este arco sea difícil de estudiar de acuerdo a los modelos comunes que existen sobre génesis y evolución de arcos, cuya línea de investigación ha versado principalmente alrededor de una subducción de bajo ángulo (CONEY Y REYNOLDS, 1977; URRUTIA FUCUGAUCHI, 1978; CROSS Y PILGER, 1978; GLAZNER Y SUPPLE, 1982; SPENCER, 1996), que sería la responsable de las características ya presentadas. Sin embargo, algunos autores como URRUTIA FUCUGAUCHI Y MORTON BERMEA (1997) señalan que una placa subduciendo a un ángulo bajo no basta para generar este tipo de arcos, tan lejanos de la trinchera, sino que hace falta considerar la alternancia entre los eventos de subducción propiamente dicha, y aquellos relacionados o influenciados por un patrón de extensión, sin llegar a ser una zona de rift u otro fenómeno de extensión en el sentido estricto.

Durante el Período inmediatamente anterior a los 120 Ma, la actividad magmática parece reducirse a la presente en el batolito de las Sierras Peninsulares, Oeste de Nevada, Oregon y Washington, en todos los casos cerca del paleomargen continental. Sin embargo, en el período entre 120 y 80 Ma antes de la época presente, esta actividad se extendió a Canadá y México (URRUTIA-FUCUGAUCHI Y MORTON-BERMEA, 1997).

Todavía durante el Cretácico Tardío, hace aproximadamente 80 Ma, la actividad comenzó a migrar lentamente hacia el Este (Figs. 3.3 y 3.4), como resultado del inicio de la orogenia Laramide (CONEY, 1976), misma que se inició con un cambio en la dirección de la placa norteamericana, que al variar de oblicua a frontal con respecto a la placa oceánica Farallón, generaría una convergencia mucho más rápida.

De manera que, entre 70 y 60 Ma, el magmatismo se distribuyó en un área bastante amplia, que en opinión de algunos autores debe ser discontinua y probablemente asincrónica (Ej. URRUTIA-FUCUGAUCHI Y MORTON-BERMEA, 1997).

En el lapso de 60-50 Ma antes del presente, la actividad se desplaza más al Este, con actividad intensa en la parte Norte de las Montañas Rocallosas, en Arizona y Nuevo México (URRUTIA-FUCUGAUCHI Y MORTON-BERMEA, 1997).

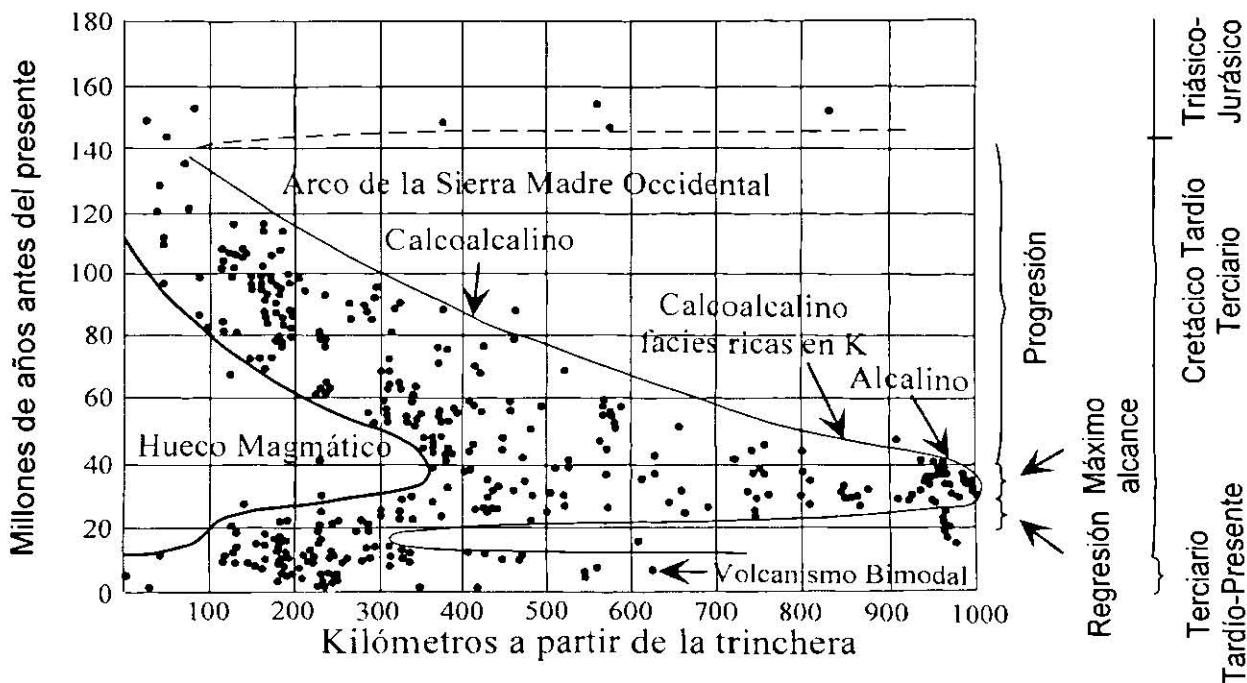


Figura 3.3. Presenta la distribución de muestras en el Norte de México a través del tiempo (CLARK *et al.*, 1979b).

Este mismo patrón continúa hasta hace aproximadamente 45 Ma, cuando el arco alcanza su máxima extensión hacia el Este y permanece ahí hasta hace aproximadamente 40 Ma. A partir de esta edad, comienza una rápida regresión hacia el Oeste como resultado del cambio en el movimiento de placas que ocurrió hace 40 Ma, mismo que se ve evidenciado por el cambio en los patrones de dirección presentados por las Islas Emperador y Hawaii. Este acontecimiento marca el fin de la orogenia Laramide (CONEY, 1977).

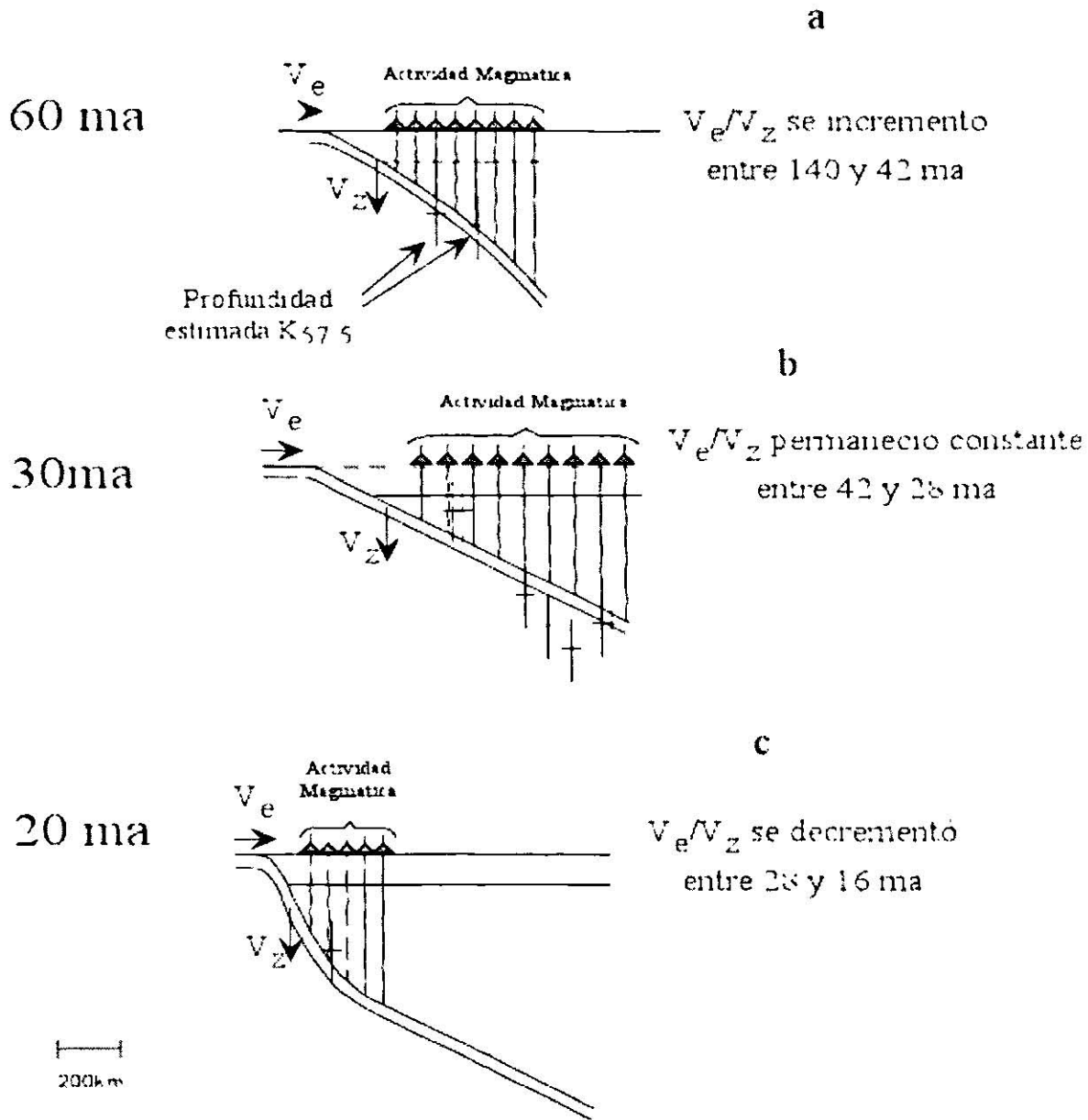


Figura 3.4. Muestra las profundidades de la zona de Benioff calculadas por CLARK y colaboradores (1982) para 15 localidades magmáticas en el norte de México, usando la relación $K_{57.5}$ de DICKINSON (1975), V_e = vector en la horizontal, V_z = Vector a la profundidad .

Durante la regresión del arco magmático, se genera la fase ignimbrítica de la SMOc hace 35 Ma. En esta región claramente pueden distinguirse tres episodios magmáticos asociados a la migración de la placa Farallón. El primero de ellos compuesto por andesitas y granodioritas que se originaron durante la etapa de transgresión del arco; el segundo que es el que aquí se hace alusión, y un tercero que es asociado al evento *Basin and Range*, que generó basaltos alcalinos (DAMON *et al.*, 1981).

Hace aproximadamente 31 Ma ocurre un evento tectónico de gran relevancia, y es el hecho de que la dorsal oceánica choca con la placa Norteamericana, comienza en un principio a la altura de lo que hoy es San Francisco y se extiende después a lo largo de gran parte de la margen continental hacia el Sur, propiciando la fragmentación de la placa Farallón, en Guadalupe y Juan de Fuca (ATWATER, 1989).

Precisamente hace 31 Ma comienza en Trans-Pecos un período de transición entre el magmatismo propiamente de subducción y el de intraplaca, generando en el período de 31-28 Ma un magmatismo bimodal y un cambio en la orientación principal de los esfuerzos tectónicos locales, que entre los 24-17 Ma, sería netamente un magmatismo de tipo intraplaca asociado a un fallamiento normal típico de la provincia de *Basin and Range* (JAMES y HENRY, 1991).

Finalmente, la actividad volcánica continúa su rápida traslación hacia el margen pacífico, y entre los 20-10 Ma se concentra principalmente en un cinturón cercano a la costa, ubicado principalmente en Baja California.

DAMON y colaboradores (1981) basados principalmente en las ideas de CONEY (1976), establecen que el magmatismo, generado desde el Cretácico Tardío a la actualidad, puede presentar algunos hiatus magmáticos que permiten separar algunos eventos tectonomagmáticos de gran relevancia, como lo son: la orogenia Laramide, la perturbación Basin and Range y una orogenia ocurrida en el Terciario Medio, que al parecer no ha sido nombrada.

De igual manera, CONEY Y REYNOLDS (1977) explican las pulsaciones que han sido separadas por el hiatus magmático hace 40 Ma, al correlacionar estos eventos con los cambios en la dirección y sentido de la subducción. Cambios que se supone debieron ocurrir para propiciar el avance del arco magmático hacia el interior del continente, y su posterior regresión. La orogenia Laramide de CONEY (1976) está directamente ligada al primero de estos eventos, mientras que la regresión del arco, marca el fin de la orogenia Laramide y el inicio de la orogenia del Terciario Medio.

Así las cosas, queda claro que el hiatus magmático se sitúa en el período en el que el arco magmático registró su máximo avance hacia el Este y debió haber generado, entre otros complejos ígneos, los cuerpos intrusivos del CCM, que de acuerdo con los fechamientos presentados por SEWELL (1968) tendrían edades de 43-35 Ma, coherentes con las edades para rocas asociadas a subducción en la región de Trans Pecos. No obstante, se debe ser cauteloso ya que estas variaciones en las edades, y el mismo rango de error, podrían situar el magmatismo del CCM dentro de uno u otro evento tectonómagmático, o incluso en ambos si consideramos las evidencias que existen, en general, sobre diferentes pulsos magmáticos en la parte norte de la PAOM.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

El intrusivo Cerro Marcelinos representa, a escala afloramiento, a un cuerpo ígneo altamente discordante con respecto a las rocas sedimentarias marinas del Cretácico. Sin embargo, a escala cuerpo intrusivo, estructuralmente representa un cuerpo lacolítico tipo árbol de navidad, por consecuencia en el sentido general concordante con sus rocas encajonantes. Las rocas que lo encajonan corresponden a calizas de la Formación Aurora y sedimentos de la Formación Kiamichi. La primera representa a la Formación más antigua en el área de estudio, mientras que la segunda y la misma formación Del Río, perteneciente al Grupo Washita, típicamente encajonan dique-estratos (sills) que se emplazan sobre sus unidades o miembros arcillosos. A continuación se describe la estratigrafía del área de estudio.

4.1 ESTRATIGRAFÍA

4.1.1 ROCAS SEDIMENTARIAS

Formación Aurora

La Formación Aurora fue definida por BURROWS (1910) como una secuencia predominantemente calcárea. Su localidad tipo se encuentra en la Sierra de Cuchillo Parado, en el Noreste del estado de Chihuahua. En el área de estudio aflora a manera de cascarones sobre el intrusivo (Fig. 4.1), y aflora a alturas alrededor de los 1,100 m.s.n.m. En términos generales, esta formación se presenta en gran parte del Noreste de México.

La Formación Aurora está constituida por calizas de color gris claro que corresponden a mudstone y wackestone, presenta una estratificación mediana a gruesa, nódulos de pedernal, estilolitas paralelas a la estratificación, abundante macrofauna de rudistas y colonias de algas. Se han reportado espesores de 20–150 m para la región. Sin embargo en el área de estudio no fue posible medir el espesor, debido a que no aflora otra formación más antigua que se encuentre

subyaciendola, y por lo tanto no se puede definir su límite inferior, además de que parte del contacto superior fue totalmente rebajado durante el emplazamiento magmático.

Dentro del área cartografiada, su contacto superior con la Formación Kiamichi es concordante y solo en algunas zonas se observa modificado por la presencia de diques o sills que intrusionan los miembros arcillosos de la Formación Kiamichi (Fig. 4.2). Por su contenido faunístico y posición estratigráfica, se le ha asignado una edad del Aptiano Tardío. Se correlaciona con las Formaciones Otates, Cuchillo y las Uvas, mientras que por su litología y contenido faunístico se sugiere un ambiente de depósito nerítico de aguas tranquilas someras (GONZÁLEZ-RAMOS *et al.*, 1997).

La Formación Aurora, junto con la Formación Kiamichi, se presentan como las formaciones encajonantes para la estructura principal del intrusivo Marcelinos, y presentan mineralizaciones de Fe y algunos minerales secundarios como epidota y granate productos del metamorfismo de contacto.



Figura 4.1 Se observa un bloque masivo de calizas de la Formación Aurora, con la presencia de bandas plegadas de epidota.

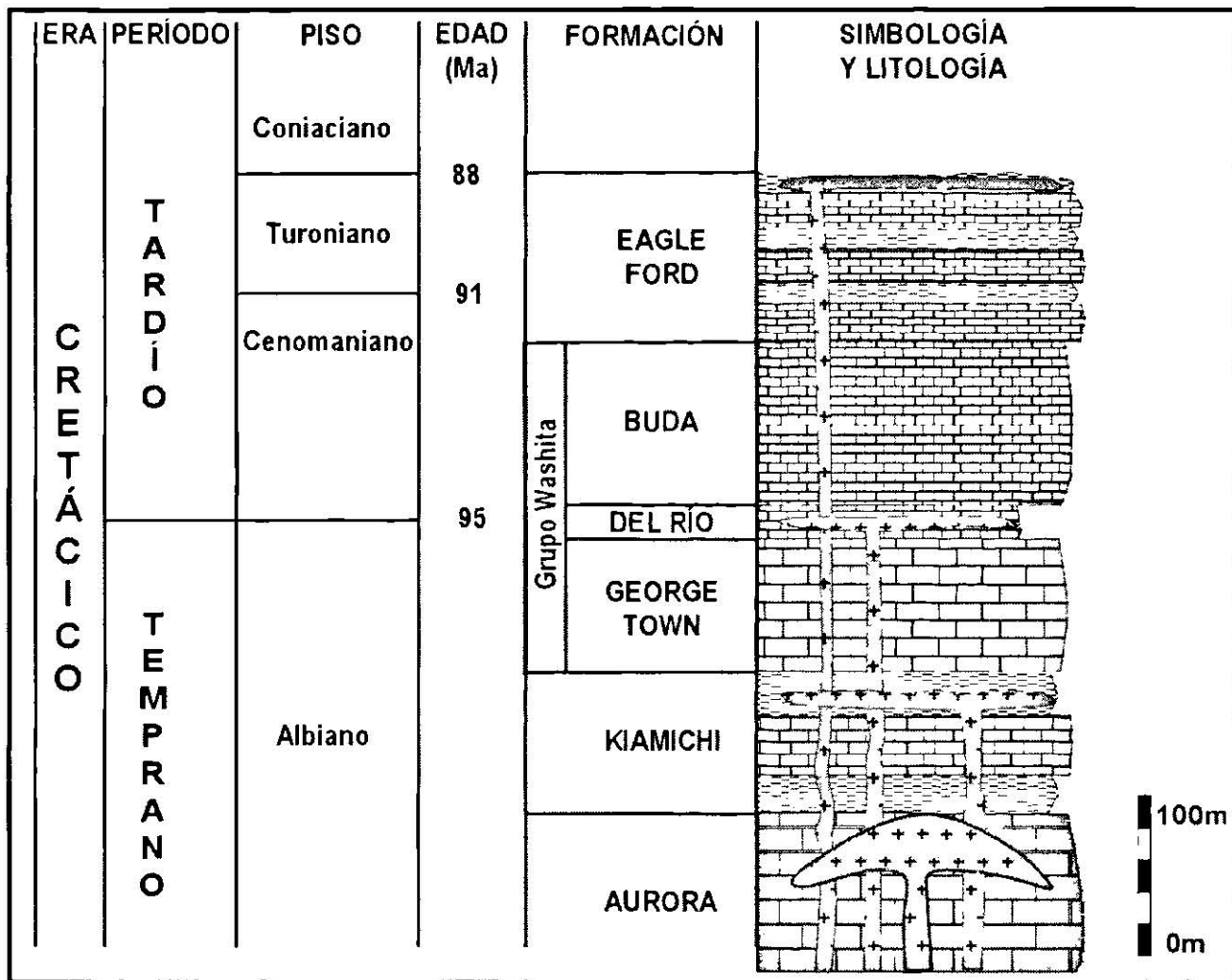


Figura 4.2 Columna estratigráfica del área de estudio. Nótese que la Formación Aurora es la más antigua y junto con la Formación Kiamichi encajona al cuerpo ígneo principal. Además el emplazamiento de sills sobre miembros arcillosos existentes en la secuencia.

Formación Kiamichi

La Formación Kiamichi fue definida como arcillas Kiamita por HILL (1891), ubicando la localidad tipo en las planicies del Río Kiamichi cerca de Fort Towson, Oklahoma. IMLAY (1944) consideró que la unidad formada por sedimentos arcillo-calcáreos de estratificación delgada que presenta la amonita *Oxythopideceras*, y que aflora en el norte de Nuevo León, Coahuila y el oeste de Chihuahua, ocupa la misma posición estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas.

En el área de estudio la Formación Kiamichi aflora formando puertos de erosión, que se ubican en las faldas del intrusivo, estas corresponden a pequeños valles alargados. En muchos de los casos solo aflora el miembro calcáreo, cuyos minerales fueron recristalizados por actividad hidrotermal que se generó durante el emplazamiento del intrusivo.

La Formación Kiamichi consta de dos miembros de lutitas calcáreas nodulares, y un miembro interno de composición calcárea. El miembro calcáreo es el que regularmente aflora en el área de estudio, encontrándose totalmente recristalizado (Fig. 4.3). El miembro calcáreo presenta estratos medianos de alrededor de 30 cm de espesor, según la clasificación de DUNHAM (1962) los estratos calcáreos corresponden a mudstone y wackestone. En la región, su espesor varía entre 20 m y 150 m, mientras que en el área de estudio su espesor es de alrededor de 70 m (Fig. 4.2; ANEXO II).

La Formación Kiamichi sobreyace concordantemente a la Formación Aurora y subyace concordantemente al Grupo Washita (Fig. 4.2). Aunque en algunas ocasiones el contacto entre las Formaciones Kiamichi y Aurora ha sido totalmente rebajado por emplazamiento magmático, de esta forma el cuerpo intrusivo presenta una relación discordante con la Formación Kiamichi.

Con base a su posición estratigráfica y de acuerdo a la fauna colectada en los afloramientos del Golfo de Sabinas, se le ha asignado una edad de fines del Albiano Medio a principios del Albiano Tardío (GONZÁLEZ-RAMOS *et al*, 1997). La Formación Kiamichi se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental, y parte media-superior de la Formación Acatita (GONZÁLEZ-RAMOS *et al*, 1997).

Según GONZÁLEZ-RAMOS y colaboradores (1997), los sedimentos arcillosos de la Formación Kiamichi indican un depósito de plataforma con sedimentación pelágica de agua de poca profundidad y una continua subsidencia de la plataforma.

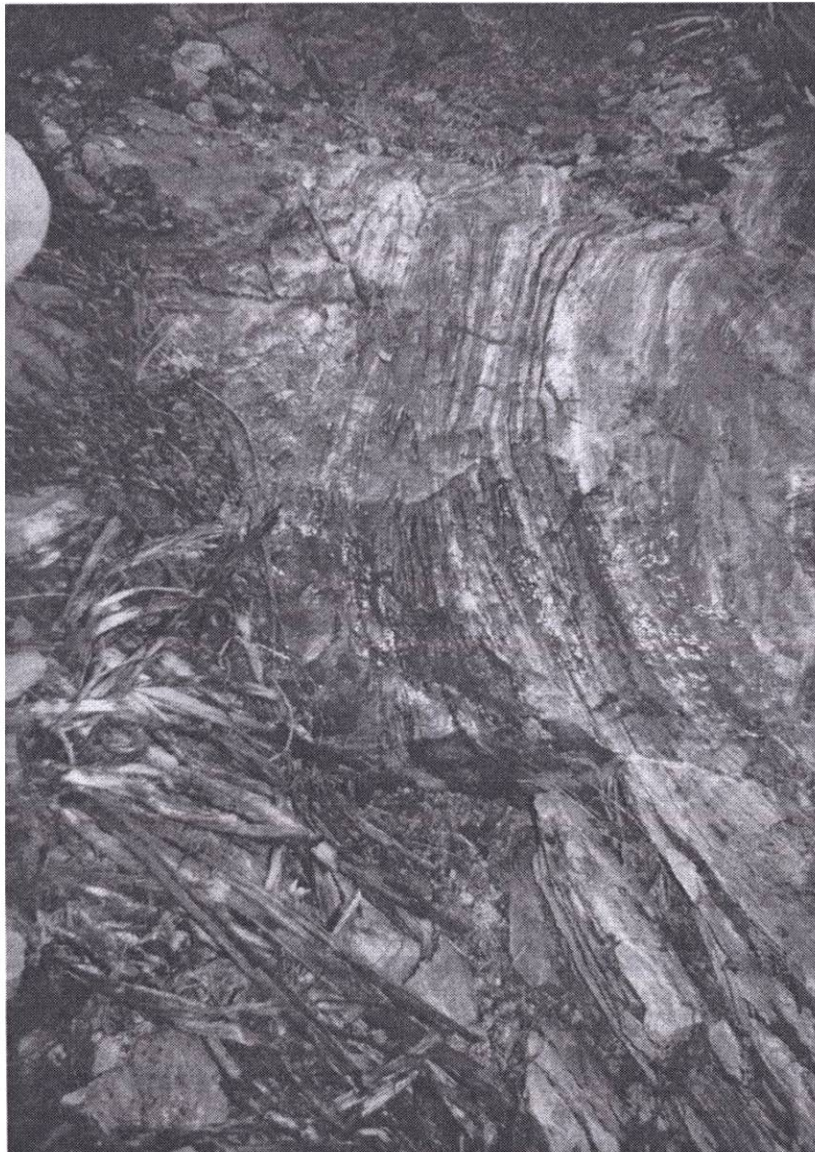


Figura 4.3 Afloramiento que muestra las calizas recrystalizadas de la Formación Kiamichi. En la fotografía también se observan algunos pliegues pequeños, que al parecer se formaron durante la intrusión del plutón.

Grupo Washita

El grupo Washita fue definido por HUMPHREY (1956), quien identificó unidades de sedimentos finos y rocas carbonatadas del Albiano Tardío que se encuentran en el Noreste de México y las correlacionó con la localidad tipo que se encuentra al Noreste de Marshall, Oklahoma y que consta de las Formaciones Georgetown, Del Río y Buda.

En la zona de estudio, solo aflora una pequeña porción de su espesor real, debido a que se encuentra cubierta en algunas zonas por bloques del intrusivo, o intrusionada por dique-estratos, sobre todo en la Formación del Río. Regionalmente aflora en las Sierras de San Marcos y Pinos, La Purísima, Agua Chiquita, Sacramento, La Gloria, La Gavia, Azul, La Nariz, Tía Chena, De Enmedio, Gomas, Pájaros Azules, Milpillitas y Lampazos. En la Sierra de La Gloria, el Grupo Washita cambia de facie, para constituir a la Caliza Monclova. En la Sierra de La Paila y Alamitos, cambia a la Formación Treviño. El Grupo Washita indiferenciado aflora en la porción norte de la Sierra de San Marcos y Pinos, en la mesa San Esteban, parte sur de la Sierra La Gloria y en los flancos de la Sierra de Lampazos (GONZÁLEZ-RAMOS *et al*, 1997). La litología característica para cada formación de este grupo es la siguiente:

Formación Georgetown: Se compone de una secuencia de calizas y calizas arcillosas de estratos delgados y medianos (15 a 40 cm de espesor), que presentan una textura que va de mudstone a wackestone, presenta un color de intemperismo gris oscuro, además de lentes y nódulos de pedernal (Fig. 4.4); puede presentar macrofauna de belemnites, amonites y bivalvos. Su espesor en el área de estudio es de alrededor de 70 a 90 m (Fig. 4.2).

Formación del Río: Se compone de una secuencia alternante de lutitas, margas y calizas de estratificación delgada con estructuras nodulares, presenta un color gris claro, pardo y verdoso. En el área de estudio, las arcillas se hayan muy intemperizadas por lo que en la mayoría de los casos se presentan como suelos amarillentos, interrumpidos por la alternancia de estratos de calizas. En otros casos se haya cortada cerca de la superficie por dique-estratos. Esta formación se presenta en puertos de erosión pequeños, pero bien definidos, lo cual ayuda a su identificación. El espesor en el área de estudio varía de alrededor de 30 a 50 m (Fig. 4.2; ANEXO I y II).



Figura 4.4 Afloramiento de la Formación Georgetown, que presenta calizas puras de color gris azulado y algunos nódulos y horizontes de pedernal.

Formación Buda: Esta compuesta por calizas nodulares con intercalaciones de margas, presenta una estratificación ondulante que varía de delgada a mediana (de 10 a 30 cm de espesor.). Presenta un color de intemperismo gris claro (Fig 4.5). El espesor promedio de esta Formación en la región es de 130 m, pero puede alcanzar espesores de hasta 250 m. Su espesor en el área de estudio es de alrededor de los 90 m (Fig. 4.2; ANEXO II).

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

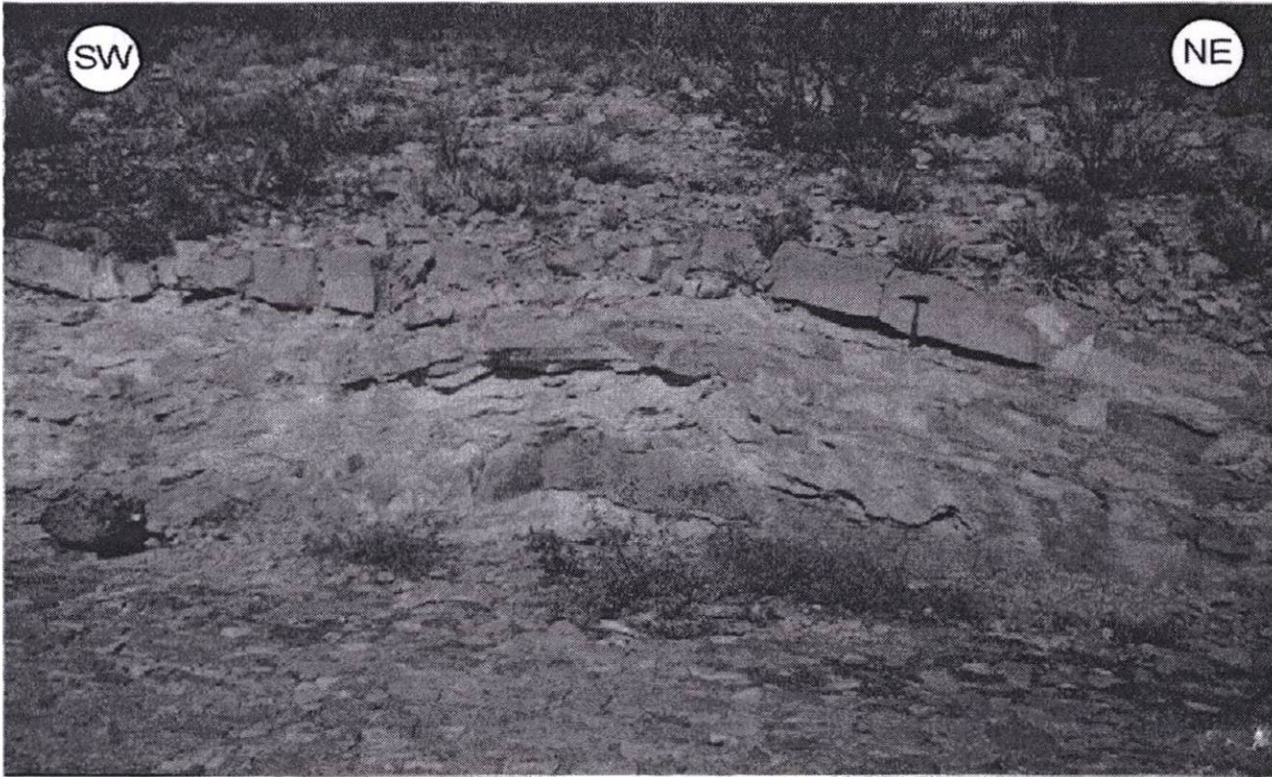


Figura. 4. 5 Afloramiento de la formación Buda, con estratos medianos, ondulantes, típicos para esta formación.

Con base a su posición estratigráfica y por su contenido faunístico se le ha asignado una edad que varía del Albiano Tardío al Cenomaniano Temprano. Se correlaciona con la Caliza Monclova, Formación Treviño y Cuesta del Cura de la Sierra Madre Oriental (GONZÁLEZ-RAMOS *et al*, 1997). El ambiente de depósito es de plataforma abierta de sedimentación predominantemente pelágica con una subsidencia lenta y continua (HUMPHREY y DÍAZ, 1956).

Formación Eagle Ford

ROEMER (1852) fue el primero que mencionó a los sedimentos de las lutitas negras Eagle Ford, en estudios realizados en la región de Brautes, más tarde HILL (1887) colocó

dichos estratos en la base de las Series del Golfo. La localidad tipo se ubica en Eagle Ford, Condado de Dallas.

La Formación Eagle Ford se encuentra ampliamente distribuida en el Noreste de México. En la región, se distribuye extensamente en los flancos de los anticlinales, sinclinales a excepción de las Sierras de San Marcos y Pinos. En el área cartografiada se encuentra aflorando en pequeñas lomas al pie de la sierra y alejada del intrusivo.

Consiste de lutitas laminares de composición calcáreo-carbonosa, presenta un color gris claro que intemperiza a café ocre-amarillento, interestratificadas con mudstone arcilloso de color oscuro (Fig. 4.5). Contiene fósiles como el *Inoceramus Labiatus*. El espesor medio para esta formación varía según autores entre 100-350 m. En la región de estudio no se pudo determinar el espesor de esta formación, debido a que no se aprecia su contacto con la Formación Austin que aflora en otros lugares de la Sierra La Gloria.

Su contacto inferior es concordante con el Grupo Washita y la Caliza Monclova y subyace concordantemente a la Formación Austin, hacia el Oeste de Monclova también subyace a la Formación Parras, en forma concordante y transicional, (GONZÁLEZ-RAMOS *et al.*, 1997). En la zona de estudio sobreyace concordantemente a la formación Buda.

Por su posición estratigráfica, contenido faunístico y presencia del fósil índice *Inoceramus Labiatus* se le asigna una edad del Cenomaniano Superior-Turoniano y se correlaciona con las Formaciones Agua Nueva e Indidura de la SMOr.

Por sus características litológicas y contenido faunístico se considera que ésta formación se depositó en un ambiente marino relativamente somero, de circulación restringida, probablemente con influencia de plataforma externa (GONZÁLEZ-RAMOS *et al.*, 1997).



Figura 4.6 Afloramiento de la Formación Eagle Ford. Se muestran las lutitas de esta Formación en su color real (abajo), y su color de intemperismo (arriba). Esta formación aflora muy poco en el área de estudio.

4.1.2 ROCAS IGNEAS

En el área de estudio las rocas ígneas se distribuyen en el núcleo del intrusivo, y en algunas zonas aledañas, en forma de dique-estratos de hasta varias decenas de metros de espesor, y en una gran cantidad de diques que alcanzan espesores no mayores de 3 m.

A nivel regional GONZÁLEZ-RAMOS y colaboradores (1997) reportan que las rocas ígneas predominantes en la región varían de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica. Este tipo de roca también son las predominantes dentro del área de estudio (Fig. 4.7). En muestra de mano la roca es de color gris claro a gris oscuro, presenta textura fanerítica, estructura compacta, donde los minerales principales son: plagioclasas, feldespatos alcalinos, cuarzo, hornblenda, biotita, clorita y apatito.



Figura 4.7 Afloramiento de un dique-estrato félsico de composición granodiorítica con alteración ligera. La altura de la fotografía corresponde a aproximadamente 1.20 m.

El cinturón de cuerpos intrusivos que se encuentra en la carta Monclova 1:250,000 corta a la secuencia estratigráfica de rocas sedimentarias marinas de la región; desde las lutitas y areniscas afectadas por bajo grado de metamorfismo del Paleozoico, hasta lutitas, lodolitas y areniscas del Eoceno del Grupo Difunta y de las Formaciones clásticas de la porción Sureste del Golfo de Sabinas (GONZÁLEZ-RAMOS *et al.*, 1997). En el área de estudio, el intrusivo se haya emplazado sobre calizas de la Formación Aurora de un modo concordante y en varios sills, que se intercalan con las calizas de esta Formación y de los miembros arcillosos de las Formaciones Kiamichi, Del Río y de la misma Formación Eagle Ford. Debido a lo anterior, se propone un modelo de emplazamiento lacolítico tipo árbol de navidad para este plutón (ANEXO II, sección geológica).

Con base en fechamientos, utilizando el método K-Ar, de 9 muestras en el cinturón Candela Monclova (CCM), SEWELL (1968) determinó edades para diferentes cuerpos de 43 a 35 Ma (Eoceno Tardío).

Los intrusivos que afloran en la región, se consideran como el resultado de las últimas pulsaciones del magmatismo asociado a la subducción en el Noroeste de México (MORTON-BERMEA, 1995). Sin embargo, hace falta una mayor cantidad de estudios estructurales de campo para determinar con mayor precisión si el magmatismo es pre, sin o post-tectónico, así como estudios geoquímicos para determinar el origen del magmatismo, incluyendo el del Plioceno y Cuaternario.

4.1.3 DEPÓSITOS CUATERNARIOS (No Consolidados)

En la zona cartografiada solo se presentan depósitos aluviales en una dimensión cartografiable, pues el material de coluvión solo se haya en algunos lugares bordeando pequeños cañones y las terrazas no son frecuentes ni muy amplias, debido a la gran distancia que existe entre el área de estudio y el río Monclova, que es el más cercano.

Depósitos aluviales

Estos depósitos están formados principalmente por gravas, arenas, limos y arcillas que se encuentran rellenando los valles. En algunas zonas del área cartografiada, sobre todo en la porción Suroeste, estos materiales cubren casi en su totalidad a los afloramientos de la Formación Buda, ya que únicamente afloran unos pequeños horizontes sobre arroyos menores donde la erosión a cortado el relieve. Aunque no es posible en estas zonas delimitar el contacto real entre formaciones, si es posible inferirlo con base en el espesor que se ha medido en otras zonas de ésta área de estudio.

4.2 ASPECTOS ESTRUCTURALES

En el intrusivo Marcelinos se observó una clara distribución radial de los esfuerzos principales alrededor del intrusivo, esto en base a las observaciones e interpretaciones de fracturas de cizalla.

También se observa un levantamiento de las capas, con un incremento en el buzamiento hacia el contacto intrusivo-roca encajonante, y la presencia de pliegues pequeños, no muy apretados, lo mismo que pliegues mayores bastante suaves que en general presentan direcciones de compresión radiales al intrusivo.

El estilo de deformación que domina en el área de estudio, es el ocasionado por la intrusión del cerro Marcelinos, así lo muestran las capas sedimentarias plegadas alrededor del intrusivo. Se observaron muy pocos datos que pudieran indicarnos un origen regional asociado a la orogenia Laramide.

4.3 ESTRUCTURA DEL INTRUSIVO CERRO MARCELINOS Y SU RELACIÓN CON UN ASCESO A TRAVÉS DE DIQUES

4.3.1 Mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas

Existen una gran cantidad de estudios que tienen como fin explicar las causas por las cuales asciende el magma hasta la corteza superior y es capaz de generar grandes complejos ígneos, tanto extrusivos como intrusivos, de las más variadas formas y características; y al mismo tiempo explicar los mecanismos a partir de los cuales es posible generar el espacio para dicho ascenso y el posterior emplazamiento de los magmas. Para ello se han realizado toda clase de investigaciones, algunas demasiado teóricas basadas en teoremas matemáticos aplicados a la complejidad geológica, y otras demasiado experimentales, que pretenden resolver la problemática a partir de modelos de laboratorio que simulan las condiciones fisicoquímicas a las que estarían sometidos los magmas. Estas ideas principalmente surgieron

a partir del siglo antepasado, teniendo a GILBERT (1877) como uno de sus más grandes exponentes.

Los lacolitos fueron definidos por GILBERT (1877) con base en la forma en que se emplazan, que básicamente puede resumirse en:

- 1) Ascenso inicial a través de diques verticales que en un momento dado según las condiciones de la corteza siguen una propagación lateral.
- 2) Propagación de diques y sills en proporciones similares en áreas específicas.
- 3) Inflación y levantamiento de las rocas sobreyacentes. De acuerdo a este modelo todas las formas de lacolitos, quedan comprendidas entre dos extremos, los lacolitos punchados y los árboles de navidad, como parece ser el intrusivo Marcelinos.

- **Los lacolitos punchados** tienen la parte superior inflada, presentan fallas periféricas y flancos cercanamente verticales. En este tipo de lacolitos, la carga litostática resulta en cizalla fallida en la periferia, y produce un lacolito cilíndrico punchado (CORRY, 1988). Así mismo, es probable que este tipo de lacolitos solo se formen en la epizona. Este tipo de lacolitos comúnmente tienen márgenes discordantes y cizallados como los de un stock. La presencia de un techo concordante, indica que el intrusivo es un lacolito, pero si el techo está completamente erosionado, pueden necesitarse algunas mediciones geofísicas para distinguir un stock de un lacolito (CORRY, 1988).
- **Los lacolitos tipo árbol de navidad** (Fig. 4.8) no presentan fallas periféricas, tienen la apariencia de domos redondeados, y las capas suprayacentes son continuas a través de ellos. Mecánicamente, son producto de múltiples intrusiones a diferentes niveles, la más profunda de las cuales, suele ser la de mayor alcance horizontal. CORRY (1988) ha modelado este tipo de lacolitos computado, sus trayectorias de esfuerzo indican que no existen concentraciones de esfuerzo de cizalla en la periferia del dique-estrato, a

causa de la interferencia de esfuerzo predicha a partir de dique-estratos cercanos (CORY, 1988).

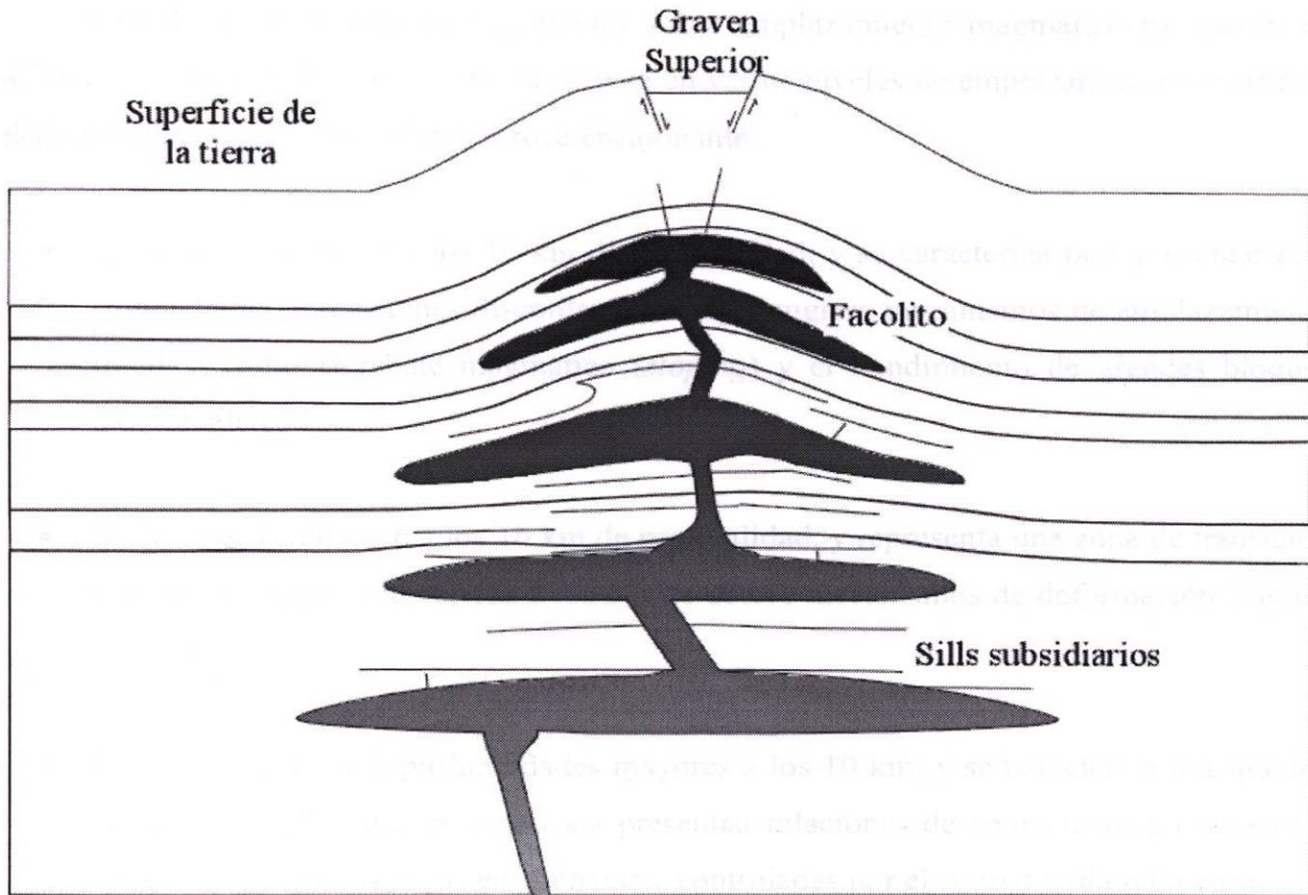


Figura 4.8. Muestra un esquema general para un emplazamiento lacolítico de tipo árbol de Navidad, CORY (1988).

Los modelos teóricos indican que el diámetro de los lacolitos es afectado por al menos los siguientes parámetros:

- 1) El número de dique-estratos que forman la intrusión
- 2) La compresibilidad de las rocas suprayacentes
- 3) La profundidad de la intrusión
- 4) El esfuerzo horizontal

De manera que no existe una simple relación entre la profundidad de la intrusión y el diámetro del lacolito. Sin embargo si parece existir una relación entre la presión del magma en ascenso y la presión encajonante.

Uno de los trabajos más importantes sobre emplazamiento magmático ha sido el de BUDDINGTON (1959), que dividió la corteza en varios niveles de emplazamiento a partir de relaciones de contacto entre plutón y roca encajonante:

- Epizona, va de los 0 a los 10 km de profundidad, y se caracteriza por presentar casi completamente relaciones discordantes, lo que sugiere mecanismos de emplazamiento frágiles, como el rebaje magmático (*stopping*) y el hundimiento de grandes bloques individuales.
- Mesozona, va de los 6 a los 16 km de profundidad, y representa una zona de transición entre los niveles de la corteza a los cuales ocurre mecanismos de deformación frágiles y dúctiles.
- Catazona, se ubica a profundidades mayores a los 10 km, y se caracteriza por que los intrusivos emplazados en esta zona presentan relaciones de contacto preferentemente concordantes con las rocas encajonantes, controladas por el flujo dúctil de las roca.

Ahora bien, existen cuatro mecanismos principales mediante los cuales se generan espacios que después pueden ser utilizados para el emplazamiento de magmas dentro de la corteza continental (PATERSON *et al.*, 1991), estos son:

- Ascenso del Moho
- Desplazamiento de la superficie
- Pérdida de volumen
- Contracción elástica

La generación de espacio dentro de la Corteza, permite que el magma que asciende se emplace sobre los espacios creados por cualquiera de los procesos anteriores.

Los principales mecanismos mediante los cuales asciende el magma a través de la corteza son: **diques y diapiros** (BUDINGTON, 1959). El exceso de presión de la fuente y/o la cámara magmática, así como también la diferencia de densidades entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes, son las fuerzas principales que controlan la propagación de los diques y el ascenso de diapiros dentro de la corteza (PITCHER, 1979, MARSH, 1982, CRUDEN, 1990, PATERSON *et al.*, 1991). A continuación se describen las condiciones en las cuales ocurre el ascenso de magma a través de cada uno de estos mecanismos (Tabla 4.1).

Ascenso a través de diques

Los principales procesos involucrados en el emplazamiento de diques, son:

- **Nucleación de fracturas;** Los diques generan sus propias fracturas durante su propagación debido a la concentración del esfuerzo tensil en la punta del dique.
- **Explotación de Fracturas;** la explotación de fracturas ocurre por la dilatación de la fractura por medio de fluidos en el frente del magma que facilitan que la fractura sea invadida por el magma o la masa de cristales.

Sin embargo, existen factores que limitan la propagación de diques, estos son:

- Intrusión dentro de un nivel de flotabilidad neutral.
- Intersección de zonas isotrópicas muy quebradizas que ocasionan la ramificación del dique.
- Barreras de esfuerzo.
- Mecanismo Cook-Gordon (COOK Y GORDON, 1964). Existen dos tipos de esfuerzos actuando en la punta del dique, el primero (S_x) es paralelo al dique, y el segundo (S_y) es perpendicular a la dirección de propagación. Cuando el S_x , no es lo suficientemente

grande, entonces el dique tiende a desplazarse horizontalmente, sobre planos (generación de sills).

- Intersección de zonas altamente dúctiles (horizontes saturados de agua).
- Intersección con superficies de movimiento (zonas de cizalla).

Tabla 4.1. Características principales del ascenso-emplazamiento de diques y diapiros (Modificada de PATERSON *et al.*, 1991).

Características	Diques	Diapiros
Velocidad de ascenso y deformación	Rápida	Lenta
Roca encajonante	Rocas elásticas	Rocas viscosas
Ascenso	Controlado por la viscosidad del magma y sobrepresión de la fuente	Controlado por la viscosidad de la roca encajonante y por presión litostática
Sismicidad	Sísmicos	Asísmicos
Trayectoria	Sobre el plano normal a σ_3	Vertical (geométrica)
Volcanismo asociado	Erupciones fisurales	Erupciones centrales
Xenolitos	Son transportados	Son agregados
Ejemplo	Hawaii	Arcos de islas

Estructuras Lacolíticas

Los lacolitos son intrusiones que se distribuyen de una manera horizontal en la parte superior de la litósfera, como delgados dique-estratos, y subsecuentemente deforman la roca en el techo de la intrusión. Aunque de manera arbitraria, generalmente se considera que un cuerpo ígneo con un espesor mínimo de 30 m, emplazado de forma concordante, puede ser llamado lacolito en lugar de dique-estrato o sill, que usualmente miden entre 1 y 10 m de espesor. CORRY (1988) ha propuesto que las intrusiones mayores de 10 m de espesor, pero menores de 30 m, deberían ser consideradas como protolacolitos, si el techo está mecánicamente deformado. Pero resulta evidente que existen muchas variantes y datos teóricos que no han sido del todo comprobados. Sin embargo, de acuerdo a DALY (1933) y CORRY (1988), existe un consenso en las siguientes características que presentan los lacolitos:

- a) Los lacolitos se forman por intrusiones forzadas de magma e inicialmente están completamente encajonadas por las formaciones invadidas, excepto a lo largo del relativamente cercano canal alimentador.
- b) Como los sills, los contactos de los lacolitos comúnmente siguen un plano de estratificación, sin embargo se han documentado casos en los que la intrusión corta a través de la estratificación. El plano de la intrusión permanece sensiblemente paralelo a la superficie de la tierra al tiempo de la intrusión.
- c) En secciones transversales, los lacolitos ideales de GILBERT (1877), tienen la forma de un plano, convexo o biconvexo, inflado.

Una característica a destacar, es la rapidez con la que los lacolitos crecen. Cálculos de tiempo de enfriamiento para el dique-estrato invasor, y observaciones del crecimiento de dos lacolitos en Japón indican que, muchos lacolitos crecen hasta alcanzar sus dimensiones completas en menos de un año. Según CORRY (1988) la actividad intrusiva puede continuar en el área por un tiempo considerable después de que el lacolito intrusionó, pero la formación del lacolito por sí mismo es un evento geológico instantáneo.

Los datos gravimétricos de un número substancial de lacolitos félsicos en el Oeste de los Estados Unidos revela contrastes de densidades entre los lacolitos y la roca encajonante que no son detectables. De manera que este tipo de datos apoyan fuertemente la hipótesis de que el control del nivel de la intrusión para lacolitos félsicos es una función del contraste de densidad entre el magma que asciende y la densidad promedio de la roca encajonante (CORRY, 1988).

El emplazamiento de lacolitos es un proceso predominantemente mecánico. Evidencia para asimilación de las paredes encajonantes o alteración extensiva, raramente se encuentran asociadas con las intrusiones lacolíticas. Sin embargo, pequeños lentes de roca encajonante que pueden encontrarse entre dique-estratos, en lacolitos tipo árbol de navidad, pueden estar altamente metamorfizados o parcialmente asimilados.

Discutiendo la forma de emplazamiento del intrusivo Cerro Marcelinos, podemos mencionar que el cuerpo principal del Cerro Marcelinos es un intrusivo que presenta una forma circular algo irregular en vista en planta (ANEXO I), una notable variación en la composición y el tamaño de grano de las muestras presentes, predominando una textura porfírica para la mayoría de las muestras analizadas. Una gran cantidad de diques y sills que rodean al cuerpo ígneo principal, que alcanzan grandes distancias con respecto al intrusivo, cortan a las formaciones que afloran en el área de estudio, particularmente es muy característico la gran cantidad y el espesor que alcanzan los sills que se emplazan en los miembros arcillosos de las formaciones Kiamichi, Del Río y Eagle-Ford.

Se observa también una relación concordante, en el sentido general, del cuerpo ígneo con las Formaciones Aurora y Kiamichi que lo encajonan, apreciándose además una marcada disminución en la inclinación de los estratos del contacto plutón-roca encajonante hacia el valle o las zonas topográficamente más bajas. Todo esto hace pensar en un ascenso a través de diques (texturas, presencia de sills, diques y relaciones locales discordantes) y un emplazamiento lacolítico, de tipo árbol de navidad, en niveles someros de la corteza superior.

Así es, que en base a las características presentadas para los lacolitos, parece claro que el intrusivo Marcelinos presenta características muy similares a las que se describen para los lacolitos tipo árbol de navidad. Por lo que se propone que este cuerpo intrusivo se propagó por medio de diques a través de fracturas generadas por la deformación que produjo la orogenia Laramide en la región; y a través de límites entre miembros y zonas con alto contenido de arcillas, que muy probablemente sirvieron como zonas de flotabilidad neutral. Una vez emplazado el cuerpo principal a manera de un gran dique-estrato este debió haberse inflado al continuar el ascenso del magma (Fig. 4.9), levantando de este modo las capas sedimentarias de las formaciones que sobreyacen el intrusivo. Debido al carácter todavía plástico y dúctil del intrusivo y a la fuerte presión que ejercía sobre la roca encajonante, este debió capturar principalmente bloques de la Formación Aurora, mismos que no sufrieron una deformación demasiado intensa en la mayoría de los casos (Fig. 4.10). Todo esto puede proporcionar valiosa información a la hora de interpretar la evolución composicional de este tipo de cuerpos

ígneos, la manera y el nivel cortical al que se emplazan y el tipo o tipos de pulsos magmáticos que se asocian a ellos. Este tema se abordará un poco más en la discusión (Capítulo VII).

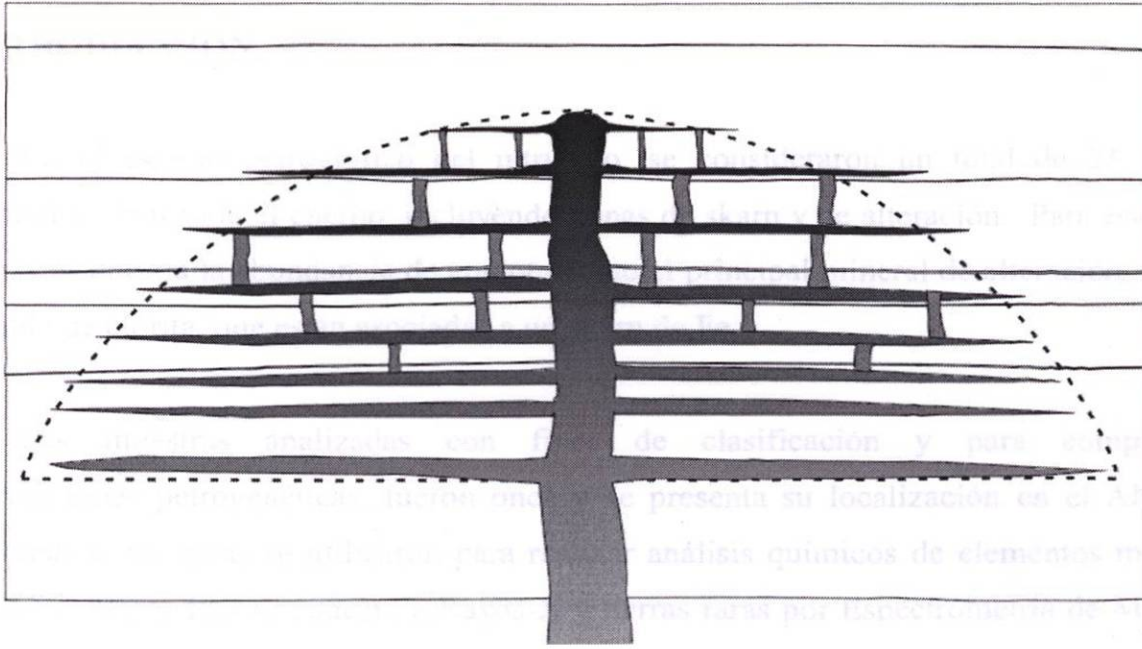


Figura 4.9. Esta figura esquematiza la manera en la que habría ascendido el magma a través de un gran dique alimentador, hasta niveles someros de la corteza superior, donde se habría generado un enjambre de diques y sills que evolucionarían a capturar y desplazar vertical y lateralmente las rocas encajonantes como se muestra en la Figura 4.10.

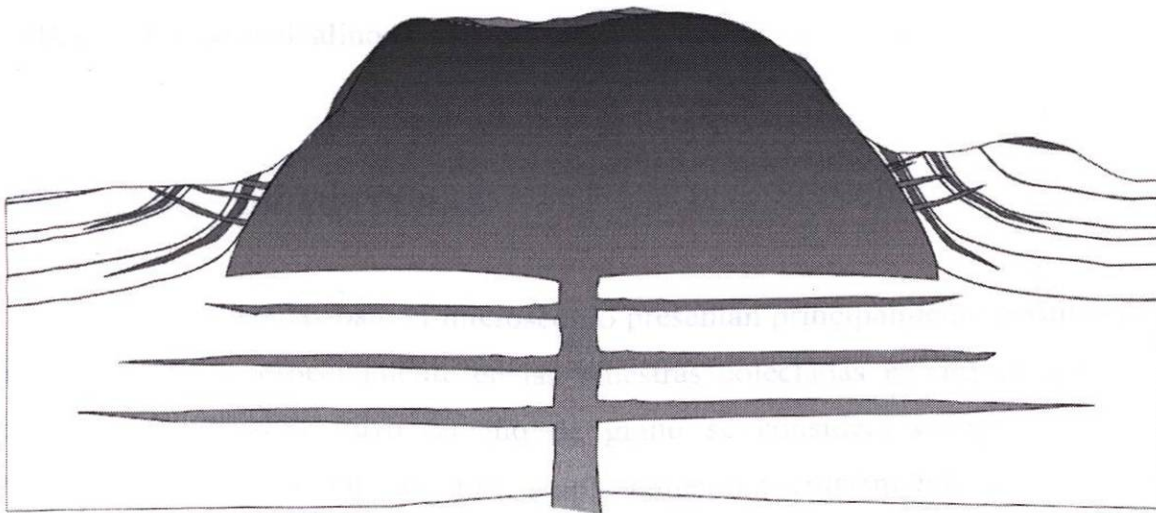


Figura 4.10. Esta figura esquematiza la manera en la que se habría abombado el intrusivo, desplazando las capas sedimentarias e incorporando algunos bloques de la Formación Aurora dentro de la cámara magmática.

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA

5.1 INTRODUCCIÓN

En el estudio petrográfico del intrusivo, se consideraron un total de 23 muestras procurando cubrir todo el cuerpo, incluyendo zonas de skarn y de alteración. Para este tipo de muestras es notoria la abundancia de epidota como el principal mineral de alteración, y un alto contenido de clorita, que están asociadas a un skarn de Fe.

Las muestras analizadas con fines de clasificación y para complementar interpretaciones petrogenéticas, fueron once y se presenta su localización en el ANEXO I. Éstas mismas muestras se utilizaron para realizar análisis químicos de elementos mayores y algunas trazas por Fluorescencia de Rayos-X y tierras raras por Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo.

Las muestras analizadas, básicamente son rocas leucocráticas que generalmente presentan grano mediano a grueso (1-7 mm). Con abundante presencia de anfíboles, principalmente, y una notable variación en la abundancia de cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg), biotita (Bi) y feldespato alcalino (FA).

5.2 DESCRIPCIÓN DE TEXTURAS

Las rocas analizadas bajo el microscopio presentan principalmente texturas porfiríticas y glomeroporfiríticas, especialmente en las muestras colectadas en diques o dique-estratos que bordean el intrusivo, cuyo tamaño de grano se considera como una característica importante producto del rápido ascenso, emplazamiento y enfriamiento que experimentaron los magmas en el área de estudio.

- Las *texturas porfíricas*, se caracterizan por presentar cristales de gran tamaño (fenocristales de plagioclasa) embebidos en una matriz de pequeños cristales o microcristales de plagioclasa y hornblenda. Los feldespatos alcalinos, biotita y cuarzo se presentan en menor proporción. Una variante de este tipo de textura, es el llamado *glomeroporfírico*, en el que los fenocristales se encuentran aglomerados, formando grupos de fenocristales unidos (Fig. 5.1).

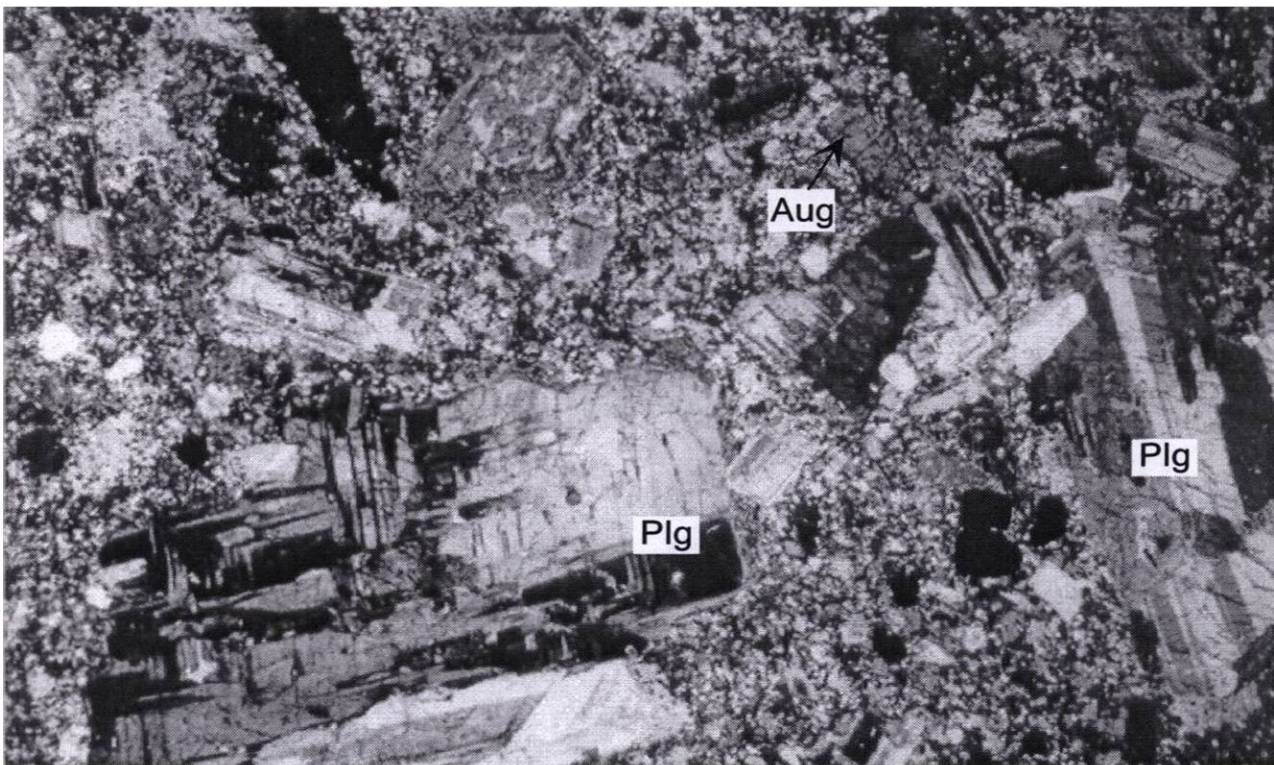


Figura 5.1 En esta micrografía de la muestra R11, se observa una típica textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, y una matriz de microcristales de plagioclasa y hornblenda, nicoles cruzados, la base de la fotografía cubre un campo visual de 5.33 mm.

También se encontraron algunas otras texturas en las muestras, siendo las principales:

- *Texturas granudas idiomórficas e hipidiomórficas*, que se caracterizan por presentar cristales de tamaño cercanamente homogéneo. Este tipo de textura se encontró principalmente en rocas del cuerpo ígneo principal, en su parte central, donde se

observan cristales idiomórficos de plagiocalas y feldespatos alcalinos. Los contactos entre cristales son principalmente rectos (Fig. 5.2).

- *Textura intergranular*, se presenta solo en pequeñas porciones de las muestras analizadas, principalmente en las muestras más diferenciadas, como lo fueron las granodioritas en el área de estudio (p. ej. Muestra 4-01, fig 5.5).

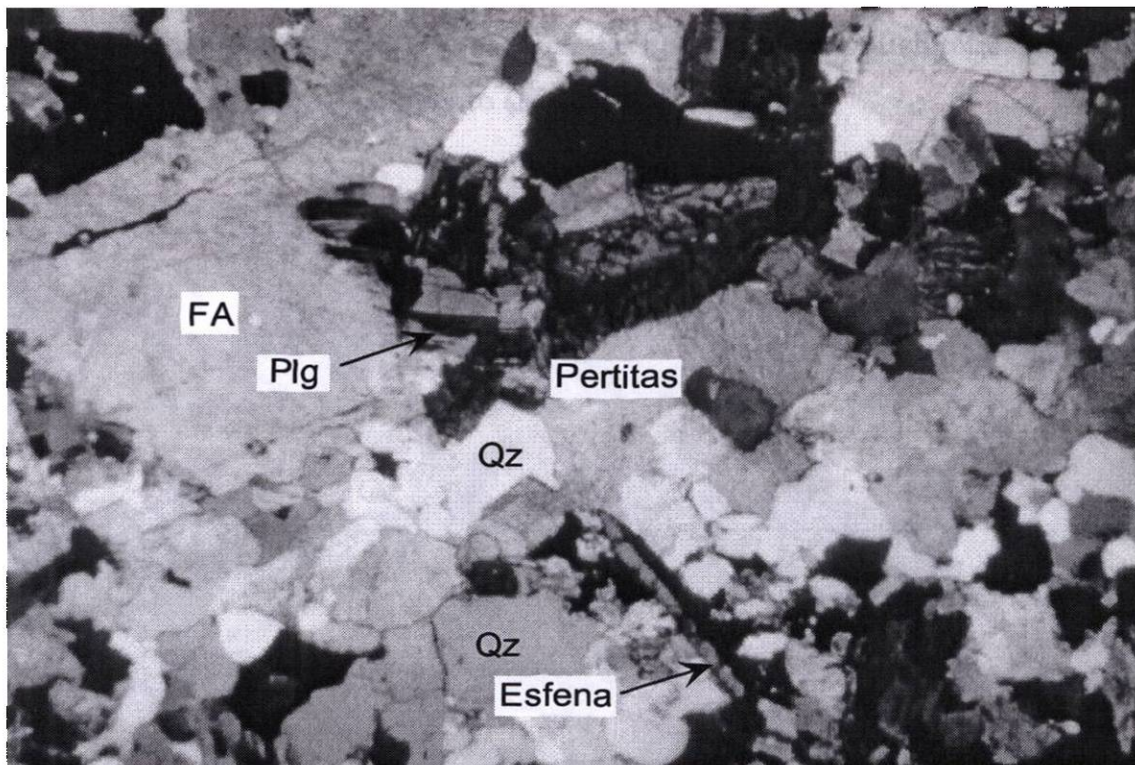


Figura 5.2 Microfotografía de la muestra R10, que presenta una textura granuda hipidiomórfica, con presencia de cristales de plagioclasa, feldespatos alcalinos y cuarzo principalmente, nicoles cruzados, la base de la fotografía cubre un campo de 5 mm.

5.3 DESCRIPCIÓN DE MINERALES

Los minerales principales en las muestras son: plagioclasa, feldespatos alcalinos, cuarzo, hornblenda y augita. Los minerales accesorios principales son: Apatito, Circón, Óxidos de hierro y Clorita. A continuación se presenta una descripción detallada de los minerales presentes en las rocas, iniciando en orden de abundancia.

Plagioclasas

Para la mayoría de las muestras, la plagioclasa corresponde al mineral constituyente principal. Se determinó que los tipos de plagioclasa predominantes en las muestras analizadas son: oligoclasas y andesinas, lo mismo que resulta de los resultados arrojados por el análisis normativo realizado a las muestras a partir de la Norma CIPW calculada (Tabla 6.4). Los cristales de plagioclasa se encuentran lo mismo como fenocristales que como microcristales que componen a la matriz de las rocas. Cuando se presentan como fenocristales, generalmente se encuentran en formas prismáticas y presentan la típica macla polisintética, aunque en algunos casos también presentan zoneamiento (Fig. 5.3).

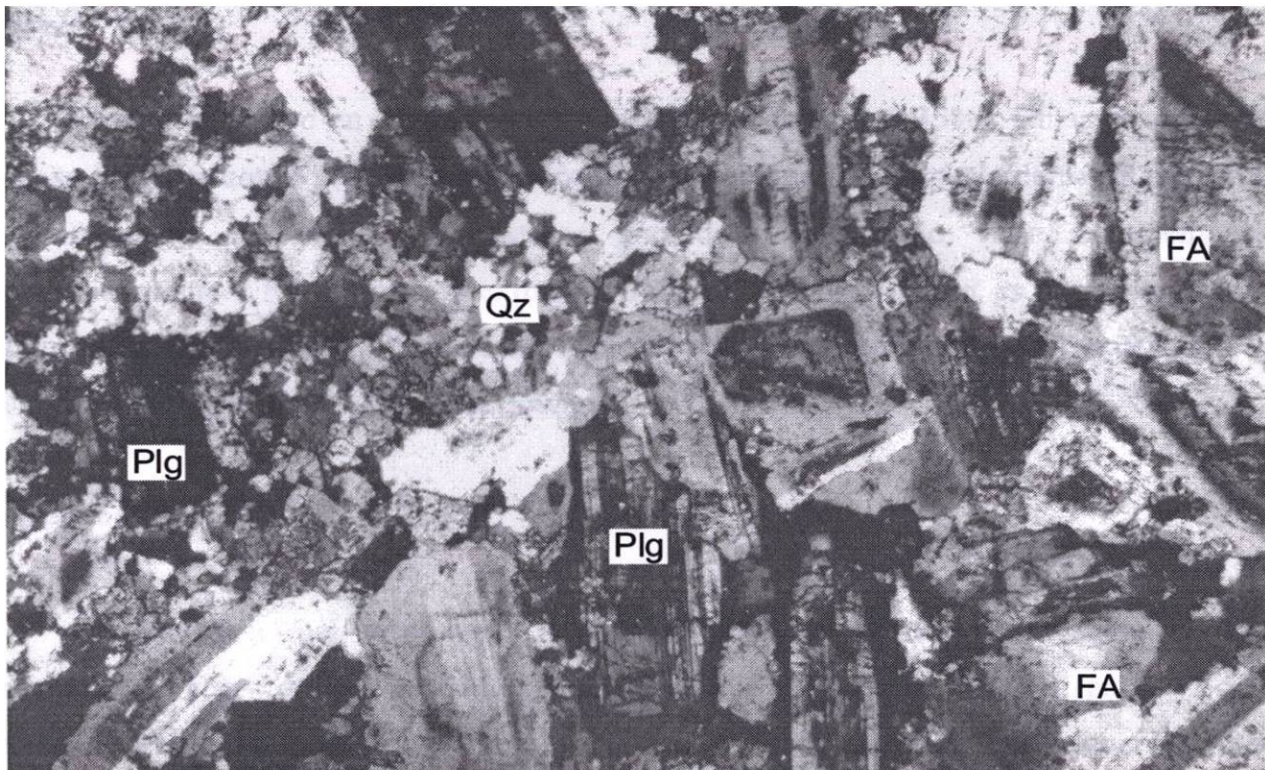


Figura 5.3. Micrografía que muestra algunos cristales de cuarzo intersticial entre plagioclasa y feldespatos alcalinos, textura intergranular, muestra RP 4-01, nicols cruzados, base de fotografía 5.33 mm.

Feldespatos Alcalinos

Los feldespatos alcalinos que predominan en las muestras son: Sanidina, con sus típicas maclas simples, y asociaciones peritéticas, que se hayan en grandes proporciones, también se presenta microclina en algunas muestras, con su típica macla de parrilla. Sin embargo, la microclina solo se presenta en proporciones bastante pequeñas en relación al resto de los feldespatos alcalinos. Comparados con las plagiocalsas, este tipo de minerales se hayan en proporciones menores, con excepción de la muestra R3, que corresponde a una cuarzosienita. También se observó a los feldespatos alcalinos ocurriendo de forma intersticial entre cristales de plagioclasa y hornblenda.

Cuarzo

El cuarzo ocurre en proporciones bastante variables (~5-35%). En la mayoría de los casos se presenta como un cristal xenomórfico muy común en la matriz de rocas porfíricas y muy abundante en rocas con texturas granudas, su tamaño varía notablemente de aproximadamente 0.1-0.4 mm, con extinción ondulosa principalmente, es muy común también su ocurrencia intergranular (Figura 5.3), como ocurre típicamente con los cristales de la etapa tardía de cristalización en la serie de Bowen.

Biotita

En las rocas del intrusivo Cerro Marcelinos, la biotita se presenta de manera xenomórfica, en porcentajes bastante pequeños para la mayoría de la rocas (entre ~1-5%). El tamaño de grano varía de 0.1-0.4 mm y presenta colores marrones con pleocroismo suave colores verde-amarillos, su relieve es ligeramente alto, y al observarse bajo el polarizador se presentan colores de birrefringencia de tercer orden y una textura ojosa de arce moteado (Figura 5.5).

Anfíboles

El mineral principal de este grupo, presente en las muestras colectadas, fue la hornblenda. La hornblenda ocurre como fenocristal en rocas porfiríticas, alcanzando un tamaño de grano de 1-3 mm. Su porcentaje en roca total varía entre 3 y 8 %. En cortes basales, en sección delgada, es un mineral fácil de identificar, ya que presenta un color amarillo-pálido parduzco con un ligero pleocroismo, sus formas son poligonales rectas, especialmente hexágonos, extinción oblicua y dos direcciones de clivaje bien definidas a 56° y 124° (Fig. 5.4).

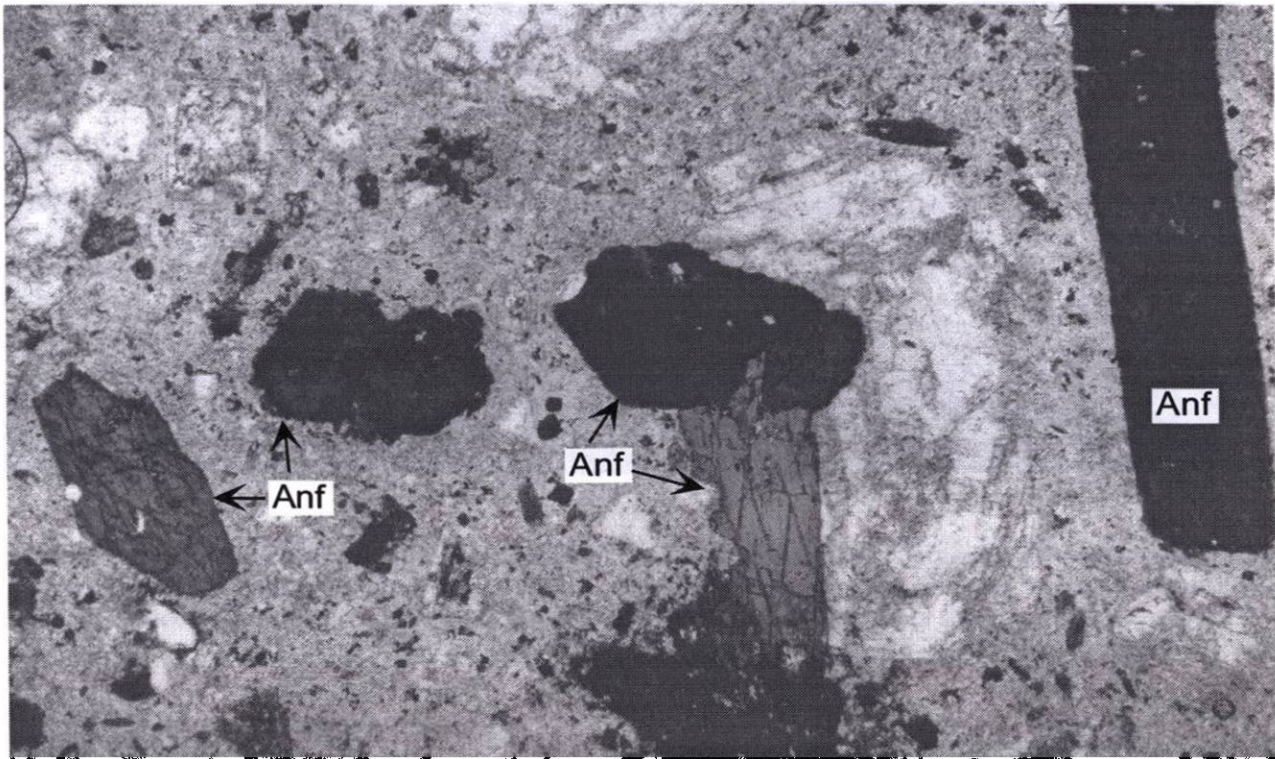


Figura 5.4. En esta micrografía se observan algunos cristales de anfíboles que se distribuyen en una matriz de plagioclasa, muestra RP 8-01, nicoles paralelos, la base de la fotografía representa 5.33 mm de la sección delgada.

Clinopiroxenos

El mineral principal de los clinopiroxenos presente en las muestras es Augita. La augita se presenta en porcentajes modales bastante variados que van desde <1-7%; debido a la

notable diferenciación de las rocas del intrusivo Marcelinos. Este mineral presenta maclas y ocurre en formas rómbicas u octagonales de tamaños de 0.2-0.5 mm. El relieve es alto y presenta colores verde y café pálido con pleocroismo suave (Fig. 5.5), al observarlos con analizador, se presentan colores de segundo orden.

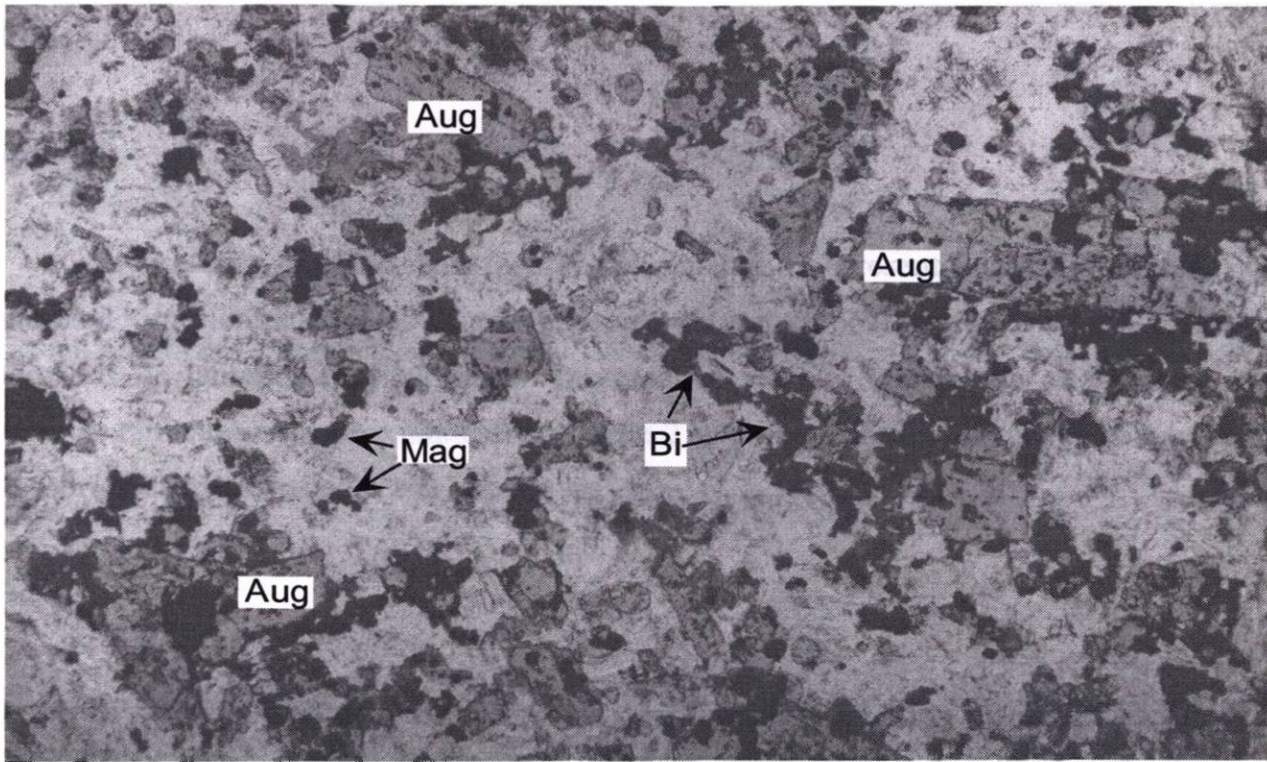


Figura 5.5. En esta micrografía se observan algunos cristales prismáticos alargados de augita que presentan colores verdes tenues, también es notoria la presencia de magnetita, opaco que presenta formas cúbicas muy bien definidas, R 2, nicoles paralelos, la base de la fotografía representa 5.33 mm de la sección delgada.

Clorita

Se haya presente en muestras algo alteradas y como mineral accesorio en el resto de las muestras, presenta un color verde pálido, extinción recta, hábito fibroso alargado, muy característico, relieve medio, exfoliación perfecta y colores de interferencia grises claros hasta de primer orden.

Esfena

Los cristales de esfena en las láminas presentan una típica forma rómbica, algunas veces macladas, con un color marrón. Al analizarse con nicols cruzados presentan un color pardo amarillento muy tenue (Fig. 5.2). En las muestras se presentan en proporciones menores al 1%.

Apatito

Se presenta incoloro, con formas columnares, no presenta un buen clivaje, presenta colores de interferencia grises de primer orden. Es común observarlos divididos en segmentos alargados de tamaños muy similares. Presenta un relieve ligeramente alto y una extinción recta. Su tamaño varía aproximadamente entre 2 y 4 mm. Y generalmente se encuentran como accesorios distribuidos en la mayoría de las láminas.

Circón

Se presenta incoloro, con colores de interferencia que varían entre tonos del tercer al cuarto orden. Se encuentran en pequeñas proporciones en las láminas y su tamaño de grano siempre es menor a los 2 milímetros aproximadamente. Se presenta en formas prismáticas idiomórficas y panidiomórficas.

Opacos

En las muestras analizadas pueden observarse cristales con formas idiomórficas con formas cúbicas excelentemente desarrolladas, lo que hace pensar que muy probablemente se trate de magnetita, que en algunas muestras puede alcanzar hasta el 3% aproximadamente. También se identificaron algunos cristales dendríticos que probablemente se traten de ilmenita, que presenta en proporciones menores al 1%.

5.4 Clasificación de Rocas

La clasificación de las rocas obtenidas en campo, muestra una variación de cuarzdioritas a granodioritas por un lado, y hasta cuarzosienitas por otra parte. Lo que evidencia la variación composicional y modal que existen en el intrusivo.

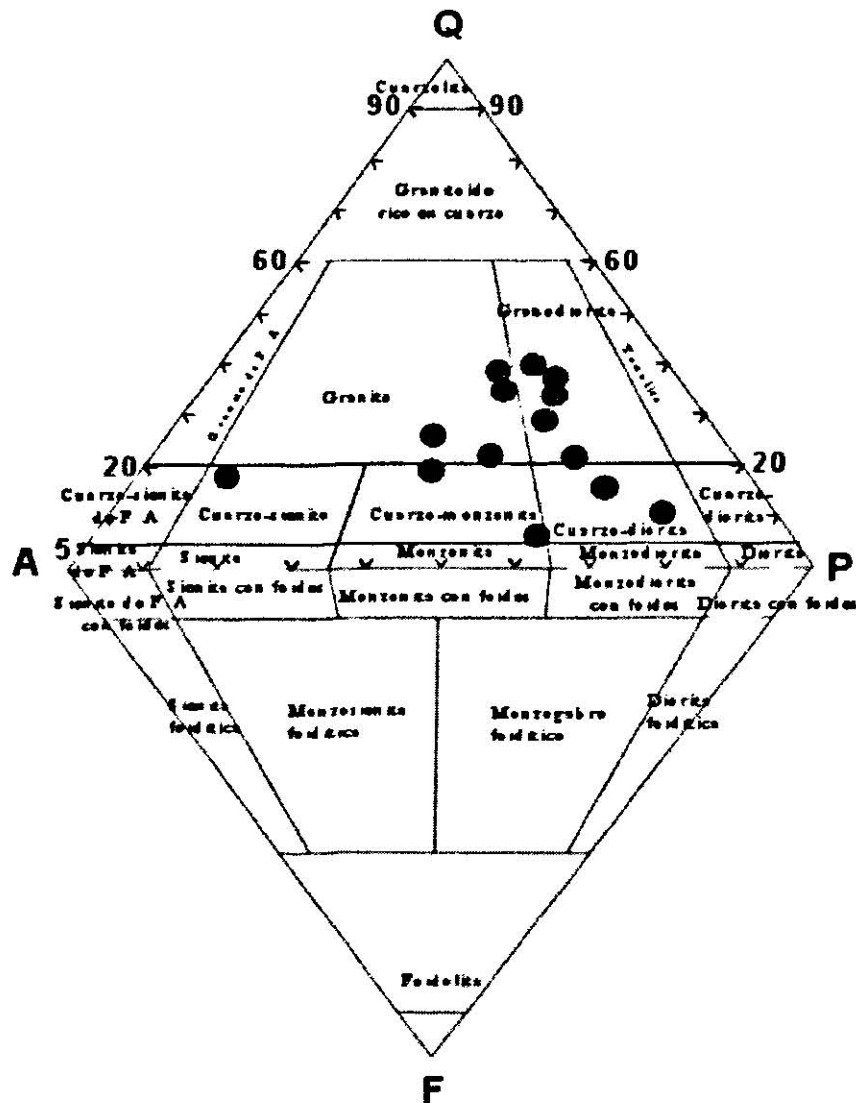


Figura 5.6. Diagrama para la clasificación de rocas plutónicas de STRECKEISEN (1976).

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA

6.1 SELECCIÓN DE MUESTRAS

Los criterios para realizar el muestreo en campo ya han sido explicados. Sin embargo, la selección de las muestras para el estudio geoquímico fue mucho más crítico, ya que las muestras fueron escogidas después del estudio petrográfico, seleccionando las que representaran de una mejor manera el espectro de composición presente en el intrusivo, mejor estado de preservación, mayor variación textural, así como una distribución coherente de acuerdo a los afloramientos predominantes en campo. Además, se consideró que las muestras no presentaran alteraciones mineralógicas, fracturas o vetillas, o cualquier evidencia de metamorfismo. Para cada muestra se colectaron entre 10-30 kg de roca, según el tamaño de los minerales presentes, cumpliendo con los pasos descritos.

6.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Una vez colectadas las muestras se procedió a triturarlas descostrando antes las partes que presentaban vetillas o presentaran intemperismo superficial, para lo cual se utilizó un marro con el que se fragmentaron las muestras a un tamaño de 5 a 10 cm de diámetro aproximadamente. Enseguida se utilizaron martillos galvanizados y marros pequeños para fragmentar las muestras sobre una placa de acero forrada con plástico y papel, hasta alcanzar un tamaño de 0.5 a 0.8 mm³. Se decidió no utilizar una máquina de quijadas para realizar este trabajo debido a que en base a algunas pruebas realizadas, se observó que mediante este método era muy alta la contaminación que se estaba añadiendo a la muestra por el desprendimiento de esquirlas de Fe.

Una vez obtenida una cantidad aproximada de 800 g, para cada muestra, se llevó a cabo el cuarteo, utilizando un cuarteador de rejillas galvanizado, de manera que se colectaron aproximadamente 200g.

La molienda se llevó a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Instituto de Geofísica de la UNAM, utilizando un mortero de acero para evitar contaminación en elementos determinantes para los fines perseguidos como era el caso de Nb, Ti, Na, Al y REE's (Tabla 6.1).

Para realizar el proceso de molienda con la menor contaminación posible, antes de realizar la molienda de cada muestra, se limpiaba exhaustivamente el mortero y se realizaba una pre-molienda que se desechaba, con el objetivo de eliminar contaminaciones potenciales debido a residuos de la anterior muestra molida. Al terminar de pulverizar cada muestra se procedía a lavar muy bien el recipiente y los discos, utilizando agua corriente y dextran, así como agua bidestilada y acetona grado ultrapuro para limpiar cualquier residuo y acelerar el secado, el cual era facilitado con el uso de aire comprimido. Para la eliminación de los residuos entre muestra y muestra se utilizaban ~50 g, y enseguida se pulverizaba el resto en tres fracciones de también ~50 g, considerando la primer fracción para análisis de elementos mayores y traza (FRX), la segunda fracción para análisis de elementos de las tierras raras (ICP-MS) y, finalmente, la última fracción se almacenó como un respaldo para considerarla en posteriores análisis isotópicos.

Tabla 6.1. Muestra los principales elementos contaminantes para algunos materiales que se utilizan en la construcción de morteros para el pulverizado de muestras de roca (modificada de SPEX (no publicado); THOMPSON y BANKSTONE, 1970).

Tipo de Mortero	Contaminantes Mayores	Contaminantes Trazas	Dureza	Resistencia a la abrasión	Durabilidad
Acero Endurecido	Fe (>0.2 %) Cr (>200 ppm)	Ni, Si, Mn, C	5.5-6	Moderada	Alta
Carburo de Tungsteno	W (>0.1 %), C, Co	Ta, Ti, Nb	8.5	Alta	Muy alta
Cerámica de alumina	Al (>0.3 %)	Ba, Si, Ca, Mg, REE	9	Muy Alta	Moderada
Agata	Si (>0.3 %)	Al, Na, Fe, K, Ca, Mg, Pb	6.7	Extremadamente alta	Moderada
Zirconia	Zr	Mg, Hf	8.5	Extremadamente alta	Alta
Carburo de Boro	B, C	Si, Fe, Al, Ca	9.5	Muy alta	Sin datos

6.3 MÉTODOS ANALÍTICOS

Una parte muy importante de la presente investigación fue la determinación composicional de las muestras, para su posterior evaluación. A continuación se presenta una breve semblanza del principio que siguen los métodos utilizados en la determinación de la composición química de las muestras.

6.3.1 FLUORESCENCIA DE RAYOS X

La Fluorescencia de Rayos-X (FRX) es uno de los métodos instrumentales más ampliamente utilizados en el análisis elemental de rocas, cementos, pruebas metalúrgicas, entre otros, pero como cada una de las técnicas instrumentales de análisis, presenta ciertas ventajas y desventajas como:

Ventajas y Desventajas del método

Las principales ventajas del método son las siguientes:

- Genera espectros simples
- Se requiere una mínima preparación de la muestra
- No es una técnica destructiva
- Es aplicable para un amplio rango de concentraciones
- Tiene una buena precisión y exactitud

Las principales desventajas del método son las siguientes:

- La penetración del haz de rayos-x está limitada a la parte más superior de la capa de muestra (0.01-0.1 mm)
- En la medición de elementos ligeros (No. $Z < 8$) tienen una sensibilidad muy limitada
- No es tan sensible como los métodos nucleares y de espectrometría de masas
- El instrumento tiene un alto costo

Esta técnica es uno de los métodos instrumentales de rutina más ampliamente utilizados en el análisis de elementos en muestras de roca, tanto elementos mayores (Na, Mg, Al, Si, P, Ca,

Ti, Mn y Fe) como algunos traza (Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Th y U). Los límites de detección para cualquiera de estos elementos se encuentra en el rango de 1 a 10 ppm de roca bajo ciertas condiciones de operación (POTTS, 1992).

El grado altísimo de precisión estadística que puede ser obtenido de la instrumentación moderna tiende a enmascarar el hecho de que la medición analítica depende tanto de la precisión del programa de corrección de matriz, como de los procedimientos usados en la calibración. Es por eso que debe tomarse en cuenta que una de las limitaciones de esta técnica, es el hecho de que esta es una técnica comparativa en la que las calibraciones están relativamente orientadas a materiales de referencia en rocas silicatadas. Por lo cual la precisión sea críticamente afectada por ambas: la selección de las muestras que serán incluidas en el grupo de calibración y la confianza que puede ser depositada en composiciones compiladas de estos materiales. Algunos autores como POTTS (1992) han señalado que las compilaciones realizadas para algunos elementos (particularmente elementos traza) en algunas rocas ha sido muy defectuosa, de ahí que esta etapa deba llevarse a cabo poniendo especial atención a las características que presenta la muestra, para elegir un estándar adecuado.

La Fluorescencia de Rayos-X como técnica analítica fue introducida en México durante la década de los 50's. Sin embargo, ha sido a partir de los últimos años de la década de los 60's que comenzó a utilizarse para realizar análisis cuantitativos de rocas de manera sistemática utilizando muestras sintéticas de referencia (LOZANO-SANTACRUZ *et al.*, 1995).

Las muestras utilizadas en este trabajo fueron analizadas en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del LUGIS, en el instituto de Geología de la UNAM, para obtener las concentraciones de elementos mayores y traza, para ello se utilizó un equipo secuencial Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 μm . Para la preparación de las muestras fundidas (elementos mayores) y prensadas (elementos traza) se utilizaron sistemas computarizados de Corporation Scientifique Claisse. El equipo se encuentra instalado en un laboratorio que cuenta con clima controlado, lo que proporciona óptimas condiciones de medición (para mas detalles consultar Lozano-Santacruz *et al.* 1995).

Principios del método

El método se basa en la emisión de rayos-X a partir de la espectrometría de longitud de onda dispersiva medida en unidades de electrón volt, que es el incremento de energía impartida a un electrón después de la aceleración a través de un campo potencial de un volt, que al igual que otros procesos, genera una longitud de onda sinusoidal, que se mide de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda}$$

Donde h es la constante de plank (6.626×10^{-34} joules/s), c es la velocidad de la luz en el vacío (2.998×10^8 m/s) y ν es la frecuencia de la longitud de onda (ciclos/s).

Si se incorpora el factor de conversión adecuado ($1 \text{ keV} = 1.602 \times 10^{-8}$ joules) se obtiene la siguiente ecuación:

$$E(\text{enKeV}) = \frac{12.396}{\lambda}$$

donde λ se expresa en Ångstroms ($1 \text{ Å} = 10^{-10}$ m).

La técnica utilizada para la FRX se basa en la ley de Moseley, quien mostró que la longitud de onda de una emisión de rayos-X (λ) podía relacionarse al número atómico (Z) utilizando la siguiente ecuación:

$$\frac{1}{\lambda} = k(Z - \sigma)^2$$

donde k es una constante para una serie de líneas específicas (K, L, M, etc.) y σ es una constante de escudo.

Para ello, un fotón de rayos-X de alta energía, generado en el tubo de rayos-X colisiona con un electrón de un orbital interno, causando que este sea removido del orbital electrónico por ionización (Fig. 6.1). Un electrón puede ser removido de cualquiera de los campos

ocupados a través de este proceso. En el caso de un electrón de la órbita K, se crea una vacante en esta órbita, de modo que de momento el átomo se queda en un estado inestable. Para recuperar la estabilidad un electrón de las órbitas L o M tiene que reducir su gradiente de energía potencial para entrar a la órbita más interna y cubrir la vacante (Fig. 6.2). Como el electrón que entra de una órbita más externa tiene más energía, el excedente es liberado como rayos-X que tiene una energía característica.

Sin embargo el espectro de rayos-X que resulta de este proceso se complica por un fenómeno adicional, debido a que en un átomo real los electrones de los orbitales, interactúan unos con otros para dividir los niveles de energía de cada órbita en subórbitas individuales, y esto se incrementa con el número de electrones presentes en el átomo (POTTS, 1992).

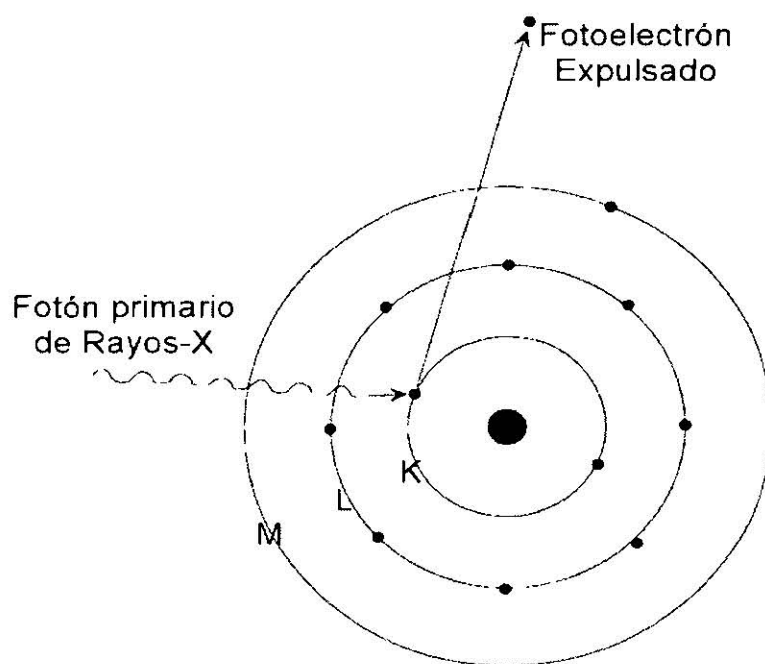
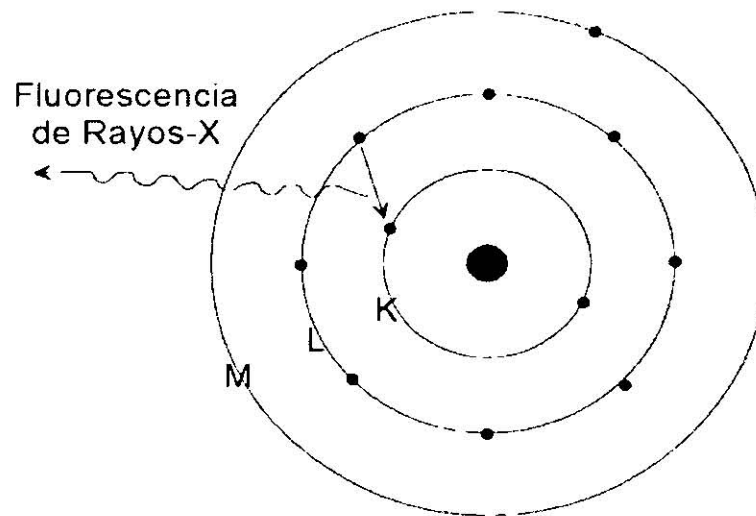


Figura 6.1 En esta figura se esquematiza la manera en la que un fotón de rayos-X incide sobre el átomo y colisiona con un electrón del orbital más interno (K), causando su salida del átomo (Se utiliza el átomo de Na, de acuerdo al modelo de Bohr para facilitar su explicación; Tomada de POTTS, 1992).



Átomo de sodio, 11 protones, 11 electrones

Figura 6.2 En esta figura se esquematiza la manera en la que un electrón de una capa más externa ocupa el lugar vacante en el orbital más interno (K) (Tomada de POTTS, 1992).

Una consideración importante en la interpretación del espectro de rayos-X es que la magnitud de la división en sub-orbitales, se incrementa a medida que se incrementa el número de electrones en el átomo. De modo que los átomos de bajo número atómico tienen espectros de rayos-X relativamente simples, mientras que los átomos de elementos pesados presentan un gran número de líneas de rayos-X, haciéndolos más complejos (POTTS, 1992).

Otra consideración importante es seleccionar las líneas para el análisis cuantitativo, siguiendo algunos criterios:

- La línea seleccionada debe estar dentro del rango de 1 a 20 keV (12 a 0.6 Å), que es el rango donde las líneas pueden ser más eficientemente excitadas y detectadas por aparatos convencionales.
- Se debe seleccionar la línea de emisión más intensa dentro de la serie de líneas K, L o M. Así en análisis de FRX, las $K\alpha_{1,2}$ normalmente deberían seleccionarse para los elementos de sodio a molibdeno, y la $L\alpha_{1,2}$ debería utilizarse normalmente para elementos como Ba, REEs, Pb, Th y U.
- Ocasionalmente en el análisis de rocas silicatadas ocurren series sobre posiciones de espectros (ej. Ti sobre Ba).

El Efecto Auger

Otro problema, es que, el principio descrito para la producción de rayos-X no es el único posible, ya que hay una segunda ruta mediante la cual un átomo puede ser de-excitado. Ya que existe una cierta posibilidad de que por ejemplo los rayos-X $K\alpha$ emitidos cuando el electrón llena una vacante en la órbita K, pueda interactuar por si mismo con un electrón de un orbital mas externo antes de que este se escape de la influencia del átomo. Así que la energía del rayo-X es totalmente reabsorbido por el átomo, resultando en la ionización del segundo electrón y causando una segunda vacante en el átomo (Fig. 6.3).

Esto se convierte en un fenómeno indeseable para la FRX debido a que reduce la intensidad de las emisiones de rayos-X observados. Este efecto es mayor en los elementos ligeros que en los pesados (POTTS, 1992).

Los principales componentes del equipo de Fluorescencia de rayos-X, son:

- Un tubo de rayos-X, que emite radiación policromática que se utiliza para excitar la muestra.
- Un espectrómetro de rayos-X, que se utiliza para detectar el espectro de fluorescencia de rayos-X producidos por la excitación de la muestra. El espectrómetro por si mismo consta de varios componentes, incluyendo varios colimadores que mantienen una resolución de espectro adecuada, un cristal difractor de rayos-X, un detector de rayos-X, un contador y un goniómetro que mantiene la relación angular correcta entre estos componentes.

Preparación de las muestras

Para la determinación de los elementos mayores expresados como óxidos: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 por FRX, se empleó la técnica de discos fundidos. Para ello se pesaron 1 g de muestra y 9 g de fundente constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, grado ultrapuro, en una relación 1:1.

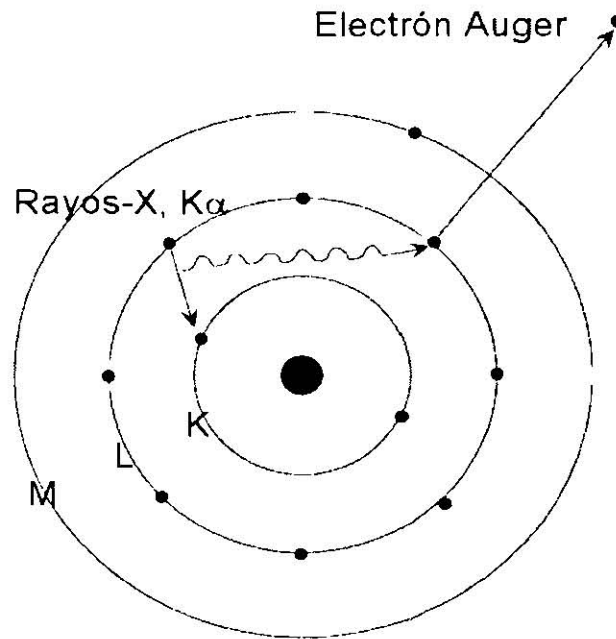


Figura 6.3 En esta figura se esquematiza la manera en la que un fotón de rayos-X incide sobre el átomo y colisiona un electrón del orbital más interno (K), causando su salida del átomo (Tomada de POTTS, 1992).

La naturaleza granular, por su mayor densidad, favorece el llenado de los crisoles y evita pérdidas en el enfriamiento. Antes de iniciar la fusión se añadieron 2 gotas de LiBr (ac) en una concentración de 250 g/L, para evitar la adherencia (JENKINS *et al.*, 1982; ROSALES-HOZ *et al.*, 1995; LOZANO-SANTACRUZ *et al.*, 1995). La fusión se lleva a cabo en crisoles que están hechos de una aleación de Pt y Au, en una relación (95:5), siguiendo un procedimiento programado y sistemas computarizados de Corporation Scientifique Claisse. En este equipo la velocidad de calentamiento y enfriamiento es controlada automáticamente fundiendo tres muestras a la vez en un tiempo aproximado de 10 minutos, al termino de los cuales se obtuvieron los discos fundidos.

Para la determinación de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) también por FRX, se prepararon pastillas de polvo prensadas con un contenido de 4g de muestra y 0.4g de aglutinante. Se prensaron utilizando una presión de 30 ton/cm² durante un tiempo de 30 segundos (LOZANO-SANTA CRUZ, 1995).

Condiciones de medición

Las condiciones de medición usadas regularmente en el laboratorio de FRX del LUGIS, en la UNAM, tanto para medir elementos mayores como traza por FRX se presentan en la tablas 6.2 a y 6.2 b, respectivamente.

Tabla 6.2 a. En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos mayores en roca total (LOZANO-SANTA CRUZ *et al.*, 1995).

Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. análisis de rutina (ppm)
Si	20	PET	0.46	109.09	108.35/110.90	45/50	F	340
Ti	30	LiF100	0.15	86.132	85.30/86.86	45/50	F	6
Al	20	PET	0.46	145.06	143.20/147.20	45/50	F	492
Fe	20	LiF110	0.15	85.73	85.10/86.60	45/50	F+C	2.3
Mn	30	LiF110	0.15	95.216	94.62/95.98	45/50	F+C	2.3
Mg	40	OVO55	0.46	21.48	20.33/23.18	30/70	F	1000
Ca	30	LiF100	0.15	113.11	112.20/114.10	45/50	F	12
Na	40	OVO55	0.46	25.926	24.40/27.60	30/70	F	1600
K	40	LiF100	0.15	136.69	135.80/137.70	30/80	F	8
P	40	GE	0.46	141.03	142.20/142.10	45/50	F	270

Tabla 6.2 b. En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos traza (VERMA *et al.*, 1996).

Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. análisis de rutina (ppm)
Rb	80	LiF200	0.15	26.57	26.0/27.01	50/56	F+C	3
Sr	80	LiF200	0.15	35.8	35.2/36.5	50/56	F+C	3
Ba	100	LiF200	0.15	15.57	15.3/16.0	50/56	C	24
Y	100	LiF200	0.15	23.73	23.1/24.5	50/56	F+C	3
Zr	80	LiF200	0.15	22.5	22.2/23.0	50/56	F+C	6
Nb	100	LiF200	0.15	21.36	21.0/21.7	50/56	F+C	6
Ga	100	LiF200	0.15	38.91	38.7/39.2	50/56	F+C	6
V	100	LiF200	0.15	123.18	122.7/123.6	50/56	C	10
Cr	100	LiF200	0.15	107.12	106.4/107.8	50/56	C	10
Co	100	LiF200	0.15	77.87	77.6/78.2	50/56	C	6
Ni	100	LiF200	0.15	71.27	70.8/71.8	50/56	F+C	6
Cu	100	LiF200	0.15	65.53	65.0/66.0	50/56	F+C	6
Zn	100	LiF200	0.15	60.55	60.0/61.1	50/56	F+C	9

F = detector de flujo; C= detector de centelleo.

6.3.2 ESPECTROMETRÍA MASAS CON PLASMA DE ACOPLAMIENTO INDUCTIVO

La espectrometría de plasma-masa inductivamente acoplada es una técnica que esta siendo bastante aceptada para el análisis de elementos traza y de isótopos como resultado de los límites de detección tan bajos así como por la buena precisión y exactitud del método. Además, puede utilizarse para el análisis de un amplio rango de elementos traza, en una única solución, usando una muestra pequeña (JENNER *et al.*, 1990).

Principio del método

La espectrometría de plasma-masa inductivamente acoplada combina dos facilidades analíticas para producir un instrumento con un gran potencial en el campo de análisis de multielementos traza (POTTS, 1992)

A diferencia de lo que ocurre con el ICP-AES, en el ICP-MS el plasma de argón inductivamente acoplado no es usado como una fuente para medir emisiones ópticas, sino más bien como una fuente de iones. El espectro de masa de esta fuente iónica es medido utilizando un espectrómetro de masas con cuádrupolo, esto fue posible debido al desarrollo de una interfase donde gases en plasma pueden ser físicamente muestreados a través de un orificio, a través de una unidad de bombeo diferencial y dentro del filtro de masas cuádruple.

La técnica por lo tanto, combina la libertad de las interferencias de matrices característica del plasma de Ar inductivamente acoplado, con la favorable señal a razones de fondo obtenidas por el espectrómetro de masas, las muestras primero deben ser colocadas en solución y después ser aspiradas dentro del plasma de argón del modo convencional.

Esta técnica tiene un gran potencial para determinar simultáneamente un amplio rango de elementos traza pesados, frecuentemente bajo los niveles de roca total, usando una simple técnica de disolución de muestras sin necesidad de un estado de pre-concentración. Además, resulta de un especial interés la aplicación de ICP-MS en la determinación de elementos del grupo de las tierras raras y un amplio rango de elementos traza importantes en los estudios de geología económica, incluyendo: As, Sb, Se, Te, Bi, Hg, Au, Ag y los elementos del grupo el platino (POTTS, 1992).

Atomización

Una característica del plasma inductivamente acoplado, es el hecho de que es un atomizador de muestras muy eficiente debido a las altas temperaturas que alcanza la muestra (cerca de 8,000 °K) dentro del plasma (POTTS, 1992). Esto causa una rápida desolvación, volatilización y atomización de las muestras. Así las especies de iones moleculares, residuos de atomización incompleta por el plasma, son casi indetectables y a veces aquellos átomos que forman óxidos estables (Ej. U, Th, REEs) son observados predominantemente en especies atómicas en modo de operación continuo (POTTS, 1992).

Otro aspecto importante del ICP como una fuente iónica, es que las muestras son ionizadas muy eficientemente. Pero de igual importancia que la eficiencia en la ionización, es el hecho de que el espectro de iones es amortiguado por la primera energía de ionización del Ar (15.76 eV). De modo que el plasma de Ar solo puede ionizar efectivamente aquellos elementos que tienen una energía de ionización significativamente debajo de este valor.

Interferencias

Otro factor a favor de esta técnica es que los espectros de ICP-MS son simples, y las interferencias que pudieran presentarse pueden ser predichas con confiabilidad. La selección de números de masa para análisis es, por lo tanto, relativamente simple y usualmente se basa en el isótopo de ocurrencia natural más abundante.

Las características analíticas más importantes del ICP-MS son los bajos picos de fondo, así como la simplicidad y libertad de las interfaces observadas en el espectro de masa. Aunado a esto, es de destacarse la uniforme sensibilidad hacia elementos con primeras energías de ionización menores de 10 eV presentes en las rocas como trazas, lo que da a ésta técnica límites de detección potencialmente bajos. De manera que el ICP-MS puede alcanzar límites de detección de entre 1-5 ppm para un amplio rango de elementos determinados a partir de muestras en solución (POTTS, 1992).

El ICP-MS consiste de tres componentes principales que son:

- El plasma de Ar, que a diferencia de lo que ocurre con el ICP-AES, aquí la cola de la flama está dirigida a lo largo del eje horizontal en el orificio de la muestra.
- Un espectrómetro de masas tipo cuadrupolo y colección de datos electrónicos asociados, que permiten una rápida revisión de los rangos de masa seleccionados entre 0-300 uma.
- Una unidad interfase que permite el muestreo de los gases plasma y la transferencia del haz iónico dentro del espectrómetro de masas propiamente hablando.

En términos generales el ICP-MS sigue el siguiente principio de funcionamiento:

En el caso de muestras sólidas, después de haber digerido la muestra y preparado la solución, esta es absorbida y colocada en un filamento, compuesto de Ta, Re o W principalmente, donde es eléctricamente calentado a una temperatura a la que el elemento a analizar pueda volatilizarse. Esta alta temperatura causa la ionización del vapor. Enseguida, estos iones son acelerados y colimados produciendo un haz iónico que entra en un campo magnético, generado por un fuerte electromagneto que puede ser ajustado de acuerdo a los requerimientos, de tal modo que este campo magnético dispersa los iones en trayectorias circulares, de modo que debido a que se tienen iones de masas diferentes, estos fluctúan en trayectorias más cercanas o lejanas según la masa que tengan (entre más ligeros mayores serán las trayectorias alcanzadas), enseguida estos iones pasan por un tubo analizador, donde se mide la diferencia de voltaje, y se expone en una gráfica, que consiste de picos y valles, donde la altura de cada pico es proporcional a la abundancia relativa del isótopo analizado (HAGAN y DELAETER, 1966; WEICHERT *et al*, 1967; ARRIENS y COMPSTON, 1968; WASSERBURG *et al*, 1969; STACEY *et al*, 1971, 1972; SCHOELLER y HAYES, 1975; SHERRILL y DALRYMPLE, 1979).

Preparación de muestras para la determinación de lantánidos

Las muestras fueron preparadas siguiendo la metodología utilizada en el laboratorio de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo, en el Instituto de Geofísica de la UNAM, utilizando el método de digestiones ácidas abiertas que ha sido probado con anterioridad en ese laboratorio, mostrando los mejores resultados (MORTON-BERMEA, 2002; *comunicación personal*).

Para ello se pesaron 0.1 g de roca pulverizada a un tamaño de malla 100. Enseguida se sometieron las muestras a una digestión ácida, agregando 10 ml de HF y 4 ml de HClO₄, es decir una relación 10:4, posteriormente la solución se llevó a sequedad en una parilla de calentamiento a una temperatura de 150 °C. En caso de no presentarse la disolución total, se agregaban nuevamente 5 ml de HF y 2 ml de HClO₄ y se lleva a sequedad, este proceso se repitió tantas veces como fue necesario, dependiendo de la concentración de cada muestra, hasta lograr una digestión completa, enseguida se agregaron 4 mL de HClO₄ para evaporar el HF presente, y finalmente se aforaron las muestras a 100 mL con HNO₃ al 2% y se mantuvieron refrigeradas hasta que se realizó la medición.

Para realizar la determinación analítica se construyó una curva de calibración con 4 puntos: un blanco, y tres soluciones de 0.1, 1.0 y 10 ppb de todos los lantánidos, y para compensar las fluctuaciones instrumentales (efectos de matriz) se utiliza ¹¹⁵In como estándar interno. El instrumento utilizado es un PQ3 de la marca VGEelemental.

Condiciones instrumentales de medición

Antes de realizar las mediciones se debe optimizar el equipo para asegurar resultados confiables de la más alta calidad posible, para ello se modifican los parámetros de introducción de muestra, posición de la antorcha, voltajes de los lentes, detector, generador de radiofrecuencia, entre otros, buscando obtener los mejores resultado globales para el mejor rendimiento del equipo (MORTON-BERMEA *et al.*, 1997). Las condiciones óptimas de

operación del ICP-MS utilizadas para la determinación de lantánidos se describen en la tabla 6.3.

Tabla 6.3. Condiciones óptimas para el funcionamiento del equipo de ICP-MS utilizado en la medición de lantánidos en este trabajo (MORTON-BERMEA, comunicación personal).

ICP-MS	
Fuente de Poder:	1450 W
Gas Enfriador:	16.1 l/min
Gas Auxiliar:	0.50 l/min
Nebulizador:	0.7 l/min
Interfase:	
Material de los conos:	Níquel
Tiempo de análisis	
Tiempo de toma de muestra:	100 s
Tiempo de adquisición:	45 s
Tiempo de lavado:	120 s

Control de Calidad

El control de calidad de las muestras se verificó en términos de precisión, exactitud y límite de detección utilizando el material de referencia internacional JA2, para granitoides y el basalto BCU-3 de referencia “*in house*”, además se duplicaron algunas muestras al azar para comprar los resultados y asegurar un funcionamiento óptimo del equipo.

La precisión para todas los lantánidos fue mejor al 2 %, según el porcentaje de desviación estándar relativa (% DER) y la exactitud puede ser considerada como buena según los valores SST (test de SUTARNO y STEGEL, 1985). El límite de detección para todos los elementos analizados es menor a 0.07 ppb.

6.4 QUÍMICA DE LAS ROCAS

6.4.1 ELEMENTOS MAYORES

Los elementos mayores son aquellos que se encuentran en concentraciones mayores a 1% en peso en una roca, aunque recientemente se incluyen a los elementos menores (concentraciones entre 0.1 y 1%) dentro de este grupo, como lo son: TiO_2 y P_2O_5 . Hoy en día, generalmente, los elementos reportados como mayores en forma de óxidos son: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . La importancia de estos elementos reside precisamente en la gran proporción que representan de la roca, y es por esto que se utilizan elementos como Si, Na y K, principalmente, para clasificar y dar nombre a las rocas, preferentemente volcánicas extrusivas. Además se utilizan para construir diagramas de variación en sus diversas formas bivariados (Harker), ternarios (AFM) y de ciertos parámetros (#Mg, #Fe, entre otros) y diagramas de adición-sustracción.

6.4.2 VARIACIONES SISTEMÁTICAS DE ELEMENTOS MAYORES

En la tabla 6.4 se presentan los resultados obtenidos de los análisis de elementos mayores. Sin embargo es más sencillo visualizar las variaciones composicionales si se utilizan los diagramas tipo Harker (Fig. 6.4). En estos diagramas se pueden observar variaciones en la composición de las rocas y compararlos con muestras composicionalmente más diferenciadas o de características similares para determinar si las muestras siguen un patrón cercanamente lineal, o si es que existen varias tendencias entre diferentes grupos de muestras, lo que podría indicar que las rocas analizadas proceden de una misma fuente o de varias o que han experimentado procesos de evolución diferentes. Sin embargo, es importante señalar que estos diagramas no son la única herramienta que nos permite disertar al respecto, pues sin duda los análisis isotópicos ocupan hoy en día un papel preponderante en esta campo.

Además, es importante hacer notar que los diagramas tipo Harker (que son diagramas en los que se grafican elementos mayores contra SiO_2 , MgO o entre mismos elementos traza o combinaciones traza-mayores), no son los únicos diagramas de variación que se utilizan. Otro

aspecto importante en los diagramas tipo Harker es que generalmente se trata de colocar en el eje X un elemento que presente un amplio rango de variación composicional. Un dato generalmente utilizado es el #Mg, que es utilizado particularmente para identificar procesos de cristalización fraccionada en líquidos basálticos, y también para mostrar si es que existe una variación en la fuente magmática, pues el Mg es un elemento típico del manto y por lo tanto de rocas poco diferenciadas, sin embargo para las muestras del intrusivo Marcelinos parece más conveniente graficar contra Si, debido a que las muestras en general son bastante diferenciadas.

De lo observado en la Figura 6.4, es notable la amplia variación que existe en la distribución de las muestras, e importante también señalar que aparentemente existen 2 grupos, uno de ellos conformado por rocas de carácter subalcalino (muestras R7, R8 y probablemente R10, está última algo intemperizada) y otro de carácter alcalino (al menos conformado por las muestras R1, R2, R5, R6 y R11) distribuidos en las gráficas, que pudieran ser producto de diferentes pulsaciones magmáticas, las muestras R3 y R9, parecen presentar características intermedias, aunque más cercanas a las de carácter alcalino.

6.4.3 NORMA CIPW

En este trabajo también se calculó la norma CIPW (Tabla 6.5). Esta norma fue nombrada así por los petrólogos: CROSS, IDDINGS, PIRSSON y WASHINGTON quienes la desarrollaron en 1931, y es un medio teórico muy utilizado para convertir la composición química de una roca a una composición mineral ideal, es decir, conociendo la composición química de elementos mayores de cierta roca podemos conocer la composición de minerales normativos que se formarían, a partir de los cálculos teóricos de fraccionación mineral.

Calculando la norma CIPW (Tabla 6.4) para la mayoría de las rocas analizadas del intrusivo Marcelinos, se observa la presencia de cuarzo e hiperstena normativos. Sin embargo, también se han obtenido pequeños valores de nefelina normativa en 3 de las muestras (Tabla 6.4). Lo anterior confirma que en general el intrusivo presenta un carácter sobresaturado, mientras que muestras primitivas (R2, R3 y en menor proporción R6) son las que presentan

nefelina normativa, probablemente por la influencia que el alto contenido de minerales máficos tiene sobre los cálculos.

Tabla 6.4. Datos de elementos mayores analizados por Fluorescencia de rayos X, para las muestras del intrusivo Marcelinos, y valores de minerales normativos calculados en base a la Norma CIPW. And: Andesina, Olig: Oligoclasa.

Elementos	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11
SiO ₂	58,22	50,51	52,96	63,06	63,95	58,98	60,82	60,63	56,52	69,77	59,72
TiO ₂	0,66	1,08	0,80	0,13	0,30	0,46	0,54	0,55	0,70	0,17	0,55
Al ₂ O ₃	18,79	17,48	19,75	19,33	19,74	19,82	18,28	18,53	18,44	16,14	19,18
Fe ₂ O ₃	3,33	5,31	4,41	1,12	0,80	2,78	3,21	2,89	2,79	1,02	3,01
FeO	1,60	4,20	2,27	0,26	0,53	0,95	1,26	1,58	2,34	0,38	1,42
MnO	0,18	0,21	0,23	0,08	0,10	0,10	0,14	0,16	0,19	0,03	0,19
MgO	1,29	3,92	2,22	0,00	0,17	0,51	0,91	0,97	1,73	0,13	0,92
CaO	5,61	9,94	7,71	2,19	2,62	4,36	5,60	5,76	6,18	1,40	5,10
Na ₂ O	4,65	3,50	4,42	3,97	6,15	5,51	4,61	4,72	5,10	4,75	5,06
K ₂ O	4,35	2,50	3,27	9,29	5,66	4,79	2,77	2,77	3,40	5,18	4,35
P ₂ O ₅	0,29	0,60	0,44	0,04	0,05	0,14	0,20	0,23	0,30	0,04	0,20
PXC	0,48	0,14	0,81	0,18	0,41	1,23	0,96	0,68	1,56	1,41	0,49
Total	99,44	99,39	99,29	99,64	100,48	99,64	99,30	99,48	99,25	100,42	100,19
A/CNK (molecular)	0,83	0,66	0,80	0,94	0,94	0,89	0,88	0,87	0,79	1,01	0,86
F/FM	0,55	0,52	0,51	0,99	0,76	0,65	0,58	0,62	0,58	0,75	0,61
Na+K-Ca	3,39	-3,94	-0,02	11,08	9,19	5,95	1,78	1,73	2,32	8,52	4,31
ASI	0,85	0,68	0,81	0,94	0,94	0,90	0,89	0,88	0,80	1,01	0,87
Na+K (molecular)	0,12	0,08	0,11	0,16	0,16	0,14	0,10	0,11	0,12	0,13	0,13
Al (molecular)	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,16	0,19
NORMA CIPW											
Q	2,13	0,00	0,00	0,47	1,48	0,00	11,12	9,91	0,04	19,41	2,53
or	26,04	14,94	19,66	55,19	33,45	28,80	16,63	16,56	20,58	30,91	25,85
ab	39,82	26,13	33,26	33,84	51,95	46,64	39,73	40,47	44,19	40,62	43,02
an	17,72	24,84	24,83	7,48	9,53	15,45	21,40	21,48	17,82	6,78	16,81
ne	0,00	2,07	2,60	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00
di	7,00	17,38	9,24	0,00	0,92	4,56	4,52	4,85	9,44	0,00	6,02
hy	2,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,09	2,12	2,66	0,32	1,29
wo	0,00	0,00	0,00	1,33	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ol	0,00	7,44	4,48	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mt	3,14	3,75	3,36	0,72	1,16	2,86	2,98	2,99	3,21	0,83	2,97
il	1,26	2,06	1,54	0,25	0,57	0,89	1,05	1,06	1,35	0,32	1,05
hem	0,00	0,00	0,00	0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00
ap	0,67	1,39	1,02	0,09	0,12	0,35	0,49	0,56	0,72	0,09	0,46
SUMA											
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
%AN	30,80	48,73	42,74	18,10	15,50	24,88	35,01	34,67	28,73	14,31	28,09
Tipo de Plg	And.	And.	And.	Olig.	Olig.	Olig.	And.	And.	Olig.	Olig.	Olig.

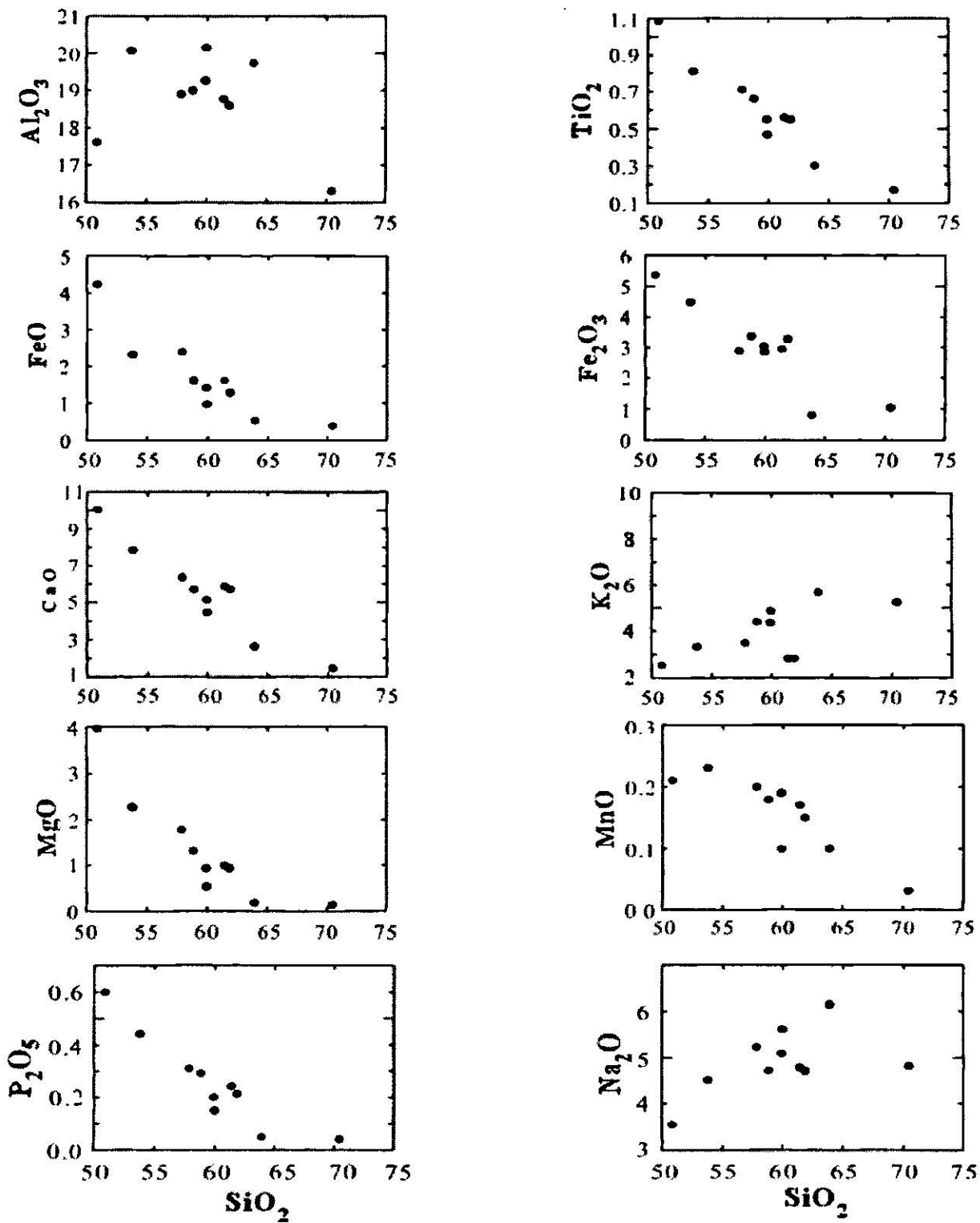


Figura 6.4 En esta figura se representan algunos diagramas tipo Harker, en los que se observa una distribución cercanamente lineal para la mayoría de las muestras.

6.4.4 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN

En este trabajo no se presentan diagramas de clasificación química, que normalmente se utilizan para la nomenclatura de las rocas a partir de la concentración de algunos elementos, debido a que las muestras analizadas son rocas plutónicas que presentan un tamaño de grano bastante adecuado para la clasificación y nomenclatura petrográfica (Capítulo V).

Sin embargo se realizaron otros diagramas para observar el comportamiento de las rocas y su clasificación, tales como el diagrama de IRVINE y BARAGAR (1971) que se utiliza para separar las rocas en los campos alcalino y subalcalino. Al graficar las muestras en este diagrama se puede observar que las rocas analizadas por MORTON-BERMEA (1995), para el Cerro Marcelinos y otros cuatro intrusivos del CCM, caen en su mayoría dentro del campo subalcalino (Fig. 6.5). Al compararlas con las muestras de este trabajo (Fig. 6.6) se observa que las muestras del Cerro Marcelinos analizadas en este trabajo presentan una distribución mucho más amplia, de manera que estas caen en ambos campos, teniendo un rango de concentración de SiO₂ de intermedio a ácido a excepción de la muestra R-2 que cae ligeramente dentro del campo de rocas básicas (51 – 70% de SiO₂ en peso).

Clasificación de rocas granitoides

Debido a que las muestras colectadas han sido clasificadas como granitoides en base a la petrografía conviene tratar con más detalle este hecho, debido a que recientemente ha surgido una gran variedad de trabajos para clasificar este tipo de rocas, a partir de clasificaciones químicas iniciales de SHAND (1927 y 1943) y LACROX (1933), y de clasificaciones como la de PEARCE *et al.* (1984) que relacionaba los granitos con su ambiente de formación (diagramas de discriminación).

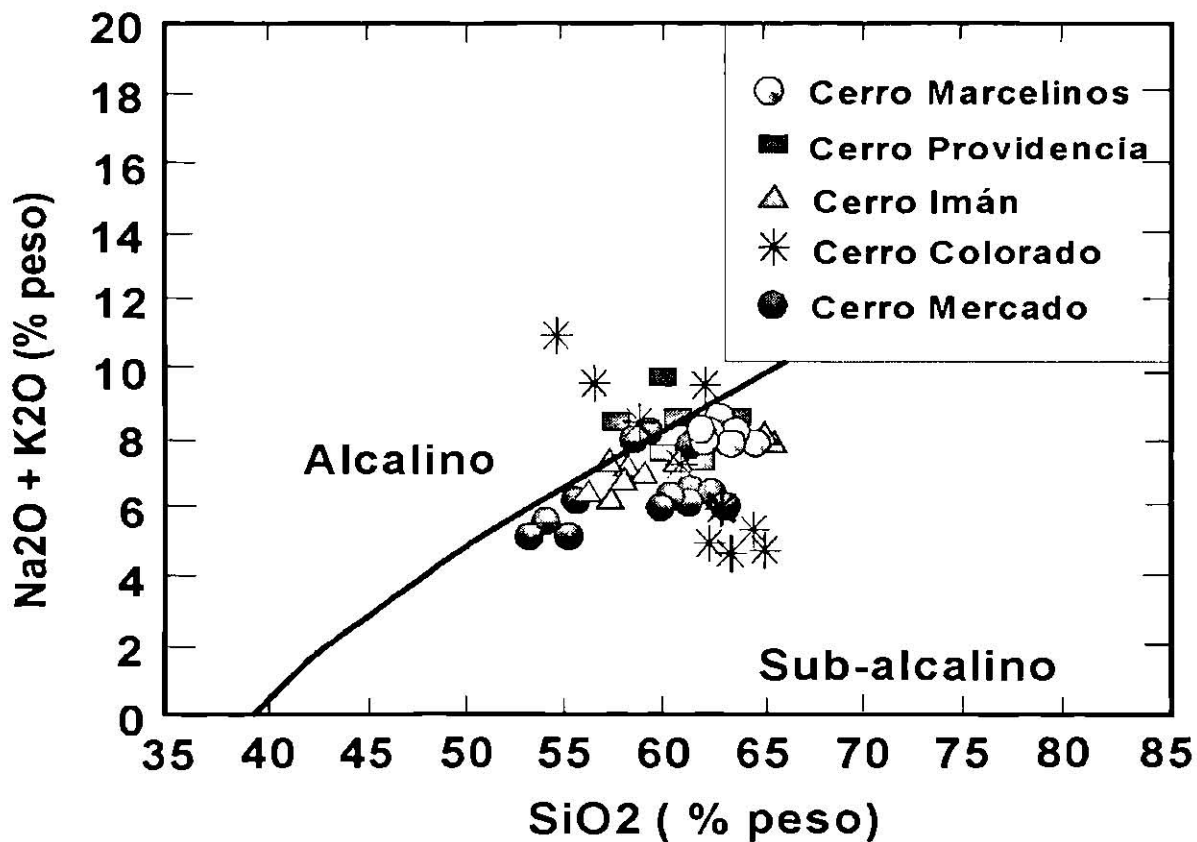


Figura 6.5. En esta figura es notorio que las muestras de los intrusivos de los Cerros: Marcelinos, Mercado, Providencia, Imán y Colorado caen tanto en el campo subalcalino, como en el alcalino (datos de MORTON-BERMEA, 1995; diagrama de IRVINE y BARAGAR, 1971).

La razón de que recientemente hayan despertado un gran interés y se haya hecho énfasis en su clasificación atendiendo a diferentes maneras de hacerlo, se debe a que las rocas granitoides presentan una gran variedad, no solo petrográficamente, sino también en los procesos relacionados a sus orígenes, fuentes y evolución.

Dentro de la clasificación de granitos propuesta por FROST y colaboradores (2001) usando las concentraciones de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs SiO_2 , se observa que las rocas se distribuyen básicamente en la zona de traslape entre granitoides cordilleranos (Fig. 6.7 a), que son típicos de subducción franca, planos de benioff de pendientes muy pronunciadas, generadores de arcos cercanos a la trinchera, y granitoides caledónicos que son rocas generadas en arcos mas alejadas de la trinchera producto de subducción de bajo ángulo, pero sobre todo generadas en zonas de grandes espesores continentales.

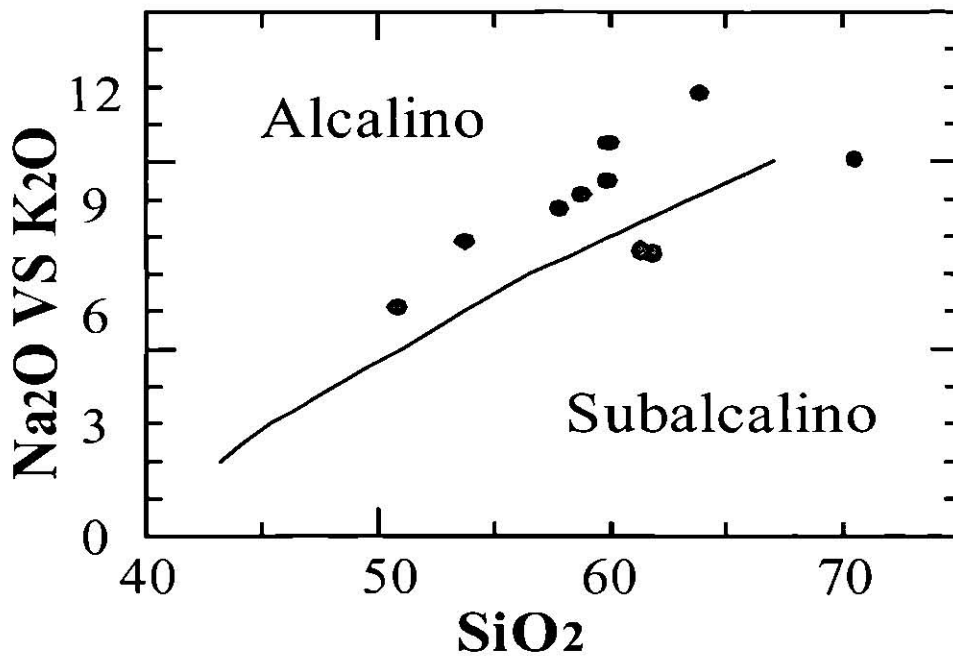


Figura 6.6. Distribución de las muestras en el diagrama de IRVINE y BARAGAR (1971), datos de este trabajo.

Sin embargo al graficar las muestras en el diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 , estas se distribuyen ampliamente cubriendo los campos calcoalcalino, alcali-cálcico y alcalino siguiendo un patrón similar al que presentan las rocas caledónicas (Figura 6.7 b).

BARBARIN (1999) desarrolló una síntesis de las relaciones entre los tipos petrogenéticos, sus orígenes y ambientes geodinámicos para rocas graníticas, donde se puede apreciar que las rocas del intrusivo Cerro Marcelinos pueden clasificarse como granitos de tipo ACG (Granitoides calcoalcalinos ricos en anfíboles) y de tipo KCG (Granitoides calcoalcalinos ricos en K, con textura porfirítica y feldespatos potásicos), que se proponen por el autor antes mencionado como rocas que presentan un origen de mezcla de corteza y manto, y serían afines a un ambiente geotectónico tipo Andino para el caso de los ACG, y caledónicos los de tipo KCG, de acuerdo a PITCHER (1983 y 1987).

Para definir los tipos de granitos presentes, es útil definir si las muestras se clasifican como rocas de alto o bajo potasio, una de estas formas es mediante el uso del diagrama de PECERILLO y TAYLOR (1976), que define estos dos campos. Al graficar las muestras se

observa que todas ellas caen dentro del campo de alto K, que confirma las características de arcos alejados del continente. (Fig. 6.8).

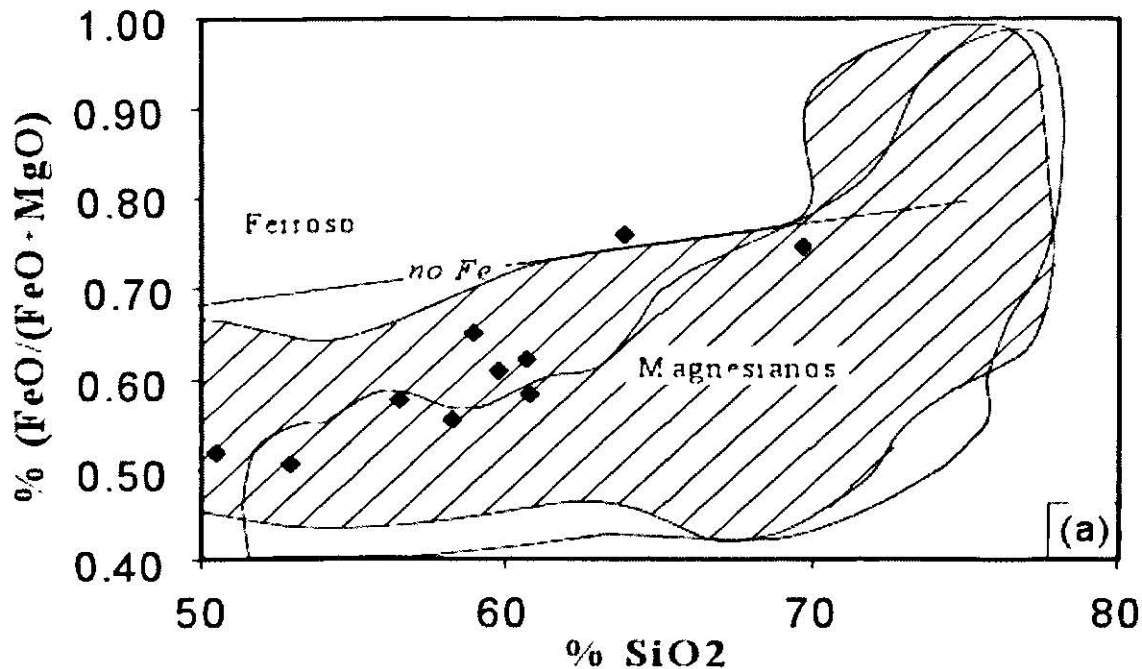


Figura 6.7a. Diagrama para clasificación de granitos de FROST (2001), en el que se grafican $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, en el que se observa que todas las muestras a excepción de la R-5 caen en el campo de granitos magnesianos, con una tendencia un poco más cercana a los granitoides cordilleranos. El campo en gris, representa granitos caledonianos, mientras el de Hatch en diagonal representa granitoides cordilleranos, datos de este trabajo.

Por otra parte de acuerdo a FROST 2001 si las muestras presentan un valor de ASI (Índice de saturación de aluminio, por sus sigla en inglés) menor que uno y una relación de $\text{Na}+\text{K}$ moleculares menor al contenido calculado de Al molecular, como es el caso de las muestras del intrusivo Cerro Marcelinos estas se clasifican como metaluminosas, que son rocas de las que se interpreta tuvieron un exceso de Ca después que el Al hubo sido acomodado en los feldespatos, debido a esto, este tipo de rocas presentan fases cálcicas como hornblenda y augita.

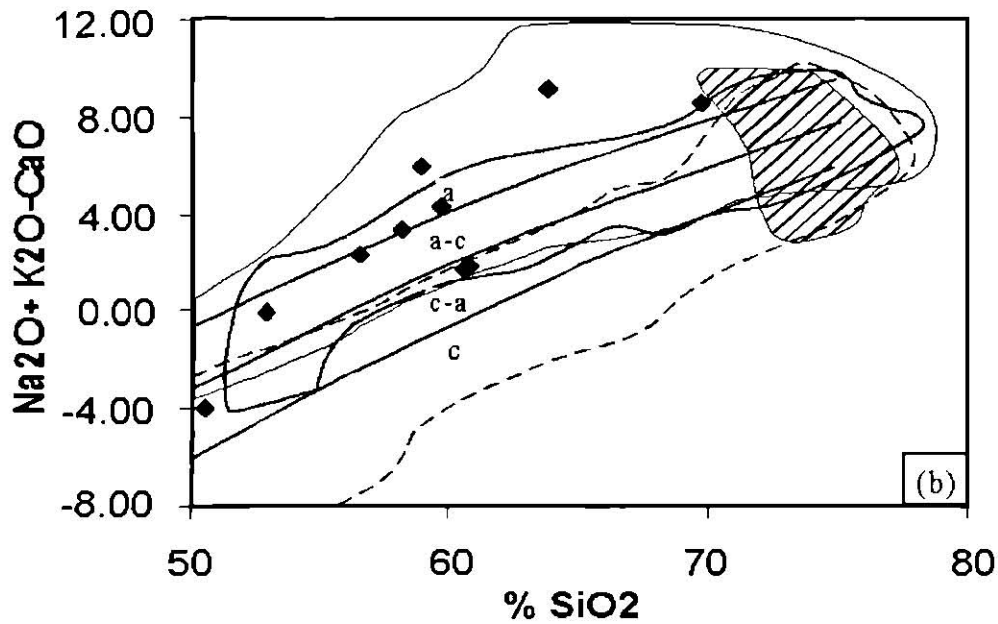


Figura 6.7 b. Diagrama para clasificación de granitos de FROST (2001), en el que se grafican $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs SiO_2 . Obsérvese como las muestras del intrusivo Marcelinos presentan una amplia distribución sobre los campos calcoalcalino, alcali-cálcico y alcalino.

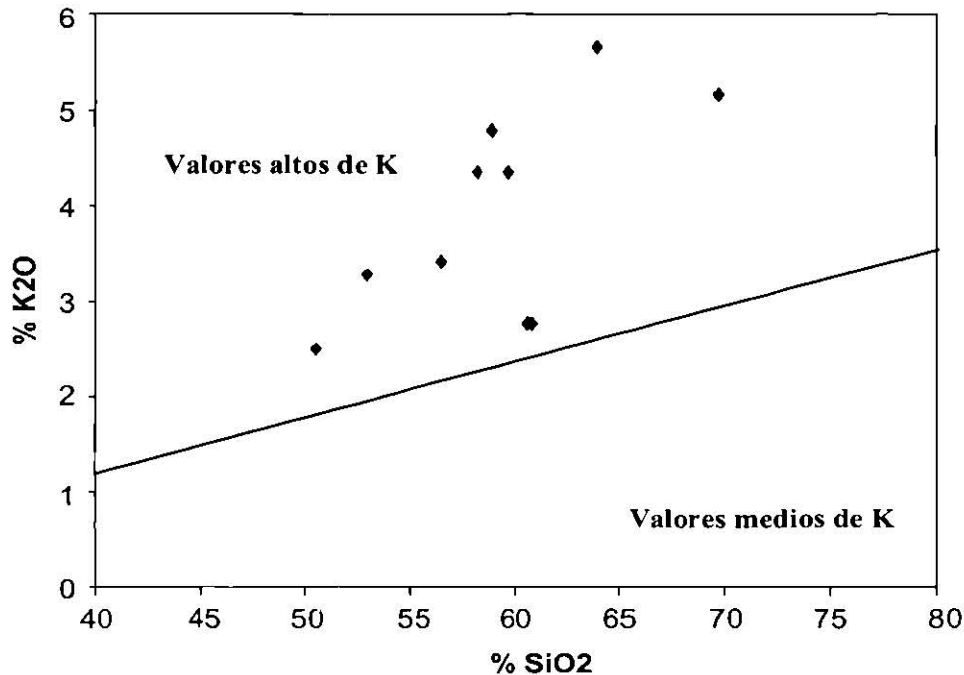


Figura 6.8. En este diagrama se observa que las muestras del intrusivo Marcelinos caen todas ellas dentro del campo de rocas ricas en K. La línea de división fue definida por PECERILLO y TAYLOR (1976).

6.5 ELEMENTOS TRAZA

Los elementos traza son ampliamente utilizados en la geología debido a que su baja concentración en las rocas los hace ideales para proporcionar valiosa información sobre el origen de la roca. Pues los elementos traza son aquellos que regularmente se encuentran en concentraciones menores a los 1000 ppm, es decir menos del 0.1% (aunque en ocasiones pueden exceder este límite; ROLLINSON, 1993). Los elementos traza también han sido utilizados para brindar información sobre los procesos de diferenciación magmática que controlan los cambios de la composición de la roca.

Los elementos traza a menudo son clasificados, de manera muy conveniente, en base a su posición en la tabla periódica, pues desde hace mucho tiempo se ha visto que existe una notoria afinidad entre elementos con características químicas similares y que esta misma afinidad se traslada a las aplicaciones que estos elementos tienen para la geoquímica.

Una característica muy importante de estos elementos, es el grado de incompatibilidad que estos tienen, pues es bien sabido que los elementos que se encuentran en un lugar específico del manto terrestre y que están expuestos a fusión magmática se separan, quedándose algunos en la fase líquida (elementos incompatibles) y otros en la sólida (elementos compatibles), y que esta preferencia es más notable en algunos elementos que en otros, dependiendo de su coeficiente de partición y de su afinidad con el entorno en el que se encuentran (ROLLINSON, 1993).

Es frecuente también, dividir los elementos incompatibles en base a su potencial iónico (relación carga iónica/radio iónico). Al graficar estos datos es posible observar que estas relaciones de los elementos traza pueden agruparse en varios grupos, uno de ellos sería el de los elementos litófilos de ion grande (LILE, por sus siglas en inglés) que incluye el Cs, Rb, K y Ba, que tienen un potencial iónico < 2.0 , también pueden incluirse Sr, Eu divalente y Pb, que tienen una carga pequeña. Los elementos con alto potencial iónico (HFSE, por sus siglas en inglés), que son elementos que presentan un potencial iónico > 2.0 , incluyen a los lantánidos, Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta. También es posible asociar otros grupos como el de los

elementos de transición y el de los elementos del grupo del platino (PGEs, por sus siglas en inglés).

Además, se ha observado que los elementos con un radio iónico pequeño y cargas relativamente bajas tienden a ser compatibles, mientras que con los incompatibles ocurre lo contrario (ROLLINSON, 1993). En la tabla 6.5, pueden observarse los resultados de elementos traza (incluyendo REE's) para las muestras del intrusivo Marcelinos.

6.6 ELEMENTOS DELGRUPO DE LAS TIERRAS RARAS

Los elementos de las Tierras Raras corresponden a los elementos entre La y Lu en la tabla periódica (números atómicos de 57-71), son miembros del grupo IIIA y todos ellos tienen propiedades químicas y físicas muy similares, debido a la naturaleza de sus configuraciones electrónicas, pues todos ellos tienen un estado de oxidación +3 (excepto Eu y Ce que también presentan valencia +2 y +4, respectivamente). Presentan un ligero decremento en su radio iónico de manera constante a medida que se incrementa el número atómico para un número de coordinación dado. A pesar de las similitudes en su comportamiento químico, estos elementos pueden ser parcialmente fraccionados, de uno a otro, por varios procesos petrológicos y mineralógicos, permitiendo de este modo relacionar el grado de fraccionación con la génesis de la roca (HENDERSON, 1984), lo que hace de este grupo uno de los más importantes en la geoquímica (Tabla 6.5).

Tabla 6.5. En esta tabla se presentan los datos de elementos traza analizados por Fluorescencia de rayos X, y se incluyen los Elementos del grupo de las tierras raras (analizados por ICP-MS) para las muestras del intrusivo Marcelinos.

Elemento	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11
Rb	158	60	104	288	198	181	89	95	136	257	164
Ba	1369	1034	1580	1396	1151	1792	1517	1523	1374	532	1395
Th	24	<3	10	<3	28	19	16	21	16	34	35
Nb	22	14	22	2	29	20	17	18	19	13	20
Zr	317	229	299	247	379	392	287	292	289	211	343
Sr	1443	1380	1929	1132	1208	1836	1733	1705	1511	382	1604
Y	34	25	29	32	31	34	23	24	30	33	32
V	111	262	171	30	35	76	76	89	134	20	93
Cr	134	132	131	126	147	106	160	149	138	146	118
Co	8	21	14	<3	<3	<3	5	<3	5	<3	7
Ni	111	99	133	91	106	137	125	120	110	47	127
Cu	19	93	60	38	40	16	7	19	<1	25	15
Zn	60	86	105	14	20	36	36	70	37	11	58
Pb	6	<5	10	7	8	7	7	7	<5	12	8
REE											
La	28,94	21,46	29,38	7,72	41,34	43,16	34,81	35,40	35,49	31,42	40,62
Ce	69,97	57,12	76,00	13,43	98,10	107,22	92,42	96,57	94,45	42,31	105,62
Pr	7,20	6,13	7,88	1,72	7,62	9,25	8,07	8,55	8,01	4,20	8,78
Nd	27,40	25,51	31,39	7,48	26,00	35,44	31,90	33,78	31,37	13,53	33,70
Sm	5,37	5,39	6,32	1,70	4,27	6,65	5,98	6,30	5,95	2,12	6,22
Eu	1,53	1,54	1,85	0,57	1,19	1,95	1,73	1,81	1,60	0,51	1,81
Gd	4,75	4,88	5,64	1,67	3,72	5,86	5,08	5,32	5,19	1,93	5,42
Tb	0,61	0,64	0,73	0,20	0,42	0,67	0,59	0,62	0,60	0,19	0,63
Dy	3,33	3,37	3,94	1,56	2,58	3,91	3,48	3,61	3,48	1,35	3,60
Ho	0,60	0,62	0,70	0,31	0,45	0,68	0,60	0,63	0,57	0,22	0,63
Er	1,58	1,52	1,79	1,23	1,48	2,02	1,80	1,85	1,55	0,82	1,86
Tm	0,25	0,23	0,27	0,17	0,17	0,23	0,20	0,22	0,15	0,08	0,21
Lu	0,23	0,19	0,25	0,27	0,19	0,20	0,18	0,20	0,09	0,11	0,20

6.7 PRESENTACIÓN DE LOS DATOS DE TIERRAS RARAS

Las concentraciones de los elementos de Tierras Raras pueden ser expresadas a manera de tablas, sin embargo los métodos más comunes y que permiten una mejor visualización son los gráficos, los dos más comunes involucran:

- Normalización de las concentraciones en la muestra contra un material de referencia elegido, lo que permite eliminar las variaciones que existen entre números atómicos pares e impares, generalmente se utilizan valores de condrita para la normalización (HENDERSON, 1984) .
- Normalización contra una referencia que es parte del sistema que se investiga, una roca o mineral específico, por ejemplo las concentraciones de tierras raras en un mineral pueden ser normalizadas contra las concentraciones de tierras raras de la roca que constituyen. De este modo puede observarse claramente la acumulación que hace que los diferentes minerales fraccionen las tierras raras de una a otra. (*op. cit.*).

Los valores de tierras raras obtenidos para el intrusivo Marcelinos (Tabla 6.5) han sido normalizados contra valores de condrita propuesto por EVENSEN (1978), y en ellos se hace notorio el enriquecimiento que existe en las tierras raras ligeras en relación a las tierras raras pesadas (Fig. 6.9), muy probablemente debido a la presencia de granate en la fuente, que retiene en gran medida a las tierras raras pesadas. Otra influencia puede ser hornblenda que principalmente fracciona a las tierras raras medias. Además, se observa una muy ligera anomalía negativa de Eu producto de la fraccionación de feldespatos.

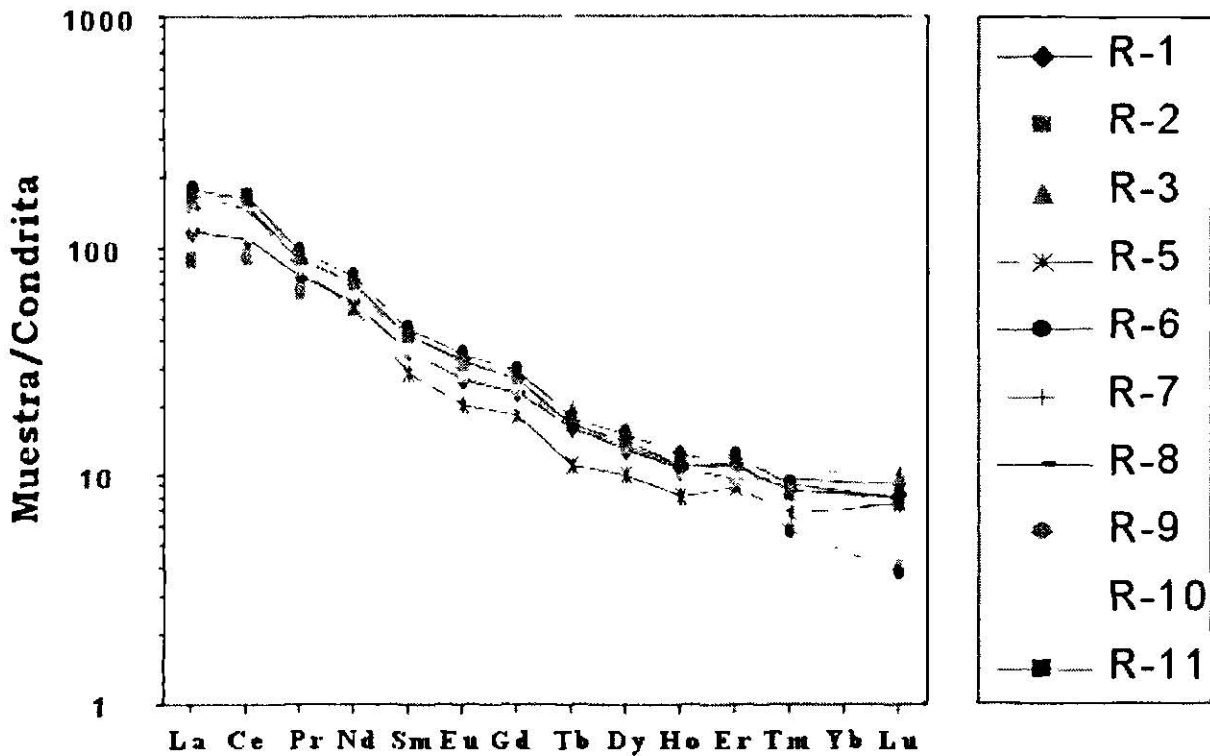


Figura 6.9. En este diagrama de distribución de REEs se observa la tendencia decreciente que presentan las muestras del intrusivo Marcelinos, así como también una muy ligera anomalía de Eu, datos normalizados contra condrita (valores propuestos por EVENSEN *et al.*, 1978).

6.8 DIAGRAMAS MULTIELEMENTO

Los diagramas multielemento se construyen graficando inclusive algunos elementos mayores altamente incompatibles intercalados con elementos trazas y tierras raras, que también tienen en común el hecho de que en términos generales se consideran como incompatibles en una mineralogía del manto. Generalmente, los diagramas se presentan normalizados a un sistema, que puede ser :

Manto primitivo: Corresponden a valores teóricos de la composición del manto antes de que la corteza continental se formara. Algunas de las estimaciones más frecuentemente usadas son

las de: WOOD y colaboradores (1979a), SUN (1980), JAGOITS y colaboradores (1979), MCDONOUGH y colaboradores (1992), TAYLOR y MCLENNAN (1985). También se utilizan valores de:

Condritas: THOMPSON (1982) propuso que la normalización a valores condriticos es preferible a la composición del manto primitivo, ya que los valores condriticos son medidos directamente y no estimados. Sin embargo, hoy en día existen muchas variaciones entre los valores reportados por diferentes autores, algunos de los más utilizados son: THOMPSON (1982); WOOD y colaboradores (1979a); SUN (1980); SUN y MCDONOUGH (1989). Otra opción para normalizar en diagramas de multielementos es contra:

MORB: Estos diagramas son apropiados para basaltos, andesitas y rocas corticales evolucionadas, es decir rocas que estarían más relacionadas a un posible origen MORB. Los más utilizados son los de PEARCE (1983) y BEVINS y colaboradores (1984).

Para realizar los diagramas de multielementos en este trabajo, se normalizaron los valores a manto primitivo utilizando los valores de MCDONOUGH y colaboradores (1992). El diagrama de la Figura 6.10 muestra un enriquecimiento de los LILE, REE y Sr con respecto a los HFSE, también presenta anomalías negativas en Nb, Ti y P, generadas muy posiblemente por fraccionación de óxidos de Ti de alta temperatura en el manto, rutilo, ilmenita y apatito, respectivamente, lo cual es característico para ambientes de arco volcánico (PEARCE, *et al.*, 1984).

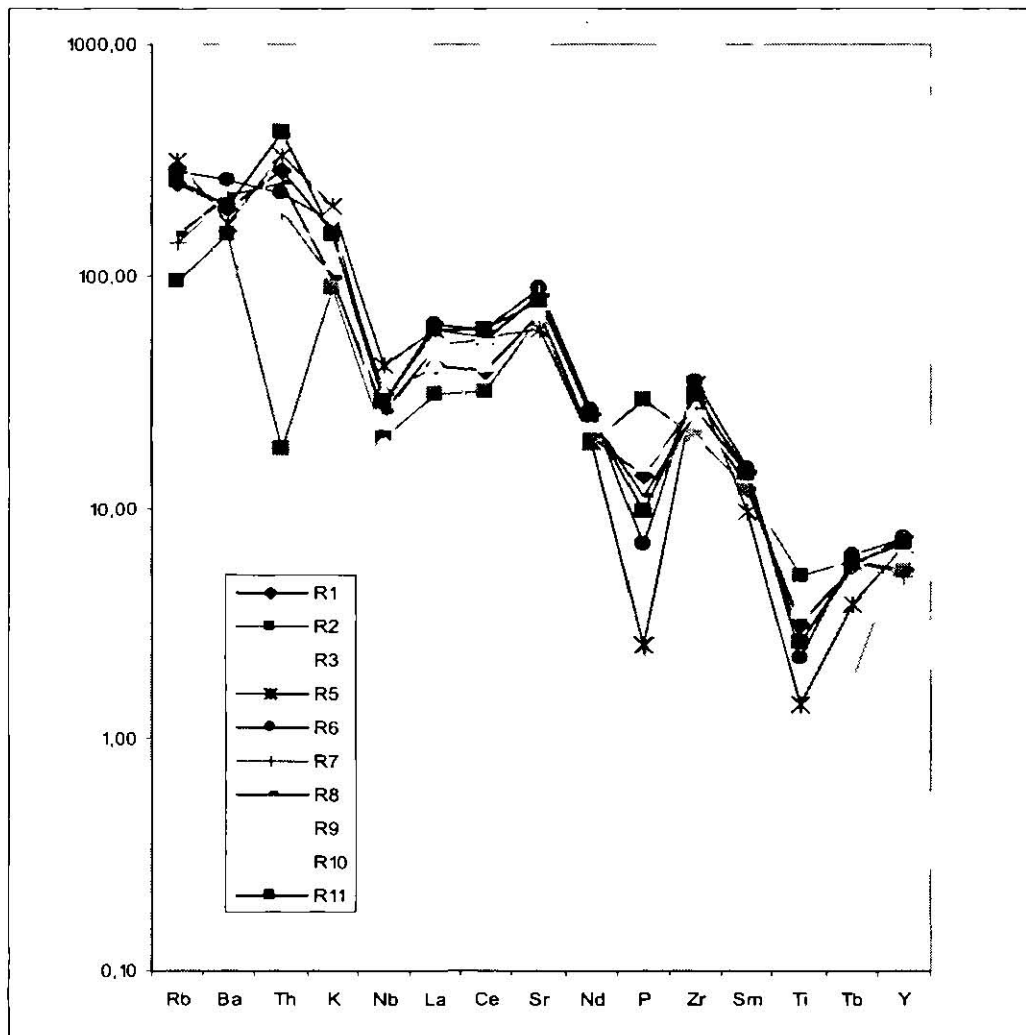


Figura 6.10 En este diagrama multielementos normalizados contra Manto Primitivo (valores de MCDONOUGH, 1992) se consideran de izquierda a derecha elementos que disminuyen en el grado de compatibilidad. Es evidente la anomalía negativa de Nb, asociada regularmente a procesos de subducción. Nótese el patrón ligeramente anómalo, mostrado por la muestra R2, que presenta un mayor menor enriquecimiento en los elementos más incompatibles, esto debido a que esta es la muestra más primitiva de las colectadas para el Cerro Marcelinos (el valor de Th para esta muestra es solo estimativo, ya el rango de detección del equipo empleado, no permite obtener un valor más preciso para esta muestra).

6.9 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

Los diagramas de discriminación tectonomagmática, como lo dice su nombre, son diagramas que se utilizan para discriminar entre los diferentes ambientes tectonomagmáticos que se han documentado a partir del origen de la teoría de la tectónica de placas (WILSON, 1989). Son diagramas bivariados o trivariados construidos con el uso de elementos

incompatibles individuales o combinaciones de varios, por suma o división, entre los que normalmente se hacen combinaciones de elementos que presentan amplias variaciones en su concentración para cada uno de los ambientes tectónicos que se discriminan en el diagrama (PEARCE, *et al.*, 1983). Se construyen a partir de muestreos exhaustivos en ambientes tectónicos bien conocidos, entre los que estadísticamente se marcan fronteras, para posteriormente investigar muestras problema.

6.9.1 AMBIENTES TECTÓNICOS

Los ambientes principales que pueden ser identificados a partir de datos geoquímicos son los siguientes:

Dorsal oceánica

Dorsal oceánica normal (caracterizada por MORB tipo N).

Dorsal oceánica anómala (caracterizada por MORB tipo E).

Dorsal de cuenca tras-arco.

Dorsal de cuenca delante del arco.

Arco volcánico

Arco oceánico – con presencia de basaltos toleíticos.

Arco oceánico – con presencia de basaltos calcoalcalinos.

Margen continental activo

Ambiente colisional

Colisión continente – continente.

Colisión continente – arco.

Ambiente intraplaca

Intracontinental – corteza normal.

Intracontinental – corteza atenuada.

Margen continental pasivo

6.9.2 USO DE LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN

Los diagramas de discriminación tradicionalmente son utilizados para determinar el posible ambiente en el que se generaron las rocas analizadas. Sin embargo, es importante señalar que estos no deben ser vistos como prueba contundente para asociar una roca a un cierto ambiente petrogenético, pues los diagramas presentan un cierto grado de errores en su construcción y en su aplicación, aunado a esto están los errores propios de las determinaciones de los elementos, y la calidad de las muestras utilizadas (que pueden estar ligeramente intemperizadas o alteradas), de modo que este tipo de diagramas solo deben ser vistos como una herramienta, que puede ser complementada con análisis de relaciones isotópicas, modelados geoquímicos, análisis del entorno geológico y del desarrollo del fallamiento en la región y sismología, entre otros (PEARCE, 1983; BARBARIN, 1999; FROST *et al.*, 2001).

Antes de realizar un análisis de discriminación a partir de este tipo de diagramas, se deben tomar en cuenta algunas cosas:

- El tipo de muestras que vamos a analizar, para ello podemos auxiliarnos con la petrografía en secciones delgadas.
- El número de muestras usadas para construir y definir los límites del diagrama que queremos utilizar.
- El grado de traslape entre los campos propuestos, entre menos traslape exista más conveniente resulta utilizar ese diagrama.
- Los efectos de movilidad que pudieran presentarse en los elementos que se utilizan en el diagrama y,
- El número de ambientes tectónicos representados.

Los elementos que tradicionalmente se utilizan para realizar diagramas de discriminación pueden ser elementos mayores, traza o una mezcla de ambos. De los cuales, los que utilizan únicamente elementos mayores no parecen ser una buena opción, debido a que las

concentraciones de elemento mayores encontrados en magmas de diferentes ambientes no muestran grandes diferencias (VERMA, 1997).

6.9.3 INTERPRETACIÓN DE LOS DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN

Existen numerosos diagramas utilizados para la discriminación tectonomagmática. Sin embargo, para rocas graníticas las cuales son las de el interés principal en este trabajo, los diagramas ampliamente más utilizados son los de PEARCE y colaboradores (1984). Estos diagramas son de tipo binario, por lo que presenta un menor grado de error y se basa en el contraste de un elemento altamente incompatible. Para el caso de las muestras analizadas en la presente tesis, se utilizó el diagrama: Rb *versus* Y+Nb (Fig. 6.11), donde se presenta que las muestras del intrusivo Cerro Marcelinos se discriminan en el campo de granitos de arco volcánico.

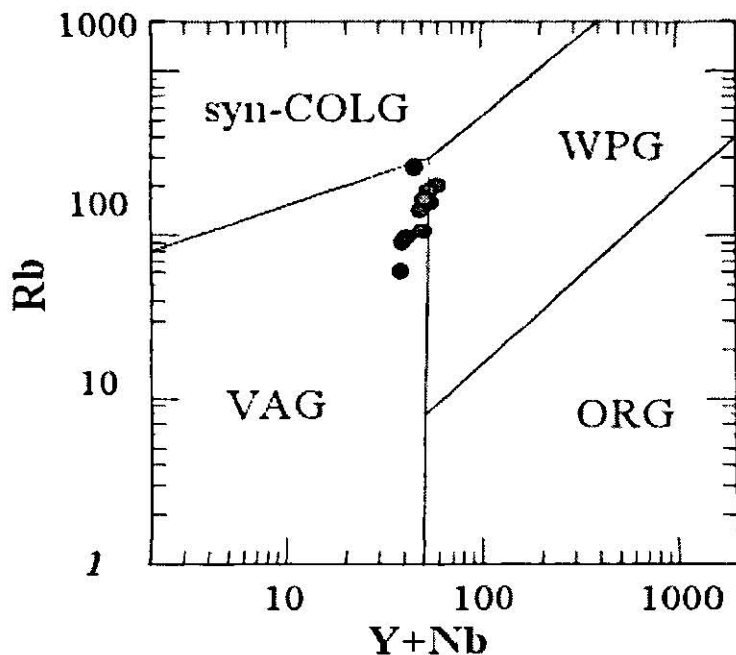


Figura 6.11. Diagrama de discriminación desarrollado por PEARCE y colaboradores (1984), en el cual se observa que todas las muestras del intrusivo Marcelinos caen dentro del campo de los granitos de arco continental (VAG), a excepción de una que cae en el campo de intraplaca (WPG) muy cerca del límite con los VAG.

CAPÍTULO VII

DISCUSIÓN

La discriminación entre ambientes tectonomagmáticos ha sido un tema muy abordado en la literatura geológica de los últimos tiempos. La raíz del surgimiento de la tectónica de placas. Sin embargo, esto sigue siendo ampliamente discutido en la literatura actual, debido a la gran variedad de diagramas y metodologías utilizadas para este propósito (ROLLINSON, 1993; VERMA, 1997).

La discriminación geoquímica se basa en la asociación que presentan algunos elementos, especialmente trazas, dentro de los diferentes ambientes tectonomagmáticos. No obstante, deben combinarse los elementos traza con relaciones isotópicas para estudiar procesos petrogenéticos a diferentes escalas. También es recomendable contar con un detallado trabajo de campo para sustentar mejor la investigación, obtener resultados más confiables y realizar una mejor interpretación geológica global del problema en estudio. Además, la confiabilidad para un grupo de muestras dependerá no solo de la precisión analítica con la cual hayan sido determinados los datos, sino también de la calidad del muestreo, pre-tratamiento de las muestras para el análisis, cantidad de muestras utilizadas para sustentar el modelo, además de los argumentos para sustentar los resultados sobre la geología local y regional (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993).

Para la región en estudio, básicamente es de gran importancia distinguir las diferentes actividades magmáticas, asociadas a procesos de convergencia y de extensión bajo y dentro de la placa de Norteamérica, respectivamente, como ya se ha mencionado en los capítulos II y III. Está ampliamente aceptado que durante el Terciario temprano la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón bajo la margen Suroeste de Norteamérica, tuvo una notable influencia para generar la migración de el arco volcánico tipo andino (Cretácico medio) en el borde continental, hacia la parte interna del continente durante el Terciario, ocasionando un volcanismo disperso hacia las partes más internas de Norteamérica (CONEY, 1976; CLARK *et al.*, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997; entre otros). Lo anterior ha sido confirmado por fechamientos,

reconstrucciones del plano de Benioff y de las direcciones y sentido de movimiento de las placas para la región Suroeste de Norteamérica (ej. CONEY y REYNOLDS, 1977; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997; CLARK *et al.*, 1979b; DAMON *et al.*, 1981; ATWATER, 1989; JURDY, 1984; HENDERSON *et al.*, 1984). De modo que es claro que en el Terciario el margen Suroeste de Norteamérica se encontraba activo, uno de los problema consiste en determinar la geometría que tendría la zona de subducción y el máximo alcance de la actividad magmática hacia la parte interna del continente.

Diversos autores han propuesto un máximo alcance del arco magmático de alrededor de 1000 km (CONEY, 1976; CLARK, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997) para el Suroeste de los Estados Unidos, de manera que de continuar el mismo tipo de convergencia hacia la contraparte mexicana, el arco magmático debió haber alcanzado precisamente su máxima distancia, con respecto a la trinchera, en la parte Noreste de México. De modo que el estudio geoquímico y geocronológico de esta parte de México es de gran importancia. SEWELL (1968) fechó 9 rocas magmáticas del CCM por el método de K-Ar, para lo cual obtuvo edades de 43-35 Ma que podrían correlacionarse con la fase más tardía de la actividad magmática relacionada a la orogenia Laramide en el Norte de México y Suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica, la cual ya ha sido documentada en Trans Pecos por JAMES Y HENRY (1991).

Para las rocas del CCM, MORTON-BERMEA (1995) estableció que presentan características geoquímicas para haberse generado por un proceso de subducción. Lo anterior indicaría que estas rocas potencialmente representarían parte de la actividad magmática más alejada de la trinchera. En este trabajo, para las rocas del intrusivo Marcelinos (50.51-67.77 % en peso de SiO₂), el cual es parte del CCM, se ha encontrado que las muestras son alcalinas, solo las muestras R7, R8 y R10, caen dentro del campo subalcalino. Sin embargo, las únicas muestras que presentan nefelina normativa son: R2, R3 y R6. Para los intrusivos Mercado (52.34-66.75 % en peso de SiO₂), Soledad (48-63 % SiO₂) y Providencia (56-62%) se observa un comportamiento similar, solo que la mayoría de las muestras caen en el campo subalcalino, de manera muy similar a las muestras

analizadas por MORTON-BERMEA (1995), para las que se observa una variación en el contenido de SiO₂ de 53 a 66 %.

En la PAOM se ha considerado que en el sentido general coexisten en espacio, aunque no en tiempo, magmas asociados a subducción y a intraplaca. Considerándose el primero de ellos como el más antiguo, y el segundo más joven, de modo que parece muy probable que el proceso responsable de la generación de los magmas de intraplaca fue resultado del cambio de un ambiente netamente de subducción franca y estable, a uno que experimentó una rápida regresión de la placa que subducía, lo que ocasionó una liberación de esfuerzos, que resultó en un relajamiento de la corteza y un vulcanismo de intraplaca (NICK, 1988; JAMES Y HENRY, 1991; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; OROZCO-ESQUIVEL, 1995).

Por la cercanía de la región del Trans Pecos, Texas, con respecto al CCM, es importante destacar que JAMES y HENRY (1991) y HENRY y colaboradores (1991) han descrito cuatro períodos tectonomagmáticos, a partir del análisis de esfuerzos en diques, geoquímica y fechamientos de las actividades magmáticas, estos son:

48-39 Ma. Durante este período se generó poco magmatismo y este fue netamente de subducción, mientras que las mediciones de vetas y diques indican una dirección de σ_1 preferentemente Este-Noreste. Esta misma dirección parece presentarse también en diques asociados a los intrusivos del CCM (DENISON, 1990; no publicado) que de acuerdo a los fechamientos realizados por SEWELL (1968) tendrían edades similares a las de este primer período magmático descrito para Trans-Pecos.

38-32 Ma. En este período se generó la mayor actividad magmática para esta región, misma que siguió siendo un vulcanismo típico de subducción, la dirección del esfuerzo principal máximo mantuvo la dirección Este-Noreste.

31-27 Ma. Durante este período se generó un vulcanismo bimodal, propiciado por el reacomodo de la corteza a raíz del choque de la dorsal oceánica con Norteamérica y el cambio de ambiente geotectónico.

24-17 Ma. En este tiempo se generaron basaltos alcalinos de intraplaca, con fallamiento tipo Basin and Range (en Texas), es decir fallamiento de alto ángulo y desarrollo de diques y betas con dirección de extensión Este-Noreste y el esfuerzo principal máximo en dirección vertical.

Las rocas emplazadas en Trans-Pecos, entre 48 y 31 Ma, son rocas álcali-cálcicas y calco-alcalinas con pequeñas concentraciones de Nb y Ta en relación a Zr, Hf, La, Ba y K (Fig. 7.1), características típicas de arcos magmáticos muy adentrados en el continente (JAMES Y HENRY, 1991). Mientras que rocas emplazadas después de los 31 Ma son inicialmente bimodales, hasta llegar a los 24 Ma, donde se genera únicamente vulcanismo basáltico alcalino en esta región. Estas rocas presentan un alto contenido de Nb y Ta en relación a Zr, Hf, La y K (Fig. 7.1), lo cual es característico de basaltos de intraplaca e islas oceánicas.

Otra localidad importante en la región, es la Sierra de Picachos, donde solo se han reportado rocas con características de intraplaca, anomalías positivas de Nb y concentraciones relativamente altas de Zr, Hf, La y K (MORTON-BERMEA (1990); MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991; Fig. 7.2). Aparentemente este complejo ígneo que se encuentra al Sureste del área de estudio tiene una edad del Terciario Medio, aparentemente posterior al magmatismo generado en el CCM.

Características químicas similares a las de la Sierra de Picachos y a la segunda actividad magmática de Trans Pecos, Texas, han sido encontradas en la Sierra de Tamaulipas, donde la distribución de multielementos muestra una clara anomalía positiva de Nb y Ti, que RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996; Fig. 7.3) los asocia a magmatismo de tipo intraplaca. Sin embargo, recientemente ha sido reportada una pequeña región en los alrededores de la Sierra de Tamaulipas (Rancho El Salvador) donde se habría generado un

magmatismo producto de subducción. La actividad magmática tipo de intraplaca en la región de la Sierra de Tamaulipas, ha sido fechada en 27 y 31.5 Ma por K-Ar (CANTAGREL y ROBIN, 1979). Para el área de Palma Sola, Veracruz, se han reportado edades de 17.3 Ma para actividad magmática tipo de intraplaca (CANTEGREL y ROBIN, 1979).

Mientras que magmatismo con firmas de subducción con las características químicas similares ha sido encontrado en San Carlos, Tamaulipas (NICK, 1988; Fig. 7.4) y en el CCM (MORTON-BERMEA, 1995 y este trabajo), con edades de 30-28 Ma, reportadas por BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973), y de 43-35 Ma, reportadas por SEWELL (1968), respectivamente.

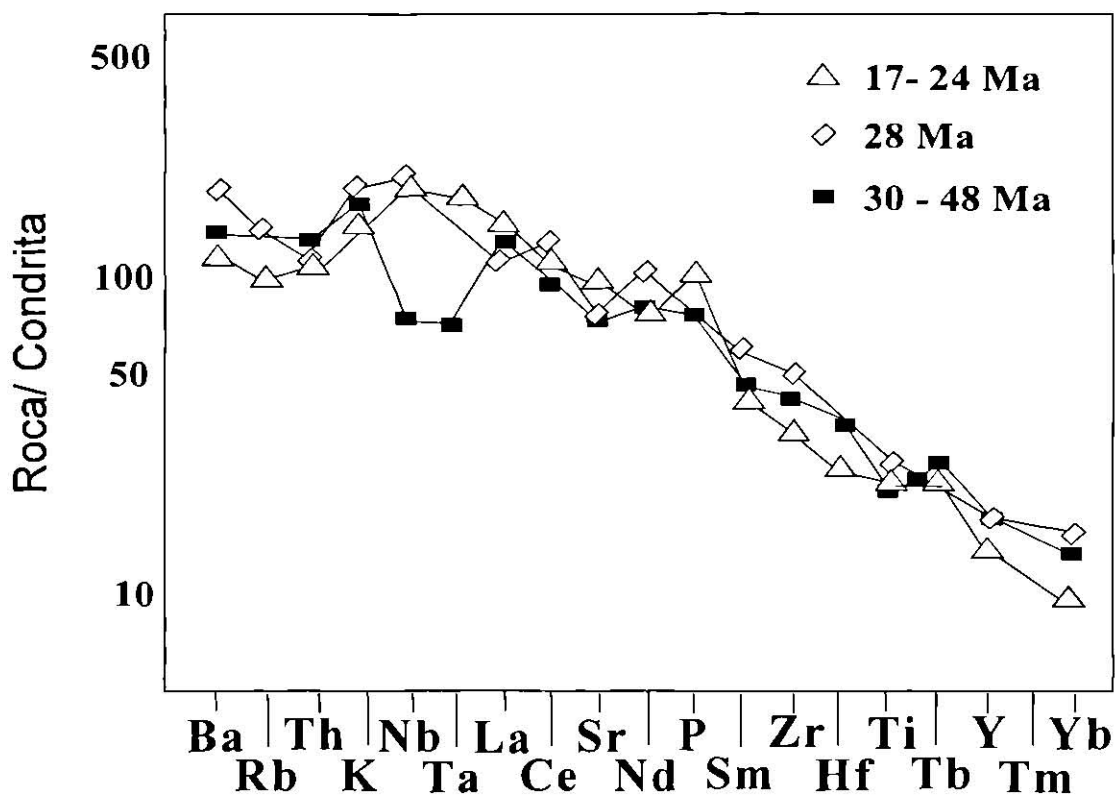


Figura 7.1. Diagrama multielementos que muestra los dos períodos magmáticos principales que ocurrieron en Trans-Pecos entre 48 y 17 Ma (JAMES y HENRY, 1991; modificado por MORTON-BERMEA, 1995, normalizado con valores PRIMA de JENNER).

De modo que químicamente existen 2 grupos magmáticos definidos claramente en la parte norte de la provincia, para los cuales hasta ahora se ha encontrado que el magmatismo más antiguo presenta características geoquímicas de subducción y el más reciente de intraplaca. Sin embargo, hace falta una mayor cantidad de fechamientos para confirmar esta hipótesis. Además, es necesario una mayor cantidad de estudios geoquímicos, de análisis de fallas, fracturas, vetas y diques, para ver si existe un patrón de fracturamiento característico para cada evento magmático o no. Esto parece un poco difícil debido a que, en general, no existen grandes sistemas de fallas ni una gran evidencia de fracturamiento orientado en las zonas cercanas a las localidades de la PAOM, sin embargo existen algunas áreas de especial interés para asociar ambos tipos de eventos (magmáticos y tectónicos), uno de estos lugares es el borde Norte de la falla de San Marcos, La Babia, los límites de las estructuras paleogeográficas positivas heredadas desde el Triásico (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; GOLDHAMMER, 1999; PINDELL Y DEWEY, 1985), donde han sido reportados cuerpos magmáticos de edades tan antiguas como 240 Ma (MCKEE *et al.*, 1988).

La importancia de éstas zonas, se debe a que la falla de San Marcos ha sido interpretada como una falla cortical que ha estado activa durante un largo período de tiempo, y especialmente ha sido reactivada por eventos regionales como la orogenia Laramide, lo cual puede ocasionar que estas fallas maestras del basamento funcionen como mecanismo de transporte magmático, sobre todo desde niveles profundos de la corteza. Algunos autores como CONEY (1976) han reportado edades cercanas a los 40 Ma como el fin de la orogenia Laramide en el Noreste de México; por lo que es clave el estudio de rocas sedimentarias e ígneas de estas edades que puedan registrar efectivamente la culminación del evento Laramide. Sin duda, existe mucho por hacer en este sentido, y sobre todo por documentar ampliamente la transición de las dos actividades magmáticas características del Norte de México, y su relación con un estado específico de esfuerzos en la corteza continental.

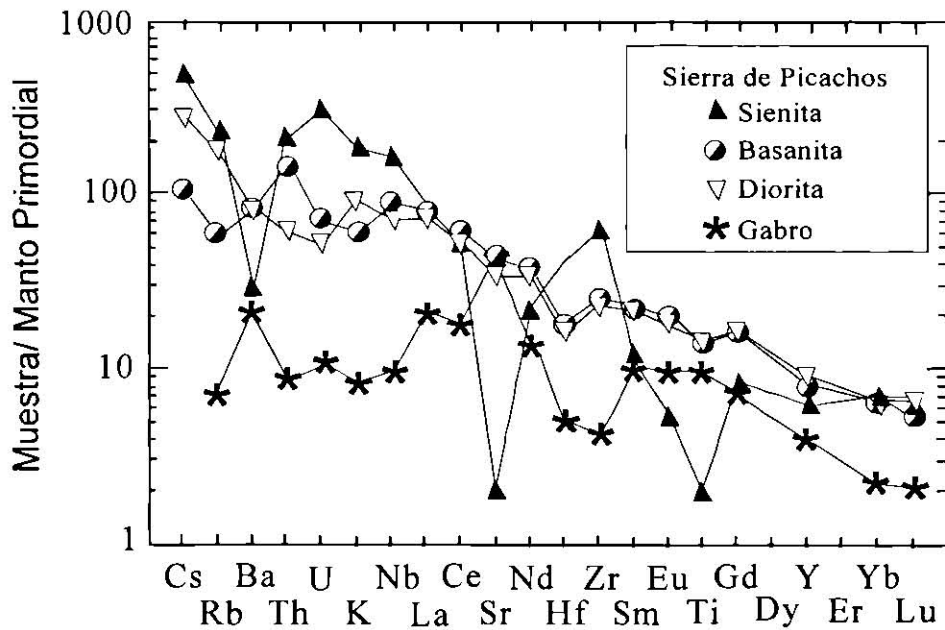


Figura 7.2. Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de Picachos (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA 1995).

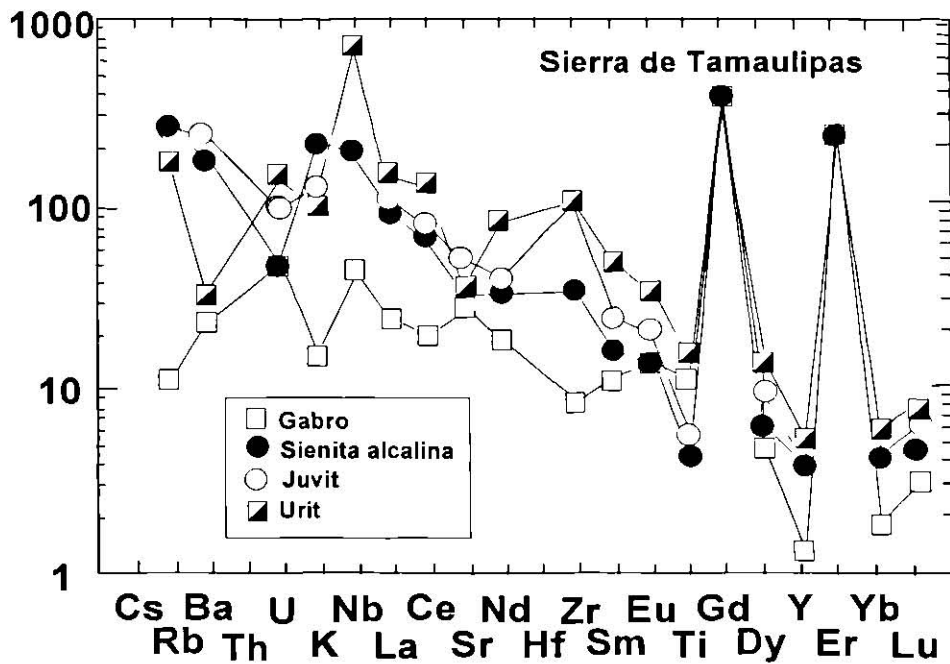


Figura 7.3. Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de Tamaulipas. Normalizado a manto primitivo con valores de JENNER (ELIAS-HERRERA et al., 1990, modificado por MORTON-BERMEA, 1995).

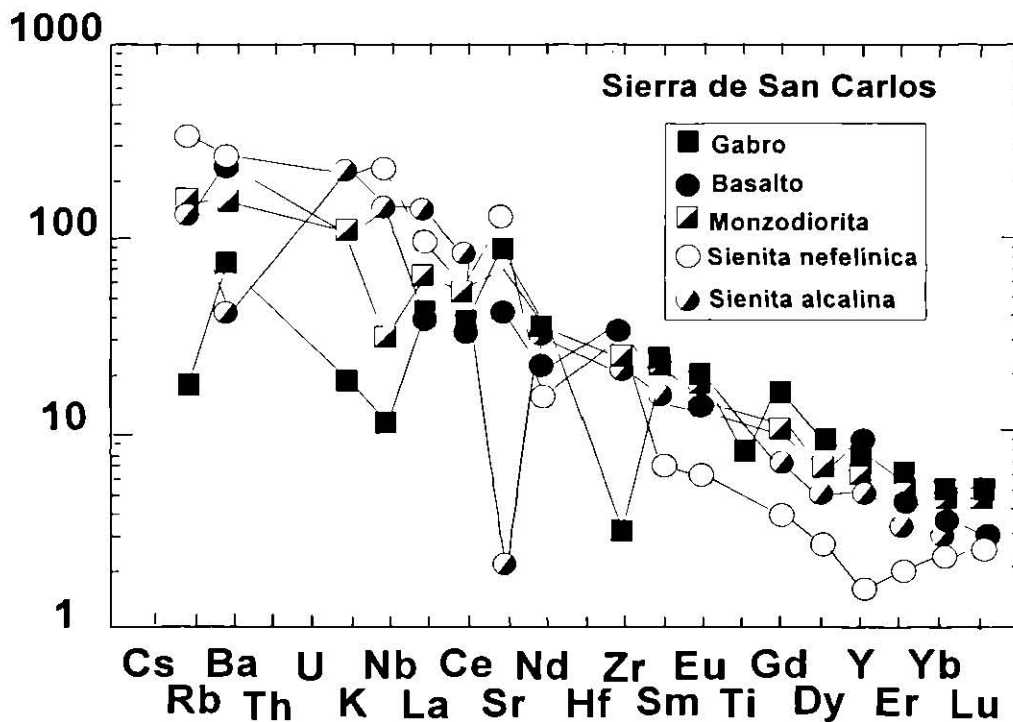


Figura 7.4. Diagrama de multielementos para los diferentes grupos petrográficos encontrados en la Sierra de San Carlos. Normalizado a manto primitivo con valores de JENNER (NICK, 1988, modificado por MORTON-BERMEA, 1995).

Otra región que podría aportar valiosa información al respecto, es precisamente el CCM, ésto debido a que en el intrusivo el Mercado se ha encontrado una fuerte deformación interna, evidenciada por zonas miloníticas que cortan el intrusivo que debieron registrarse cuando el intrusivo estaba aún en estado plástico (CHAVEZ-CABELLO, 2001; PORRAS-VAZQUEZ, 2002). Todo esto hace pensar en un origen sintectónico para este intrusivo.

Para el intrusivo Marcelinos, parece claro que tuvo un origen postectónico, debido a la orientación que presentan diques y dique-estratos en relación con la estructura y a la manera en la que se hayan emplazados, ya que generalmente explotan fracturas heredadas y solo en pocas ocasiones las generan. Sin embargo, fechamientos en este intrusivo permitirían dilucidar con certeza la edad del magmatismo y su relación potencialmente postectónica con respecto a la deformación regional dentro del CPC.

Con respecto a la afinidad geoquímica del intrusivo Cerro Marcelinos, y de algunos otros de los intrusivos que componen al CCM como: El Mercado, Providencia, Imán, Colorado y Soledad, estos presentan claramente una afinidad geoquímica típica de subducción. La mineralogía y geoquímica entre estos cuerpos es muy similar, variando principalmente en el grado de evolución y posiblemente de fraccionación de los magmas en cada intrusivo. Se ha observado al menos en la Soledad y Marcelinos la presencia de dos pulsos magmáticos: uno máfico (normativo en nefelina) y otro félsico, aparentemente más reciente, esto interpretado a partir de relaciones de contacto observadas en campo.

El intrusivo La Soledad evidencia claramente la presencia de estos dos pulsos magmáticos (CANO-GONZALEZ, 2002), que se distribuyen a lo largo de cada campo del diagrama de IRVINE y BARAGAR (1975). Para el Intrusivo Marcelinos, parece existir también una relación de dos grupos magmáticos diferentes, lo que corroboraría lo observado en campo, sin embargo la falta de más afloramientos de la fase máfica, que redujeron la cantidad de muestras, dificulta la confirmación de esta hipótesis.

En cuanto al origen del magmatismo del intrusivo Marcelinos, y del CCM, hasta ahora se confirma que presenta una afinidad geoquímica que sugiere haberse generado por la interacción de la placa Farallón bajo Norteamérica durante el Paleógeno (MORTON-BERMEA, 1995; TERRAZAS-CALDERÓN, 2002; CANO-GONZÁLEZ, 2002; VALDEZ-REYES, 2002; este trabajo).

Se piensa que el magmatismo en el CCM pudo haberse emplazado en zonas de fracturas o de debilidad cortical como podría ser el caso de bordes de antiguos altos estructurales, esto explicaría el hecho de que el CCM presente una orientación oblicua (E-W) a la orientación de la trinchera (NW-SE; CHÁVEZ-CABELLO; 2001).

Finalmente, en cuanto al ambiente tectonomagmático, parece muy factible que las rocas ígneas del CCM se produjeron en un ambiente de arco volcánico continental, como lo confirman los diagramas de PEARCE y colaboradores (1984), que se habría generado sobre una corteza engrosada a raíz de la instauración y acreción de terrenos magmáticos desde el

Triásico (PINDELL Y DEWEY, 1985; SEDLOCK *et al.*, 1993), alcanzando una distancia de alrededor de 1000 km con respecto a la trinchera. El fundamento de un potencial origen de subducción reside en la deformación observada a escala regional, que incluye la reactivación de fallas del basamento (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; YE, 1997; CHÁVEZ CABELLO, 2001); así como con base en las concentraciones obtenidas para elementos traza, tierras raras (bajas concentraciones de Nb, Ti, Zr, altas concentraciones de Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce) y discriminación del ambiente geotectónico de las rocas (PEARCE *et al.*, 1984), lo cual resulta evidente al graficar las muestras en diagramas de multielementos y de discriminación. Esta misma idea resulta coherente con lo planteado por CONEY (1976) y otros autores para la migración de la actividad magmática asociada a la orogenia Laramide del Suroeste de Norteamérica y Noreste de México, durante el Cretácico Tardío-Eoceno (CLARK *et al.*, 1982; DAMON *et al.*, 1981; DEMANT y ROBIN, 1975; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997).

Con respecto a la estructura que presenta el intrusivo Cerro Marcelinos, se ha mencionado que es de tipo árbol de navidad (capítulo IV), ésta pudo originarse en dos pulsos magmáticos donde el más joven (félsico) intrusionó al cuerpo máfico. Este último emplazamiento es el que presenta la estructura lacolítica, que debió emplazarse en niveles muy cercanos al límite superior de la Formación Aurora y muy cerca del borde del cuerpo máfico, valiéndose de abundantes diques y dique-estratos que explotaron discontinuidades estratigráficas como los miembros arcillosos de las Formaciones Kiamichi y Del Río, ésta última del Grupo Washita (Fig. 7.5), para generar la estructura lacolítica principal.

Lo anterior se evidencia en el flanco Sur del cuerpo principal, donde afloran bloques de caliza recristalizada de la Formación Aurora, y en la parte superior donde también afloran grandes bloques de calizas metasomatizadas que representan parte del techo del intrusivo, que aún muestran las superficies propias de estratificación en carbonatos que han experimentado este tipo de alteraciones. También se han encontrado en ésta zona restos de diques y dique-estratos, por lo que probablemente el complejo magmático habría alcanzado niveles un poco más superiores en la corteza. Finalmente, se han encontrado algunas

pegmatitas y diques aplíticos algo alterados en la parte superior del cuerpo intrusivo, que representan a las fases de diferenciación magmática tardía del cuerpo intrusivo.

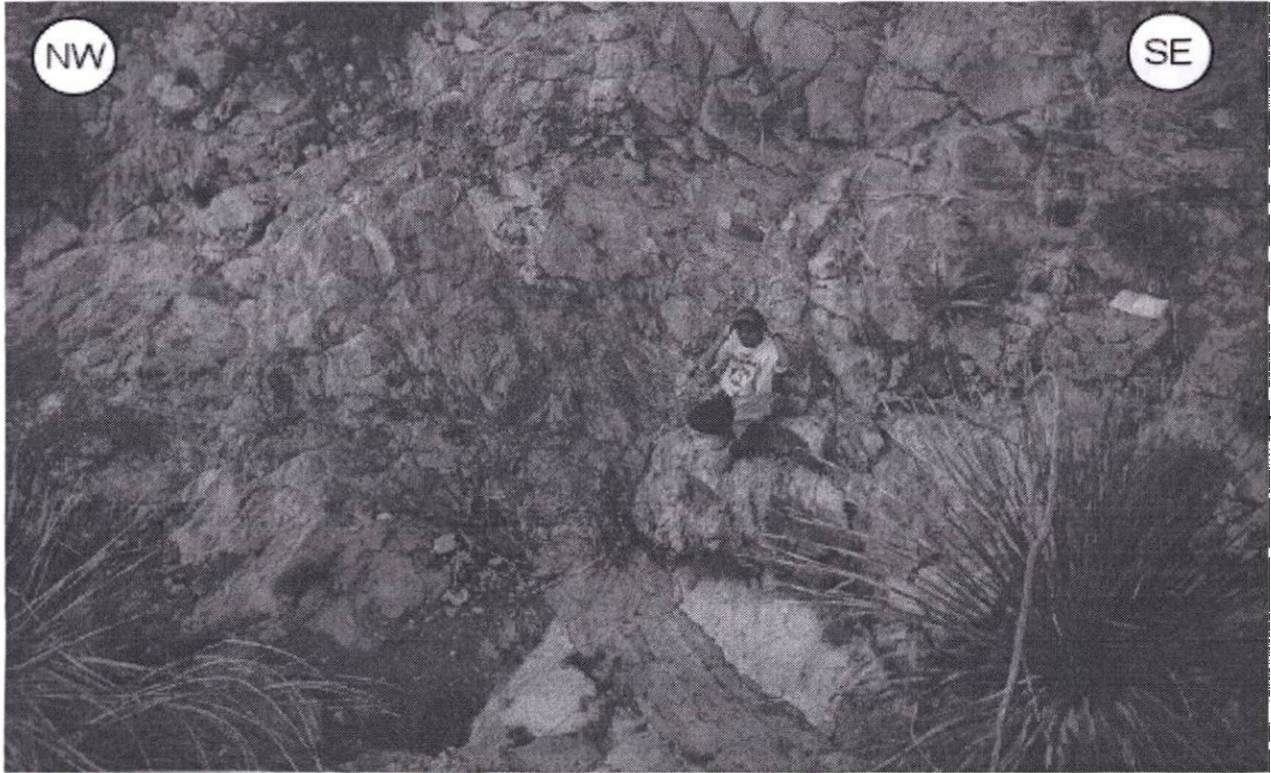


Figura 7.5 En esta fotografía se observan una serie de diques que se encuentran emplazados en el miembro calcáreo de la Formación Kiamichi.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas del intrusivo Cerro Marcelinos presentan una amplia variación petrográfica que va desde cuarzo-monzodioritas, cuarzomonzonitas y cuarzo-sienitas hasta granodioritas y algunos granitos, de igual manera varían químicamente entre subalcalinas y alcalinas. La mayoría de las muestras presentan un alto contenido en álcalis y Ca, y un bajo contenido de Mg y Fe, como ocurre con los intrusivos estudiados hasta ahora en el CCM.

Las rocas intrusivas del Cerro Marcelinos geoquímicamente corresponden a granitos magnesianos metaluminosos de arco volcánico, semejantes tanto a granitos cordilleranos como caledonianos. Estos granitos también pueden clasificarse como granitos de arco volcánico ricos en hornblenda y augita.

En cuanto al ambiente tectonomagmático parece muy factible que las rocas ígneas del CCM se hayan originado en un ambiente de arco volcánico continental alejado de la trinchera, que se habría generado sobre una corteza engrosada a raíz de la instauración y acreción de terrenos magmáticos desde el Triásico, alcanzando una distancia de alrededor de 1000 km con respecto a la trinchera; por lo que la actividad magmática presente en el CCM representa la parte más distal del magmatismo ocasionado por la subducción la Placa de Farallón bajo la de Norteamérica.

Para el intrusivo Marcelinos parece claro que los frecuentes reemplazamientos de hornblenda por biotita, feldespatos-K por plagioclasas, zoneamiento mineral, al igual que la variación química observada en los diagramas de Harker y escalonamiento que presentan los patrones de tierras raras, sugieren que cristalización fraccionada debió ser un proceso de diferenciación magmática importante.

En cuanto a la estructura que presenta el intrusivo Marcelinos, representada por el cuerpo principal y los dique-estratos periféricos, además de la gran cantidad de diques conectores entre dique-estratos, sugieren que se trata de un lacolito tipo árbol de navidad

emplazado en una secuencia de calizas-lutitas del Albiano-Cenomaniano, aprovechando discontinuidades en la roca y cambios composicionales que funcionaron como un nivel de flotabilidad neutral para desarrollar la estructura presente. De modo que la estratigrafía muestra que este plutón se habría emplazado en una región muy somera de la corteza superior (<5 km), siendo probablemente el intrusivo Marcelinos el más somero de los que se han estudiado hasta ahora en el CCM, esta idea es coherente también con las postulaciones principalmente teóricas y prácticas que se han realizado para el emplazamiento de estructuras lacolíticas.

Finalmente, se recomienda la determinación de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para conocer en detalle el tipo de corteza y la influencia que esta tuvo sobre el magmatismo generado en el CCM. Además, es importante fechar algunas muestras de roca de este intrusivo, que incluyan a los dos pulsos magmáticos reconocidos, las muestras más máficas sugieren un pulso magmático más antiguo en los intrusivos: Marcelinos y Soledad. Lo que permitiría definir no solo la diferencia en edad de emplazamiento entre las dos fases, sino su relación con respecto a la edad de la orogenia Laramide en la región.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGURRE-DÍAZ, G. J. Y MCDOWELL, F. W. (1991): "The volcanic section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental". *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13371-13388.
- ANDERSON, T. H. Y SCHMIDT, V. A. (1983): "The Evolution Of Middle America And The Gulf Of Mexico-Caribbean Sea Region During Mesozoic Time". *GSA Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- ARANDA-GÓMEZ, J. J. Y MACDOWELL, F. W. (1998): "Paleogene extensión in the southern Basin and Range Province of Mexico-Syn-depositional tilting of Eocene reds beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district". *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.
- ATWATER, T., (1989): "Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America". En: Winterer, E. L., HUSSONG, D. M. AND DECKER, R. W., eds. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, Colorado. GSA. *The Geology of North America*, v. N, p. 21-72.
- BARBARIN, B. (1999): "A Review Of The Relationships Between Granitoid Types, Their Origins And Their Geodynamic Environments". Elsevier Science, *Lithos* vol. 46, p. 605-626.
- BARKER, D. S. (1977): "Northern Trans-Pecos Magmatic Province: Introduction And Comparison With The Kenya Rift". *GSA*. vol. 88, p. 1421-1427.
- BARKER, D. S. (1979): "Cenozoic Magmatism In The Trans-Pecos Province: Relation To Rio Grande Rift". *American Geophysical Union*, p. 382-392.
- BARKER, D. S. (1987): "Tertiary Alkaline Magmatism In The Trans-Pecos Texas", en: *Alkaline igneous rocks* (Fitton, J. G. y Upton, B. G. J. Eds.). *GSA. Sp. Publ*, 30: 415-431.
- BARTOLINI, C., WILSON, J. L. AND LAWTON, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado. GSA, Special Paper 340.
- BLOOMFIELD, K. Y CEPEDA-DÁVILA, L. (1973): "Oligocene Alkaline Igneous Activity In NE Mexico". *Geol. Mag.*, v. 110, p. 551-555.
- BUDDINGTON, A.F. (1959): "Granite emplacement with special reference to North America". *Geological Society of America Bulletin*. 70: 671-747 p.
- BUFFLER, R. T. AND THOMAS, W. A. (1994): "Crustal structure and evolution of the southeastern margin of North America and the Gulf of Mexico basin". En : SPEED, R. C., ed., *Phanerozoic Evolution Of North America Continent-Ocean Transitions*: Boulder, Colorado, GSA., DNAG Continent-Ocean Transect Volume.
- BUFFLER, R. T., SHAUB, F. J., HUERTA, R., AND IBRAHIM, A. K., 1981, A model for early evolution of the Gulf of Mexico basin: *Eceanoliga Acta*, International Geological Congress, Proceedings, 26th, *Geology of Continental Margins Symposium*, Paris, July 1980, p. 129-136.
- BUFFLER, R. T., WATKINS, J. S. , WORZEL, J. L. AND SHAUB, F. J. (1980): "Structure and early geologic history of the deep Central Gulf of Mexico". En: PILGER, R., ed., *Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic*: Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, March 1980, p. 3-16.
- BURKLEY, L. A. (1976): "Geochronology of the central Venezuelan Andes", Ph. D. Thesis, Cleveland, Ohio, Case Western Reserve University, 150 p.

- BURRET, C. Y BERRY, R. (2000): "*Proterozoic Australia-Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia*". *Geology* 28, p. 203-206.
- BURROWS, R.H. (1910): "*Geology of the Northern Mexico*". *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v.7, p. 85-103.
- CAMACHO-ANGULO, F. (1993): "*Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México, Área P*". Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo, G43: 169 p.
- CANO-GONZÁLEZ, A. (2002, en proceso): "Geología y Geoquímica del intrusivo Cerro La Soledad, Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura.
- CANTAGREL, J. Y ROBIN, C. (1979): "*K-Ar Dating On Eastern Mexican Volcanic Rocks – Relations Between The Andesitic And Alkaline Provinces*". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 5, p. 99-114.
- CEPEDA-DÁVILA, L., PADILLA-LARA, P. Y BLOOMFIELD, L. (1975): "*El Complejo Alcalino de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas*". *Conv. Nal. Acapulco, Gro. Mem.*, XI AIMMGM, p. 333-372.
- CHARLESTON, S. (1981): "*A Summary Of The Structural Geology And Tectonics Of The State Of Coahuila, Mexico*", in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication, 81-74, p. 28-36.
- CHÁVEZ, C. G. (2001, en proceso): "*Deformación y magmatismo Cenozoico en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*". Investigación Doctoral. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.
- CLARK, K. F. DAMON, P. E., SCHUTER, S. R. y SHAFIQUILLAH, M. (1979 b): "*Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos*". *Asoc. Ing. Mineras Metalurg. Geol. Méx. Mem. Tec.* XIII, p. 8-57.
- CLARK, K. F. FOSTER, C. T. DAMON, P.E. (1982): "*Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico*". *GSA. Bull.*, v. 93, p. 533-544.
- CONEY, P. J. (1976): "*Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico*". *Geological Society Special Publication*, 6, p. 5-10.
- CONEY, P. J. (1978): "*Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, en: SMITH. R. B. AND EATON, G. P. eds., Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*". *GSA. Memoir* 152, p. 33-50.
- CONEY, P. J. (1981) En: CAMPA, M. F. Y CONEY, P. J. (1983): "*Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México*" *Can. J. Earth Sci.* 20, p. 1040-1051.
- CONEY, P. J. (1983): "*Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe*". *Revista del IMP*, p. 6-15.
- CONEY, P. J. y REYNOLDS, S. J. (1977): "*Cordilleran Benioff zones*". *Nature*, 270, p. 403-406.
- CORRY, C.E. (1988): "*Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth*". *Geological Society of America Special Paper* 220: 1-110 p.
- CROSS, T. A. Y PILGER, R. H., Jr. (1978a): "*Constraints on absolute motion and plate interaction inferred from Cenozoic igneous activity in the western United States*". *American Journal of Science*, v. 278, p. 865-902.
- CRUDEN, A. (1990): "Flow and fabric development during the diapiric rise of magma." *Journal of Geology* 98: 681-698 p.

- DAMON, P. E., SHAFIQULLAH, M. y CLARK, K. F. (1981): "Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera". Ariz. Geol. Soc. Dig., 14, 137-154.
- DAUGHERTY, F. (1963): "La Cueva Intrusive Complex And Dome, Northern Coahuila, Mexico". GSA. Bull., v. 74, p. 1429-1438.
- DE CSERNA, Z. (1956): "Tectónica De La Sierra Madre Oriental De México, Entre Torreón Y Monterrey". 20TH Intern. Geol. Cong., México, Monography, 87 p.
- DEMANT, A. Y ROBIN, C. (1975): "Las Fases Del Vulcanismo En México; Una Sintesis En Relación Con La Evolución Geodinámica Desde El Cretácico". Revista Inst. Geol. UNAM 1: 70-83.
- DENISON (1990, no publicado). En: HENRY, C. D., PRICE, J. G. Y JAMES, E. W. (1991): "Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in The Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition From Continental Arc to Intraplate Extension". Journal of Geophysical Research, v. 96. p. 13545-13560.
- DICKINSON, W. R. (1973): "Widths of modern trench-arc gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs". J. Geophys. Res., 84, p. 561-572.
- DICKINSON, W. R. (1975): "Potash-depth (K-h) relations in continental-margin and intraoceanic magmatic arcs". Geology, vol. 3, p. 53-56.
- DICKINSON, W. R. Y CONEY, P. J. (1980): "Plate-Tectonic Constraints On The Origin Of The Gulf Of Mexico", in Pilger, R. H., ed., The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic, Baton Rouge, Louisiana State University, p. 27-36.
- DUNHAM (1962): "Depositional Textures of limestones". AAPG 1, p.108-121.
- ELIAS-HERRERA, M., RUBINOVISH-KOGAN, R. LOZANO-SANTA CRUZ, R. Y SÁNCHEZ-SAVALA, J. I. (1990): "Estudios sobre tierras raras en México". UNAM, Boletín 108.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. Y O'NIONS, R. K. (1978): "Rare Earth Abundances In Chondritic Meteorites". Geochim. Cosmochim., Acta 42, 1199-1212.
- FERRARI, L. (2000): "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 84-92.
- FREDRIKSON, G. Y HENRY, C. D. (1972): "Geología Del Área De Mazatlán, Sur De Sinaloa, México". II Convención, Soc. Geol. Mex., p. 146-149.
- FROST, B., BARNES, C., COLLINS, W., ARCULUS, R., ELLIS, D. y FROST, C. (2001): "A Geochemical Classification For Granitic Rocks". Journal of Petrology, vol. 42, num. 11, p. 2033-2048.
- GASTIL, G. ALLISON, E. C. Y PHILIPS, R. P. (1971). En: DEMANT, A. y ROBIN, C. (1975): "Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". Revista Inst. Geol. U.N.A.M., 75 (1): 70-83.
- GASTIL, G., ALLISON, E. C. y PHILLIPS R. P. (1971): "Reconocimiento geológico del Edo. De Baja California. Mapa 1/250,000".
- GILBERT, G. K. (1877): "Geology of the Henry Mountains, Utah. U.S. Geographic and Geological Survey of the Rocky Mountains Region", 170 p.
- GLAZNER, A. F. AND SUPPLE, J. A. (1982). "Migration of Tertiary volcanism in the southwestern United States and subduction of the Mendocino fracture zone". Earth Planet., Sci., Lett., 60, p. 429-436.

GOLDHAMMER, R. K. (1999): "*Mesozoic sequence Stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico*" en: Bartolini, C., Wilson, J.L. and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, GSA, Special Paper 340, p. 1-58.

GOLDHAMMER, R. K., LEHMANN, P. J., TODD, R. G., WILSON, J. L., WARD, W. C. Y JOHNSON, C. R. (1991): "*Secuence stratigraphy and cyclostratigraphy of Mesozoic of Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section*", Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.

GONZÁLEZ-GARCÍA, R. (1976): "*Bosquejo Geológico De La Zona Noreste*". Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, n. 1 y 2, p. 2-49.

GONZÁLEZ-RAMOS (1997): Carta Monclova. SPP, No publicado.

GONZÁLEZ-RAMOS, A. (1997): "Informe final complementario a la cartografía geológico, minera y geoquímica, escala 1:250 000 carta Monclova, clave g14-4, estado de Coahuila. Consejo de Recursos Minerales, gerencia de exploración geológica, oficina regional Saltillo, no publicada.

GUNN, B. M., DAMON, P.E., SCHUTTER, S. R. y SCHAFIQULLAH, M., (1968): "*Some Characteristics of Igneous Rocks from the Big Bend Region, Texas, and their Relation to the Trans-Pecos Igneous Province*" (Abstract). GSA, Program for Annual Meeting, Mexico City, 121 S.

HAWKINS, J. W. (1970b): "*Petrology and Tectonic significance of late Cenozoic volcanic rocks, Southern California and adjacent Baja California*". Geol. Soc. A. Bul., 81, p. 3323-3338.

HENRY, C. D., PRICE, J. G. Y JAMES, E. W. (1991): "*Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in The Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition From Continental Arc to Intraplate Extension*". Journal of Geophysical Research, v. 96. p. 13545-13560.

HERRMANN, U. R., NELSON, B. K. Y RATSCHBACHER, L. (1994): "The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico)". Tectonics, vol. 13, p. 455-474.

HILL (1891). En: GONZÁLEZ-RAMOS, A. (1997): "Informe final complementario a la cartografía geológico, minera y geoquímica, escala 1:250 000 carta Monclova, clave g14-4, estado de Coahuila. Consejo de Recursos Minerales, gerencia de exploración geológica, oficina regional Saltillo, no publicada.

HUBBERTEN, H. W. Y KICK, K. (1986): "*La Sierra de San Carlos, Tamaulipas-Un complejo igneo de la Provincia Mexicana Alcalina Oriental*". Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L, 1, P.68-77.

HUMPHREY, W. E. (1956): "*Tectonic Framework Of Northeast Mexico*". Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 6, p. 25-35.

HUMPHREY, W.E., y DÍAZ, T. (1956): "Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico". GCAGS, Trans., 6, 32-34 p.

IMLAY, R. W. (1944): "*Cretaceous formations in Central America and Mexico*". American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 28, p. 1077-1195.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): "*A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*". Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 8, pp. 523-548.

JACOB, K. H., NAKAMURA, K. AND DAVIS, J. D. (1977): "*Trench-volcano gap along the Alaska-Aleutian arc*": Facts and speculations on the role of terrigenous sediments. En: TALWANI, M. AND PITMAN, W. C., eds., "*Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins*". Am Geophys. Union, p. 243-258.

JAMES, E. W. y HENRY, C. D. (1991): "*Compositional Changes In Trans-Pecos Texas Magmatism Coincident With Cenozoic Stress Realignment*". Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 13,561-13,575.

- JENKINS, R., GOULD, R. W. Y GEDCKE, D. (1982): "*Qualitative X-Ray Spectrometry*". Marcel-Dekker, New York, NY, 586 p.
- JENNER, G. A. En: MORTON-BERMEA, O. (1995): "*Petrologie, Mineralogie Und Geochemie Des Alkali-Intrusivkomplexes Von Monclova-Candela (Mexiko)*". Doktorgrade der Universität Hamburg. 100p.
- JENNER, G. J., LONGERICH, H. P., JACKSON, S. E. AND FRYER, B. J. (1990): "ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chem. Geol.*, 83, p. 133-148.
- JOESTEN, R. (1977): "*Mineralogical And Chemical Evolution Of Contaminated Igneous Rocks At A Gabbro-Limestone Contact, Christmas Mountains, Big Bend Region, Texas*". *GSA Bull.*, v.82, p. 1515-1529.
- JURDY, D. M. (1984): "*The subduction of the farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions*". *Tectonics*, vol3. no. 2, p. 107-113.
- KARLSTROM, K. E., HARLAN, S. S., WILLIAMS, M. L., MCLELLAND, J., GEISSMAN, J. W., AHÄL, K. (1999): "*Refining Rodinia: Geologic evidence for Australia-Western U.S connection in the Proterozoic*". *GSA Today*, GSA 9 (10), p. 1-7.
- KAY, S. M., MAKSAEV, R., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C. AND NASI, C. (1987): "*Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatismo in Chile (29°-30°30' S) over the modern zone of sub-horizontal subduction*". *J. Geophys. Res.*, 92, 6173-6189.
- KING, R. E. (1934): "*The Permian of southwestern Coahuila, Mexico*". *American Journal of Science*, v. 27, p. 98-112.
- LAUREL, J., HENDERSON, GORDON, R. G. Y ENGBRETSON, D. C. (1984): "*Mesozoic Aseismic Ridges on the Farallon Plate and southward migration of the shallow subduction during the Laramide Orogeny*". *Tectonics*, vol. 3. no. 2, p. 121-132.
- LIPMAN, P. W., PROTSKA, H. J. AND CHRISTIANSEN, R. L. (1971): "*Envolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks*". *Science*, 174, p. 821-825.
- LONSDALE, J. (1940): "*Igneous Rocks of the Therlinga-Solitario Region, Texas*". *GSA. Bull.*, v. 51, p. 1539-1626.
- 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, p. 195-214.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1980): "*Geología De México*". Tomo II: 2nd Edition (Private Edition), 454 p.
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S. P., GIRÓN, P., VELASCO, F., MORÁN-ZENTENO, D., VIERA, F. Y CHÁVEZ, G. (1995): "*Calibración Preliminar De Fluorescencia De Rayos - X Para Análisis Cuantitativo De Elementos Mayores En Rocas Ígneas*". *Actas INAGEQ*, vol. 1, Instituto Nacional de Geoquímica, A. C., p. 203-208.
- MÁRQUEZ, A., OYARZUN, R., DOBLAS, M. Y VERMA, S. P. (1999a): "*Alkalic (Ocean-Island Basalt Type) And Calc-Alkalic Volcanism In The Mexican Volcanic Belt: A Case For Plume Related Magmatism And Propagating Rifting At An Active Margin?*". *Geology* 27, 51-54.
- MARSH, B.D. (1982): "*On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting.*" *American Journal of Science* 282: 808-855 p.

MARTINY, B. MARTÍNEZ-SERRANO, T. G., MORÁN-ZENTENO, D. J., MACÍAS-ROMO, C. Y AYUSO, R. A. (2000): "Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico". En: FERRARI, L. STOCK, J. Y URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., eds. Post-Laramide magmatism and tectonics in México and plate interaction. Tectonophysics, v. 318, p. 78-98.

MAURRASE, F. J. M. R. (1990): "Stratigraphic correlation for the circum-Caribbean region". En: DENG, GABRIEL, CASE, J. E. eds., The Caribbean Region: GSA. The Geology of North America. The Geology of North America, vol. H., plate 4.

MCDONOUGH, W. F., SUN, S., RINGWOOD, A. E., JAGOUTZ, E. Y HOFMANN, A. W. (sic, 1991): "K, Rb And Cs In The Earth And Moon And The Evolution Of The Earth's Mantle". Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volume en: ROLLINSON, H. R. (1993): "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation". Longman Scientific & Technical, Wiley, New York, 352 p.

MCDOWELL, F. W. Y KEIZER, R. P. (1977): "Timing Of Mid-Tertiary Volcanism In The Sierra Madre Occidental Between Durango City And Mazatlan, Mexico". Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1486.

MCKEE, J. W. JONES, N. W., ANDERSON, T. H. (1999): "The late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico", en: Bartolini, C., LAWTON, T., WILSON, J. L. eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. GSA, special paper 340.

MCKEE, J. W., JONES, N. W. ANDERSON, T. H. (1998): Las Delicias basin – a record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. Geology 16 (1), p. 37-40.

MCKNIGHT, J. (1963): "Igneous Rocks Of Sombreretillo Area, Northern Sierra De Picachos, Nuevo Leon, Mexico". Tesis de maestría. University of Texas, Austin, 83 p. (no publicada).

MINA, F. (1957): "Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California". Bol. As. Mex. Geol.petro., 9, No. 3-4, p. 139-270.

MONGER Y PRICE (1981). En: CONEY, P. J. (1983): "Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe". Revista del IMP, p. 6-15.

MORÁN-ZENTENO, D. J., CORONA-CHÁVEZ, P. Y TOLSON, G. (1996): "Uplift and subduction erosion in southwestern México since the Oligocene: pluton geobarometry constraints": Earth and Planetary Science Letters, v. 141. p. 51-56.

MORÁN-ZENTENO, D. J., MARTINY, M., TOLSON, G., SOLÍS-PICHARDO, G., ALBA-ALDAVE, L., HERNÁNDEZ-BERNAL, M. S., MACÍAS-ROMO, C., MARTÍNEZ-SERRANO, R., SCHAAF, P., SILVA-ROMO, G. (2000): "Geocronología y características de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LII, p. 27-58.

MORTON-BERMEA, O. (1990): "Zur Petrologie des Alkali-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko), Diplomarbeit. Univerität Karlsruhe.

MORTON-BERMEA, O. y ALTHERR, R. (1991): "Petrología de las rocas Rocas Alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picacho (Nuevo León, México)". Actos Fac. de Ciencias de la Tierra, Linares, v. 6, p.

MORTON-BERMEA, O., HERNÁNDEZ, A. E., LOUNEJEVA, E. Y ARMIENTA, M. A. (1997): "Desarrollo Y Aplicación De Un Método Analítico Para La Determinación De Lantánidos En Materiales Geológicos Por ICP-MS". Actas INAGEQ, 3, p. 259-264.

MORTON-BERMEA, O. (1995): "Petrologie, Mineralogie Und Geochemie Des Alkali-Intrusivkomplexes Von Monclova-Candela (Mexiko)". Doktorgrade der Universität Hamburg. 100p.

- NELSON, D. O., NELSON, K. L., REVES, K. D., Y MATTISON, G. D. (1987): "*Geochemistry Of Tertiary Alkaline Rocks Of The Eastern Trans-Pecos Magmatic Province, Texas*". *Contrib., Mineral. Petrol.*, 97: 72-92.
- NICK, K. (1988): "*Mineralogische, Geochemische Und Petrographische Untersuchungen In Der Sierra De San Carlos (Mexiko)*". Diss. Fak. Bio u Geowiss. Univ. Karlsruhe, 167 p.
- ONSTOTT, T. C., HALL, C. M., YORK, D. (1989): 40 Ar/39Ar thermochronometry of the Imataca complex, Venezuela. *Precambrian Research* 42, p. 255-291.
- OROZCO ESQUIVEL, M. (1995): "Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus". Tesis Doctoral, Universidad de Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J, CENTENO-GARCÍA, E. (sic., 1996). En : FERRARI, L. (2000): "*Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 84-92.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J., CENTENO-GARCÍA, E. (1995): Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North American during the late Paleozoic. *Geology* 23, p. 1127-1130.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R., SPEED, R. C. (1994): "*Phanerozoic tectonic evolution of Mexico*". en SPEED, R. C. Ed., *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*: Boulder, Colorado, GSA., DNAG Continent-Ocean Transect Volume, p. 265-306.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1982): "*Geologic Evolution Of The Sierra Madre Oriental Between Linares, Concepción Del Oro, Saltillo And Monterrey, Mexico*". (Ph. D. Thesis): Austin, University of Texas, 217 p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1986): "*Post Paleozoic Tectonics Of Northeast Mexico And Its Role In The Evolution Of The Gulf Of Mexico*". *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1978^a). "*Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León*". *Inst. Geol. Rev. UNAM*, 2 (2), p. 37-44.
- PATERSON, S.R., R.H. VERNON and T.K.Jr. FOWLER. (1991a): "*Aureole tectonics. In Kerrick, D. M. (ed). Contact metamorphism*". *Mineral Society America Review of Mineral.* 26: 673-722 p.
- PEARCE, J. A. (1983): "*Role Of The Sub-Continental Lithosphere In Magma Genesis At Active Continental Margin*". In: HAWKESWORTH C. J. y NORRY, M. J. (eds.), "*Continental Basalts And Mantle Xenoliths*". Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, T.H., HARRIS, N.B.W. Y TINDLE, A.G. (1984): "*Trace Element Discrimination Diagrams For The Tectonic Interpretation Of Granitic Rocks*". *Journal of Petrology*, volumen 25, p. 956-983.
- PECCERILLO, A. Y TAYLOR, S. R. (1976): "*Geochemistry Of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks From Kastamonu Area, Northern Turkey*". *Contrib. mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- PINDELL, J. L. Y DEWEY, J. F. (1982): "*Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region*". *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- PITCHER, W. S. (1983): "*Granite Type and Tectonic Environment*". En: Hsu, K, ed. "*Mountain Building Processes*". Academic Press, London, p. 19-40.
- PITCHER, W. S. (1987): "*Granites and yet more granites forty years on*". *Geol. Rundschau* 76, p. 51-79.
- PITCHER, W.S. (1979) "*The nature, ascent and emplacement of granitic magmas*". *Journal of the Geological Society of London.* 136: 627-662 p.

- PORRAS-VÁZQUEZ, M. A. (2002, en proceso): “*Cartografía Y Análisis Estructural Del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela – Monclova, Coahuila, México*”. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura.
- POTTS, P. J. (1987): “*A Handbook Of Silicate Rock Analysis*”. London: Blackie, 622 p.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. (1996): “*Zur Petrogenese Des Alkalikomplex Der Sierra De Tamaulipas, NE México*”. Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Univ. De Freiburg, 137 p.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. A. (1997): “*Volcanismo de intraplaca típico en la Planicie Costera del Golfo de México: La Sierra de Tamaulipas*”. Actas INAGEQ, v. 3, p. 323.
- RATSCHBACHER, L., RILLER, U., MESCHEDÉ, M., HERRMANN, U. Y FRISCH, W. (1991): “*second look at suspect terranes in southern Mexico*”. Geology, v. 19, p. 1233-1236.
- ROBIN, C. (1976b). En: CANTAGREL, J. Y ROBIN, C. (1979): “*K-Ar Dating On Eastern Mexican Volcanic Rocks – Relations Between The Andesitic And Alkaline Provinces*”. Journal of Volcanology and Geothermal Research. V. 5, p. 99-114.
- ROBIN, C. (1976b): “*El Vulcanismo De Las Planicies De La Huasteca (Este De México). Datos Petrográficos Y Geoquímicos*”. Bol. Inst. Geol. UNAM, 96: 54-96.
- ROEMER (1852). En: GONZÁLEZ-RAMOS, A. (1997): “Informe final complementario a la cartografía geológico, minera y geoquímica, escala 1:250 000 carta Monclova, clave g14-4, estado de Coahuila. Consejo de Recursos Minerales, gerencia de exploración geológica, oficina regional Saltillo, no publicada.
- ROLLINSON, H. R. (1993): “*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*”. Longman Scientific & Technical, Wiley, New York, 352 p.
- ROMER, R. L. y HEIRICH, W. (1998): “*Transport of Pb and Sr. in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico*”. Contrib. Mineral. Petrol., 131: 155-170.
- ROSALES-HOZ, L., SANTIAGO-PÉREZ, S. Y LOZANO-SANTA CRUZ, R. (1995): “*Modifications To A Glass Disk Fusion Method For X – Ray Fluorescence Analysis Of Geological Material*”. Geostand. Newslett. (sometido).
- ROSS, M. L. (1986): “*K, Rb, Ba, REE And Sr Isotope Geochemistry Of Alkalic Rocks From The Trans-Pecos Magmatic Province, Texas: Evidence For Multiple Source Regions*”. GSA. Abstracts: 734 p.
- RUIZ, J., TOSDAL, R. M., RESTREPO, P. A., MURILLO-MUNETON, G. (2000): “*Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connection in the Proterozoic.*, en: RAMOS, V., KEPPIE, J. D. eds., Laurentia-Gondwana connections before pangea. GSA, Special paper 336.
- SALVADOR, A., Y GREEN, A. (1980): “*Opening Of The Caribbean Tethys (Origin And Development Of The Caribbean And The Gulf Of Mexico)*”. Géologie des chaines alpines issues de la Téthys: J. Aubouin. et. Al., Coordinators. E.r. Bur. Rech. Geol. Min., Mem. 115. 224-229.
- SEDLICK, R. L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SPEED, R. C (1993): “*Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*”. GSA, special paper 278, p 1-153.
- SEIBERTZ, E. (1990): “*El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. II Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto al ambiente deposicional Medio-Cretácico de las Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México)*”. Actas Fac. de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, 4: 99-123.
- SEWELL, C. R. (1968): “*The Candela And Monclova Belts Of Igneous Intrusions- A Petrographic Province In Nuevo León And Coahuila Mexico*” (abstr.) GSA. Abstr. Progr. p 273.

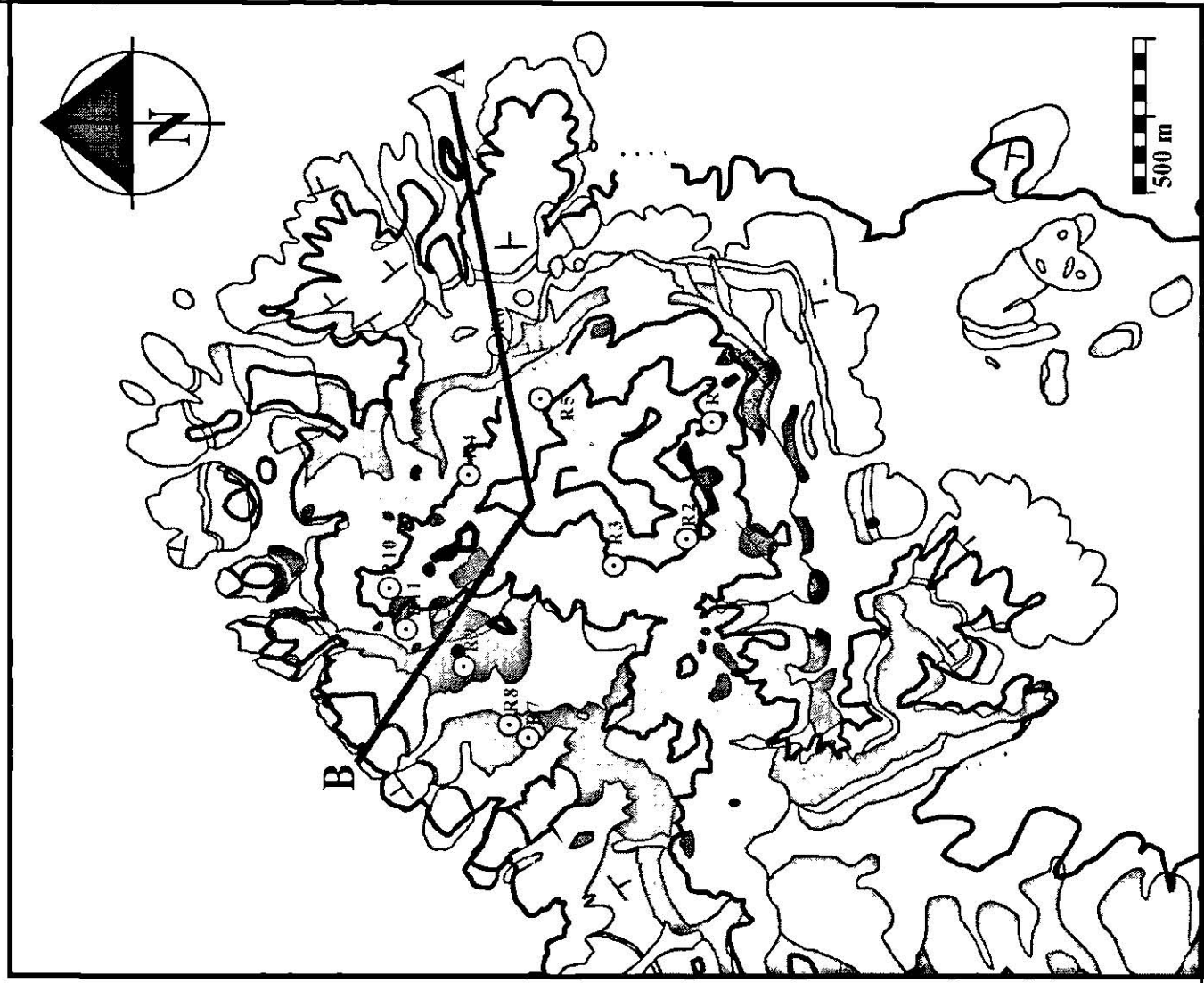
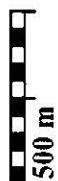
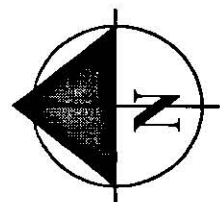
- SHAND, S. J. (1943): *"The Eruptive Rocks"*. 2nd edn. New York: John Wiley, 444 p.
- SILVER, L. T. Y ANDERSON, T. H. (1974): *"Possible left lateral Early to Middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin, Geol. Soc. Am., Abst. Programs, 6, p. 955.*
- SILVER, L. T., STEHLI, E. G., ALLEN, C. R. (1963): *"Lower cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico"*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 47, p. 2054-2059.
- SPENCER, J. E. (1996): *"Uplift of the Colorado plateau due to lithospheric attenuation during Laramide low-angle subduction"*. J. Geophys. Res., 101, p. 13595-13609.
- SPEX. *"Sample Container Materials Selection Chart"*. Manual, no publicado.
- STEWART, J. H. , BLODGETT, R. B., BOUCOT, A. J. CARTER, J. L., LOPEZ, R. (2000): A mid Paleozoic exotic terrane near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico: Stratigraphy, Paleontology, structure, and Tectonic significance. En: RAMOS, V., KEPPIE, J. D., eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. GSA., Special paper, 336 p.
- STRECKEISEN, A.L. (1976): *"To each plutonic rock its proper name"*: earth and Science Reviews, Volume 12, p. 1-33.
- SUN, S. S. (1980): *"Lead Isotopic Study Of Young Volcanic Rocks From Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands And Island Arcs"*. Phil. Trans. R. Soc., A297, p. 409-445.
- SUTARNO, R. Y STEGER, H. F. (1985): The use of certified reference materials in the evaluation of analytical data and methods. *Talanta*, 32: 439-445.
- TARDY, M. (1980): *"Les phases tectoniques du secteur transversal de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique)"*. B.S.G.F. 7^e série, t: XV, No. 3-4, pp. 362-366.
- TAYLOR, S. R. AND MCLENNAN, S. M. (1985): *"The continental crust: its composition and evolution"*. Blackwell, Oxford.
- TEMPELMAN (1979). En: CONEY, P. J. (1983): *"Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe"*. Revista del IMP, p. 6-15.
- TERRAZAS-CALDERÓN, G. (2002, en proceso): *"Cartografía, Petrografía Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México"*. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura.
- THOMPSON AND BANKSTONE (1970). "Sampling contamination". *Appl. Spectrosc.*, 24, p. 210-219.
- THOMPSON, R. N. (1982): *"British Tertiary Volcanic Province"*. *Scott. Sour. Geol.*, 18, 49-107.
- THOMPSON, T. (1972): *"Sierra Blanca igneous complex, New Mexico"*. *GSA Bull.*, vol. 83, p. 2341-2356.
- TOLSON, G. (1998): *"Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos"*. México, D. F., UNAM, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de doctorado (inédita), 98 p.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P. J. Y GRAJALES, J. M. (1999): *"Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America"*. En: BARTOLINI, C., WILSON, J. L. AND LAWTON, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado. GSA, Special Paper 340.

- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. (1978): "Cordilleran Benioff zones". *Nature*, 275, p.464.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. Y MORTON-BERMEA, O. (1997): "Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs". *Geofísica Internacional*, vol. 36, no. 2, p. 87-110.
- VALDÉZ-REYES, M. A. (2002, en proceso): "*Petrografía Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Providencia, Margen Este Del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana*". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura.
- VERMA, S. P. (1997): "*Sixteen Statistical Test For Outlier Detection And Rejection In Evaluation Of International Geochemical Reference Materials: Example Of Microgabbro PM-S*". *Geostand. Newslett. J. Geostand. Geoanal.*, 21: 59-75.
- VERMA, S. P., LOZANO-SANTA CRUZ, R., GIRÓN-GARCÍA, P. Y VELASCO, F. (1996): "*Calibración Preliminar De Fluorescencia De Rayos - X Para Análisis Cuantitativo De Elementos Traza En Rocas Ígneas*". *Actas INAGEQ 2*, Instituto Nacional de Geoquímica, A. C., México, p. 237-242.
- VIERA-DECIDA, F. (1998): "*Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los cuerpos Intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas, tesis de Licenciatura*". Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., 96 p.
- WEIDE Y MURRIAY (1961). En: CHARLESTON, S. (1981): "*A Summary Of The Structural Geology And Tectonics Of The State Of Coahuila, Mexico*", in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: *West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication, 81-74, p. 28-36.
- WILSON, B. M. (1989): "*Igneous Petrogenesis*". London: Chapman & Hall, 466 p.
- WOOD, D. A., JORON, J. L., TREUIL, M., NORRY, M. Y TARNEY, J. (1979): "*Elemental And Sr Isotope Variations In Basic Lavas From Iceland And The Surrounding Ocean Floor*". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 319-339.

ANEXOS

101°20'87"

26°36'48"



LEYENDA

	Cuaternario
	Intrusivo
	Diques y Sills
	Formación Eagle Ford
	Fm. Buda
	Fm. del Río
	Fm. George Town
	Fm. Kiamichi
	Fm. Aurora

- Buzamientos de 20 - 45°
- Buzamientos de 45 - 70°
- A—B Sección geológica
- Localización de muestras
- Cotas a cada 100 m

Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra
ANEXO I Carta geológica simplificada del área de estudio: "Cerro Marcelinos"
Presenta: Jesús Alberto Tovar Cortés
Linares, N.L. Julio 2002

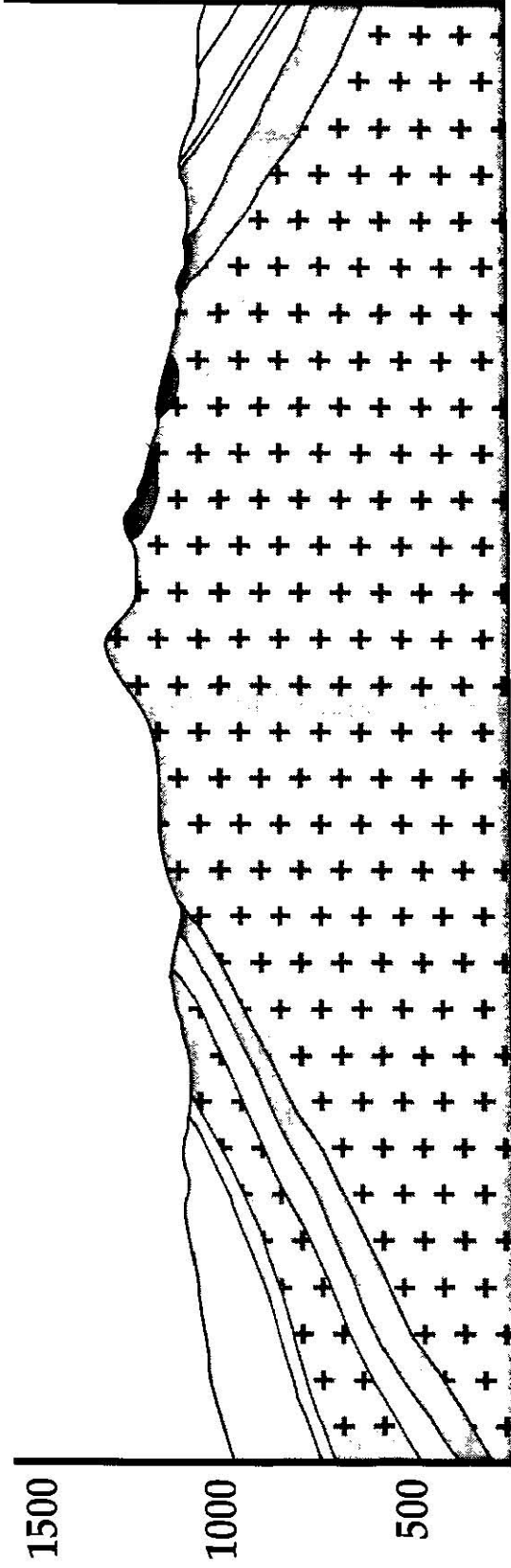
26°33'18"

101°23'50"

LEYENDA

- CUATERNARIO
- DIQUES
- PLUTÓN
- FM BUDA
- FM DEL RIO
- FM GEORGE
- TOWN
- FM KIAMICHI
- FM AURORA

A **NE** **B** **NW**



0 M 500 M 1000 M

Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra
ANEXO II
Perfil Geológico de l área de estudio:
"Cerro Marcelinos"
Presenta:
Jesús Alberto Tovar Cortés
Linares, N.L. Julio 2002

