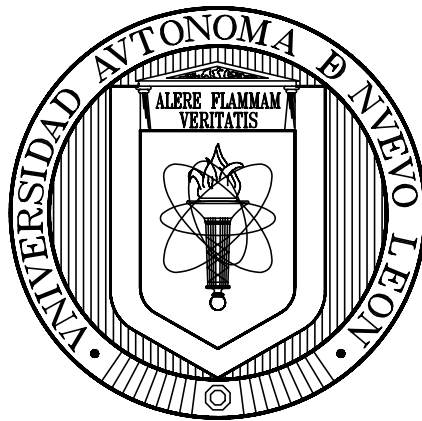


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**RELACIONES PETROGENÉTICAS DEL MAGMATISMO EN LA
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

T E S I S

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

P R E S E N T A

FEDERICO VIERA DÉCIDA

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO DE 2006



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**RELACIONES PETROGENÉTICAS DEL MAGMATISMO EN LA
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

elaborada por

FEDERICO VIERA DÉCIDA

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TESIS



Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO DE 2006



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**RELACIONES PETROGENÉTICAS DEL MAGMATISMO EN LA
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

elaborada por

FEDERICO VIERA DÉCIDA

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

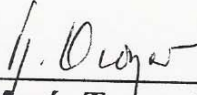
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

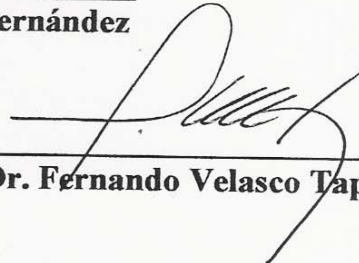
COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS



Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández



Dra. María Teresa Orozco Esquivel



Dr. Fernando Velasco Tapia

Vo. Bo.

SUBDIRECTOR DE POSGRADO



Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO DE 2006

DEDICATORIA

¡Todo principio,.....

aunque, a veces muy lejano.....

tiene un fin!

La presente tesis la dedico con gran amor y especial cariño a:

*Mi querida esposa **Raquel**, quien me ha brindado todo su apoyo y comprensión para poder llegar a la meta propuesta en este trabajo. Gracias por la paciencia que me tuviste en los momentos de grandes dificultades y por disfrutar conmigo los momentos de alegría, relacionados con las distinciones recibidas durante el desarrollo del posgrado, entre ellas, el premio del Segundo Concurso Universitario de Geoquímica Isotópica otorgado por el LUGIS (UNAM) en el año 2000, el premio por la mejor presentación a nivel posgrado en el X Congreso Nacional de Geoquímica en el año 2000, y el premio al Mejor Estudiante de Maestría en Ciencias Geológicas en el año 2002 por la Asociación de los Mejores Estudiantes de México, A.C.*

*A mis queridos hijos: **Federico** y **Adolfo**, que han sabido comprenderme por el tiempo que no he podido compartir con Ustedes y por el interés que siempre me mostraron durante el desarrollo de este trabajo.*

*A la memoria de mi padre **Federico Viera Sandoval** (†) quien hubiese querido estar presente en la etapa final de esta tesis. A mi madre **Diodora Décida viuda de Viera**, gracias por tu comprensión y paciencia al no dedicarte el tiempo que te mereces.*

*A mis hermanos: **Guadalupe** (†), **Ramiro**, **María Alicia** y **Juan Antonio**, quienes han sabido valorar los esfuerzos realizados durante mi formación y superación profesional.*

A G R A D E C I M I E N T O S

En primer lugar, agradezco a Dios por darme vida, salud, paciencia y entusiasmo para poder hacer frente a los momentos difíciles que se presentaron durante la realización de esta tesis.

Mis más sinceros agradecimientos para el Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, quien colaboró como Director de la presente tesis, además de haber sido Tutor de un servidor. Así mismo, agradezco su apoyo por el financiamiento de las campañas de campo y por gestionar una Beca Terminal por medio del Proyecto CONACYT 28653-T, desarrollado bajo su responsabilidad.

A la Dra. María Teresa Orozco Esquivel, al Dr. Fernando Velasco Tapia y al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, miembros del Comité de Revisión de Tesis. Gracias por sus valiosas aportaciones y sugerencias durante la revisión del presente trabajo.

Al Dr. Héctor de León Gómez, Director de la Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., así como al anterior Director de esta dependencia Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, quienes me brindaron su apoyo y facilidades para realizar la Maestría en Ciencias Geológicas y llevar a un buen término el presente trabajo de tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por la Beca-Crédito otorgada bajo el registro No. 138221 para llevar a cabo los estudios de Maestría en Ciencias Geológicas en esta Facultad. Así también, por apoyarme con una Beca Terminal por seis meses, a través del Proyecto CONACYT 28653-T.

A los colegas del Laboratorio de Preparación de esta Facultad, por las facilidades otorgadas durante la elaboración de láminas delgadas.

A los compañeros, Ing. Adalberto Treviño Cázares e Ing. Pedro Rodríguez Saavedra, por los momentos que compartimos y nos apoyamos durante las campañas de campo, motivo de nuestras tesis de maestría.

Al Dr. Jesús Solé Viñas y al Q. Rufino Lozano Santa Cruz del Instituto de Geología de la UNAM, por el apoyo durante los análisis de Ar y K para determinar la edad de las rocas magmáticas.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León por el apoyo económico brindado durante mi estancia en la Ciudad de México, para efectuar los fechamientos K-Ar en el LUGIS (UNAM).

A la maestra Manuelita María González Ramos, por la revisión del Abstract y sugerencias sobre el mismo.

Al Dr. Sóstenes Méndez Delgado, Subdirector Administrativo de esta Facultad, por las facilidades otorgadas en la parte administrativa para llevar a cabo los trámites relacionados con el presente trabajo.

Al Personal Docente de esta Facultad, que de una u otra manera contribuyó y me apoyó durante el desarrollo de mi posgrado.

A todas aquéllas personas que no menciono, pero que por su amistad, apoyo y sugerencias, colaboraron para poder desarrollar la presente tesis.

ÍNDICE

<u>CONTENIDO</u>	<u>Pág.</u>
ABREVIATURAS	I
LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE FOTOGRAFÍAS	VIII
LISTA DE TABLAS	XI
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XV
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.2.1 LOCALIZACIÓN	3
1.2.2 VÍAS DE ACCESO	3
1.3. TRABAJOS PREVIOS	7
1.4. OBJETIVOS	14
1.5. METAS	15
CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL	16
2.1. PRE-TRIÁSICO	16
2.2. TRIÁSICO-JURÁSICO	18
2.3. CRETÁCICO TEMPRANO	21
2.4. CRETÁCICO TARDÍO-TERCIARIO	22
CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA DEL ÁREA	27
3.1. INTRODUCCIÓN	27
3.2. CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA	27
3.3. SIERRA DE PICACHOS	31
3.4. SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS	35
3.5. SIERRA DE TAMAULIPAS	40
3.6. PLANICIE DE TAMPICO	46
3.7. SIERRA DE OTONTEPEC	47
CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA	54
4.1. INTRODUCCIÓN	54
4.2. METODOLOGÍA	54
4.2.1 ELABORACIÓN DE LÁMINAS DELGADAS	54
4.2.2 MICROSCOPIA	55
4.3. CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	56

4.3.1 CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA	56
4.3.1.1 DIORITA	56
4.3.1.2 MONZODIORITA	57
4.3.1.3 CUARZOMONZODIORITA	57
4.3.1.4 GRANODIORITA	58
4.3.2 SIERRA DE PICACHOS	62
4.3.2.1 GABRO	63
4.3.2.2 SIENITA	63
4.3.3 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS	68
4.3.3.1 ROCAS INTRUSIVAS	68
4.3.3.1.1 GABRO	68
4.3.3.1.2 MONZOGABRO	70
4.3.3.1.3 MONZODIORITA	70
4.3.3.1.4 SIENITA	71
4.3.3.2 ROCAS VOLCÁNICAS	74
4.3.3.2.1 BASALTO ALCALINO	74
4.3.3.2.2 BASANITA	75
4.3.3.2.3 FOIDITA	75
4.3.4 SIERRA DE TAMAULIPAS	77
4.3.4.1 ROCAS INTRUSIVAS	77
4.3.4.1.1 GABRO	77
4.3.4.1.2 MONZODIORITA	78
4.3.4.1.3 SIENITA	79
4.3.4.1.4 GRANITO	82
4.3.4.1.5 ROCAS NEFELÍNICAS	82
4.3.4.1.6 CARBONATITAS	83
4.3.4.2 ROCAS VOLCÁNICAS	86
4.3.4.2.1 BASALTO ALCALINO	87
4.3.4.2.2 TRAQUITA	88
4.3.5 PLANICIE DE TAMPICO	91
4.3.5.1 FONOLITA DE OLIVINO	91
4.3.5.2 BASANITA	92
4.3.5.3 FONOLITA PERALCALINA	92
4.3.6 SIERRA DE OTONTEPEC	94
4.3.6.1 BASALTO	94
4.3.6.2 TRAQUIBASALTO	94
4.3.6.3 BASANITA	95
4.3.6.4 SUBVOLCÁNICO BASÁLTICO	97

CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA 98

5.1. INTRODUCCIÓN	98
5.1.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCÁNICAS Y DETERMINACIÓN DEL CARÁCTER GEOQUÍMICO DE LOS MAGMAS	99
5.1.2 CÁLCULO DE LA NORMA CIPW	99
5.1.3 NÚMERO DE MAGNESIO (Mg#)	100
5.1.4 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN	100
5.1.5 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	101
5.1.6 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TIERRAS RARAS	102

5.1.7 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA	104
5.1.8 CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE Y PROCESOS MAGMÁTICOS	105
5.2. METODOLOGÍA	108
5.2.1 TRITURACIÓN Y MOLIENDA	108
5.2.2 ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS	108
5.3. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA	109
5.3.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCÁNICAS, DETERMINACIÓN DEL CARÁCTER GEOQUÍMICO DE LOS MAGMAS, NORMATIVIDAD DE LAS ROCAS Y NÚMERO DE MAGNESIO	117
5.3.2 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN	121
5.3.2.1 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN PARA ELEMENTOS MAYORES	122
5.3.2.2 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN PARA ELEMENTOS TRAZA	129
5.3.3 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	139
5.3.4 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TIERRAS RARAS	148
5.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA	158
5.3.6 CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE Y PROCESOS MAGMÁTICOS	160
5.3.6.1 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA	161
5.3.6.2 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA	163
CAPÍTULO 6. FECHAMIENTOS POTASIO-ARGÓN	176
6.1. INTRODUCCIÓN	177
6.2. PRINCIPIO DEL MÉTODO	178
6.3. SOBREVISTA GEOCRONOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	180
6.4. ELECCIÓN DE LA LOCALIDAD PARA LOS FECHAMIENTOS	183
6.5. MUESTREO	184
6.6. PREPARACIÓN DE MUESTRAS	186
6.6.1 SELECCIÓN DE LOS MINERALES PARA FECHAR	186
6.6.2 SEPARACIÓN DE LOS MINERALES PARA FECHAR	187
6.7. ANÁLISIS DE POTASIO TOTAL	188
6.8. ANÁLISIS DE ⁴⁰ Ar	189
6.9. RESULTADOS	190
6.10. DISCUSIÓN	191
CAPÍTULO 7. MODELO GEOTECTÓNICO	194
7.1. INTRODUCCIÓN	194
7.2. MODELO GEOTECTÓNICO PROPUESTO	195
7.3. COMPARACIÓN GEODINÁMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EL SUR DE LOS ESTADOS UNIDOS	203
CONCLUSIONES	209
RECOMENDACIONES	213
BIBLIOGRAFÍA	215
ANEXOS	230

ABREVIATURAS

AFC: asimilación-cristalización fraccionada

Ap: apatito

Bi: biotita

C.: cerro

Cap.: capítulo

Cc: calcita

CCM: Cinturón Candela-Monclova

Cd.: ciudad

CICST: Complejo Ígneo Central de la Sierra de Tamaulipas

CIRP: Complejo Ígneo del Rancho El Picacho

CIRS: Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador

CIPW: norma de cálculo de minerales a partir de la composición química según Cross, Iddings, Pearson y Washington

cm: centímetros

cm³: centímetros cúbicos

Coah.: Coahuila

Com. Pers.: comunicación personal

CONACYT: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

COREMI: Consejo de Recursos Minerales

Cpx: clinopiroxeno

CSTM: Cuenca Sedimentaria Tampico-Misantla

CVM: Cinturón Volcánico Mexicano

CVVA: Complejo Volcánico de Villa Aldama

E-MORB: basaltos de cresta centro-oceánica enriquecidos

Ep: epidota

etc.: etcétera

FA: feldespato alcalino

F.C.T.: Facultad de Ciencias de la Tierra

Fig.: figura

Fm.: formación

FRX: Fluorescencia de Rayos-X

FRXDL: Fluorescencia de Rayos-X por Dispersión de Longitud de Onda

g: gramos

g/cm³: gramos por centímetro cúbico

g/L: gramos por litro

Gpo.: grupo

Hb: hornblenda

HFSE: *high field strength elements* (elementos de alta fuerza de campo)

HREE: *heavy rare earth elements* (elementos de las tierras raras pesadas)

ICP-MS: Espectrometría de Masas por Plasma de Acoplamiento Inductivo

INEGI: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática
IUGS: International Union of Geological Sciences
Kb: kilobares
kg: kilogramos
km: kilómetros
km²: kilómetros cuadrados
kV: kilovoltios
LC: Complejo Intrusivo La Cueva
LILE: *large ionic lithophile elements* (elementos litófilos de ion grande)
LOI: *loss of ignition*
LREE: *ligh rare earth elements* (elementos de las tierras raras ligeras)
LT: Complejo Volcánico de San Andrés de Los Tuxtlas
LUGIS: Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
m: metros
mA: miliamperes
Ma: millones de años
Mg#: número de magnesio
mg: miligramos
min.: minutos
MIRG: muestras internacionales de referencia geoquímica
ml.: mililitros
mm.: milímetros
MORB: basaltos de crestas centro-oceánica
Mpio.: municipio
MREE: *middle rare earth elements* (elementos de las tierras raras medias)
MS-ID: Espectrometría de Masas por Dilución Isotópica
msnm: metros sobre el nivel del mar
Mu: muscovita
N: NICK
Ne: nefelina
N.L.: Nuevo León
N-MORB: basaltos de cresta centro-oceánica tipo normal
No.: número
NX: nícoles cruzados
N//: nícoles paralelos
OIB: basaltos de isla oceánica
Ol: olivino
Opx: ortopiroxeno
p.e.: por ejemplo
PAO: Planicie Alcalina Oriental
PAOM: Provincia Alcalina Oriental Mexicana
PEMEX: Petróleos Mexicanos

Plg: plagioclasa
PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos
PPI: pérdida por ignición
PRIMA: Manto Primitivo
PS: Masivo de Palma Sola
PT: Planicie de Tampico
Px: piroxeno
Qz: cuarzo
REE: rare earth elements (elementos de las tierras raras)
RGR: Provincia del Rift del Río Grande
S.L.P.: San Luis Potosí
SC: Serranía de Cruillas
SSC: Sierra de San Carlos (Sierra Chiquita)
SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas
Ser: sericita
SMO: Sierra Madre Oriental
SMOcc: Sierra Madre Occidental
Sod: sodalita
SOT: Sierra de Otontepec o Tantima
SP: Sierra de Picachos
ST: Sierra de Tamaulipas
t: edad de la roca
 $t_{1/2}$: tiempo de vida media
Tamps.: Tamaulipas
TAS: total de álcalis vs. sílice
Tit: titanita
ton/cm²: toneladas por centímetro cuadrado
U.A.N.L.: Universidad Autónoma de Nuevo León
UNAM: Universidad Nacional Autónoma de México
U.S.A.: Estados Unidos de Norteamérica
UTM: Sistema de coordenadas (Universal Transverse Mercator System)
Ver.: Veracruz
Vol.: volumen
Z: número atómico
~: aproximadamente
µm: micrómetros
% Vol.: porcentaje en volumen
[ppm]: concentración en partes por millón
[% p. aj.]: concentración en porcentaje en peso ajustado
°C: grados Celsius

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Pág.
1.1	Distribución de las diferentes provincias magmáticas en México y U.S.A. que incluye las localidades de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico, SOT: Sierra de Otontepec, PS: Palma Sola y LT: San Andrés de Los Tuxtlas. Modificado de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ <i>et al.</i> (2000) y HENRY y ARANDA-GÓMEZ (2000). El área de estudio comprende las localidades desde el CCM hasta la Sot.	4
1.2	Localización y vías de acceso a la parte Norte del área de estudio. a) Cinturón Candela-Monclova, b) Sierra de Picachos, c) Sierra de San Carlos-Cruillas. En color gris se presentan de manera generalizada las rocas magmáticas de cada localidad.	8
1.3	Localización y vías de acceso a la parte Sur del área de estudio. a) Sierra de Tamaulipas, b) Planicie de Tampico, c) Sierra de Otontepec. En color gris se presentan de manera generalizada las rocas magmáticas de cada localidad.	9
2.1	Mapa paleotectónico del Noreste de México, Suroeste de Texas y Sur de Nuevo México, ilustrando los rasgos tectónicos más importantes. NL: Nuevo Laredo, M: Monterrey, S: Saltillo, TA: Tamaulipas, CV: Ciudad Victoria, LD: Las Delicias. Modificado de WILSON (1989) por GOLDHAMMER <i>et al.</i> (1993).	19
2.2	Distribución en espacio y tiempo de las rocas magmáticas en el Norte-Noreste de México. Reconstruido en base a las aportaciones de SEWELL (1968), BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973), CANTAGREL y ROBIN (1979), DAMON <i>et al.</i> (1981), CLARK <i>et al.</i> (1982), URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986), SEIBERTZ (1990), CAMACHO-ANGULO (1993), PÉREZ-ALEJO (1994), URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA (1997), ROMER y HEINRICH (1998) y NIETO-SAMANIEGO <i>et al.</i> (1999).	24
3.1	Mapa geológico generalizado del Cinturón Candela-Monclova en el que se muestran los principales cuerpos intrusivos orientados burdamente E-W. Simplificado de INEGI (1991), Carta Geológica escala 1:250,000. Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.	29
3.2	Mapa geológico generalizado de la Sierra de Picachos en el que se muestra la distribución de las principales rocas magmáticas. Modificado de MORTON-BERMEA (1990). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.	33
3.3	Mapa geológico de la Sierra de San Carlos-Cruillas en el que se muestra el magmatismo de su parte central y de su porción periférica. Modificado de RODRÍGUEZ-SAAVEDRA (2003). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.	37
3.4	Mapa geológico representativo del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas y su vulcanismo periférico. Tomado de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.	43
3.5	Mapa geológico generalizado de las estructuras magmáticas que se presentan en la Planicie de Tampico. Modificado de la carta geológica Cd. Mante escala 1:250,000; S.P.P. (1983). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo. El valor entre paréntesis se refiere a la edad de las rocas reportadas por CANTAGREL y ROBIN (1979).	48
3.6	Mapa geológico generalizado del magmatismo de la Sierra de Otontepec y su porción aledaña. Modificado de la carta geológica Tamiahua escala 1:250,000; S.P.P. (1982) con base en las aportaciones de FERRARI <i>et al.</i> (2005). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.	52

Figura	Descripción	Pág.
4.1	Diagrama de STRECKEISEN (1976), utilizado para la clasificación modal de las rocas intrusivas de la PAOM. A manera de comparación, se incluyen los campos petrográficos para las localidades del CCM, SSCC y ST, de acuerdo a M-B: MORTON-BERMEA (1995), N: NICK (1988), R-F. RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), respectivamente.	60
4.2	Clasificación de las rocas gabróicas de las diferentes localidades magmáticas de la PAOM contempladas en el presente trabajo. Diagrama de Ol-Plg-Px según Le MAITRE (1989).	78
4.3	Diagrama de Nefelina-Feldespatos Alcalino-Máficos según SARANTSINA y SHINKAREV (1967; en SØRENSEN, 1974), utilizado para la clasificación de las rocas ricas en nefelina de la Sierra de Tamaulipas.	84
4.4	Clasificación modal de los xenolitos del Manto contenidos en el basalto alcalino de la Mesa San Fernando, Tamaulipas (MSFB) con base en el diagrama propuesto por Le MAITRE (1989).	90
5.1	Diagrama de TAS para la clasificación de rocas volcánicas de la PAOM, propuesto por Le BAS <i>et al.</i> (1986) y Le MAITRE <i>et al.</i> (1989). P-B: picrobasalto, B: basalto, AB: andesita basáltica, A: andesita, D: dacita, R: riolita, TF: tefrita, Bs: basanita, T-B: traquibasalto, ATB: andesita traquibasáltica, TA: traquiandesita, T: traquita, TD: traquidacita, FTf: fonotefrita, Tff: tefrifonolita, F: fonolita, Foi: foidita. La línea de color rojo divide los campos alcalino y subalcalino de acuerdo a McDONALD y KATSURA (1964).	118
5.2	Diagrama de TAS para determinar el carácter geoquímico de las rocas intrusivas de la PAOM. Los campos indicados para rocas volcánicas corresponden con Le BAS <i>et al.</i> (1986) y Le MAITRE <i>et al.</i> (1989) de la Fig. 5.1. La línea de color rojo divide los campos alcalino y subalcalino de acuerdo a McDONALD y KATSURA (1964).	118
5.3	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ vs. óxidos de elementos mayores (TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO _{Tot} y MgO) para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Los valores están dados en % en peso ajustado.	124
5.4	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ vs. óxidos de elementos mayores (CaO, Na ₂ O, K ₂ O y P ₂ O ₅) para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Los valores están dados en % en peso ajustado. Leyenda igual que en Fig. 5.3.	125
5.5	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Cr y Ni [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.	130
5.6	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Rb y Sr [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.	131
5.7	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Y y Zr [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.	132
5.8	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Nb y La [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.	133
5.9	Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Pb y Th [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.	134

Figura	Descripción	Pág.
5.10	Diagrama multielementos para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	140
5.11a y b	Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas poco diferenciadas.	141
5.12a y b	Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. a) Rocas intrusivas, b) Rocas volcánicas y subvolcánicas. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas intrusivas poco diferenciadas.	143
5.13	Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas. a) Complejo Ígneo del Rancho El Picacho (CIRP), b) Vulcanismo periférico, c) Complejo Intrusivo Central (CICST). Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas intrusivas poco diferenciadas del CIRP (a) y con la roca asociada a subducción (c).	145
5.14	Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas poco diferenciadas.	147
5.15	Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Otontepec. Datos analíticos normalizados al manto primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH <i>et al.</i> (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	147
5.16	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	149
5.17a y b	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	150
5.18a y b	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	152
5.19a, b y c	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas. a) Complejo Ígneo del Rancho El Picacho. b) Vulcanismo periférico. c) Complejo Intrusivo Central (CICST). Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca. La escala para la carbonatita PISO se presenta en el lado derecho de la Fig. 5.20a.	154
5.20	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	157
5.21	Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Otontepec. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO ₂ en base seca.	158

Figura	Descripción	Pág.
5.22	Diagrama de Zr vs. Zr/Y para la discriminación tectonomagmática de los basaltos de la PAOM. Los campos corresponden con PEARCE (1982): WPB: basaltos de intraplaca, MORB: basaltos de crestas centro-oceánicas, IAB: basaltos de arcos de isla.	159
5.23	Diagrama de discriminación para rocas graníticas de (Y + Nb) vs. Rb, de acuerdo a PEARCE <i>et al.</i> (1984). Utilizado para la discriminación tectonomagmática de las rocas plutónicas de la PAOM con más del 5 % de cuarzo modal. Syn-COLG: granitos sincolisionales, WPG: granitos de intraplaca, VAG: granitos de arco volcánico, ORG: granitos de cordillera oceánica.	160
5.24	Diagrama de (Yb) _n vs. (Tb/Yb) _n para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM con Mg# >52. Los datos analíticos han sido normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). La línea horizontal de color rojo separa las rocas cuyos magmas estuvieron en equilibrio con una fase residual rica en granate [(Tb/Yb) _n >2.0] de las rocas cuyos magmas no tuvieron equilibrio con este mineral [(Tb/Yb) _n <2.0].	162
5.25	Diagrama de Zr vs. Nb para las rocas magmáticas de la PAOM que incluye datos analíticos compilados de la literatura y los datos obtenidos mediante el presente trabajo. ABREVIATURAS: Intr.: rocas asociadas a procesos de intraplaca. Subd.: rocas asociadas a procesos de subducción. E: fuente enriquecida, menor grado de fusión parcial o contaminación cortical; S: Fuente empobrecida, mayor grado de fusión parcial o subducción; CF: cristalización fraccionada. Datos compilados de: M-B: MORTON-BERMEA (1990, 1995), N: NICK (1988), R-F: RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), V-D: VIERA-DÉCIDA (1998), O-E: OROZCO-ESQUIVEL (1995).	166
5.26	Relación de los contenidos de Ba/Nb vs. La/Nb para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM con Mg# >52. Como puntos de comparación se incluyen las regiones para Manto Primitivo (PRIMA), MORB Enriquecido (E-MORB) y Basaltos de Isla Oceánica (OIB) de acuerdo a SUN y McDONOUGH (1989). El Campo para la Corteza Continental corresponde con el propuesto por TAYLOR y McLENNAN (1985) y HICKEY <i>et al.</i> (1986). N: valores según NICK (1988), V-D: valores según VIERA-DÉCIDA (1998).	168
5.27	Relación de los contenidos Zr/Nb vs. Th/Nb para rocas magmáticas con Mg# >52 de las diferentes localidades de la PAOM. Los vectores muestran la tendencia de: Componente de Subducción (S), Enriquecimiento de Intraplaca, e (I) aumento en el Grado de Fusión (F). N: valores según NICK (1988), V-D: valores según VIERA-DÉCIDA (1998).	170
5.28	Relación de Rb/Th vs. relación Sm/Nd normalizada a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985) para las rocas magmáticas de la PAOM. El campo en color gris indica la gran variación en Rb/Th para las rocas asociadas a subducción, con una muy pequeña variación en (Sm/Nd) _n para las rocas de las localidades CCM y ST (CIRS). N: valores según NICK (1988), R-F: valores según RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), V-D: valores según VIERA-DÉCIDA (1998).	172
6.1	Mapa geológico generalizado de la parte central de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamps. en el que se ubican los puntos de muestreo para fechamientos mediante el método K-Ar. Intr.: rocas asociadas al régimen de intraplaca, Subd.: rocas asociadas a subducción, NF: muestra no fechada. Modificado de NICK (1988) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1992).	185
7.1	Modelo geotectónico para el desarrollo del magmatismo en la PAOM. a) Cretácico Temprano, b) Cretácico Tardío-Terciario Temprano, c) Eoceno Medio-Eoceno Tardío. La Corteza Oceánica subducida se presenta en tres dimensiones para poder representar el “ <i>slab window</i> ”. CT: Corteza Transicional.	200
7.1	Continuación. d) Límite Eoceno-Oligoceno, la Corteza Oceánica subducida se presenta en tres dimensiones para explicar el magmatismo con alto LILE/HFSE ocurrido en este tiempo en la SSCC, e) Oligoceno Inferior-Mioceno Medio, f) Mioceno Medio-Mioceno Superior. DPE: Dorsal del Pacífico del Este. Ver leyenda en Fig. 7.1a-c.	201
7.1	Continuación. g) Plioceno-Pleistoceno. DPE: Dorsal del Pacífico del Este. Ver leyenda en Fig. 7.1a-c.	202

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

Foto	Descripción	Pág.
3.1a-d	Vista panorámica de algunas elevaciones constituidas principalmente por rocas magmáticas intrusivas que conforman el CCM. a) Cerro Marcelinos ubicado en la parte central, b) Cerro Providencia y c) Pico Candela y Cerro El Carrizal, ubicados en la parte central-Este, y d) Loma La Colorada ubicada en la parte oriental cerca de la población Cerro Colorado.	30
3.2a-d	Afloramientos de rocas ígneas típicas de la SP. a) Grandes escarpes de rocas sieníticas que constituyen Los Picachos en la localidad del Rincón Hierbabuena, b) Sill de rocas sieníticas (abajo), sobreyacido por calizas y cortado por un dique basáltico en la represa del Rancho San Juan, c) Sill de sienita de feldespatos alcalinos en la represa del Rancho San Juan, y d) Rocas sieníticas claras y oscuras en las inmediaciones del Rancho Montelongo.	34
3.3a-b	Representación de algunas estructuras generadas por magmatismo en la SSCC. a) Vista panorámica de la parte superior del plutón de La Bufo del Diente, y b) Vista panorámica del Cerro Apóstol formado por un Cuello Volcánico.	38
3.4a-d	Formas típicas de emplazamiento del magmatismo volcánico y subvolcánico para la SSCC. a) Vista panorámica de la Mesa Monteríos formada por derrames basálticos, b) Sill de composición basáltica que yace entre lutitas de la Fm. Méndez en las cercanías del ejido Guadalupe, c) Cuerpo subvolcánico de composición basáltica en el ejido El Refugio, y d) Dique de composición basáltica orientado en forma radial a la parte central de la sierra en el ejido San Lázaro.	39
3.5a-d	Evidencias del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas. a) y b) Stocks de granito de feldespatos alcalinos que constituyen El Cerro Gordo y El Cerro Mar de Nubes, respectivamente dentro del CICST. c) Dique de roca carbonatítica (alvikita) de ~5 cm de espesor que corta un cuerpo de gabro en el CIRP. d) Vista panorámica del Bernal Grande en la periferia oriental de la ST conocida como Mesetas y Bernales de Llera.	44
3.6a-c	Evidencias del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas. a) Cono volcánico en la localidad del Cerro Cautivo en el CVVA. b) Panorámica de la porción NE del Rancho El Salvador, en la porción SW de la ST. c) Xenolitos del Manto en un flujo de basalto alcalino de La Mesa San Fernando.	45
3.7a-b	Representación del magmatismo de la PT en forma de cerros aislados. a) Vista panorámica del Bernal de Horcasitas representativo de un cuello volcánico en las inmediaciones de Cd. Mante y González, Tamps. b) Vista panorámica del Cerro Auza con un diámetro de ~100 m y altura de 30 m, localizado en la parte NW de la población de Ébano, S.L.P.	49
3.8a-d	Magmatismo de la SOt. a) Panorámica que muestra los escalonamientos de diferentes coladas de material basáltico en los alrededores de la población San Juan de Otontepec en la porción SW de la sierra. b) Panorámica de la SOt en la población de Tantima localizada en la porción Norte de la sierra. c) Bloque de basalto alcalino que muestra las estructuras de flujo de la lava en la población de Tantima. d) Cuello volcánico en la localidad El Quebracho al Norte de la SOt. Se observa una instalación de petróleo.	53
4.1a-d	Micrografías para muestras a) Diorita Marc-2 con textura hipidiomórfica microgranular, conteniendo algunos cristales de feldespatos alcalinos (FA) con pertitas, clinopiroxeno (Cpx) y biotita (Bi). b) Textura hipidiomórfica granular en la monzodiorita Colo. Se observan cristales subhedrales de plagioclasa con extinción oscilatoria zonada (Plg) y cristales subhedrales y anhedrales de clinopiroxeno (Cpx) que muestran fuertes colores de interferencia, y biotita (Bi). c) Textura panidiomórfica granular en la cuarzomonzodiorita Merc, en la cual se observan cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plg), cristales anhedrales de cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (augita aegirínica-AAeg) en formas euhedrales a subhedrales, y biotita (Bi). d) Cristal euhedral de plagioclasa mostrando maclas de la albita (Ab) en la cuarzomonzodiorita Carr. Los cristales subhedrales de la parte inferior de la micrografía corresponden con plagioclasa (Plg) que presenta extinción oscilatoria zonada. El borde inferior para las micrografías 4.1a y 4.1d es de 1.3 mm, mientras para las restantes es de 5.1 mm.	61
4.2	Micrografía para la granodiorita Prov en la cual se puede observar un cristal euhedral de plagioclasa que exhibe maclas de la Ley de albita (Ab), cristales subhedrales de cuarzo (Qz) y un cristal euhedral de titanita (Tit). El borde inferior de la micrografía es de 1.3 mm.	62

Foto	Descripción	Pág.
4.3a-d	<p>a) Textura panidiomórfica granular en el gabro RFGb, mostrando buena cantidad de cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas (Plg) en formas subhedrales, olivino (Ol) y biotita (Bi) subhedrales. b) Textura xenomórfica granular en la sienita Mon-2. Se observa la falta de desarrollo en la mayoría de los cristales, mostrando cristales de feldespato alcalino (FA), cuarzo (Qz) y biotita (Bi). c) Textura granuda panalotriomórfica en la cuarzosienita Mon-1 donde se presentan cristales subhedrales de feldespato alcalino (FA), cristales subhedrales de biotita (Bi), cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (Cpx) en formas subhedrales a anhedrales. d) Textura hipidiomórfica granular en la sienita de feldespato alcalino RFDi, observándose cristales subhedrales de feldespato alcalino (FA) con su típica macla de Karlsbad y cristales anhedrales de biotita (Bi). El borde inferior para la micrografía 4.2b es de 1.3 mm, mientras que para las tres restantes es de 5.1 mm.</p>	66
4.4a-d	<p>a) Vista parcial de un cristal de hornblenda (Hb) que muestra buen desarrollo de clivaje en la sienita de feldespato alcalino RFDi. A su alrededor aparecen cristales anhedrales de feldespato alcalino (FA). b) Textura hipidiomórfica granular en la cuarzosienita de feldespato alcalino RFSi, compuesta principalmente por cristalitos subhedrales y anhedrales de feldespato alcalino. c) Textura panalotriomórfica microgranular en la cuarzosienita de feldespato alcalino RYe. Roca compuesta principalmente por microlitos anhedrales de feldespato alcalino <0.2 mm, observándose además microlitos anhedrales de biotita (Bi). d) Textura traquítica en la sienita nefelínica Sard-1, observándose cristales de feldespato alcalino (FA), nefelina (Ne) y cristalitos de augita aegirínica (AAeg). El borde inferior para las micrografías 4.2e y 4.2f es de 1.3 mm, mientras para las dos restantes es de 5.1 mm.</p>	69
4.5a-d	<p>a) Textura panidiomórfica granular en el gabro SCGb, conteniendo buena cantidad de cristales de plagioclasa, algunos con maclas de la periclina (Per), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y biotita (Bi). b) Textura hipidiomórfica granular en el monzogabro Pata-1 que contiene alta proporción de plagioclasa (Plg) con maclas polisintéticas y que en su mayoría presentan fracturamiento en forma perpendicular al eje “c”. También se observan cristales subhedrales de clinopiroxeno (Cpx). c) Textura porfírica en la monzodiorita SCMD en la que se observan fenocristales subhedrales de plagioclasa (Plg) tanto con maclas polisintéticas como con extinción oscilatoria zonada, y hornblenda (Hb). d) Textura granuda panalotriomórfica en la sienita de feldespato alcalino SCSAG. Se observa un cristal subhedral de feldespato alcalino (FA) que muestra claramente la macla de Karlsbad (K), algunos cristales subhedrales de titanita (Tit), biotita (Bi) y clinopiroxeno (Cpx) anhedrales. El borde inferior para estas micrografías es de 5.1 mm.</p>	72
4.6a-d	<p>a) Textura traquítica en la sienita de feldespato alcalino Sacr-1. Roca compuesta principalmente por cristalitos de feldespato alcalino, apareciendo algunos cristales de clinopiroxeno (Cpx). b) Textura hipidiomórfica granular en la sienita nefelínica Ros en la cual se observan cristales subhedrales de feldespatoide (nefelina-Ne y sodalita-Sod), cristales euhedrales de feldespato alcalino (FA) y anhedrales de clinopiroxeno (augita aegirínica-AAeg). c) Textura porfírica para el basalto alcalino RBa donde se observan fenocristales de plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). d) Textura ofítica para la foidita CPaz. La matriz está compuesta principalmente por microlitos de nefelina (Ne) y en menor proporción feldespato alcalino, teniendo algunos fenocristales de feldespato alcalino (FA) y olivino (Ol). El borde inferior para la micrografía 4.3h es de 1.3 mm, mientras para las tres restantes es de 5.1 mm.</p>	76
4.7a-d	<p>a) Textura hipidiomórfica granular en el gabro PiGb, observándose cumulos de plagioclasa con maclas polisintéticas (Plg), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y biotita (Bi). b) Textura porfírica en la monzodiorita Sal-14 donde se observan fenocristales subhedrales de plagioclasa (Plg) con extinción oscilatoria zonada, feldespato alcalino (FA) y hornblenda (Hb). c) Textura porfírica para la sienita de feldespato alcalino PiSN. La matriz consiste en mayor parte de microlitos (<0.2 mm) de feldespato alcalino, teniendo fenocristales de titanita (Tit) y clinopiroxeno (Cpx). d) Textura granuda panalotriomórfica en la cuarzosienita de feldespato alcalino PiGr, mostrando una buena cantidad de cristalitos subhedrales y anhedrales de feldespato alcalino, así como cristalitos subhedrales de augita aegirínica (AAeg) y biotita (Bi). El borde inferior para la micrografía 4.4c es de 1.3 mm, mientras que para las tres restantes es de 5.1 mm.</p>	80

Foto	Descripción	Pág.
4.8a-d	a) Textura hipidiomórfica granular en la sienita con feldespatoides RCV-1 donde se observan algunos cristales subhedrales de feldespato alcalino (FA), nefelina (Ne), clinopiroxeno (Cpx) y biotita (Bi). b) Textura micrográfica para el granito Nub-6, donde grupos de cristalitos de cuarzo con diferente posición de extinción proporcionan la textura mencionada. c) Textura hipidiomórfica granular para la roca nefelínica PiRN en la cual se observan cristales de nefelina (Ne), augita aegirínica (AAeg) y biotita (Bi). d) Micrografía para la carbonatita del tipo soevita que consiste de una fase clara (calcita-Cc, cuarzo-Qz y calcedonia-Clc) y una fase oscura (limonita, hematita y siderita). El borde inferior para la micrografía 4.4h es de 1.3 mm y para las restantes es de 5.1 mm.	85
4.9a-d	a) Textura intergranular para el basalto alcalino MSFB, observándose cristalitos de plagioclasa (Plg) en contacto con clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). b) Textura glomeroporfídica para el basalto alcalino Huac donde pueden apreciarse fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol) dentro de una matriz compuesta por cristalitos de plagioclasa. c) Textura intersertal para el basalto alcalino JMM, encontrando cristalitos de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx) entre los cristalitos de plagioclasa (Plg). d) Xenolito del Manto MSF-3 clasificado como lherzolita de espinela, siendo su roca portadora el basalto alcalino MSFB. Presenta una textura protogranular y está compuesto por cristales de olivino (Ol), piroxeno (Opx y Cpx) y espinela (Sp). El borde inferior para estas micrografías es de 5.1 mm.	89
4.10	Textura traquítica para la muestra de traquita Cau la cual está constituida principalmente por microlitos de feldespato alcalino <0.24 mm, orientados de tal manera que proporcionan la textura de la roca. En la parte izquierda de la micrografía puede apreciarse en colores fuertes de interferencia un microlito de olivino, mientras que en la parte superior derecha se observa un fenocristal de sanidino (San). El borde inferior para esta micrografía es de 1.3 mm.	91
4.11a-c	a) Micrografía para la fonolita de olivino Horc que presenta una textura porfírica, donde la matriz consiste de nefelina (Ne). Se observan fenocristales de biotita (Bi) que presentan buena exfoliación, fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y una buena cantidad de minerales opacos. b) Textura microporfírica para la basanita Auza, cuya matriz la componen muy probablemente microlitos de plagioclasa y feldespatoides. Los minerales con fuertes colores de interferencia consisten de microfenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). c) Textura panaliotromórfica inequigranular para la fonolita CP. Se observan cristalitos subhedrales de feldespato alcalino (FA) y anhedrales de nefelina (Ne), así como cristalitos euhedrales hasta anhedrales de augita aegirínica (AAeg). El borde inferior para la micrografía 4.5a es de 1.3 mm, mientras que para las restantes es de 5.1 mm.	93
4.12a-d	a) Textura porfírica con arreglo traquítico para el basalto alcalino Tant. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa <0.24 mm, con cierta alineación y rodeando microfenocristales de olivino (Ol). b) Textura microlítica para el traquibasalto Camp, observando en tonos de gris microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino; mientras que los colores fuertes de interferencia corresponden con olivino, biotita y clinopiroxeno. c) Textura traquítica para el traquibasalto Oton. En tonos de gris se presentan microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino, cuya orientación proporciona la textura de la roca. Los colores de interferencia más fuertes corresponden con clinopiroxeno y olivino. d) Textura porfírica para la basanita Cuam, cuya matriz se compone por microlitos de feldespato alcalino y plagioclasa <0.10 mm. Los fenocristales consisten de plagioclasa (Plg) y olivino (Ol). El borde inferior para las micrografías 4.6a y 4.6c es de 1.3 mm, mientras que para las restantes es de 5.1 mm.	96
4.13	Textura intergranular para el cuerpo subvolcánico basáltico Mora. Se observan cristales de plagioclasas (Plg), nefelina (Ne), augita (Aug) y olivino (Ol). El borde inferior para esta micrografía es de 1.3 mm.	97

LISTA DE TABLAS

Tabla	Descripción	Pág.
2.1	Localización y edades del magmatismo ocurrido en las diferentes localidades que conforman la Provincia Alcalina Oriental.	26
3.1	Localización de los puntos de muestreo de rocas magmáticas mediante coordenadas UTM, para las localidades de la PAOM consideradas en el presente trabajo.	32
4.1.	Resultados del análisis petrográfico con conteo modal para las rocas intrusivas (300 puntos) y extrusivas (500 puntos) de la PAOM.	59
4.2.	Resultados del conteo modal para las muestras de xenolitos del Manto contenidos en el basalto alcalino de la Mesa San Fernando, Tamaulipas (MSFB). Los valores de los minerales están dados en % de volumen.	90
5.1a	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	110
5.1b	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	111
5.1c	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	112
5.1d	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas y xenolitos del Manto de la Sierra de Tamaulipas. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	113
5.1e	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Ígneo del Rancho El Picacho). Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	114
5.1f	Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.	115
6.1	Fechamientos disponibles en la literatura para diferentes tipos de rocas magmáticas de la PAOM.	182
6.2	Resultados de los fechamientos mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ para las rocas magmáticas de la SSCC y ST (CIRS).	191

RESUMEN

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) consiste de una serie de localidades magmáticas que se orientan NNW-SSE y se extiende desde el Norte del estado de Coahuila hasta el estado de Veracruz, México. Dicha provincia se considera como una probable extensión hacia el Sur de la Provincia Magmática de Trans-Pecos localizada en Texas y Nuevo México, U.S.A. El propósito del presente trabajo es obtener nuevos datos para tener un mejor entendimiento de la petrogénesis de los complejos magmáticos presentes desde el Cinturón Candela-Monclova (CCM) hasta la Sierra de Otontepec (SOt).

El magmatismo del CCM y la Sierra de Picachos (SP) es predominantemente plutónico, en la Planicie de Tampico (PT) y la SOt es predominantemente volcánico, mientras que en la Sierra de San Carlos Cruillas (SSCC) y en la Sierra de Tamaulipas (ST) coexisten ambos tipos de magmatismo. Las rocas plutónicas varían desde dioritas hasta sienitas y granitos en el CCM; gabros, piroxenitas, dioritas y sienitas nefelínicas en la SP; diferentes variedades de gabros, monzodioritas y diferentes variedades de sienitas (sienitas *sensu stricto*, sienitas alcalinas y sienita nefelínicas) en la SSCC; y diferentes variedades de gabros, dioritas, monzonitas, sienitas (sienitas *sensu stricto*, sienitas con feldespatoides, sienitas de feldespato alcalino con y sin feldespatoides) y granitos en la ST. Además en la SSCC y en la ST afloran las variedades petrográficas mencionadas con más que 5 % de cuarzo modal. Las rocas volcánicas consisten de basanitas, foiditas, fonotefritas, basaltos alcalinos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas en la SSCC; basaltos alcalinos, hawaiitas y basanitas en el área de las Mesetas y Bernal de Llera, y basaltos (alcalinos y subalcalinos), latitas y traquitas en el Complejo Volcánico de Villa Aldama (CCVA) y sus alrededores en la ST; fonolitas, basaltos alcalinos, basanitas y nefelinitas en la PT; y basaltos alcalinos, hawaiitas y basanitas en la SOt.

El carácter geoquímico de los magmas es predominantemente subalcalino para el CCM; alcalino para la SP, PT y SOt; mientras que para la SSCC y ST prevalecen ambos tipos. Rocas con características de magmas primarios ($Mg\# \geq 62$ y $MgO > 6\%$) se restringen a algunos gabros y piroxenitas en la SP; una buena cantidad de cumulos, gabros y basaltos, así como basanitas y foiditas en la SSCC; buena parte de los afloramientos de gabros, basaltos (alcalinos y subalcalinos), hawaiitas y basanitas en la ST, y basanitas en la PT. En los diagramas Harker sólo pueden inferirse procesos de cristalización fraccionada para las rocas del CCM y de la ST (Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador y CVVA). Mediante los

diagramas de elementos incompatibles se observa una fuerte diferencia en la relación LILE/HFSE. Las rocas de la SP, PT, SOT y buena parte de las rocas de las SSCC y ST presentan una baja relación en estos elementos ($Ba/Nb < 30$), lo cual es característico para magmas generados en un ambiente de intraplaca. Por otra parte, las rocas del CCM, los gabros y monzodioritas de la SSCC y todas las variedades petrográficas del CIRS (Sur de la ST) presentan una alta relación en los elementos mencionados ($Ba/Nb > 30$), indicando magmas empobrecidos en HFSE. Ésto, típicamente se ha considerado como una característica para los magmas generados en un ambiente de subducción, Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que también se deba en parte, a contaminación cortical durante el ascenso de los magmas, ya que la Corteza Continental también se encuentra empobrecida en los elementos HFSE. Los patrones de REE normalizados a condritas son muy paralelos entre sí para las rocas del CCM y de la SOT, indicando magmas generados a partir de una misma fuente magmática en cada localidad en particular. Esta característica no se observa para las rocas de la SP, SSCC, ST y PT, con lo que se deduce la probable participación de diferentes fuentes durante la generación de los magmas. La discriminación tectonomagmática de basaltos mediante el diagrama de Zr vs. Zr/Y, indica que todas las rocas basálticas de la PAOM (SSCC, ST, PT y SOT) se han generado en un ambiente de intraplaca. Por otro lado, la discriminación tectonomagmática de rocas graníticas mediante el diagrama de $(Y + Nb)$ vs. Rb, indica que las rocas graníticas cuya relación en LILE/HFSE es baja, se ubican en el campo de granitos de intraplaca, mientras que las de alta relación en estos elementos se ubican en el campo de granitos de arco volcánico.

El diagrama de $(Yb)_n$ vs. $(Tb/Yb)_n$ y las anomalías negativas de K y Ti en los diagramas multielementos, permiten suponer que los magmas que originaron las rocas volcánicas de la SSCC estuvieron en equilibrio con una fase residual rica en granate y anfíbol, mientras que los magmas que originaron las rocas volcánicas de la ST (excepto MSFB), PT y SOT estuvieron en equilibrio con una fase residual rica en granate y flogopita, ya que no presentan la anomalía negativa de Ti. En forma generalizada, los diagramas de Zr vs. Nb indican que las rocas con bajo LILE/HFSE presentan relaciones de Zr/Nb entre 1 y 10; mientras que las rocas con alto LILE/HFSE presentan relaciones de Zr/Nb entre 10 y 100, con excepción de buena parte de las rocas de la SSCC analizadas por NICK (1988) que se dispersan en relaciones de Zr/Nb entre 1 y 100. La caracterización geoquímica de las fuentes magmáticas que originaron las rocas de la PAOM realizada por medio de diagramas

bivariados de relación de elementos incompatibles [p.e. La/Nb vs. Ba/Nb, Zr/Nb vs. Th/Nb y Rb/Th vs. (Sm/Nd)_n], indica que las rocas con bajo LILE/HFSE de la SP, PT, SOt, SSCC y ST se desarrollaron a partir de una fuente del Manto enriquecida con características similares a OIB, mientras que las rocas con alto LILE/HFSE del CCM y SSCC se desarrollaron a partir de una fuente empobrecida con características similares a E-MORB y las rocas de ST a partir de una fuente con características similares a N-MORB y PRIMA. Por otra parte, las fuertes variaciones en la relación (Sm/Nd)_n para las rocas de la SP, SSCC y ST se atribuyen a la existencia de zonas heterogéneas en el Manto, mientras que la gran variación en la relación Rb/Th indica la participación de la componente de subducción en las rocas con alto LILE/HFSE del CCM, SSCC y ST.

El modelo geotectónico propuesto en el presente trabajo contempla fechamientos por el método K-Ar reportados en la literatura y los obtenidos en el presente trabajo, en el cual se indica que el magmatismo de la PAOM se inició en el Eoceno con el emplazamiento de magmas con bajo LILE/HFSE en la SSCC asociados seguramente con un “*slab window*” durante la migración hacia el Este del arco magmático producido por la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica. Durante este mismo período se generaron magmas con alto LILE/HFSE en el CCM y ST (CIRS), mientras que en la SSCC este tipo de magmatismo se manifestó en el límite Eoceno/Oligoceno. Al retraerse el arco magmático hacia el Oeste, la convección de material astenosférico no afectado por la componente de subducción, desde las partes traseras del arco hacia la cuña del Manto (“*slab rollback*”), dió lugar a la generación de magmas con bajo LILE/HFSE que prevaleció desde el Oligoceno hasta el Mioceno en la SSCC, ST y PT. Magmatismo con estas características geoquímicas pero del tipo explosivo, se manifestó durante el Plioceno y Pleistoceno en la ST, el cual muy probablemente está relacionado con el sistema extensional del “*Basin and Range*”. La disminución en edad del magmatismo de N a S en la PAOM, propuesta por autores anteriores, es ahora descartada.

La componente de subducción para las rocas con alto LILE/HFSE, se confirma por la mínima contaminación cortical deducida a partir de las relaciones isotópicas de Rb/Sr y Sm/Nd, obtenidos en el proyecto CONACYT 28653-T por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (Com. Pers.), con lo que se propone que el cambio en el tectonismo compresional a extensional tuvo lugar hace ~33 Ma, teniendo una historia muy similar a la de la parte Sur de los Estados Unidos (p.e. Provincia Magmática de Trans-Pecos y el Rift del Río Grande).

ABSTRACT

The Eastern Mexican Alkaline Province (EMAP) consists of a serie of magmatic localities with a NNE-SSE trend. It extends from the Coahuila state to Veracruz, Mexico. This province is considered as a probable southward continuation of the Trans-Pecos Magmatic Province (Texas and Nuevo Mexico, U.S.A.). The aim of this work is to obtain new data for a better comprehension of the magmatic complexes petrogenesis present from the Cinturon Candela-Monclova (CCM) to the Sierra de Otontepec (SOT).

The magmatism of the CCM and the Sierra de Picachos (SP) is mainly plutonic, in the Planicie de Tampico (PT) and the SOT is predominantly volcanic, whereas in the Sierra de San Carlos Cruillas (SSCC) and Sierra de Tamaulipas (ST) coexist both types of magmatic emplacements. The plutonic rocks vary from diorites to syenites and granites in the CCM, gabbros, pyroxenites, diorites, and nephelinsyenites in the SP, different types of gabbros, monzodiorites, and syenites (syenites *sensu stricto*, alkalisyenites, nephelinsyenites) in the SSCC, gabbros, diorites, monzonites, syenites (sienites *sensu stricto*, foidsyenites, alkalisyenites with or without foids), and granites in the ST. In both SSCC and the ST cropout the same petrographic varieties, with more than 5% of modal quartz. The volcanic rocks consist on basanites, foidites, fonotephrites, alkalibasalts, trachybasalts, and basaltic trachyandesites in the SSCC. Alkalibasalts, hawaiites, and basanites are found in the Mesetas and Bernales de Llera area. Alkalibasalts, subalkalibasalts, latites, and trachytes were located in the Villa Aldama Volcanic Complex (VAVC) and their surroundings areas in the ST. Phonolites, alkalibasalts, basanites, and nephelinites were detected in the PT, and alkalibasalts, hawaiites, and basanites in the SOT.

The geochemical character of the magmas is mainly subalkaline in the CCM, alkaline in the SP, PT, and SOT. Whereas, in the SSCC and ST both types coexist. Rocks with primary magma characteristics ($Mg\# \geq 62$ y $MgO > 6\%$) are restricted to some gabbros and pyroxenites in the SP. Many cumulates, gabbros, basalts, as well as basanites and foidites were identified in the SSCC. Some gabbros, alkalibasalts, subalkalibasalts, hawaiites, and basanites were found in the ST while in the PT only basanites. Processes of fractional crystallization in the magmas of the CCM and Rancho El Salvador Plutonic Complex (RSPC), as well as VAVC in the ST are infered from the Harker diagrams. Remarkable different LILE/HFSE ratios are observed in the incompatible elements diagrams. The SP, PT, SOT, and many of the SSCC and

ST rocks show a low ratio in these elements ($Ba/Nb < 30$), a typical characteristic of intraplate magmas. On the other hand, the CCM rocks, the gabbros and monzodiorites of the SSCC, and all petrographic varieties of the RSPC (south of ST) show a high ratio in LILE/HFSE ($Ba/Nb > 30$). These depleted magmas have been typically considered as characteristic to subduction zones. However, it is possible that this is a result of continental crust contamination during the magma ascent, since the crust is also depleted in HFSE. The patterns of REE normalized to chondrites are quite parallel in the rocks of the CCM and the SOT. This indicates that the magmas were generated from the same magmatic source in each locality. This characteristic is not observed in the SP, SSCC, ST, and PT rocks. It may be explained through the participation of different sources in the magma generation. The tectonomagmatic discrimination of basaltic rocks by the Zr vs. Zr/Y diagram, show that all EMAP (SSCC, ST, PT y SOT) basaltic rocks have been generated in an intraplate system. On the other hand, granitic rocks, with low LILE/HFSE ratios, plot in the field of intraplate granites in the tectonomagmatic discrimination diagram $(Y + Nb)$ vs. Rb . In contrast, the granitic rocks, with high LILE/HFSE ratios, plot in the field of volcanic arc granites.

With the $(Yb)_n$ vs. $(Tb/Yb)_n$ diagram and the negatives anomalies of K and Ti in the incompatible elements diagrams, it is possible to relate a rich garnet and amphibole residual phase during the magma generation in the SSCC, while in the ST, PT, and SOT it is a rich garnet and flogophite phase, due to an absence of a Ti negative anomaly. In Zr vs. Nb diagrams the rocks with low LILE/HFSE show Zr/Nb ratios from 1 to 10. While the rocks with high LILE/HFSE show Zr/Nb ratios from 10 to 100. One exception to this are the SSCC rocks analyzed by NICK (1988). They are scattered in the field with 1 to 100 Zr/Nb ratios. The magmatic sources characterization of the EMAP rocks is supported by the use of bivariable diagrams of incompatible elements ratios (i.e. La/Nb vs. Ba/Nb , Zr/Nb vs. Th/Nb and Rb/Th vs. $(Sm/Nd)_n$). These diagrams show interpreted that the SP, PT, SOT rocks and the low LILE/HFSE rocks of the SSCC and ST was originated from an enriched source with similar characteristics to OIB. Rocks with high LILE/HFSE ratios from the CCM and SSCC have a depleted source with similar characteristics to E-MORB. In contrast, high LILE/HFSE rocks of the ST were derived from the same type of source but with characteristics similar to N-MORB and PRIMA. The strong $(Sm/Nd)_n$ changes in the SP, SSCC, and ST rocks are related to the presence of heterogeneous regions in the Mantle, whereas the strong Rb/Th

changes correspond to the subduction component in the high LILE/HFSE rocks of the CCM, SSCC and ST.

The proposed geotectonic model in the present work considers K-Ar ages reported in literature and the new ones were generated by this research. With the new data, we propose a new model for the magmatism of the EMAP in which we consider it began in the Eocene with the emplacement of magmas with low LILE/HFSE ratios in the SSCC. As a consequence, these magmas must have been related to a “*slab window*” during the eastward migration of the magmatic arc product of the subduction of the Farallon Plate below Northamerica. During this same period, were emplaced magmas with high LILE/HFSE ratios in the CCM and ST (RSPC), while in the SSCC this magmatism occurred in the Eocene/Oligocene limit. During the westward magmatic arc retrocession, the convection of astenospheric material was not affected by the subduction component since the back arc toward the mantle wedge (“*slab rollback*”) generated magma with low LILE/HFSE ratios. This magmatism prevailed from the Oligocene to Miocene in the SSCC, ST, and PT. Explosive magmatism with these geochemical characteristics was generated during the Pliocene and Pleistocene in the ST. This is probably related to the extensional system of the “*Basin and Range*”. The decreasing in age of the magmatism from N to S in the EMAP as proposed by former authors can be discarded now.

The subduction component to high LILE/HFSE rocks is confirmed by the minimal cortical contamination. This is interpreted by the isotopic relations of Rb/Sr and Sm/Nd obtained in the CONACYT 28653-T project by RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (Pers. Comm.). With these results, we suggest that the change from the compressional to extensional tectonism occurred ~33 Ma before today. The EMAP magmatic history is very similar to the one for the southern part of the United States (i.e. Trans-Pecos Magmatic Province and the Rio Grande Rift).

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) consiste de una serie de localidades magmáticas localizadas en la parte Noreste y Este de México, abarcando una amplia porción de la Planicie Costera del Golfo de México. Estas localidades se encuentran constituidas por rocas tanto intrusivas como extrusivas, cuyo carácter geoquímico es predominantemente alcalino, aunque también se presentan rocas con carácter calcoalcalino. Este conjunto de localidades magmáticas constituyen un cinturón discontinuo que se extiende alrededor de 2,000 km dentro de la República Mexicana, desde el estado de Coahuila hasta el estado de Veracruz, presentando una orientación preferencial NNW-SSE. Estas localidades magmáticas son conocidas como: Complejo Intrusivo La Cueva (LC), Cinturón Candela-Monclova (CCM), Sierra de Picachos (SP), Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC), Sierra de Tamaulipas (ST), Planicie de Tampico (PT), Sierra de Otontepec o Tantima (SOT) y Masivo de Palma Sola (PS). La localidad más meridional conocida como Complejo Volcánico de San Andrés de Los Tuxtlas (LT) fue considerada por DEMANT y ROBIN (1975), ROBIN (1976b), ROBIN (1982) y NELSON *et al.* (1987) como parte de la PAOM. Sin embargo, THORPE (1977) y CLARK *et al.* (1982), entre otros autores, consideraron esta localidad como la parte más oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), mientras que NELSON *et al.* (1995) sugieren que este campo volcánico se desarrolló en una zona trasarco del CVM con analogías a las lavas eruptadas en Japón y los Andes.

La PAOM es considerada como una probable extensión hacia el Sur de la Provincia Magmática de Trans-Pecos (PMTP) localizada en Texas y Nuevo México, la cual tuvo su máxima manifestación magmática entre 48 y 17 Ma antes de la actualidad, tiempo en el que se generaron rocas magmáticas intrusivas y extrusivas asociadas en parte a un ambiente geotectónico orogénico (de subducción), así como a un ambiente geotectónico anorogénico (tipo rift) según BARKER (1977, 1979b, 1987) y NELSON *et al.* (1987).

De manera similar, en trabajos anteriores se ha sugerido que las rocas magmáticas de la PAOM se han generado en un ambiente geotectónico combinado de subducción e intraplaca. Rocas que muestran características típicas de magmas de subducción han sido localizadas en

afloramientos ubicados en la parte Norte (CCM; MORTON-BERMEA, 1995) y central de la PAOM (SSCC y ST; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998; VIERA-DÉCIDA y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1998). Su origen se ha relacionado a la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica. En particular, las edades reportadas para las rocas del CCM oscilan entre 42.4 y 39.1 Ma (PÉREZ-ALEJO, 1994).

En las cercanías del extremo Sur de la PAOM, en la parte occidental del área de Palma Sola se presenta magmatismo con características geoquímicas de subducción, el cual se relaciona con el CVM y está asociado con la subducción de la Placa de Cocos bajo Norteamérica (ROBIN, 1976a; OROZCO-ESQUIVEL, 1995; CANTAGREL y ROBIN, 1979; NEGENDANK *et al.*, 1985; JACOBO *et al.*, 1994), presentando edades menores a 15 Ma (FERRARI *et al.*, 2005).

Por otra parte, las rocas generadas en ambiente de intraplaca se presentan en casi todas las localidades del área de estudio, a excepción del CCM (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; OROZCO-ESQUIVEL, 1995). La génesis de los magmas tipo intraplaca se atribuye a procesos de descompresión adiabática producto del retroceso del arco magmático hacia el poniente durante el evento de subducción más antiguo. Las edades de las rocas asociadas con este evento oscilan a manera general entre 43.8 (este trabajo) y 0.2 Ma (CAMACHO-ANGULO, 1993), sin evidencias de magmatismo en los períodos comprendidos entre 16.0–13.3 y 6.5–2.6 Ma.

Los estudios petrográficos y geoquímicos que formarán parte del presente trabajo de tesis, serán una herramienta indispensable para caracterizar las rocas magmáticas del área de estudio y determinar mediante diagramas apropiados, los procesos magmáticos dominantes durante la generación de los magmas, así como durante la formación de las rocas a partir de ellos. Estos procesos incluyen: fusión parcial, participación de diversas fuentes del manto, cristalización fraccionada, contaminación cortical, etc. Así también, la geoquímica de elementos traza ayudará para inferir el tipo de ambiente ó ambientes geotectónicos involucrados durante la generación de los magmas. Por otra parte, la determinación de edades de rocas magmáticas representativas de localidades en particular, será de gran utilidad para definir la secuencia ó coexistencia de los diferentes ambientes geotectónicos en los que se generaron los magmas. Estos resultados combinados con aquéllos disponibles en la literatura,

ayudarán en gran medida a definir con mayor claridad la historia magmática de la PAOM, ya que anteriormente se pensaba que el magmatismo era más antiguo en la parte Norte, con una disminución en la edad hacia la parte Sur de la misma.

Es de considerarse que para las localidades de la PAOM contempladas en el presente trabajo, existe una gran cantidad de datos geoquímicos obtenidos por diversos autores en diferentes centros de investigación, y con la finalidad de disminuir al máximo los errores interlaboratorios, se ha realizado un muestreo detallado, analizando las muestras en un mismo laboratorio (Centro de Geoinvestigaciones de Potsdam, Alemania) y bajo las mismas condiciones analíticas. Adicionalmente, se utilizaron datos compilados de la literatura a fin de complementar la información generada en este trabajo, especialmente para tener una mayor representatividad química en los diagramas de clasificación, variación, discriminación tectonomagmática y bivariados de relaciones de elementos.

1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO

1.2.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio comprende seis de las localidades magmáticas que se presentan en la denominada Planicie Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) por DEMANT y ROBIN (1975), las cuales constituyen un cinturón discontinuo, con una orientación preferencial NNW-SSE, desde el estado de Coahuila hasta el estado de Veracruz. Las localidades que se han considerado para el presente trabajo son: El Cinturón Candela-Monclova, La Sierra de Picachos, La Sierra de San Carlos-Cruillas, La Sierra de Tamaulipas, La Planicie de Tampico y La Sierra de Otontepec ó Tantima (Fig. 1.1), que a manera general abarcan una longitud de ~800 km.

1.2.2 VÍAS DE ACCESO

Las principales vías de acceso a cada una de las localidades que se contemplan en esta tesis se presentan en las figuras 1.2a–c para la parte Norte, que comprende el CCM, la SP y la

SSCC, mientras que las figuras 1.3a–c describen la parte Sur del área de estudio, que comprende la ST, la PT y la SOt.

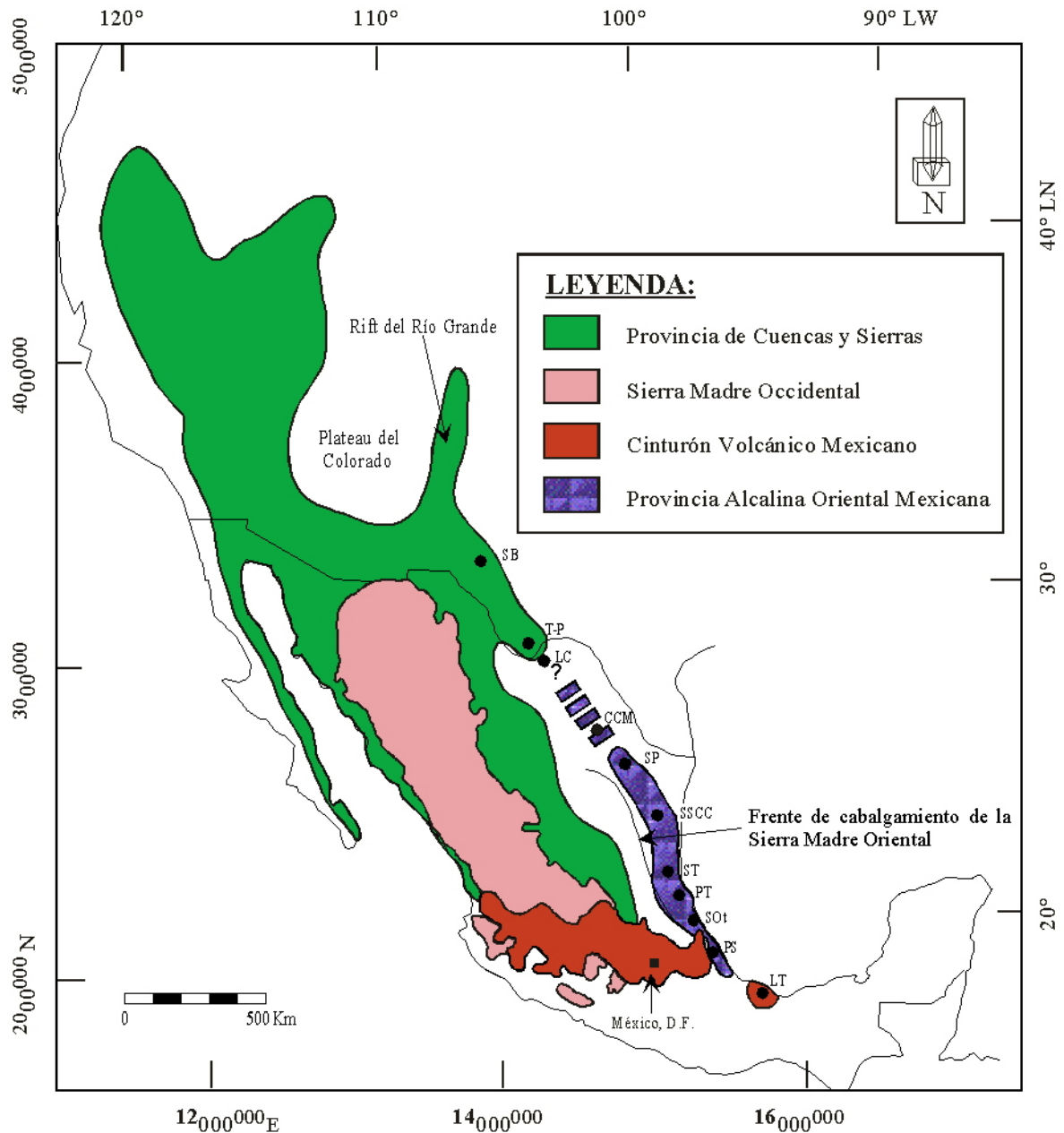


Fig. 1.1. Distribución de las diferentes provincias magmáticas en México y U.S.A. que incluye las localidades de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico, SOt: Sierra de Otontepec, PS: Palma Sola y LT: San Andrés de Los Tuxtlas. Modificado de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ *et al.* (2000) y HENRY y ARANDA-GÓMEZ (2000). El área de estudio comprende las localidades desde el CCM hasta la SOt.

a) Cinturón Candela-Monclova (CCM)

Una de las principales vías de acceso a esta localidad es la carretera federal # 53 que comunica la Cd. de Monterrey, N.L. con la Cd. de Monclova, Coah., con la que se accesa a la parte occidental de esta localidad. La porción oriental de esta zona puede accesarse a través de la carretera estatal de Nuevo León que comunica a la Cd. de Monterrey con Colombia, en la frontera con los Estados Unidos de Norteamérica. La porción intermedia es accesible a través de la carretera que comunica al poblado de Candela con la Cd. de Monclova, Coah., así como a través de diferentes brechas y caminos de terracería (Fig. 1.2a).

b) Sierra de Picachos (SP)

La principal vía de acceso para esta localidad es la carretera federal # 85 que comunica a la Cd. de Monterrey, N.L. con la Cd. de Nuevo Laredo, Tamps. Aproximadamente 30 km al Sur de la población de Sabinas Hidalgo, N.L., pasando la cuesta de Mamulique, se observan los grandes escarpes intrusivos al lado Este de la carretera que conforman la parte occidental de la SP. La porción Norte y Este de la misma puede accesarse a través de la carretera estatal N.L. # 23 que inicia 21 km al Sur de la población de Sabinas Hidalgo, N.L. sobre la carretera federal # 85. Esta carretera estatal comunica hacia la población de Agualeguas, N.L., desviándose en dirección Sur hacia el poblado de Sombrerillo, pasando al lado de la Presa Mariano Escobedo (Fig. 1.2b).

c) Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC)

Esta localidad es accesible a través de la carretera estatal de Tamaulipas que comunica el poblado del Barretal con el poblado de San Carlos, la cual se toma 30 km al Norte de Cd. Victoria sobre la carretera federal # 85. Además, puede accesarse por la carretera Linares-Lucio Blanco, donde después de este poblado continúa en forma de brecha hasta los márgenes occidental y meridional de la Sierra de San Carlos (Sierra Chiquita). Existe otra brecha que a partir del ejido Lucio Blanco se puede llegar hasta el ejido el Gavilán y hacia la parte central de la Sierra Chiquita, pasando a través del ejido Silva Sánchez. La parte Norte de la SSCC es

accesible mediante la brecha que comunica el ejido el Cascajoso (Mpio. de Linares) con los poblados de Burgos y Cruillas, Tamps. La porción interna de toda la sierra es accesible a través de diversas brechas y caminos de terracería (Fig. 1.2c).

d) Sierra de Tamaulipas (ST)

La parte occidental y meridional de esta localidad son accesibles a través de la carretera federal # 85 que comunica Cd. Victoria con la Cd. de Tampico, Tamps., tomando en el poblado de Llera de Canales, Tamps. la carretera federal # 247. La parte oriental es accesible a través de la carretera estatal # 180 que comunica la Cd. de Tampico con la Cd. de Matamoros, Tamps., pasando por las poblaciones de Estación Manuel, Villa Aldama y Soto La Marina, Tamps. La porción Norte de esta sierra es accesible a través de la carretera estatal de Tamaulipas que comunica a Cd. Victoria con Soto La Marina y mediante brechas y caminos de terracería; mientras que la porción central de la misma es accesible a través de brechas y caminos de terracería, partiendo de las diferentes carreteras que se mencionan (Fig. 1.3a).

e) Planicie de Tampico (PT)

Debido a que esta localidad consiste de cerros aislados y dispersos, se mencionarán las vías de acceso a cada uno de ellos. El Bernal de Horcasitas es accesible a través de la carretera federal # 80 que comunica el poblado de González con Cd. Mante, Tamps., tomando hacia el Sur por un camino de terracería a la altura del Rancho La Chijuelosa. Los cerros Auza, Dicha y La Pez se localizan en los alrededores de la población de Ébano, S.L.P., a la cual se llega a través de la carretera federal # 70 que comunica la Cd. de Tampico, Tamps. con la población mencionada. El C. Peñitas o Nopal, localizado entre la población de Ébano, S.L.P. y Cd. Mante, Tamps. es accesible por terracería desde cualesquiera de estas poblaciones (Fig. 1.3b).

f) Sierra de Otontepec (SOT)

La Sierra de Otontepec (*Náhuatl: Sierra Partida*) también conocida como Sierra de Tantima, se localiza entre las poblaciones de Tantima y Tepezintla en el estado de Veracruz. El acceso a ella puede realizarse a través de la carretera federal # 180 que comunica la Cd. de Tampico, Tamps. con la Cd. de Veracruz, Ver. A la altura de la población de Naranjos, Ver. se toma una carretera estatal que comunica con las porciones Norte (Tantima), Oeste (San Francisco) y Suroeste (Otontepec) de esta sierra. La parte Este de la sierra (Tancoco y Campechana) es accesible por caminos de terracería partiendo tanto de la población de Naranjo como de la población de Cerro Azul, Ver. (Fig. 1.3c).

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Dentro de la PAOM se ha desarrollado una gran cantidad de estudios geológicos, petrográficos y geoquímicos, sobresaliendo por su mayor volumen de publicaciones, aquellos relacionados a la petrografía y geoquímica de las rocas magmáticas.

Los primeros trabajos consistieron en investigaciones relacionadas con la prospección y explotación de yacimientos minerales (principalmente metálicos), así como cartografías geológicas que incluían una descripción detallada de las unidades litológicas. Los trabajos realizados a partir de la década de 1970 se enfocaron por un lado a la petrogénesis, mientras que por otro lado, a determinar la influencia del metamorfismo de contacto.

Dentro de las investigaciones más antiguas se encuentran, los trabajos petrográficos y mineralógicos efectuados por FINLAY (1904) y KEMP (1905), para determinar los efectos del metamorfismo de contacto en el Distrito de Cobre de San José en la SSCC.

Posteriormente, DEGOYLER (1932) estudió los yacimientos de aceite (“*chapopoterías*”) localizados en el contacto entre rocas ígneas y sedimentarias en la región de Tampico-Tuxpan; mientras que HEIM (1933/1934) realizó la primer descripción de las vulcanitas del Bernal de Horcasitas en la PT.

WATSON (1937), BASTIN (1937) y KELLUM (1937) realizaron trabajos relacionados con la descripción petrográfica de las rocas magmáticas en los Distritos Mineros de San José y San Nicolás en la SSCC.

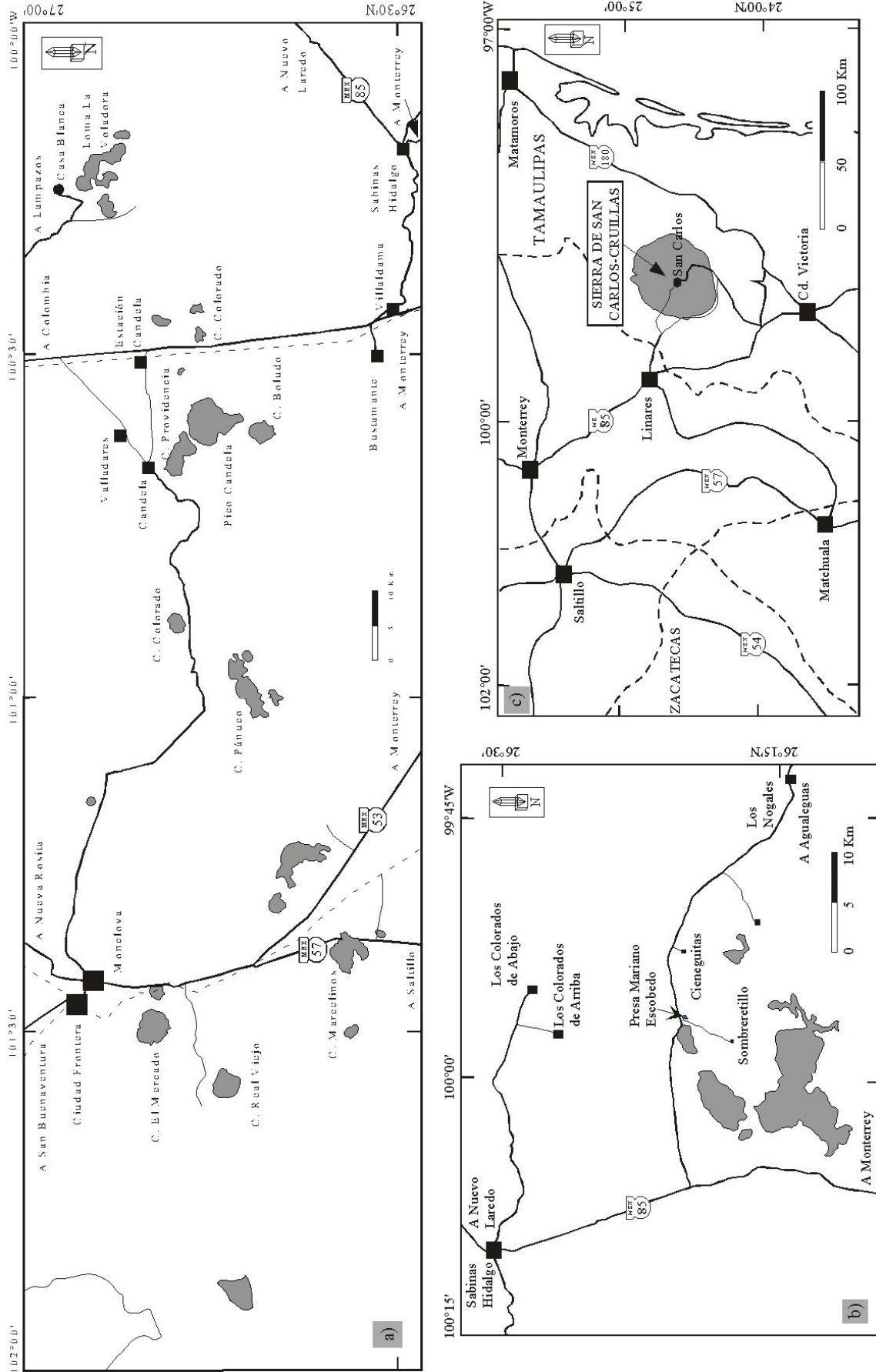


Fig. 1.2. Localización y vías de acceso a la parte Norte del área de estudio. **a)** Cinturón Candela-Monclova, **b)** Sierra de Picachos, **c)** Sierra de San Carlos-Cruillas. En color gris se presentan de manera generalizada las rocas magmáticas de cada localidad.

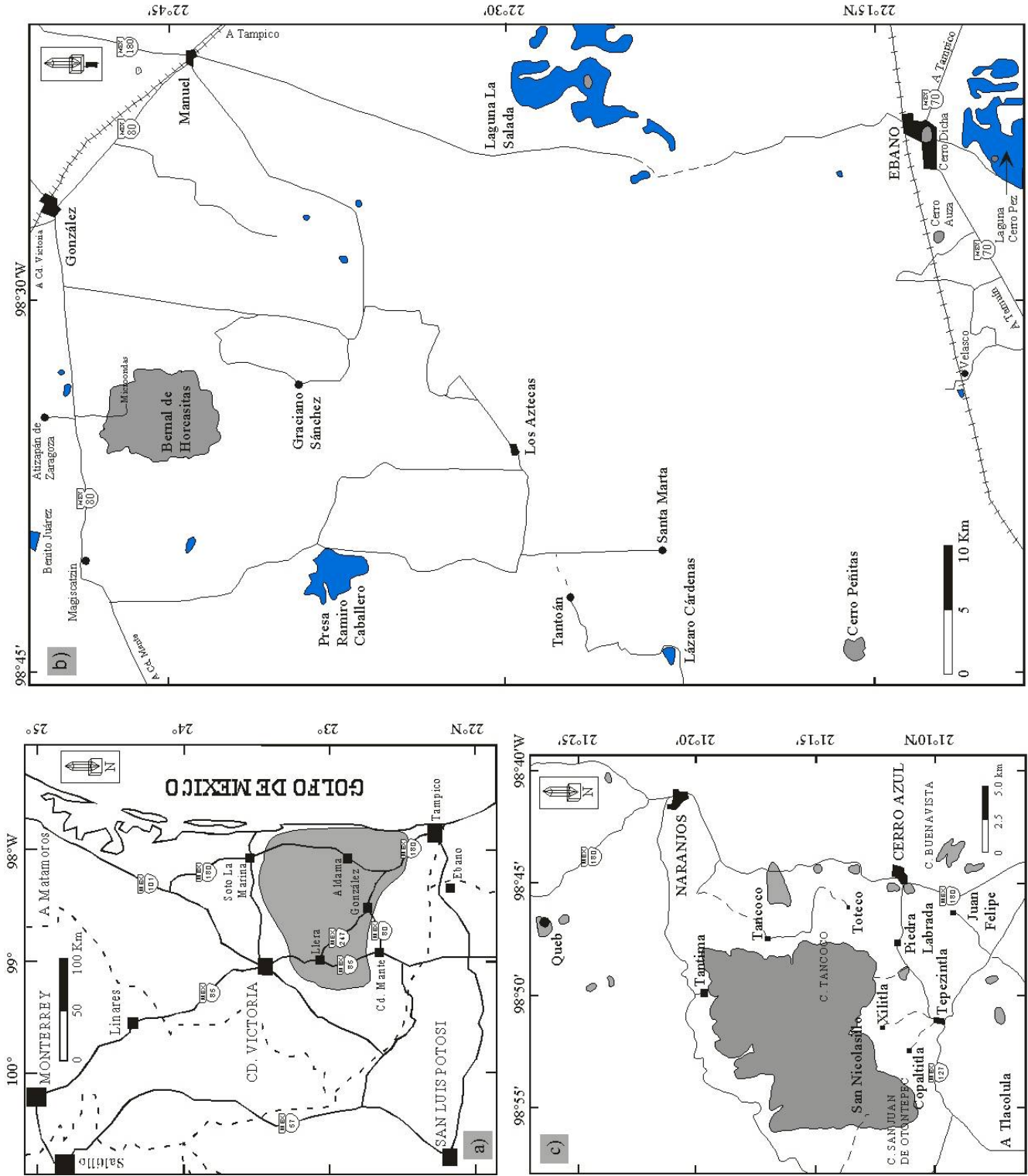


Fig. 1.3. Localización y vías de acceso a la parte Sur del área de estudio. **a)** Sierra de Tamaulipas, **b)** Planicie de Tampico, **c)** Sierra de Otontepec. En color gris se presentan de manera generalizada las rocas magnéticas de cada localidad.

DAUGHERTY (1963) realizó un trabajo sobre la distribución geológica de las rocas magmáticas en el Complejo Intrusivo La Cueva en el Norte de Coahuila.

LOYO-HERNÁNDEZ (1966) llevó a cabo la primera cartografía geológica de la parte central de la ST, enfocándose a la descripción de las rocas sedimentarias y estructuras tectónicas.

SEWELL (1968) realizó fechamientos para algunas de las rocas magmáticas del CCM, reportando edades que varían entre 43 y 35 Ma.

MÁRQUEZ-DOMÍNGUEZ (1970) efectuó la primera cartografía geológica de la SSCC, incluyendo los cuerpos intrusivos. Por otra parte, en esta misma década BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973) fecharon algunas rocas sieníticas mediante el método K-Ar en el Arroyo Las Nueces cerca de Carricitos en esta misma sierra; y ROBIN (1974) realizó los primeros análisis geoquímicos de rocas magmáticas en la parte central de la ST, mientras que CEPEDA-DÁVILA *et al.* (1975) realizaron la primera investigación petrográfica de toda la parte central de la SSCC.

DEMANT y ROBIN (1975) efectuaron investigaciones petrográficas y geoquímicas, con lo que las características geoquímicas de las rocas analizadas, llevaron a los autores a designar el término de Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) a la serie de localidades magmáticas antes mencionadas.

ROBIN (1976a) efectuó una descripción detallada de las rocas volcánicas de la PT, clasificando las rocas del C. El Murciélago como fonolitas, mientras que las rocas del C. Auza las clasificó como basanitas; conteniendo ambas xenolitos del Manto clasificados como dunitas.

THORPE (1977) ha realizado un trabajo sobre la petrogénesis del magmatismo del Complejo Volcánico de San Andrés de Los Tuxtlas, el cual presenta tanto carácter alcalino como calcoalcalino, y lo ha relacionado con la subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico, considerándolo como parte del Cinturón Volcánico Mexicano.

ROBIN y TOURNON (1978) han descrito petrográfica y geoquímicamente las rocas volcánicas que constituyen los cerros aislados de la PT, los cuales varían desde basaltos alcalinos ricos en olivino y basaltos subsaturados en sílice como basanitas y nefelinitas.

Por otra parte, CANTAGREL y ROBIN (1979) reportaron fechamientos K-Ar en algunas de las rocas volcánicas que se presentan desde la ST hasta PS.

PETTUS (1979) estudió los xenolitos del Manto encontrados en una colada de basaltos que conforma la Mesa San Francisco, ubicada al Sureste de Llera de Canales, Tamps., con lo cual ha reportado xenolitos de lherzolita de espinela, así como harzburguitas.

VARGAS-BADILLO (1981) realizó una prospección geoquímica de sedimentos de arroyo en la ST, caracterizando zonas con mineralizaciones de Ag, Au, Pb, Zn y Cu.

ROBIN (1982) presentó un trabajo compilatorio en el cual propone un modelo genético global para el origen del magmatismo de la PAOM, y lo relaciona con procesos de rifting continental con dirección aproximada Norte-Sur, paralelo al Golfo de México. Propone que la manifestación inició en la parte Norte en el Oligoceno, progresando hacia el Sur para terminar en el Holoceno, tiempo en el cual se favoreció la generación de rocas alcalinas y peralcalinas.

MARFIL-BERNAL (1983) realizó una cartografía geológica de la SSCC. Posteriormente, HUBBERTEN (1985) llevó a cabo una correlación del magmatismo alcalino en la Sierra de San Carlos.

HEINRICH y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1988) realizaron una investigación sobre el metamorfismo de contacto en las capas calcáreas de las formaciones Cuesta del Cura y Tamaulipas Inferior en la Bufa del Diente, en SSCC. Por otra parte, RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1989) llevó a cabo una cartografía y petrografía del metamorfismo de contacto producido por el intrusivo sienítico de esta zona.

NICK (1988) realizó estudios petrológicos en la porción central (Sierra Chiquita) de la Sierra de San Carlos-Cruillas, estado de Tamaulipas, clasificando rocas magmáticas intrusivas que van desde gabros hasta diferentes tipos de sienitas (alcalinas y nefelínicas). Las variedades volcánicas las ha clasificado como basaltos (*sensu lato*). Los magmas de esta sierra presentan un carácter geoquímico predominantemente alcalino, donde el magmatismo que generó los gabros, monzonitas y monzodioritas presenta características geoquímicas típicas para un ambiente geotectónico de subducción, mientras el resto de las rocas presentan características geoquímicas típicas para un régimen geotectónico de intraplaca. Considerando las relaciones de campo, este autor interpreta que las rocas del régimen de intraplaca fueron posteriores a las de ambiente de subducción.

SEIBERTZ (1990), mediante inocerámidos fechó un dique basáltico que corta calizas del Cretácico Superior en la parte N de la ST (Rancho Los Laureles), obteniendo una edad de 31.5 Ma.

ELÍAS-HERRERA (1984) y ELÍAS-HERRERA *et al.* (1990, 1991) realizaron una cartografía del Complejo Ígneo El Picacho en la ST, reportando la presencia de vetas radiactivas ricas en apatito y con fuerte enriquecimiento de elementos tierras raras (1.3–3.0 %), infiriendo la existencia de carbonatitas en esta zona.

MORTON-BERMEA (1990) y MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991) han caracterizado las rocas intrusivas de la SP, cuya clasificación petrográfica varía desde gabros hasta sienitas nefelínicas, sin encontrar miembros intermedios como p.e. monzodioritas y monzonitas. Las variedades subvolcánicas consisten de diversos tipos de diques (basaníticos, basálticos, tefríticos, fonolíticos y mugearíticos). Geoquímicamente los magmas presentan un carácter predominantemente alcalino, teniendo solamente algunos gabros con carácter subalcalino. Los autores mencionados relacionan este magmatismo con un régimen geotectónico de intraplaca.

RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1992) realizó una descripción sobre la geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Posteriormente, KRAMAR (1993) llevó a cabo una prospección mineral de sedimentos en esta misma sierra utilizando la técnica de Fluorescencia de Rayos-X por dispersión de energía.

CAMACHO-ANGULO (1993) realizó una compilación de la geología de la vertiente del Golfo de México, donde describe a detalle el magmatismo de la ST, incluyendo una buena cantidad (~30) de fechamientos mediante el método K-Ar.

JASSO-RIVERA (1994) efectuó un trabajo sobre el metamorfismo producido en la aureola de contacto por el intrusivo sienítico de la Bufa del Diente en la SSCC.

PÉREZ-ALEJO (1994) realizó fechamientos K-Ar para algunas de las rocas intrusivas del CCM, reportando edades entre 42.4 y 39.1 Ma.

MORTON-BERMEA (1995) realizó un trabajo sobre la petrología de las rocas intrusivas del CCM, las cuales varían desde dioritas hasta sienitas y granitos. Reporta algunas variedades volcánicas de pequeña extensión consistentes de flujos, así como rocas subvolcánicas representadas por sills y diques tonalíticos. Geoquímicamente este magmatismo presenta un carácter predominantemente subalcalino, con características típicas para un ambiente geotectónico de subducción.

OROZCO-ESQUIVEL (1995) realizó un trabajo sobre la petrogénesis de las rocas magmáticas del área correspondiente a la SOT y PS, en el que reporta coladas o derrames de

basaltos alcalinos, hawaiitas y basanitas. El carácter geoquímico para la SOT es puramente alcalino, relacionando este magmatismo con un régimen geotectónico de intraplaca. En la parte occidental del área de Palma Sola traslapa con el magmatismo de subducción relacionado a la formación del Cinturón Volcánico Mexicano.

RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) realizó un trabajo sobre la petrogénesis de las rocas magmáticas de la ST. Con ello ha clasificado el magmatismo emplazado en la parte central de esta sierra como magmas intrusivos alcalinos que varían desde dioritas, monzodioritas hasta diferentes variedades de sienitas y granitos. Además, este autor ha encontrado las primeras carbonatitas de México en el Complejo Ígneo del Rancho El Picacho. En la periferia de la sierra, ha caracterizado vulcanismo de tipo efusivo en la porción occidental (mesetas y bernal de Llera) y de tipo explosivo en la porción oriental que generó depósitos piroclásticos y cráteres localizados sobre coladas tipo meseta (Complejo Volcánico de Villa Aldama). RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996, 1997) interpretó la generación del magmatismo en esta localidad como producto de un ambiente geotectónico de intraplaca, donde se formaron rocas con carácter alcalino y rocas con carácter subalcalino. Además de ello, se ha encontrado magmatismo intrusivo que refleja características geoquímicas típicas para un ambiente geotectónico de subducción, en una pequeña porción (~9 km²) ubicada en la parte Suroeste de esta sierra, denominada como Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador.

RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996, 1997) en sus trabajos sobre la petrogénesis de la ST, incluye además la petrografía y geoquímica de los diferentes cerros aislados que constituyen la PT, como son: el Bernal de Horcasitas, El Murciélagu, Nopal o Peñitas, Auza, Dicha y La Pez. Las rocas magmáticas de esta zona varían desde basaltos alcalinos ricos en olivino y basaltos subsaturados en sílice como basanitas y nefelinitas hasta fonolitas ultrabásicas de olivino (Bernal de Horcasitas) y fonolitas peralcalinas (C. Peñitas) que presentan un alto contenido de xenolitos del Manto compuestos por dunitas de clinopiroxeno y olivino, así como fonolitas con xenolitos de dunitas (C. El Murciélagu). Para el C. Auza reporta basanitas nefelínicas que contienen xenolitos del Manto clasificados como dunitas.

VIERA-DÉCIDA (1998) y VIERA-DÉCIDA y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1998) realizaron un trabajo sobre la distribución, clasificación y geoquímica de las rocas magmáticas del Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador en la ST, donde se propone con base en la

geoquímica, que las rocas generadas en esta zona son características de un ambiente geotectónico de subducción.

ROMER y HEINRICH (1998) mediante isótopos de Pb y Sr, efectuaron un fechamiento de las sienitas alcalinas de la Bufa del Diente en la SSCC, obteniendo una edad de 31.6 Ma.

RAMÍREZ-FERNÁNDEZ *et al.* (2000) efectuaron una investigación sobre las relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del Complejo Ígneo El Picacho en la ST.

TREVIÑO-CÁZARES (2001) desarrolló un trabajo sobre la caracterización de los xenolitos del Manto en la Planicie Costera del Golfo de México, incluyendo localidades de la SSCC, ST y PT.

VIERA-DÉCIDA *et al.* (2002) realizaron un trabajo sobre el magmatismo de subducción e intraplaca de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas.

RAMÍREZ-FERNÁNDEZ *et al.* (2002) reportan sobre la Petrología del Vulcanismo Traquítico del Complejo Volcánico de Villa Aldama, Tamps.

VASCONCELOS-FERNÁNDEZ y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (2004) realizaron una investigación sobre la Geología y Petrología del Complejo Volcánico de Villa Aldama, Tamaulipas, enfocándose a los tipos de estructuras volcánicas y la litología.

TREVIÑO-CÁZARES *et al.* (2005) efectuaron una investigación sobre las características petrográficas y geoquímicas de los xenolitos del Manto y sus rocas portadoras en la PAOM.

1.4 OBJETIVOS

- ❖ Generar información petrográfica y geoquímica que permita caracterizar con más detalle la PAOM y la relación del magmatismo entre sus localidades, desde el CCM hasta la SOT
- ❖ Contribuir al entendimiento de los procesos magmáticos que han tenido lugar en esta provincia
- ❖ Determinar el tiempo de transición o contemporaneidad de magmatismo de subducción a magmatismo de intraplaca en la PAOM, particularmente para la SSCC y ST

- ❖ Proponer modelos genéticos integrales para la generación, distribución y evolución del magmatismo en la PAOM y relacionarlo con el marco geológico del Noreste de México y Sur de los Estados Unidos

1.5 METAS

- ❖ Compilar los datos petrográficos y geoquímicos disponibles en la literatura para las localidades de la PAOM comprendidas desde el CCM hasta la SOT
- ❖ Muestrear de manera sistemática rocas magmáticas que incluyan los diferentes tipos de magmas (primitivos–diferenciados) que componen la PAOM
- ❖ Elaborar láminas delgadas de las muestras colectadas para realizar análisis microscópicos
- ❖ Llevar a cabo un conteo modal que permita una clasificación petrográfica detallada
- ❖ Realizar análisis geoquímicos de elementos mayores, traza y tierras raras, por FRX e ICP en el Centro de Geoinvestigaciones de Potsdam, Alemania
- ❖ Evaluar de manera sistemática y detallada los resultados analíticos (nuevos y compilados) utilizando para ello diagramas apropiados (p.e. multielementos, de REE, de discriminación tectonomagmática, bivariados de elementos compatibles e incompatibles, etc.)
- ❖ Colectar muestras de rocas magmáticas de las localidades SSCC y ST con la finalidad de realizar fechamientos mediante el método K-Ar en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM
- ❖ Proponer un modelo genético integral para el magmatismo de la PAOM

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio se encuentra localizada dentro de las provincias geológicas conocidas como Provincia de Coahuila y Provincia del Noreste de México según la clasificación de LÓPEZ-RAMOS (1980). De acuerdo a las características estructurales, SALVADOR (1991) clasificó las localidades magmáticas del Noreste de México dentro de las antiguas estructuras: Arco Picachos (Sierra de Picachos), Arco de Tamaulipas (Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas) y Cuenca Tampico-Misantla (Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec).

La evolución geodinámica del área de estudio puede explicarse mediante aquella correspondiente al desarrollo geológico del Norte-Noreste de México y que se encuentra estrechamente relacionada con la apertura del Golfo de México, el cual se describe en los subtemas siguientes desde el pre-Triásico hasta el Cuaternario.

2.1 PRE-TRIÁSICO

Las rocas pre-Triásicas más antiguas que se han reconocido en el Noreste de México, corresponden a rocas de edad Precámbrica que constituyen el basamento cristalino, y se han identificado en los anticlinorios Huizachal-Peregrina en el estado de Tamaulipas y de Huayacocotla en el estado de Hidalgo (CASTILLO-RODRÍGUEZ, 1988; COSSÍO-TORRES, 1988; WOODS *et al.*, 1991). Las rocas más antiguas de este basamento son conocidas como el Gneis Novillo en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, y han arrojado edades que oscilan entre de 910 ± 18 Ma a 740 ± 25 Ma (FRIES *et al.*, 1962; DENISON *et al.*, 1971), mientras que edades de Sm/Nd en granates (PATCHETT y RUIZ, 1987) han arrojado valores de 900 Ma para la ocurrencia del metamorfismo, ubicándolo en el Proterozoico Tardío. Las edades obtenidas, permiten deducir que el Gneis Novillo se formó durante el evento orogénico Grenvilliano (CASTILLO-RODRÍGUEZ, 1988; COSSÍO-TORRES, 1988), que culminó hace $\sim 1,000$ Ma. Durante este proceso se formó un supercontinente en el Neoproterozoico

Temprano (Rodinia), mismo que fue fragmentado hace ~770 Ma en varios bloques continentales (WINDLEY, 1996).

En el Anticlinorio Huizachal-Peregrina en Cd. Victoria, Tamps., las rocas precámbricas están sobreyacidas de manera discordante por una sección (~2,000 m) de rocas sedimentarias paleozoicas que varían en edad desde el Silúrico hasta el Pérmico (WOODS *et al.*, 1991; STEWART *et al.*, 1999).

En el Paleozoico Tardío (Carbonífero–Pérmico) tuvo lugar el evento orogénico Ouachita-Marathon, debido a la colisión de las antiguas masas continentales (Gondwana y Laurasia), formando el supercontinente conocido como Pangea (PINDELL y DEWEY, 1982; DICKINSON y LAWTON, 2001). El Bloque de Yucatán ocupaba la posición actual del Golfo de México, es decir el espacio entre Norteamérica (localizada hacia el N) y Occidente de Sudamérica (localizada en el Sur), y jugó un papel muy importante en la evolución del NE de México. Su posición de giro pre-apertura al lado de Texas y Louisiana, permitió el cierre del océano y la presencia de salientes del Ouachita (PINDELL y DEWEY, 1982; PINDELL, 1985).

En el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina se expone una secuencia de ~500 m de esquistos, rocas verdes asociadas y serpentinitas que conforman el Esquisto Granjeno. Estas rocas han sido fechadas por FRIES *et al.* (1962) arrojando una edad de 315 ± 10 Ma. (Carbonífero Superior), por lo que DENISON *et al.* (1971) lo consideraron como parte de la zona interna del Sistema Ouachita en Texas.

El arco magmático formado durante la acreción de los paleocontinentes se mantuvo activo durante el intervalo de 284–232 Ma., y está representado por relictos de bloques dislocados que se han encontrado como plutones aislados en el Bloque de Coahuila, así como estratos vulcanoclásticos asociados a este evento en el área de Las Delicias-Acatita, Coahuila (McKEE *et al.*, 1988; WOODS *et al.*, 1991; SEDLOCK *et al.*, 1993, 1994; DICKINSON y LAWTON, 2001).

En el área de estudio las rocas pre-Triásicas solamente se han identificado en perforaciones que permitieron comprobar la existencia de paleoelementos en el subsuelo que están representadas por rocas metamórficas probablemente del Precámbrico y Paleozoico Temprano y Medio, así como plutones graníticos y granodioríticos Permo-Triásicos con metamorfismo de bajo grado. Las rocas Permo-Triásicas se extienden desde la parte central de

Coahuila (Potrero de La Mula) hasta la parte central de Tamaulipas abarcando el arreglo formado por los arcos Peyotes, Picachos y Tamaulipas (WOODS *et al.*, 1991). En la parte correspondiente con las cuencas de Burgos y Tampico-Misantla, mediante núcleos de perforación, se han encontrado rocas del Paleozoico Superior (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

2.2 TRIÁSICO–JURÁSICO

En el Triásico Superior inicia la fragmentación de la Pangea debido a procesos de rifting, con lo que el basamento del Noreste de México formó altos estructurales tales como el Bloque de Coahuila, las Islas de la Mula y Burro-Peyotes-Salado, el Arco o Archipiélago de Tamaulipas, y depresiones como las Cuencas de Sabinas, Maverick y Valverde, entre otras (Fig. 2.1). Estos elementos paleogeográficos estuvieron limitados durante el Triásico Tardío al Liásico por fallas de desplazamiento de tipo lateral izquierdo (excepto la Falla Tamaulipas-Chiapas, de movimiento lateral derecho). Combinado lo anterior muy probablemente con fallas normales, se originaron horsts y grábenes, los cuales controlaron la depositación de las facies sucesivas en el Mesozoico (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; WILSON, 1990; GOLDHAMMER, 1999). El fallamiento ocasionó el transporte de grandes bloques tectónicos hacia el Sur (McKENZIE, 1978), como lo fue el desplazamiento del Bloque de Yucatán a lo largo de la falla transformante dextral Tamaulipas-Chiapas (PINDELL, 1985) y el movimiento sinistral a lo largo de la Megacizalla Mojave-Sonora (ANDERSON y SCHMIDT, 1983; PINDELL, 1985). Este tipo de fallamiento es la clave para entender el emplazamiento tectónico de México a su posición actual y se considera del Triásico Tardío al Liásico ya que corta a las intrusiones permo-triásicas (WILSON, 1990). PINDELL (1985) especula que este movimiento sinistral a lo largo de la Megacizalla Mojave-Sonora fue inducido por la subducción oblicua de la placa Kula/Farallón por debajo de las placas Yaqui y América del Sur. La zona de subducción se evidencia por la presencia de un arco volcánico calcoalcalino en el Noroccidente y Occidente del NE de México que prevaleció desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Superior (PINDELL y DEWEY, 1982).

La evidencia del rift ocurrido durante el Triásico Superior–Jurásico Medio está representada por depósitos de ruptura continental y actividad ígnea del Grupo Huizachal que fueron depositados en un sistema alargado de fosas tectónicas con dirección NW-SE,

alrededor del Golfo de México. Estos depósitos cubren de forma discordante el basamento Precámbrico y Paleozoico. Los afloramientos de tales sedimentos se localizan en el Cañón Huizachal-Peregrina al poniente de Cd. Victoria, Tamps., así como en los alrededores de Galeana, N.L. (WILSON *et al.*, 1984; WILSON, 1985; SALVADOR, 1987, 1991; MICHALZIK, 1991; GOLDHAMMER *et al.*, 1993).

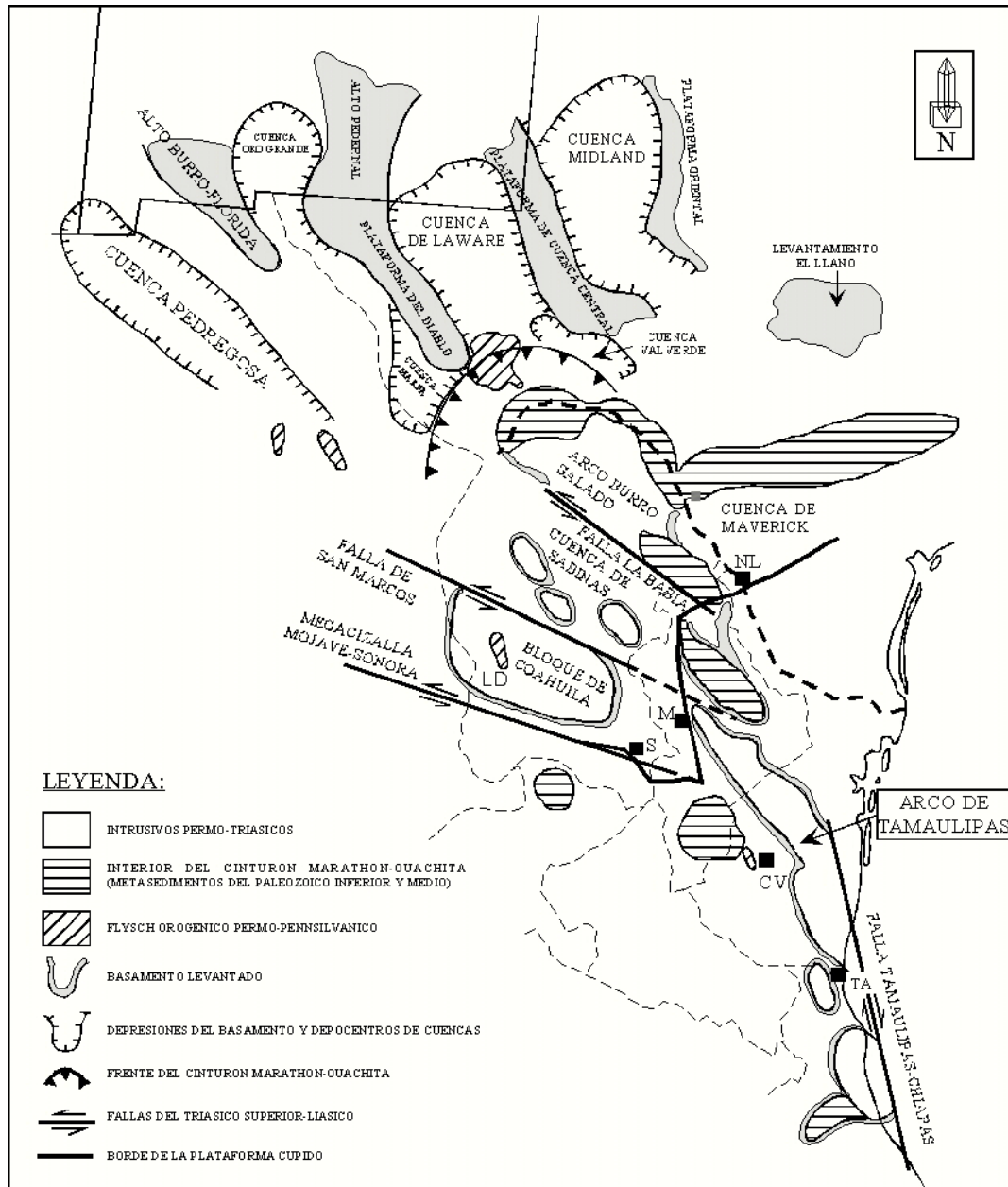


Fig. 2.1. Mapa paleotectónico del Noreste de México, Suroeste de Texas y Sur de Nuevo México, ilustrando los rasgos tectónicos más importantes. NL: Nuevo Laredo, M: Monterrey, S: Saltillo, TA: Tamaulipas, CV: Ciudad Victoria, LD: Las Delicias. Modificado de WILSON (1989) por GOLDHAMMER *et al.* (1993).

En la Cuenca de Sabinas, el primer ciclo de relleno consistió en depósitos similares a los encontrados dentro del Grupo Huizachal en la región de Ciudad Victoria, Tamps., los cuales fueron originados de los arcos Burro-Salado y de Tamaulipas, y de los Masivos del Burro y de Coahuila. Los arcos mencionados constituyeron la estructura lineal continua que posteriormente fue fragmentada mediante fallamiento transcurrente y normal (McKee *et al.*, 1990), sobre los cuales aparecen en la actualidad los complejos magmáticos aislados que vienen a formar parte de la PAOM.

La etapa de rifting dió lugar al desarrollo de una margen pasiva con el desarrollo de una cuenca que permitió el ingreso de agua marina somera, depositándose sedimentos evaporíticos de la Fm. Minas Viejas (Michalzik, 1987).

En el Jurásico Superior termina la depositación de las capas rojas y evaporíticas, debido al ingreso y circulación libre de agua marina en el Noreste de México, que fue controlado por la deriva del Bloque de Yucatán hacia el Sur. El desarrollo del piso oceánico en el Golfo de México ocasionó la separación de Sudamérica con respecto a Norteamérica (Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1993; Sedlock, *et al.*, 1993 y 1994; Goldhammer, 1999). Los patrones de facies que ocasionaron las transgresiones marinas durante este tiempo en el Noreste de México, reflejaron fuertemente la topografía subyacente de altos y bajos del basamento. El Masivo de Coahuila y los Arcos Burro Peyotes-Salado y Tamaulipas aportaron materiales gruesos y terrígenos de los bloques levantados del basamento ígneo ó metamórfico (Elliot, 1979).

Al quedar inactiva la Falla Tamaulipas-Chiapas durante el Oxfordiano, los mares inundaron el Archipiélago de Tamaulipas, que posteriormente fue cubierto por los carbonatos del Jurásico Superior. En el Occidente cesaron los movimientos de los bloques continentales en dirección SE a lo largo de una falla sinistral intracontinental, quedando cubierta la Megacizalla Mojave-Sonora por los carbonatos la Fm. Zuloaga. Con lo anterior quedó establecida la margen oriental del NE de México y sus límites meridionales con el Bloque de Yucatán (Pindell, 1985).

La subsidencia del Noreste de México no ocurrió de manera uniforme y se presentó en forma escalonada, ligada a las diferentes etapas del rift y de deriva continental. Las facies de depositación de sedimentos desde el Oxfordiano sobre la discordancia de la apertura hace 150 Ma, fue controlada por la subsidencia diferencial entre los bloques adyacentes del basamento

(altos estructurales) en una margen de subsidencia térmica. En zonas cercanas a los altos estructurales, se depositaron facies clásticas (areniscas) representadas por la Fm. La Gloria, mientras que en la costa se desarrollaron facies carbonatadas de mar abierto (formaciones Zuloaga y San Andrés) que fueron una función directa de la proximidad a los altos estructurales y a las islas topográficas (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999). Durante el Kimmeridgiano el Arco de Tamaulipas fue inundado parcialmente, formando un mosaico irregular de islas, depositándose evaporitas (anhidrita y yeso) y lutitas rojas (Fm. Olvido, miembro inferior). Las islas fueron rodeadas por una unidad predominantemente carbonatada de alta energía, con cantidades variables de sedimentos silisiclásticos (Fm. Olvido, miembro superior), los cuales cubrieron las partes sumergidas del basamento (SALVADOR, 1987; WILSON, 1990, GOLDHAMMER *et al.*, 1993).

La sedimentación del Tithoniano al Berriasiano (límite Jurásico/Cretácico) reflejó principalmente una reducida influencia de los altos del basamento preexistentes con excepción del Bloque de Coahuila, depositándose en las partes bajas, potentes espesores de sedimentos clásticos (Fm. La Casita) derivados del Bloque de Coahuila, mientras que en áreas cercanas a la costa (distales al Bloque de Coahuila), se acumularon lutitas y carbonatos de agua profunda (formaciones La Caja y Taraises). Durante este tiempo, fueron inundados el Arco de Tamaulipas y la Península del Burro-Peyotes-Salado, influenciando solamente en forma indirecta en la distribución de facies (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999).

2.3 CRETÁCICO TEMPRANO

Durante el Berriasiano, al volverse inactiva la dorsal oceánica del Golfo de México culminó la expansión del fondo oceánico (BUFFLER y SAWYER, 1985; PINDELL, 1985; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; WILSON, 1990; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999), disminuyendo la subsidencia y cesando los movimientos de las placas asociados con la apertura del Golfo de México (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). Una nueva dorsal oceánica fue desarrollada en el Proto-Caribe durante el Cretácico Inferior al Sur del Bloque de Yucatán (SEDLOCK *et al.*, 1993). Durante este tiempo finaliza la depositación de la Fm. La Casita (GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999). Durante el Berriasiano medio al Hauteriviano, se desarrollaron facies de cuenca representadas por

areniscas, conglomerados, limonitas y calizas de la Fm. Taraises (GOLDHAMMER *et al.*, 1993). En la mayor parte de este período (entre 130 y 84 Ma) se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas alrededor del Golfo de México, acumulándose grandes espesores de sedimentos (~2,000 m), representados por las formaciones Cupido y Aurora del Cretácico Inferior (como facies de plataforma), cambiando a facies de cuencas profundas en la región donde estuvo el Arco de Tamaulipas, las cuales están representadas por las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, respectivamente (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER *et al.*, 1993). En la Cuenca de Sabinas, durante el Aptiano se depositaron sedimentos clásticos (Fm. La Peña), mientras que el Bloque de Coahuila permaneció como un alto estructural del basamento. Este bloque no aportó sedimentos silisiclásticos, pero controló la distribución y los patrones de progradación de las facies carbonatadas (WILSON *et al.*, 1984; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER, 1999).

El cambio en la depositación ocurrido durante el Aptiano (Fm. La Peña) indica muy probablemente un evento tectónico a nivel regional, continuando la subsidencia en el Cretácico Superior, con lo que aumentó la profundidad de la cuenca que fue manifestada por un cambio en la depositación de sedimentos carbonatados de cuenca profunda (Fm. Tamaulipas Superior) a sedimentos turbidíticos o pelágicos (formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol). Los nombres de las dos últimas formaciones son aplicables para el estado de Coahuila, mientras que en el Noreste de México sus equivalentes son las formaciones Agua Nueva y San Felipe, respectivamente (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986; SOHL *et al.*, 1991; GOLDHAMMER *et al.*, 1993).

2.4 CRETÁCICO TARDÍO–TERCIARIO

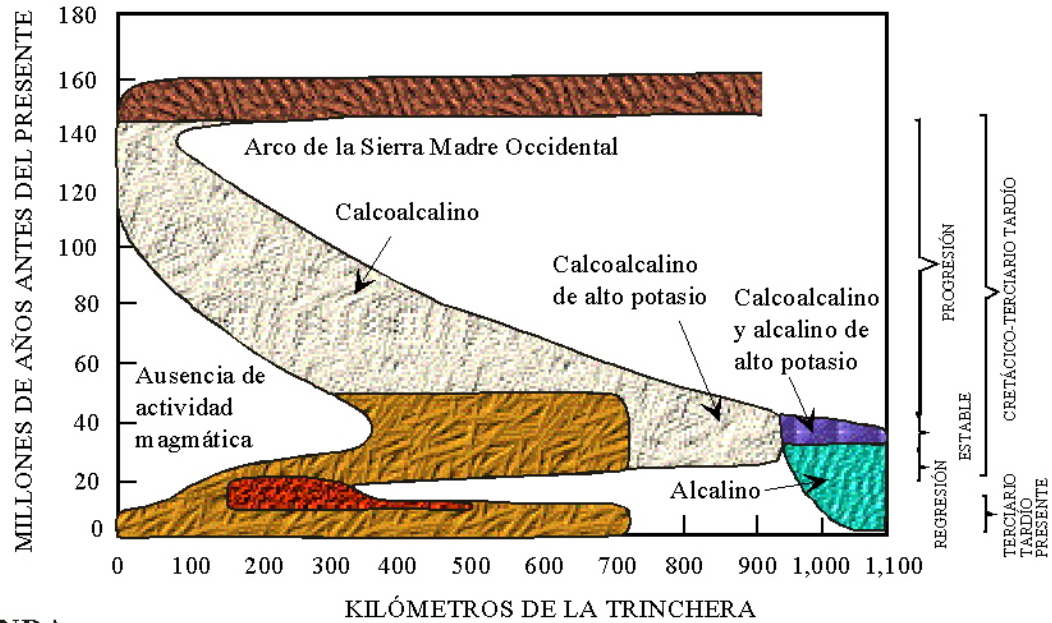
En el Santoniano inició la depositación de sedimentos terrígenos de talud (Fm. Parras en Coahuila y Fm. Méndez en el Noreste de México), los cuales fueron aportados por la erosión de la parte Oeste de la Cuenca, durante la etapa inicial de la Orogenia Laramídica (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986; SOHL *et al.*, 1991).

En el Noreste de México, se presentó la Orogenia Laramídica durante el Cretácico Tardío–Terciario Temprano (Maestrichtiano–Paleoceno Tardío), la cual es responsable de la deformación de la cubierta sedimentaria del Mesozoico, dando lugar al Cinturón Plegado y

Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO, PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; SEDLOCK *et al.*, 1993, 1994; GOLDHAMMER, 1999; EGUILUZ DE A. *et al.*, 2000).

Se han propuesto varios modelos respecto a la deformación de la SMO, dentro de los cuales se incluye un proceso de decóllement, cuyo nivel de despegue corresponde con el horizonte de evaporitas (Fm. Minas Viejas). El decóllement ocurrió en conjunto con una compresión proveniente del SSW debido a la acreción del Terreno Guerrero contra el Noreste de México durante el Cretácico Tardío, produciendo un empuje de gran magnitud con dirección NNE induciendo el decóllement, así como la deformación de los sedimentos mesozoicos. Los sedimentos presentes bajo la Fm. Minas Viejas no fueron deformados durante este evento (TARDY *et al.*, 1992; CENTENO-GARCÍA y SILVA-ROMO, 1997). La orientación general de la SMO estuvo influenciada fuertemente por las paleoestructuras del Bloque de Coahuila, Archipiélago de Tamaulipas y Plataforma de Valles, S.L.P., ya que los sedimentos colisionaron contra ellas, actuando como freno y permitiendo el levantamiento del frente del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMO.

El ambiente sedimentario y estructural del Noreste de México, fue influenciado fuertemente por los procesos de subducción ocurridos en la margen del Pacífico desde el Jurásico Temprano. Desde este tiempo y hasta el Cretácico Inferior, el arco magmático se localizaba muy cercano a la zona de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana. A partir del Cretácico Inferior, este arco magmático fue migrando hacia el oriente a una velocidad muy lenta hasta hace 80 Ma. Después de este tiempo aumentó su velocidad de migración hasta llegar a una distancia de aproximadamente 1,000–1,100 km de la paleotrinchera en el Eoceno (~40 Ma), iniciando su regreso en dirección hacia la costa del Pacífico en el Oligoceno (~30 Ma), hasta llegar a ~200 km de la paleotrinchera en el Mioceno Temprano (~20 Ma, Fig. 2.2, CLARK *et al.*, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986). Las rocas generadas en la parte más oriental durante la migración de este arco, corresponden con aquéllas encontradas en localidades tales como el Cinturón Candela-Monclova (MORTON-BERMEA, 1995; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997), la Sierra de San Carlos-Cruillas (NICK, 1988) y la Sierra de Tamaulipas (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998).

**LEYENDA:**

	Magmatismo Triásico-Jurásico		Magmatismo Ingnimbrítico de la Sierra Madre Occidental y Mesa Central
	Magmatismo de la Sierra Madre Occidental		Magmatismo Basáltico en la Provincia de Cuencas y Sierras
	Magmatismo de Arco en la PAOM		Magmatismo de Intraplaca en la PAOM

Fig. 2.2. Distribución en espacio y tiempo de las rocas magmáticas en el Norte-Noreste de México. Reconstruido en base a las aportaciones de SEWELL (1968), BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973), CANTAGREL y ROBIN (1979), DAMON *et al.* (1981), CLARK *et al.* (1982), URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986), SEIBERTZ (1990), CAMACHO-ANGULO (1993), PÉREZ-ALEJO (1994), URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA (1997), ROMER y HEINRICH (1998) y NIETO-SAMANIEGO *et al.* (1999).

Durante el proceso de migración del arco magmático se generó vulcanismo andesítico calcoalcalino, así como intrusivos granodioríticos en regiones situadas a distancias entre los 150 y 700 km de la paleotrinchera entre el período comprendido entre los 80 y 50 Ma. La migración del arco hacia el Este generó magmatismo de tipo calcoalcalino y alcalino de alto K en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana a distancias hasta de 1,100 km de la paleotrinchera entre los 40 y 30 Ma. Durante este tiempo y hasta alrededor de 15 Ma fue generado vulcanismo ignimbrítico que dió lugar a la formación de la Sierra Madre Occidental, y en su regreso hacia el Oeste entre 20 y 10 Ma, se generó vulcanismo basáltico alcalino en distancias entre 150 y 500 km de la paleotrinchera en la provincia conocida como Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). Al abandonar el arco magmático la porción más oriental, fue generado

magmatismo típico de extensión cortical en la PAOM (DAMON *et al.*, 1981; CLARK *et al.*, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997). El magmatismo asociado a este evento de extensión cortical ocurrió por un largo período de tiempo, desde el Oligoceno hasta el Cuaternario (32–0.2 Ma, BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973; CANTAGREL y ROBIN, 1979; SEIBERTZ, 1990; CAMACHO-ÁNGULO, 1993; ROMER y HEINRICH, 1998).

La migración del arco magmático Cretácico–Terciario ocurrió en respuesta a los cambios en el ángulo de subducción, en combinación con los cambios en la velocidad de convergencia entre las placas tectónicas Farallón y Norteamericana, a su vez relacionados con la velocidad de formación de suelo oceánico en la dorsal del Pacífico. Este evento magmático es correlacionable con el evento orogénico Laramídico ocurrido entre 80 y 45 Ma (ATWATER, 1970, 1989; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997).

Los trabajos anteriores al desarrollo de la presente tesis, ponen de manifiesto que, con base en los fechamientos disponibles para las rocas magmáticas de las distintas localidades de la Planicie Alcalina Oriental (PAO), ocurrió un desarrollo del magmatismo que disminuye en edad de Norte a Sur. Mediante la literatura disponible hasta la fecha en que se efectuó el presente trabajo, se ha logrado elaborar un concentrado sobre la geocronología de las manifestaciones magmáticas en la PAO (tabla 2.1).

Según BARKER (1977) el magmatismo del cinturón alcalino inició en la Provincia de Trans-Pecos, Texas en el Eoceno, continuando hacia el Sur para manifestarse en el Cinturón Candela-Monclova en el Eoceno (SEWELL, 1968; PÉREZ-ALEJO, 1994); en la Sierra de San Carlos y Sierra de Tamaulipas en el Oligoceno (BLOOMFIELD y CEPEDA DÁVILA, 1973; CANTAGREL y ROBIN, 1979; SEIBERTZ, 1990; CAMACHO-ANGULO, 1993; ROMER y HEINRICH, 1998), reportando rocas magmáticas del Cuaternario en una porción de la Sierra de Tamaulipas por CAMACHO-ANGULO (1993); en la Planicie de Tampico en el Mioceno Temprano (CANTAGREL y ROBIN, 1979), en la Sierra de Otontepec y el área de Palma Sola en el Mioceno Tardío (FERRARI *et al.*, 2005). Por otra parte, en el área de Palma Sola se reporta magmatismo del Mioceno Medio (CANTAGREL y ROBIN, 1979), teniendo que en San Andrés de Los Tuxtlas ocurrió en el Mioceno Tardío (PICHLER y WEYL, 1976; JACOBO *et al.*, 1994). Cabe mencionar que el magmatismo en algunas localidades de la

PAOM ha sido de larga duración, por ejemplo en la Sierra de Tamaulipas se tienen edades que oscilan entre 32.6 y 0.2 Ma, aunque es posible que hayan existido etapas de interrupción entre los intervalos que se indican en la tabla 2.1, o bien que se requiera de más fechamientos para comprobar la continuidad del magmatismo. Además, se observa una contemporaneidad del magmatismo en diferentes localidades, tales como la Sierra de San Carlos y la Sierra de Tamaulipas. Por otra parte, el magmatismo de mayor antigüedad (15.6–11.1 Ma; FERRARI *et al.*, 2005) que se indica en la tabla 2.1 para el área de Palma Sola se asocia con la subducción de la Placa de Cocos que contribuyó a la formación del CVM (GÓMEZ-TUENA *et al.*, 2003).

Tabla 2.1. Localización y edades del magmatismo ocurrido en las diferentes localidades que conforman la Provincia Alcalina Oriental

LOCALIDAD MAGMATICA	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	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	BARKER (1977, 1979, 1987), NELSON <i>et al.</i> (1987)
Distrito de Big Bend (Terlinga, Texas)	29°20'	103°40'	53–42	ROSS (1986)
Distrito de Big Bend (Christmas Mountains, Texas)	29°25'	103°27'	Terciario Temprano	JOESTEN (1977)
Complejo La Cueva (Norte de Coahuila)	29°30'	102°35'	Terciario Temprano	DAUGHERTY (1963)
Cinturón Candela Monclova (Coah. y Nuevo León)	26°30'- 27°00'	100°10'-101°50'	43–35	SEWELL (1968)
			42.4–39.1	PEREZ-ALEJO (1994)
			38.6	IRIONDO <i>et al.</i> (2003)
Sierra de Picachos (Nuevo León)	26°12'-26°20'	99°53'-100°05'	Terciario	MCKNIGHT (1963)
Sierra de San Carlos (Tamaulipas)	24°15'-25°00'	98°30'-99°30'	31.6	ROMER y HEINRICH (1998)
			30.5–28,8	IRIONDO <i>et al.</i> (2003)
			29.6–27.9	BLOOMFIELD y CEPEDA-DAVILA (1973)
Sierra de Tamaulipas (Tamaulipas)	22°40'-23°45'	97°45'-99°05'	31.5	SEIBERTZ (1990)
			32.6–23.0, 20.0–16.0	CAMACHO-ANGULO (1993)
			24.6	IRIONDO <i>et al.</i> (2004)
			21.0,7.0	CANTAGREL y ROBIN (1979)
			13.3–12.8, 8.3–8.0	CAMACHO-ANGULO (1993)
2.6–2.0				
Planicie de Tampico (Tamaulipas y Veracruz)	22°10'-22°48'	98°20'-99°00'	28.0–20	CANTAGREL y ROBIN (1979)
Sierra de Otontepec (Veracruz)	21°00'–21°30'	98°40'–98°57'	6,9–6.6	FERRARI <i>et al.</i> (2005)
Palma Sola (Veracruz)	19°25'-19°55'	96°25'-96°50'	15.6–11.1	FERRARI <i>et al.</i> (2005)
			7.5–1.9	

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DEL ÁREA

3.1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio comprende seis de las localidades magmáticas que constituyen la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, desde el Cinturón Candela-Monclova en el Norte hasta la Sierra de Otontepec en el Sur.

En el presente capítulo se hace una descripción geológica general de las distintas localidades magmáticas del área de estudio, incluyendo sus correspondientes mapas geológicos simplificados, que se enfocan principalmente a la distribución de rocas ígneas y en los cuales se indican los puntos de muestreo que han sido seleccionados para el presente trabajo.

3.2. CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA

El Cinturón Candela-Monclova (CCM) se localiza en los límites de los estados de Nuevo León y Coahuila, que comprende parte de la subprovincia conocida como Llanuras de Coahuila y Nuevo León, pertenecientes a la provincia fisiográfica de las Llanuras de Norteamérica (LUGO-HUBP, 1990). Paleogeográficamente se ubica en la porción oriental de la Paleo-Cuenca de Sabinas, limitando al Este con el Paleo-Arco de Picachos, al Oeste con la Paleo-Cuenca de Sabinas y con la Paleo-Isla de la Mula, y como un elemento positivo hacia el Suroeste con la Paleo-Península o Bloque de Coahuila (ver Fig. 2.1; GOLDHAMMER *et al.*, 1993). Los elementos paleogeográficos que se mencionan fueron afectados por eventos tectónicos de extensión y compresión, junto con diapirismo y plutonismo durante el Triásico al Terciario (PADILLA y SÁNCHEZ, 1986).

La columna estratigráfica se compone por rocas sedimentarias con edades que varían del Cretácico Inferior (Hauteriviano) hasta el Cuaternario, la cual es cortada y metamorfizada localmente por rocas magmáticas intrusivas de edad Terciaria que constituyen cerros con una orientación casi E-W (Fig. 3.1). Las rocas sedimentarias más antiguas que afloran en el área corresponden con la Fm. Cupido (Cretácico Inferior) que fue descrita originalmente por

IMLAY (1937). Dentro del Cretácico le siguen en orden cronológico las formaciones: La Peña, Aurora, Kiamichi, Gpo. Washita (formaciones Georgetown, Del Río y Buda), Eagle Ford, Austin, Upson, San Miguel y Olmos. En las partes bajas de los valles afloran remanentes del Conglomerado Sabinas del Terciario Superior (Neógeno). La descripción litológica para estas formaciones puede ser consultada en LÓPEZ-RAMOS (1980), COREMI (1999) y PADILLA y SÁNCHEZ (1986).

Los magmas generados en el área formaron principalmente cuerpos abisales y en menor proporción cuerpos hipabisales. Su carácter geoquímico es predominantemente calcoalcalino y varían en edad desde el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno Temprano (SEWELL, 1968; COREMI, 1999). De forma general estos magmas constituyen alrededor de 14 grandes cerros: Reforma, La Soledad, Mercado, San Lorenzo, Marcelinos (foto 3.1a), Pánuco, Colorado, Providencia (foto 3.1b), Lobo, Pico Candela (foto 3.1c), Carrizal (Imán, foto 3.1c), Boludo, Loma Colorada (foto 3.1d), Loma La Voladora y C. Lampazos (INEGI, 1991; TERRAZAS-CALDERÓN, 2002). Las rocas ígneas se clasifican como: diorita, cuarzdiorita, cuarzomonzogabro, monzodiorita, cuarzomonzodiorita, monzonita, cuarzomonzonita, granodiorita, microsienita y granito; los cuales se presentan en forma de plutones y sills. En los bordes de los intrusivos se formaron zonas irregulares de skarn, corneanas, mármoles de calcosilicatos y zonas mineralizadas polimetálicas (MORTON-BERMEA, 1995; COREMI, 1999). Las rocas que encajonan los cuerpos ígneos consisten de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior, p.e. el cuerpo ígneo del C. El Mercado de composición principalmente granodiorítica que está encajonado por las formaciones La Peña y Aurora (TERRAZAS-CALDERÓN, 2002), el cuerpo ígneo del C. La Soledad compuesto por cuarzdioritas, sienitas y cuarzomonzonitas, encajonado por las formaciones Aurora y Georgetown (CANO-GONZÁLEZ, 2002), el cuerpo ígneo del C. Marcelinos compuesto por cuarzdiorita, cuarzomonzonita, cuarzosenita, granito y granodiorita, encajonado por las formaciones Aurora y Kiamichi (TOVAR-CORTÉS, 2002), así como el cuerpo ígneo del C. Providencia de composición cuarzomonzonítica-cuarzomonzodiorítica, en contacto con la Fm. Aurora (VALDÉZ-REYES, 2002). Además existen sills y diques de composición basáltica y riolítica.

Respecto a la actividad minera, se tiene en la localidad de la Iguana (Lampazos de Naranjo, N.L.) yacimientos de zinc y plomo (INEGI, 1986).

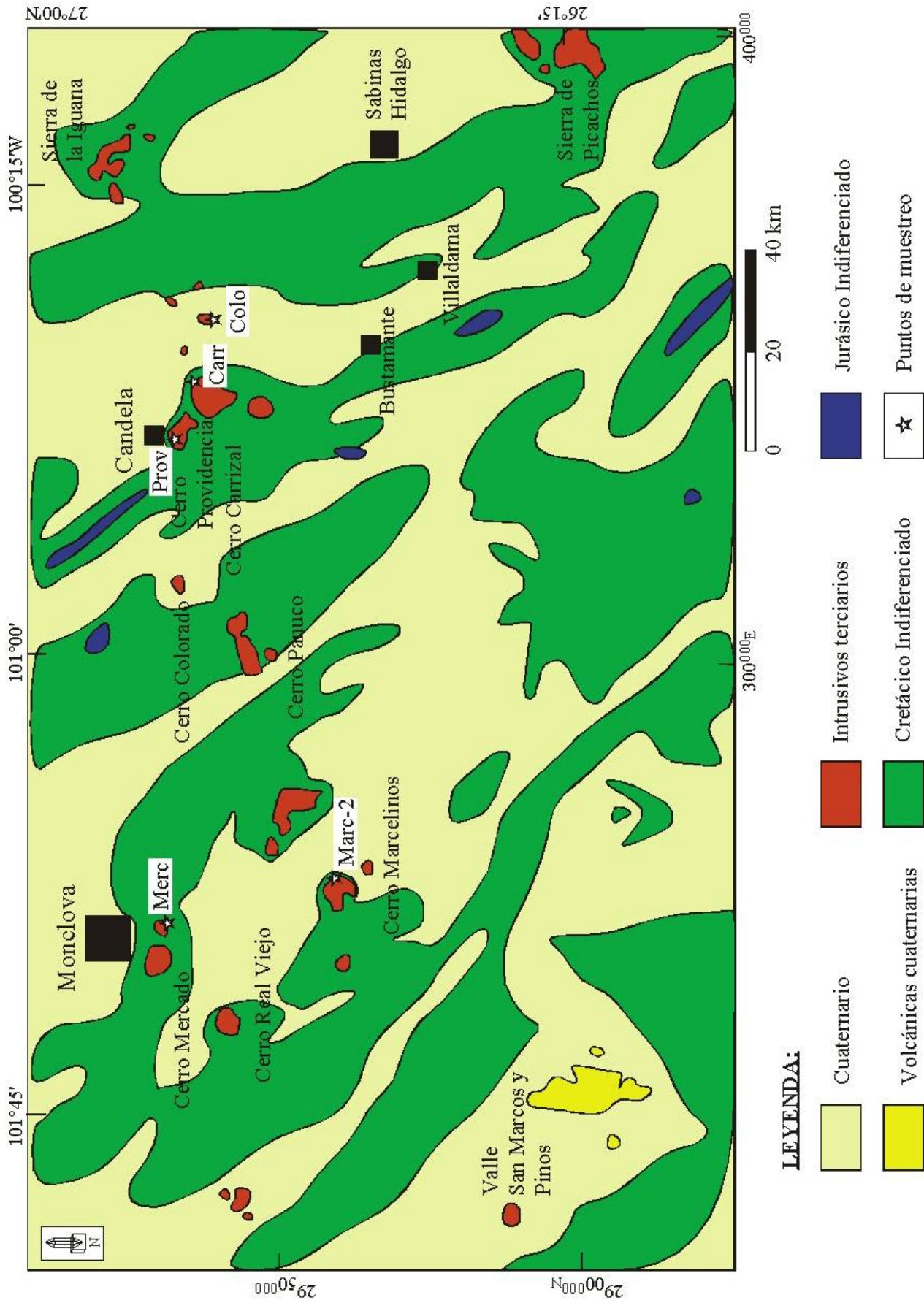


Fig. 3.1. Mapa geológico generalizado del Cinturón Candela-Monclova en el que se muestran los principales cuerpos intrusivos orientados burdamente E-W. Simplificado de INEGI (1991), Carta Geológica escala 1:250,000. Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.



Fotos 3. 1a-d: Vista panorámica de algunas elevaciones constituidas principalmente por rocas magnéticas intrusivas que conforman el CCM. a) Cerro Marcelinos ubicado en la parte central, b) Cerro Providencia y c) Pico Candela y Cerro El Carrizal, ubicados en la parte central-Este, y d) Loma La Colorada ubicada en la parte oriental cerca de la población Cerro Colorado.

La actividad magmática de esta zona ha sido relacionada por MORTON-BERMEA (1995) con los procesos de subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica, en base a la interpretación de datos geoquímicos. Aunque, existe la posibilidad de que las características geoquímicas similares a las que muestran los magmas de subducción se deban, al menos en parte, a contaminación cortical.

Para la presente tesis se han colectado muestras de los cerros Marcelinos (Marc-1 y Marc-2), Mercado (Merc), Providencia (Prov y Prov-2), El Colorado (Colo) y El Carrizal (Carr); de las cuales se han seleccionado Marc-2, Merc, Prov, Colo y Carr para los análisis petrográficos y geoquímicos. La ubicación de estas muestras se presenta en el mapa geológico de la Fig. 3.1, especificando su localización mediante coordenadas UTM en la tabla 3.1.

3.3. SIERRA DE PICACHOS

La Sierra de Picachos (SP) se localiza en el estado de Nuevo León, dentro de la provincia fisiográfica de la SMO (INEGI, 1986). La secuencia estratigráfica consiste de rocas mesozoicas que van desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario y está constituida por las formaciones: Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez; cuya descripción litológica corresponde con la de la SMO y se detalla en BISHOP (1970) y LÓPEZ-RAMOS (1980). Por otra parte, MARFIL-BERNAL (1983) menciona la existencia de la Fm. Sombrerillo entre las formaciones Aurora y Cuesta del Cura en la SP; y entre la Fm. Aurora y el Gpo. Washita en el Golfo de Sabinas.

La secuencia sedimentaria cretácica ha sido intrusionada y deformada localmente por cuerpos intrusivos (Fig. 3.2) en forma de stocks que afloran actualmente formando grandes escarpes (foto 3.2a). Además, buena parte de las rocas intrusivas más diferenciadas (p.e. diversas variedades de sienitas) constituyen una gran cantidad de sills (foto 3.2b), los cuales comúnmente son cortados por algunos diques de composición basáltica (foto 3.2 c). Los basaltos también se presentan en forma de sills delgados. Dentro de las rocas sieníticas se presenta variedades claras que probablemente intrusionaron las variedades oscuras, cuando estas últimas no estaban aún totalmente solidificadas (foto 3.2d). La diferencia en el color se debe a variaciones en el contenido de minerales máficos.

Tabla 3.1. Localización de los puntos de muestreo de rocas magmáticas mediante coordenadas UTM, para las localidades de la PAOM consideradas en el presente trabajo.

Localidad	Identificación	Lugar de Muestreo	Coordenadas	
			UTM, N	UTM, E
Cinturón Candela-Monclova	Marc1	Cerro Marcelinos	2941484	14263520
	Marc2	Cerro Marcelinos	2941259	14263218
	Merc	Cerro Mercado	2968741	14255294
	Prov	Cerro Providencia	2966463	14334557
	Prov2	Cerro Providencia	2966463	14334557
	Colo	Cerro El Colorado	2961624	14352600
	Carr	Rancho El Carrizal	2963100	14343542
Sierra de Picachos	MaEs3	Presa Mariano Escobedo	2911615	14405253
	Sard	Rancho Sardinias	2905888	14404043
	Nog1	Arroyo Los Nogales	2908845	14403427
	Mamu	Mamulique	2897566	14389398
	RFGb	Rincón El Fraile	2905377	14396329
	RFPx	Rincón El Fraile	2905377	14396329
	RFPx2	Rincón El Fraile	2905377	14396329
	RFSi	Rincón El Fraile	2907462	14395031
	RFDi	Rincón El Fraile	2907462	14395031
	MoSi1	Montelongo	2901367	14396970
	Mon1	Montelongo	2901218	14396964
	Mon2	Montelongo	2901218	14396964
	SJ1	San Juan	2899922	14395366
	Rye	Rincón Hierbabuena	2900422	14398085
SJ2	Límite de los Ranchos San Juan y Montelongo	2899922	14395366	
Sierra de San Carlos-Cruillas	Cons	Tanque Flores, El Consuelo	2759601	14488804
	Corc	Cerro Corcovado	2756340	14528822
	Apos	Cerro Apóstol	2746026	14537350
	Pata01	Rancho El Patao	2723054	14532606
	Sacr	Cerro Sacramento	2730233	14513142
	SCMD	San José	2728722	14491647
	SCGb	Rincón Murillo	2712673	14494565
	Ros	Rancho El Rosario	2722750	14493000
	SCSAF	Rancho El Rosario	2722611	14495677
	RBa	Rancho El Rosario	2722750	14494500
	Guad	Guadalupe	2720750	14476750
	Pan	Panaderal	2727250	14507500
	SCSAG	Rancho El Rosario	2722500	14495500
	Sierra de Tamaulipas	CN2	Mesa La Sandía	2584325
JMM		José María Morelos	2588261	14496839
MSFB		Mesa San Fernando	2574458	14501634
Xeno		Xenolito del Manto	2574458	14501634
Huac		Rumbo a Huacaleros	2521146	14478935
SJu2		Santa Juana	2516602	14596306
LAg1		Lauro Aguirre	2544615	14600664
Cau		Cerro Cautivo	2562375	14585500
PiSN		Rancho El Picacho	2586779	14544851
PiGr		Rancho El Picacho	2587199	14543173
PiGb		Rancho El Picacho	2586585	14543238
PiRN		Rancho El Picacho	2587680	14544428
PiAl		Rancho El Picacho	2585435	14525867
PiSo		Rancho El Picacho	2585435	14525867
Gor3		Cerro Gordo	2584773	14585527
Nub6		Mar de Nubes	2559830	14577269
RCV		Rancho Cerro Verde	2562375	14585500
RS222		Rancho El Salvador	2558200	1454290
Sal1		Rancho El Salvador	2558125	14542300
Sal14		Rancho El Salvador	2556950	14542850
Planicie de Tampico	Horc	Bernal de Horcasitas	2516500	14542250
	CP	Cerro Peñitas	2462324	14524078
	Auz	Cerro Auza	2455379	14556261
Sierra de Otontepec	Queb	Cerro El Quebracho	2371537	14626554
	Mora	Cerro El Moralillo	2353703	14630585
	Coq	Cerro Coquich	2351390	14626093
	Tant	Tantima	2357761	14620562
	Sfra	San Francisco	2352866	14609431
	Oton	San Juan de Otontepec	2345565	14612169
	Camp	La Campechana	2345709	14622087
	Cuam	Cuamanco	2335865	14619774

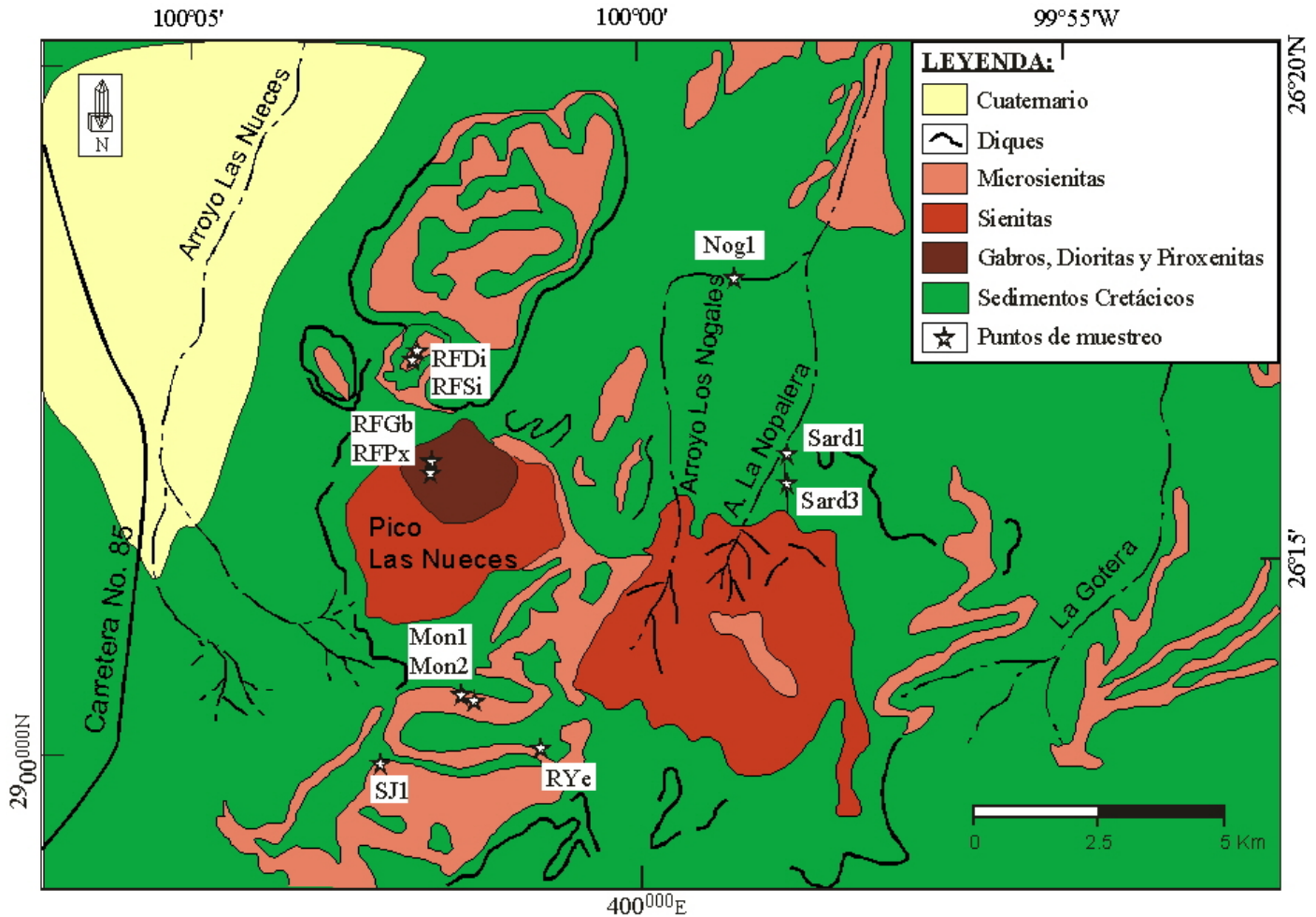


Fig. 3.2. Mapa geológico generalizado de la Sierra de Picachos en el que se muestra la distribución de las principales rocas magmáticas. Modificado de MORTON-BERMEA (1990). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.

Las rocas intrusivas han sido clasificadas por MORTON-BERMEA (1990) y MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991) en: gabro, piroxenita, diorita y sienita nefelínica; mientras que los diques están constituidos por basanita, tefrita, basalto alcalino, fonolita y mugearita.

Respecto a la geología económica de esta zona, INEGI (1986) reporta la explotación de zinc en dos minas conocidas como “El Diente” en la localidad de Mamulique.

Las rocas magmáticas de esta localidad presentan un carácter geoquímico predominantemente alcalino, a excepción de algunos gabros cuyo carácter es subalcalino. El magmatismo aquí presente es típico para un régimen geotectónico de intraplaca (MORTON-BERMEA, 1990), que según McKNIGHT (1963) predominó durante el Terciario.



Fotos 3.2a-d: Afloramientos de rocas ígneas típicas de la SP. **a)** Grandes escarpes de rocas sieníticas que constituyen Los Picachos en la localidad del Rincón Herbabuena, **b)** Sill de rocas sieníticas (abajo), sobreyacido por calizas y cortado por un dique basáltico en la represa del Rancho San Juan, **c)** Sill de sienita de feldespató alcalino en la represa del Rancho San Juan, y **d)** Rocas sieníticas claras y oscuras en las inmediaciones del Rancho Montelongo.

Para el presente trabajo se han colectado muestras de la Presa Mariano Escobedo (MaEs-3), Rancho Sardinas (Sard-1 y Sard-3), Arroyo Los Nogales (Nog-1), Cuesta de Mamulique (Mamu), Rincón El Fraile (RFGb, RFPx, RFPx-2, RFSi y RFDi), Rancho Montelongo (MoSi-1, Mon-1 y Mon-2), Rancho San Juan (SJ-1 y SJ-2) y Rincón Hierbabuena (RYe). La distribución de estas muestras se representa en el mapa geológico de la Fig. 3.2, especificando su localización mediante coordenadas UTM en la tabla 3.1.

Para los trabajos petrográficos y geoquímicos se han seleccionado las muestras RFGb, RFPx, RFDi, RFSi, Mon-1, Mon-2, SJ-1, RYe, Nog-1, Sard-1 y Sard-3.

3.4. SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS

La Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) se ubica dentro de la provincia fisiográfica Llanura Costera del Golfo Norte (INEGI, 1983). Esta localidad está compuesta por dos rasgos geomorfológicos bien diferenciados: la Sierra de San Carlos (SSC) propiamente dicha y la Serranía de Cruillas (SC). La primera contempla las partes con mayor altitud dentro de toda la localidad como p.e. las Sierras del Degüello y el C. del Diente (mejor conocido como Bufa del Diente), así como los escarpes más abruptos y pronunciados; mientras que la segunda contempla el conjunto de lomeríos adyacentes localizados al Noreste y Este de la población de San Carlos que se caracterizan por formas dómicas y suaves pendientes (MÁRQUEZ-DOMÍNGUEZ, 1970).

La secuencia estratigráfica se compone por rocas sedimentarias que van desde el Cretácico hasta el Cuaternario. MARFIL-BERNAL (1983) menciona la existencia de la Fm. La Casita del Jurásico Superior en esta sierra, la cual no se ha logrado observar en ninguna de las campañas realizadas en esta zona. Las rocas del Cretácico están representadas por las formaciones: Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. La descripción litológica para estas formaciones puede consultarse en MÁRQUEZ-DOMÍNGUEZ (1970), DE LA FUENTE-GARCÍA (1976), MARFIL-BERNAL (1983) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1989). El Período Cuaternario se encuentra representado por depósitos aluviales (gravas, arenas y arcillas), que principalmente rellenan los valles adyacentes; por depósitos de talud (fragmentos angulosos de calizas, pedernal y rocas ígneas) que bordean las prominencias abruptas de la SSC; y por

conglomerados (MARQUEZ-DOMÍNGUEZ, 1970; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989). En la Fig. 3.3 se presenta el mapa geológico de esta sierra en el cual se da un principal enfoque a la distribución de los diferentes tipos de rocas magmáticas.

Los magmas de esta localidad intrusieron en forma de grandes stocks (foto 3.3a) y plutones, en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior representadas por las formaciones Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989). En algunas regiones se formaron minerales típicos de metamorfismo de contacto (p.e. diópsido, tremolita, wollastonita, vesubianita, granate, etc. (HEINRICH y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ y HEINRICH, 1991; JASSO-RIVERA, 1994). Además, el calor de los intrusivos ha tenido la capacidad para recristalizar en buena medida el CaCO_3 de las calizas encajonantes, dando lugar a la generación de grandes bancos de mármol que fueron explotados hasta inicios de los 90's en la Cañada Piletas, localizada en la parte Sureste de la Bufa del Diente (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989). Asociados con las intrusiones magmáticas se generaron depósitos minerales que fueron económicamente explotables en el siglo XIX, dentro de los que se consideran las mineralizaciones de Cu y Fe en el área de San José, típicos de metasomatismo de contacto (KEMP, 1905 en: DE LA FUENTE-GARCÍA, 1976 y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989), y las mineralizaciones de Pb, Ag, Zn y Cu relacionadas con procesos hidrotermales en la zona de San Nicolás (WENTWORTH, 1913; BASTIN, 1937 en: DE LA FUENTE-GARCÍA, 1976 y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989).

Por otra parte, en la periferia de la sierra se emplazaron algunas estructuras volcánicas representadas por cuellos (foto 3.3b) y pequeñas mesetas (foto 3.4a), además de cuerpos subvolcánicos como sills (foto 3.4b y c) y diques (foto 3.4d). Los cuellos volcánicos se concentran más hacia la porción Nororiental de la SSCC, en el área que comprende la parte Norte de la SC. En los valles centrales de la SSCC también se localizan algunas de estas estructuras volcánicas, pero en menor proporción que en la periferia. En algunas localidades como lo son el C. Burgos, el C. Apóstol y la Mesa Monteríos, se han encontrado xenolitos del Manto, que han sido clasificados como wherlitas, lherzolitas, harzburgitas y dunitas (TREVINO-CÁZARES, 2001).

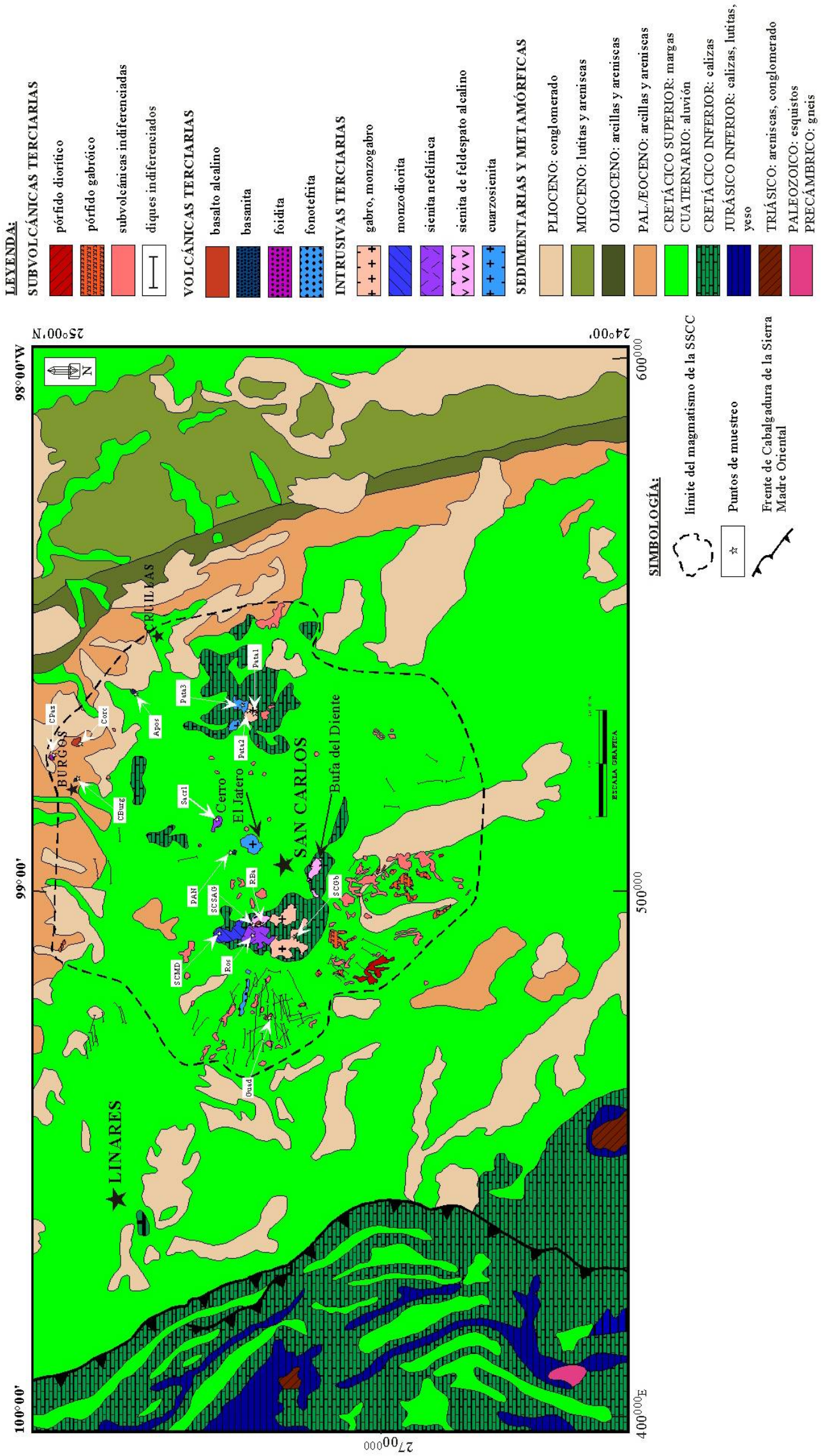
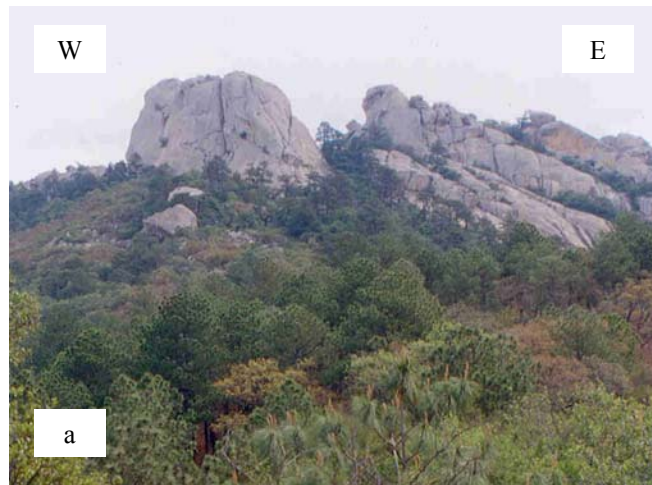


Fig. 3.3. Mapa geológico de la Sierra de San Carlos-Cruillas en el que se muestra el magmatismo de su parte central y de su porción periférica. Modificado de RODRÍGUEZ-SAAVEDRA (2003). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.



Fotos 3.3a-b: Representación de algunas estructuras generadas por magmatismo en la SSC. **a)** Vista panorámica de la parte superior del plutón de La Bufa del Diente, y **b)** Vista panorámica del Cerro Apóstol formado por un cuello volcánico.

NICK (1988) clasifica las rocas magmáticas de la SSC como gabro, monzodiorita, monzonita, sienita (nefelínica y alcalina) y basalto. La mayoría de ellas presentan un carácter geoquímico alcalino. Con base en la geoquímica, relaciona la generación de los gabros, monzonitas y monzodioritas con un ambiente geotectónico de subducción que tuvo lugar en la margen del Pacífico entre las Placas Farallón y Norteamericana; y relaciona el resto de las rocas a un ambiente geotectónico de intraplaca. Considerando las relaciones de campo, propone que las rocas de subducción son más antiguas que las de intraplaca. Estas últimas se generaron entre 29.6–27.9 Ma (BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973).



Fotos 3.4a-d: Formas típicas de emplazamiento del magmatismo volcánico y subvolcánico para la SSCC. **a)** Vista panorámica de la Mesa Monterías formada por derrames basálticos, **b)** Sill de composición basáltica que yace entre lutitas de la Fm. Méndez en las cercanías del ejido Guadalupe, **c)** Cuerpo subvolcánico de composición basáltica en el ejido El Refugio, y **d)** Dique de composición basáltica orientado en forma radial a la parte central de la sierra en el ejido San Lázaro.

Las muestras de rocas magmáticas consideradas en la presente tesis fueron colectadas de cuerpos intrusivos en forma de grandes stocks localizados en Rincón Murillo (SCGb), Complejo Ígneo del Rancho El Patao ó González (Pata-1, Pata-2 y Pata-3), Rancho El Rosario (SCSAG y Ros) y C. El Sacramento (Sac-1). Estas localidades se ubican en las porciones Sur, oriental y central de la SSCC. También se colectaron muestras de sills que se localizan en el Rancho San José (SCMD) y en el Ejido Guadalupe (Guad), ubicados en la porción central y en la periferia occidental de la sierra mencionada. Otras muestras colectadas pertenecen a cuellos volcánicos localizados en el Rancho El Panaderal (PAN), C. Paz (CPaz), C. Burgos (CBurg), C. Corcovado (Corc) y C. Apóstol (Apos), los cuales se ubican en la porción central y Nor-Noreste de la SSCC; los cuatro últimos en las cercanías de la población de Burgos, Tamps., y una muestra proveniente de un derrame de lava basáltica localizada en el Rancho El Rosario (RBa) en la porción central de la SSCC. La ubicación de estas muestras se presenta en el mapa geológico de la Fig. 3.3, y su localización mediante coordenadas UTM se detalla en la tabla 3.1.

Para los trabajos petrográficos y geoquímicos se han seleccionado las muestras identificadas como: SCGb, Pata-1, SCSAG, Ros, Sac-1, SCMD, Guad, PAN, CPaz y RBa.

3.5. SIERRA DE TAMAULIPAS

La Sierra de Tamaulipas (ST) se ubica dentro de provincia fisiográfica conocida como Llanura Costera del Golfo Norte (INEGI, 1983). Geomorfológicamente consiste de un complejo montañoso tipo anticlinorio suave, aislado y con dimensiones aproximadas de 100 por 60 km, con su eje principal orientado casi N-S (10–20°NW; LOYO-HERNÁNDEZ, 1966; ROBIN, 1974).

Esta localidad se compone por al menos tres rasgos geomorfológicos bien diferenciados: el Complejo Ígneo Central de la Sierra de Tamaulipas (CICST), la región de Mesetas y Bernal de Llera y el Complejo Volcánico de Villa Aldama (CVVA). El primero constituye la parte central del anticlinorio y está compuesto principalmente por rocas intrusivas, el segundo se refiere a vulcanismo de tipo efusivo que bordea la parte occidental de tal anticlinorio y está compuesto por mesetas, derrames y cuellos volcánicos; mientras que el tercero se compone por vulcanismo efusivo representado por cráteres, conos de escoria,

mesetas, derrames y anillos de toba, que constituyen el vulcanismo periférico oriental de la ST (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ 1996, 1997; VASCONCELOS-FERNÁNDEZ y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 2004; VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, 2006 en preparación).

La secuencia estratigráfica de la ST está formada por rocas que varían en edad desde el Mesozoico hasta el Cenozoico, las cuales descansan sobre un basamento Paleozoico constituido por granitoides permo-triásicos (LÓPEZ-RAMOS, 1980; WOODS *et al.*, 1991). LÓPEZ-RAMOS (1980) reporta que en perforaciones realizadas por PEMEX (pozo González 101) se encontraron rocas del Pensylvánico Inferior. La secuencia sedimentaria triásico-jurásica está representada por los lechos rojos de la Fm. Huizachal, Fm. San Andrés, Fm. Olvido y Fm. Pimienta. (LÓPEZ-RAMOS, 1980; MICHALZIK, 1985; PADILLA y SÁNCHEZ, 1986). La secuencia sedimentaria cretácica la constituyen las formaciones: Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. La secuencia sedimentaria del Terciario está representada por las formaciones correspondientes a la Cuenca de Burgos y a la margen occidental de la Cuenca de Magiscatzin (LÓPEZ-RAMOS, 1980; PADILLA y SÁNCHEZ, 1986). Estos depósitos terciarios fueron el resultado de la erosión de la parte occidental de la Planicie Costera del Golfo de México con lo que se formó una potente secuencia clástica (2–10 km de espesor) así como anticlinales sinsedimentarios con orientación preferencial N-S como resultado de la subsidencia del Golfo de México que continúa en la actualidad (MOSSMAN y VINIEGRA, 1976). Los sedimentos cuaternarios continentales consisten de aluviones (grava, arena, limo y arcilla) que principalmente rellenan los valles, así como por depósitos de talud (fragmentos angulosos de caliza, pedernal, rocas magmáticas, etc.). La descripción litológica para la secuencia sedimentaria de la ST se detalla por LOYO-HERNANDEZ (1966), LÓPEZ-RAMOS (1980), PADILLA y SÁNCHEZ (1986), SEIBERTZ (1990), WILSON (1990) y SALVADOR (1991).

Desde el Oligoceno (28 Ma) hasta el Cuaternario (0.2 Ma) se emplazaron magmas con carácter principalmente alcalino (CANTAGREL y ROBIN, 1979; CAMACHO-ANGULO, 1993). La distribución de las rocas magmáticas se muestra en la Fig. 3.4; su emplazamiento tuvo lugar en forma de grandes cuerpos intrusivos en la parte central del CICST (fotos 3.5a y b), levantando y deformaron localmente las calizas del Cretácico Inferior. Posterior a ello, en el margen oriental de esta estructura se emplazaron los magmas en calizas y lutitas del Cretácico Superior hasta el Terciario Inferior (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996). Petrográficamente, las rocas del CICST se han clasificado como diorita, monzodiorita (con y

sin feldespatoides), monzonita, cuarzomonzonita, una amplia variedad de sienitas (sienita *sensu stricto*, sienita con feldespatoides, sienita de feldespato alcalino con y sin feldespatoides, cuarzosienita y cuarzosienita de feldespato alcalino) y rocas graníticas (granito y granito de feldespato alcalino). Las rocas graníticas constituyen alrededor del 50 % del complejo. Además, en este complejo se han realizado los primeros hallazgos de carbonatitas en México (foto 3.5c) en el Complejo Ígneo del Rancho El Picacho (CIRP, RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2000).

En la periferia occidental de la ST afloran rocas primitivas de tipo efusivo (basaltos alcalinos, hawaiitas y basanitas), que forman mesetas hasta de 100 km² con espesores de algunos metros y en ocasiones forman cuellos o tapones (bernales, foto 3.5d) con alturas hasta de 200 m sobre la planicie. Por otra parte, en la periferia oriental (CVVA) hay evidencias de vulcanismo de tipo explosivo (foto 3.6a) que dio lugar a la formación de basaltos alcalinos y subalcalinos, así como latitas y traquitas (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996, 1997).

El magmatismo en la ST ha sido generado en su mayoría mediante un ambiente geotectónico de intraplaca (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996, 1997), conociéndose una pequeña localidad (Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador, foto 3.6b) relacionada con un ambiente geotectónico de subducción (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998; VIERA-DÉCIDA y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1998), atribuido a la convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana en la margen del Pacífico, durante la migración del arco magmático hacia el Este (ATWATER, 1970, 1989; CLARK *et al.*, 1982). Dentro del magmatismo de intraplaca se ha detectado que en ciertas áreas con vulcanismo efusivo, algunos magmas básicos han arrastrado xenolitos del Manto durante su ascenso, conociéndose algunas localidades como la Mesa San Francisco (PETTUS, 1979), la Mesa San Fernando (foto 3.6c), el C. La Clementina y la Mesa La Sandía (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TEVIÑO-CÁZARES, 2001). Tales xenolitos consisten de lherzolita de espinela y harzburguita, teniendo además de éstos, dunita solamente en la Mesa La Sandía.

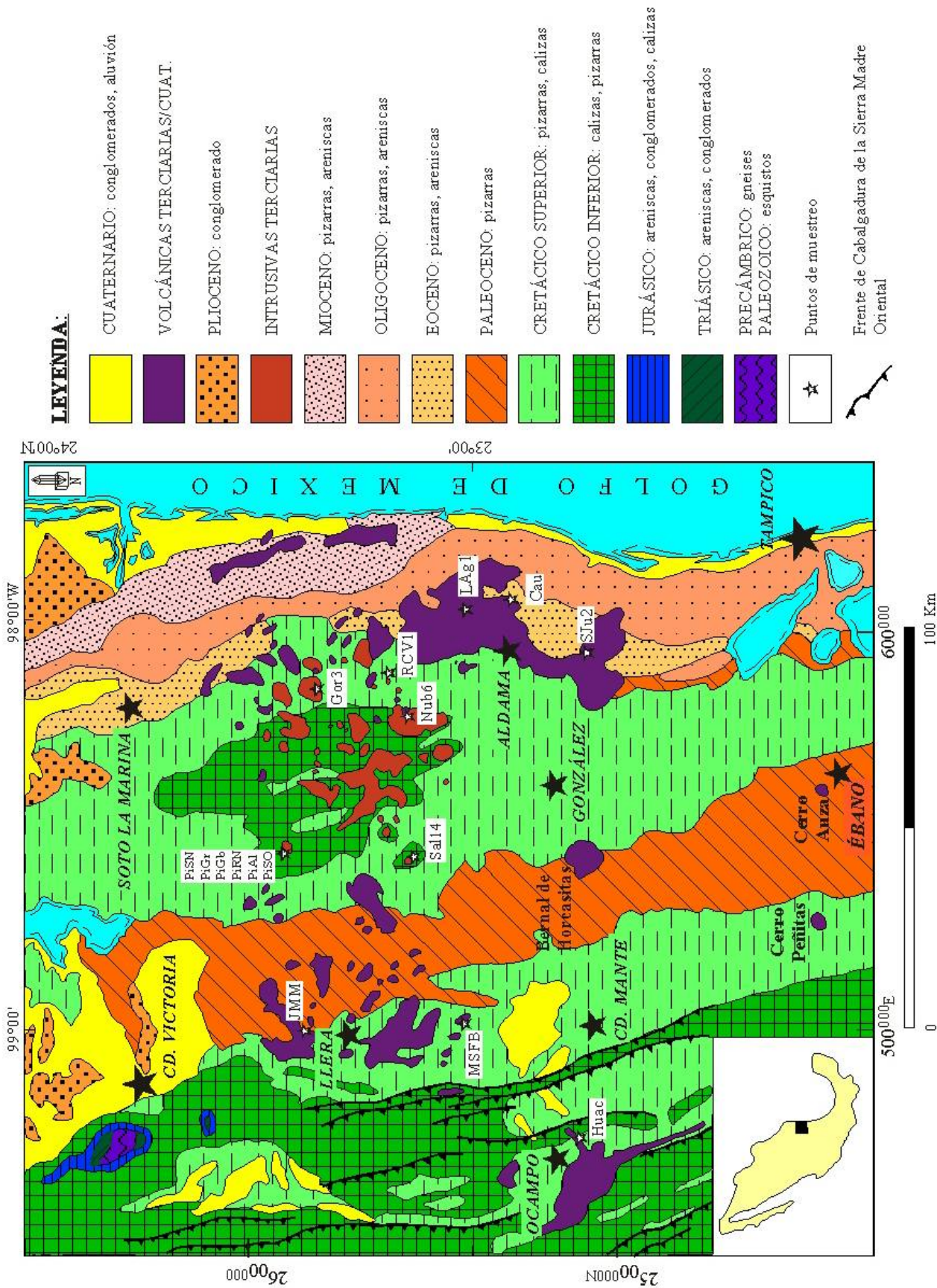
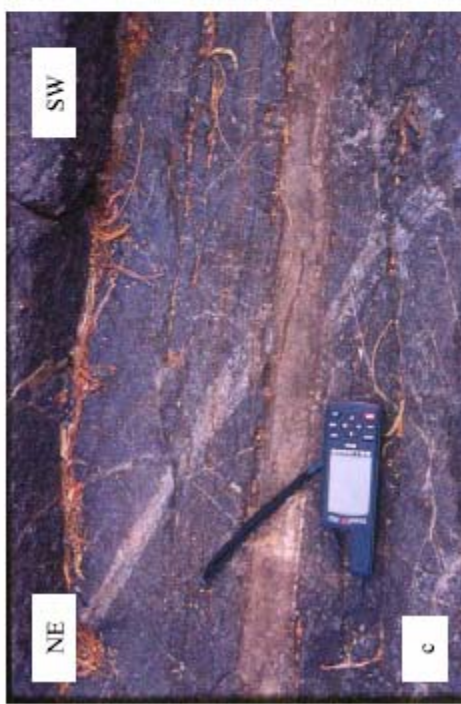


Fig. 3.4. Mapa geológico representativo del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas y su vulcanismo periférico. Tomado de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.



Fotos 3.5a-d. Evidencias del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas. **a y b)** Stocks de granito de feldespato alcalino que constituyen el Cerro Gordo y el Cerro Mar de Nubes, respectivamente dentro del CICST. **c)** Dique de roca carbonatítica (alvikita) de ~5 cm de espesor que corta un cuerpo de gabbro en el CIRP. **d)** Vista panorámica del Bernal Grande en la periferia oriental de la ST conocida como Mesetas y Bemales de Llera.



Fotos 3.6a-c: Evidencias del magmatismo de la Sierra de Tamaulipas. **a)** Cono volcánico en la localidad del Cerro Cautivo en el CVVA. **b)** Panorámica de la porción NE del Rancho El Salvador, en la porción SW de la ST. **c)** Xenolitos del Manto en un flujo de basalto alcalino de la Mesa San Fernando.

Las rocas magmáticas colectadas en la ST provienen de la Mesa La Sandía (CN-2), ejido José María Morelos (JMM), Mesa San Fernando (MSFB, MSF-3 y MSF-25a), Huacaleros (Huac), Santa Juana (SJU-2), Lauro Aguirre (LAG-1), C. Cautivo (Cau), Complejo Ígneo del Rancho El Picacho (PiSN, PiGr, PiGb, PiRN, PiAl, PiSO), C. Gordo (Gor-3), Mar de Nubes (Nub-6), Rancho C. Verde (RCV-1) y Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador (RS-222, Sal-1 y Sal-14). Su ubicación se presenta en el mapa geológico de la Fig. 3.4 y su localización mediante coordenadas UTM se detalla en la tabla 3.1.

Las muestras seleccionadas para los análisis petrográficos y geoquímicos provienen de stocks (Gor-3, PiGr, RCV-1, PiSN y Nub-6), sills (PiAl, PiRN y Sal-14) y pequeños diques de carbonatitas (PiSO y PiAl). Las rocas volcánicas representan mesetas (MSFB), coladas o derrames (JMM), conos (Cau y Huac) y cráteres (LAG-1 y SJU-2); mientras que las muestras identificadas como MSF-3 y MSF-25a consisten de xenolitos del Manto.

3.6. PLANICIE DE TAMPICO

La Planicie de Tampico (PT) se ubica dentro de provincia fisiográfica conocida como Llanura Costera del Golfo Norte (INEGI, 1983), también denominada como Planicie Costera del Golfo de México (MUIR, 1936). Geológicamente se ubica dentro de la sub-provincia denominada como Cuenca Sedimentaria Tampico-Misantla (CSTM). La PT muestra una ligera inclinación hacia el Golfo de México, teniendo su mayor amplitud (~100 km) a la altura de Tampico en el valle del Río Pánuco. El borde occidental en este punto lo constituye el frente de la SMO (MUIR, 1936).

Las rocas sedimentarias que afloran en la PT varían en edad desde el Cretácico Medio (Albiano–Cenomaniano) hasta el Mioceno. Se han encontrado rocas del Jurásico solamente en perforaciones. Las rocas sedimentarias cretácicas están representadas por las formaciones: Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez; mientras que las rocas sedimentarias terciarias corresponden con las formaciones: Tamesí, Velasco, Grupo Chicontepec, Aragón, Tanlajás, Tempoal, Chapapote, Huasteca, Mesón y Tuxpan), cuya descripción litológica se detalla en LÓPEZ-RAMOS (1980).

La ocurrencia de rocas ígneas en la PT es relativamente reducida y se presentan cortando las rocas cretácicas y terciarias, en forma de diques y tapones de cráteres (MUIR,

1936). Los afloramientos de rocas magmáticas consisten de cerros aislados (Fig. 3.5), con alturas de algunas decenas a cientos de metros sobre la planicie. El más sobresaliente es el Bernal de Horcasitas (foto 3.7a), compuesto por fonolita ultrabásica de olivino (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996), con una edad de 28 Ma (CANTAGREL y ROBIN, 1979). El resto de estructuras magmáticas se componen de basalto alcalino rico en olivinos, basalto subsaturado en sílice así como basanita y nefelinita, los cuales cortan flyschs oligocénicos del Paleocanal de Chicontepec (ROBIN y TOURNON, 1978; CANTAGREL y ROBIN, 1979). Estas estructuras aisladas se localizan en la margen oriental de la Sierra del Abra entre Cd. Mante, Tamps. y Ébano, S.L.P. Entre estos cerros se pueden considerar el C. El Murciélagos compuesto por fonolita peralcalina conteniendo xenolitos del Manto los cuales consisten de dunita de clinopiroxeno y olivino (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1997). Anteriormente, ROBIN (1976a) clasificó estas rocas como diqueestratos de tingüaita que intrusionan a la Fm. Méndez. En esta localidad se incluyen además el C. El Nopal constituido por fonolita peralcalina (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996). En la región de Ébano se localizan los cerros Auza, Dicha y La Pez, con una composición de basanita nefelínica, la cual contiene xenolitos del Manto clasificados como dunita (ROBIN, 1976a; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TREVIÑO-CÁZARES, 2001). De esta región, el más representativo por su extensión es el C. Auza (foto 3.7b), con un diámetro de alrededor de 100 m y una altura cercana a 30 m sobre la planicie. Genéticamente, el magmatismo de la PT ha sido relacionado por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) a un régimen geotectónico de intraplaca.

Para le presente tesis se han considerado las muestras provenientes del Bernal de Horcasitas (Horc) localizado en las inmediaciones de González y Cd. Mante, Tamps., del C. Peñitas (CP) y del C. Auza (Auza), ambos localizados en las cercanías de la población de Ébano, San Luis Potosí. La ubicación de estas muestras se presenta en la Fig. 3.5 y su localización mediante coordenadas UTM se especifica en la tabla 3.1.

3.7. SIERRA DE OTONTEPEC

El área correspondiente a la Sierra de Otontepec (SOT) se localiza entre las poblaciones de Tepezintla y Tántima, Ver. Fisiográficamente está ubicada dentro de provincia conocida como Llanura Costera del Golfo Norte (COREMI, 1994).

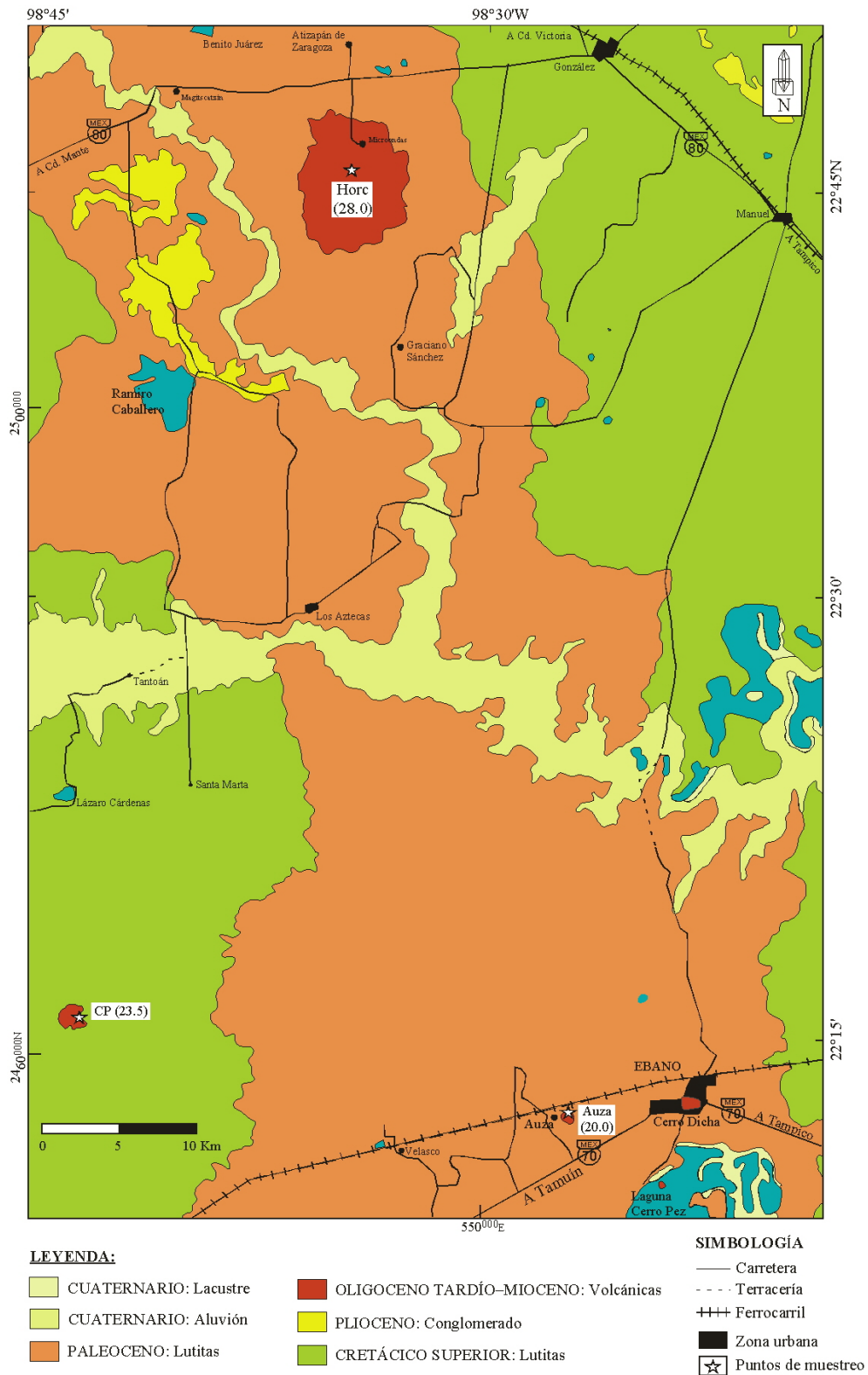


Fig. 3.5. Mapa geológico generalizado de las estructuras magmáticas que se presentan en la Planicie de Tampico. Modificado de la carta geológica Cd. Mante escala 1:250,000; S.P.P. (1983). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo. El valor entre paréntesis se refiere a la edad de las rocas reportadas por CANTAGREL y ROBIN (1979).



Fotos 3.7a-b: Representación del magmatismo de la PT en forma de cerros aislados. **a)** Vista panorámica del Bernal de Horcasitas representativo de un cuello volcánico en las inmediaciones de Cd. Mante y González, Tamps. **b)** Vista panorámica del Cerro Auza con un diámetro de ~100 m y altura de 30 m, localizado en la parte NW de la población de Ébano, S.L.P.

Geológicamente corresponde con la parte central de la sub-provincia denominada Cuenca Sedimentaria Tampico-Misantla (CSTM) en el estado de Veracruz, que forma parte de la Provincia Geológica del Noreste de México (LÓPEZ-RAMOS, 1980). La CSTM consiste principalmente de sedimentos marinos del Terciario, cuya topografía está gobernada por la erosión diferencial de rocas calcáreas, areniscas y de material ígneo (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

Al Sur del Valle del Río Pánuco, las mayores elevaciones (1,200 msnm) ocurren en el complejo ígneo conocido como Sierra de Tántima u Otontepec (MUIR, 1936; LÓPEZ-RAMOS, 1980). A lo largo de toda la CSTM, desde San José de las Rusias (ST) hasta Tancoco (cerca de la SOT) ocurren muchas emanaciones de hidrocarburos. La mayoría de ellas están asociadas con algunas formas de cuerpos magmáticos, normalmente en forma de tapones o diques, que han sido denominados como “Chapopoterías u Ojos de Chapopote” (DEGOYLER, 1932).

Estratigráficamente, la secuencia sedimentaria de la CSTM está constituida por rocas que van desde el Jurásico hasta el Cuaternario. El Jurásico está representado por las formaciones: Huayacocotla, Cahuascal, Huehuetepic, Tepexic, Santiago, Grupo Tamán y Fm. Pimienta. El Cretácico está constituido por las formaciones: Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, El Abra, Tamabra, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. El Terciario está compuesto por las formaciones: Velasco, Chicontepec, Aragón, Guayabal, Chapopote-Tantoyuca, Horcones, Gpo. Palma Real, Mesón, Alazán, Coatzintla, Escolin y Tuxpan (LÓPEZ-RAMOS, 1980). La descripción litológica para las formaciones que se mencionan se realiza ampliamente en LÓPEZ-RAMOS (1980) y COREMI (1994). El Cuaternario está representado por aluviones (arcillas, arenas y conglomerados) y por depósitos de talud (fragmentos angulosos de rocas sedimentarias e ígneas) según COREMI (1994).

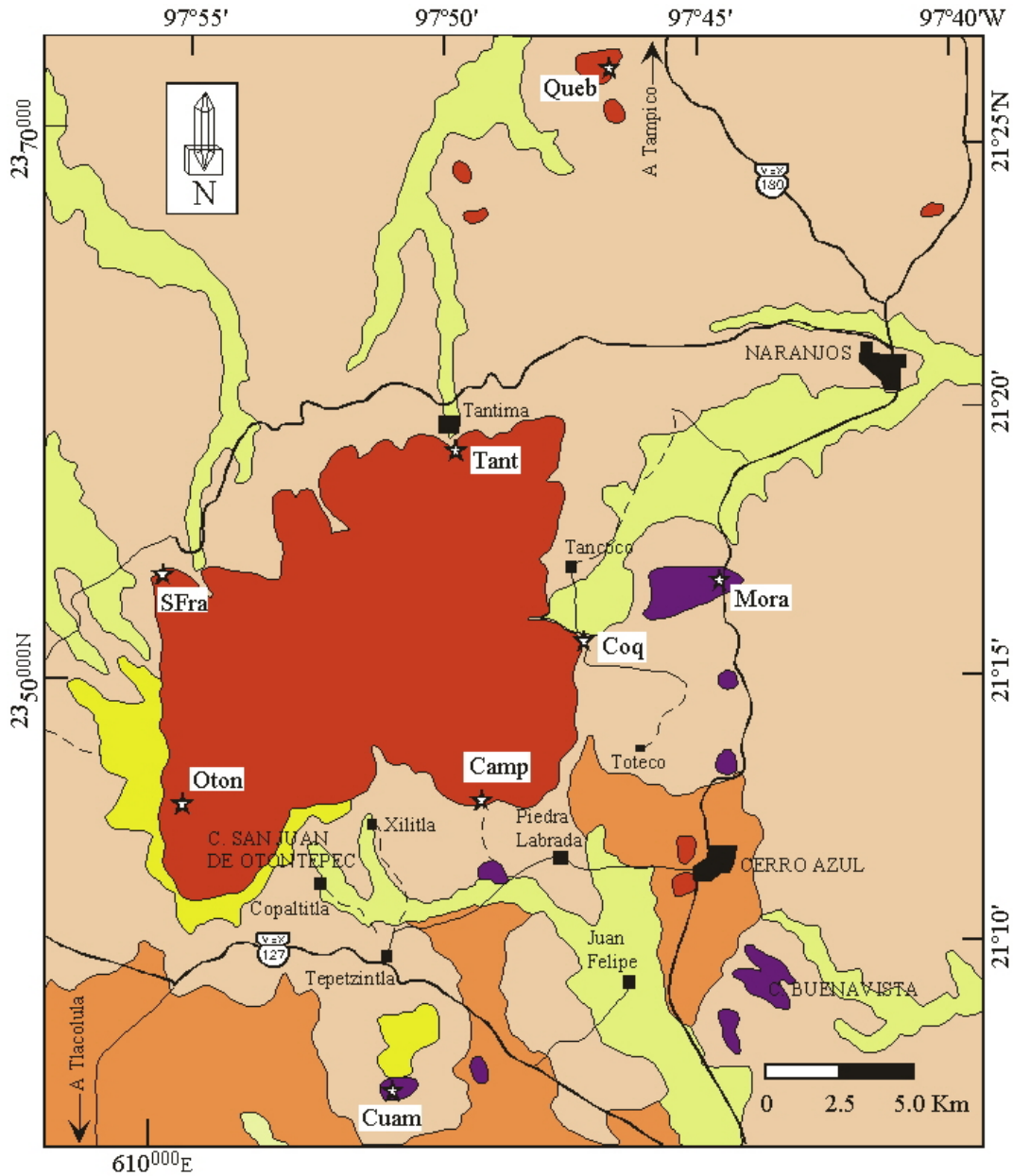
La SOT está constituida por coladas o flujos de basalto alcalino, hawaíta y basanita (ROBIN, 1976a; OROZCO-ESQUIVEL, 1995; FERRARI *et al.*, 2005). Posee una longitud de 19 km, una anchura de 5 km y una altura máxima de 1320 m (FERRARI *et al.*, 2005). En los alrededores de la población de Tántima, ROBIN (1976a) ha diferenciado hasta 12 distintas coladas de material magmático, pero como la vegetación en la zona es demasiado densa, es posible que exista una mayor cantidad de coladas a las que se mencionan. FERRARI *et al.* (2005) indican que en su parte central, la SOT consiste de una secuencia de ~700 m de espesor de coladas de lavas máficas con fuertes buzamientos que cubren areniscas y lutitas del Terciario Temprano. Por lo general, las coladas presentan espesores entre 2 y 10 m, pero ocasionalmente se presentan coladas hasta de 20 m de espesor. La porción periférica de esta sierra está constituida por una gran cantidad de diques. Además, se presentan al menos 40 volcanes monogenéticos aislados que debido a la fuerte erosión, los flujos de lavas raras veces están preservados, teniendo como única evidencia de la estructura volcánica, un cuello de lava

masiva, cuyas elevaciones varían de 100 a 300 m y su composición de basanita a fonotefrita. Estas estructuras conforman el Campo Volcánico Monogenético el Álamo (FERRARI *et al.*, 2005). Como ejemplos de estas estructuras que forman picos ó conos volcánicos aislados pueden citarse el Tepenahuac y el Postectitla cerca de Tlacolula (Fig. 3.6). Las rocas magmáticas de la SOt presentan un carácter geoquímico alcalino (ROBIN, 1976a; OROZCO-ESQUIVEL, 1995), con edades que varían de 6.9 a 6.5 Ma (FERRARI *et al.*, 2005) y fueron generadas mediante un régimen geotectónico de intraplaca (OROZCO-ESQUIVEL, 1995).

Respecto a los yacimientos del área de la SOt, se reportan yacimientos de mercurio, plata y oro en la localidad de Tantima, plata y mercurio en la localidad de Tancoco y petróleo en la localidad del Pánuco, municipio de Ozuluama (COREMI, 1994).

Hacia el Sur de esta localidad, en el área de Palma Sola existe traslape de magmatismo de intraplaca con magmatismo de subducción que ha sido relacionado con la formación del Cinturón Volcánico Mexicano (ROBIN, 1976b; CANTAGREL y ROBIN, 1979; NEGENDANK *et al.*, 1985; JACOBO *et al.*, 1994; OROZCO-ESQUIVEL, 1995).

Para la presente tesis se han colectado muestras de rocas magmáticas que caracterizan coladas (foto 3.8a) de la Sierra de Otontepec propiamente dicha, identificándose como: Tant (Tantima, foto 3.8b), SFra (San Francisco), Oton (San Juan de Otontepec, foto 3.8c) y Camp (La Campechana). Además, se muestreó un cuerpo subvolcánico en la periferia oriental de la sierra identificado como Mora (C. El Moralillo), así como tres cuellos volcánicos aislados, uno de la periferia Norte identificado como Queb (C. El Quebracho, foto 3.8d), otro en la periferia oriental identificado como Coq (C. Coquich) y otro de la periferia Sur identificado como Cuam (Cuamanco). De estas muestras se han seleccionado para los análisis petrográficos y geoquímicos las identificadas como: Tant, SFra, Oton, Camp, Mora y Cuam, cuya ubicación se presenta en la Fig. 3.6 y su localización mediante coordenadas UTM se especifica en la tabla 3.1.



LEYENDA:

- CUATERNARIO: Aluvi3n
- TERCIARIO (MIOCENO): Arcillas
- TERCIARIO (OLIGOCENO): Lutita-Arcillas
- TERCIARIO (EOCENO): Lutita-Arcillas
- MIOCENO TARDÍO: Basaltos y Traquibasaltos
- MIOCENO TARDÍO: Cuellos Volcánicos Basálticos

SIMBOLOGÍA:

- Carretera
- Terracería
- Brecha
- ★ Puntos de muestreo

Fig. 3.6. Mapa geológico generalizado del magmatismo de la Sierra de Otontepec y su porción aledaña. Modificado de la carta geológica Tamiagua escala 1:250,000; S.P.P. (1982) con base en las aportaciones de FERRARI *et al.* (2005). Se indica la localización de las muestras incluidas en este trabajo.



Fotos 3.8a-d: Magmatismo de la SOT. **a)** Panorámica que muestra los escalonamientos de diferentes coladas de material basáltico en los alrededores de la población San Juan de Otontepec en la porción SW de la sierra. **b)** Panorámica de la SOT en la población de Tantima localizada en la porción Norte de la sierra. **c)** Bloque de basalto alcalino que muestra las estructuras de flujo de la lava en la población de Tantima. **d)** Cuello volcánico en la localidad El Quebracho al Norte de la SOT. Se observa una instalación de petróleo.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

La petrografía se basa en el análisis microscópico de láminas delgadas, la cual consiste en la descripción de las propiedades ópticas que presentan los minerales al pasar luz blanca a través de ellos. Tales propiedades son características de cada mineral en particular y son utilizadas para su identificación (MACKENZIE y GUILFORD, 1981; PICHLER y SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Así mismo, la petrografía trata sobre la determinación de las texturas características de las rocas, las cuales son indicativas de sus condiciones de emplazamiento (WILLIAMS *et al.*, 1983; COX *et al.*, 1984). La clasificación modal de rocas magmáticas es de principal aplicación para aquellas de tipo intrusivo, para lo cual los contenidos de los minerales modales: cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino para rocas saturadas en sílice, ó bien plagioclasa, feldespato alcalino y feldespatoide para rocas subsaturadas en sílice, son recalculados al 100 % en volumen y graficados en el diagrama del doble triángulo propuesto por STRECKEISEN (1976) y Le MAITRE *et al.* (1989). Por otra parte, la clasificación de rocas magmáticas extrusivas (clasificación química) es más adecuada a partir de datos geoquímicos, utilizando para ello el diagrama de Total de Álcalis vs. Sílice (TAS) propuesto por Le BAS *et al.* (1986) y Le MAITRE *et al.* (1989), debido a que en la mayoría de las rocas de este tipo es muy difícil efectuar un conteo de los minerales modales por su pequeño grado de desarrollo cristalino.

4.2 METODOLOGÍA

4.2.1 ELABORACIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

La elaboración de láminas delgadas se llevó a cabo mediante la técnica disponible en el Laboratorio de Preparación de la F.C.T., U.A.N.L. El método consiste en obtener para cada muestra, un cubo de ~3.5 x 2.5 x 2 cm de la porción más representativa, utilizando para ello una cortadora con disco de diamante. Se pule la cara de interés del cubo con polvos abrasivos

de SiC (80, 220 y 400 mallas) sobre un disco metálico giratorio. Un pulido más fino, libre de rayaduras hasta la obtención de una superficie reflejante, se logra con polvos abrasivos más finos (600, 800 y 1,000 mallas) sobre una pieza de vidrio plano. Con ayuda de resina epóxica (Körapox, mezcla de resina-catalizador en relación 2:1) se adhiere un portaobjetos de vidrio sobre la cara pulida del cubo, se deja secar y posteriormente se corta con un disco de diamante más fino, de tal manera que quede un espesor de la roca de ~1 mm adherido al vidrio. La sección obtenida se desbasta utilizando el mismo procedimiento que durante el pulido inicial del cubo, hasta tener un espesor entre 25 y 30 μm que será corroborado por los colores de interferencia típicos de minerales esenciales de la roca (cuarzo, plagioclasa, etc.). Por último, se adhiere un cubreobjetos a la lámina, a fin de evitar deterioros del material de interés.

4.2.2 MICROSCOPIA

El análisis microscópico de láminas delgadas ha sido realizado utilizando un microscopio de luz polarizada de la marca LEICA modelo DMLSP, con la finalidad de identificar los minerales constituyentes de las rocas. Para ello se han considerado las características ópticas que presentan los minerales al microscopio (color, índice de refracción, birrefringencia, ángulo de extinción, etc.), comparándolas con las descripciones indicadas en la literatura (HEINRICH, 1970; MACKENZIE y GUILFORD, 1981; COX *et al.*, 1984; PICHLER y SCHMITT-RIEGRAF, 1987; DEER *et al.*, 1992; HIBBARD, 1995; BLATT y TRACY, 2001; MELGAREJO, 1999). Al mismo tiempo se han identificado los tipos de texturas presentes en cada una de las rocas, las cuales son de gran utilidad para definir sus condiciones de emplazamiento (WILLIAMS *et al.*, 1983; COX *et al.*, 1984; BEST y CHRISTIANSEN, 2001). Por otra parte, utilizando un contador de puntos de la marca PRIOR modelo G, que dispone de 19 canales para la selección de diferentes minerales, se llevó a cabo un conteo modal consistente en 300 puntos para las rocas intrusivas y 500 puntos para las rocas volcánicas. Los resultados del conteo modal se han utilizado para recalcular al 100 % en volumen los minerales modales: cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y feldespatoide. Los valores obtenidos para estos minerales se han graficado en el diagrama de STRECKEISEN (1976) con la finalidad de realizar la clasificación petrográfica y observar tendencias petrográficas.

4.3 CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA

Los resultados obtenidos del análisis microscópico de láminas delgadas para las rocas magmáticas de cada una de las localidades de la PAOM, que incluyen la composición mineralógica, la clasificación textural y el conteo modal, se reportan en la tabla 4.1. Además, se indica la clasificación petrográfica para las rocas intrusivas obtenida por medio del diagrama propuesto por STRECKEISEN (1976). La clasificación indicada para las rocas extrusivas corresponde con la clasificación geoquímica que se discute en el capítulo 5.

En el diagrama de STRECKEISEN (Fig. 4.1) se aprecia una distribución bimodal para las rocas intrusivas de la PAOM. Esta distribución solo es válida para la SP, ya que en el caso del CCM, SSCC y ST, es un resultado del muestreo realizado. A manera de comparación, se indican los campos petrográficos que se han identificado de acuerdo a la literatura para estas tres localidades.

4.3.1 CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA

Las rocas magmáticas de esta localidad que se han considerado para el presente trabajo son del tipo intrusivo y petrográficamente, han sido clasificadas como: diorita, monzodiorita, cuarzomonzodiorita y granodiorita.

4.3.1.1 DIORITA

La diorita está representada por la muestra Marc-2, correspondiente con el C. Marcelinos. Presenta una textura hipidiomórfica microgranular (foto 4.1a). Como minerales principales se presentan plagioclasa, cuarzo, feldespatos alcalinos, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos. Como mineral accesorio se encuentra apatito, no presentándose minerales secundarios. La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales (0.26–0.46 mm) que muestran maclas polisintéticas, así como en cristales subhedrales que muestran extinción oscilatoria zonada (0.48–1.81 mm). El Qz se presenta en cristallitos anhedrales de (0.10–0.24 mm), los cuales se encuentran rodeados por los cristales de Plg. El FA se presenta en cristales euhedrales (0.20–0.40 mm) que muestran perfitas (foto 4.1a). La Bi

aparece en cristales subhedrales y anhedrales de (0.12–0.26 mm), el Opx aparece en cristales euhedrales y subhedrales con tamaños de 0.8–1.2 mm, mientras que el Cpx está representado principalmente por augita cuyos cristales en cortes paralelos al eje “c” llegan a medir hasta 1.2 mm. Los minerales opacos se presentan como cristales anhedrales. El Ap se presenta en cristalitas euhedrales que miden como máximo 60 μm de longitud.

4.3.1.2 MONZODIORITA

La monzodiorita está representada por la muestra Colo, correspondiente con el C. Colorado. Presenta una textura hipidiomórfica granular (foto 4.1b). Como principales minerales se encuentran plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y minerales opacos. Se presentan titanita y apatito como minerales accesorios y como mineral secundario sericita, apareciendo como mineral de alteración en algunos cristales de plagioclasa. La Plg se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales que muestran extinción oscilatoria zonada, en tamaños de 0.2–1.2 mm, además se presenta en cristales euhedrales y subhedrales que muestran maclas polisintéticas, con tamaños de 0.2–2.3 mm, donde algunos cristales muestran maclas de la microclina. El Qz aparece como cristalitas anhedrales de 40–200 μm , ocupando los espacios entre los cristales de Plg y FA. El FA se presenta como cristales subhedrales y anhedrales con tamaños máximos de 1.3 mm. El Opx se presenta como cristales subhedrales y anhedrales de 120–700 μm , mientras que el Cpx en cristales del mismo tipo con tamaños de 60–700 μm . La Bi aparece como cristales subhedrales y anhedrales de 80–840 μm . Los minerales opacos se presentan en cristales anhedrales. La Tit se presenta en cristales anhedrales menores a 560 μm , mientras que el Ap aparece como cristalitas euhedrales de 10–500 μm .

4.3.1.3 CUARZOMONZODIORITA

Las rocas que clasifican en este grupo están representadas por las muestras Carr y Merc, correspondientes con los cerros Carrizal y Mercado, respectivamente. Presentan una textura panidiomórfica granular (foto 4.1c). Como principales minerales se encuentran

plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, clinopiroxeno (augita y titanaugita), hornblenda, biotita y minerales opacos. Los minerales accesorios consisten de titanita en Carr y apatito en Merc, y no se presentan minerales secundarios en ninguna de las muestras.

La Plg consiste de cristales euhedrales y subhedrales de 0.24–2.38 mm en Carr y 0.48–2.48 mm en Merc, donde algunos de ellos muestran maclas polisintéticas y otros, extinción oscilatoria zonada. Se observan además, maclas de la albita y periclina (forma de malla) en la muestra Carr (foto 4.1d). El FA se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.29–1.19 mm en Carr y 0.48–1.19 mm en Merc. El Qz aparece en cristales anhedrales de 0.04–0.57 mm para Carr y 0.14–0.78 mm para Merc. El Cpx se presenta solamente en la muestra Carr y consiste de cristales subhedrales y anhedrales de augita y titanaugita en tamaños de 0.06–1.10 mm. La Hb se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.24–2.86 mm en Carr y de 0.16–2.73 mm en Merc, mientras que la Bi aparece como cristales subhedrales y anhedrales <0.38 mm en Carr y de 0.08–1.25 mm en Merc. La Tit se presenta en cristales subhedrales de 0.10–0.56 mm solamente en la muestra Carr y el Ap como cristalitos euhedrales de 20–140 μm solamente en la muestra Merc.

4.3.1.4 GRANODIORITA

La granodiorita está representada por la muestra Prov, correspondiente con el C. Providencia. Presenta una textura hipidiomórfica granular y como principales minerales contiene plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, clinopiroxeno (augita), biotita y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita, y no se presentan minerales secundarios. La Plg consiste de cristales euhedrales que muestran maclas polisintéticas y de cristales subhedrales que exhiben extinción oscilatoria zonada. Los tamaños de los cristales varían de 0.71–2.86 mm, teniendo algunos cristales de Plg de tipo polisintético con maclas de la microclina (foto 4.2). El FA se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.48–1.90 mm, donde algunos de los cristales exhiben micropertitas. El Qz se presenta en cristales anhedrales de 0.04–0.71 mm. La augita se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.19–3.81 mm, mientras que la Bi aparece en cristales subhedrales y anhedrales de 0.14–0.95 mm. La Tit se presenta en cristalitos euhedrales <0.14 mm que muestran su forma típica de sobre de carta (foto 4.2).

Tabla 4.1. Resultados del análisis petrográfico con conteo modal para las rocas intrusivas (200 puntos) y extrusivas (200 puntos) de la PADM.

USE	SUBSTANCIA	CLASIFICACIONES	Q ₀	Pl ₀	Pl ₁	Pl ₂	Pl ₃	Pl ₄	Pl ₅	Pl ₆	Pl ₇	Pl ₈	Pl ₉	Pl ₁₀	Pl ₁₁	Pl ₁₂	Pl ₁₃	Pl ₁₄	Pl ₁₅	Pl ₁₆	Pl ₁₇	Pl ₁₈	Pl ₁₉	Pl ₂₀	Pl ₂₁	Pl ₂₂	Pl ₂₃	Pl ₂₄	Pl ₂₅	Pl ₂₆	Pl ₂₇	Pl ₂₈	Pl ₂₉	Pl ₃₀	Pl ₃₁	Pl ₃₂	Pl ₃₃	Pl ₃₄	Pl ₃₅	Pl ₃₆	Pl ₃₇	Pl ₃₈	Pl ₃₉	Pl ₄₀	Pl ₄₁	Pl ₄₂	Pl ₄₃	Pl ₄₄	Pl ₄₅	Pl ₄₆	Pl ₄₇	Pl ₄₈	Pl ₄₉	Pl ₅₀	Pl ₅₁	Pl ₅₂	Pl ₅₃	Pl ₅₄	Pl ₅₅	Pl ₅₆	Pl ₅₇	Pl ₅₈	Pl ₅₉	Pl ₆₀	Pl ₆₁	Pl ₆₂	Pl ₆₃	Pl ₆₄	Pl ₆₅	Pl ₆₆	Pl ₆₇	Pl ₆₈	Pl ₆₉	Pl ₇₀	Pl ₇₁	Pl ₇₂	Pl ₇₃	Pl ₇₄	Pl ₇₅	Pl ₇₆	Pl ₇₇	Pl ₇₈	Pl ₇₉	Pl ₈₀	Pl ₈₁	Pl ₈₂	Pl ₈₃	Pl ₈₄	Pl ₈₅	Pl ₈₆	Pl ₈₇	Pl ₈₈	Pl ₈₉	Pl ₉₀	Pl ₉₁	Pl ₉₂	Pl ₉₃	Pl ₉₄	Pl ₉₅	Pl ₉₆	Pl ₉₇	Pl ₉₈	Pl ₉₉	Pl ₁₀₀	Pl ₁₀₁	Pl ₁₀₂	Pl ₁₀₃	Pl ₁₀₄	Pl ₁₀₅	Pl ₁₀₆	Pl ₁₀₇	Pl ₁₀₈	Pl ₁₀₉	Pl ₁₁₀	Pl ₁₁₁	Pl ₁₁₂	Pl ₁₁₃	Pl ₁₁₄	Pl ₁₁₅	Pl ₁₁₆	Pl ₁₁₇	Pl ₁₁₈	Pl ₁₁₉	Pl ₁₂₀	Pl ₁₂₁	Pl ₁₂₂	Pl ₁₂₃	Pl ₁₂₄	Pl ₁₂₅	Pl ₁₂₆	Pl ₁₂₇	Pl ₁₂₈	Pl ₁₂₉	Pl ₁₃₀	Pl ₁₃₁	Pl ₁₃₂	Pl ₁₃₃	Pl ₁₃₄	Pl ₁₃₅	Pl ₁₃₆	Pl ₁₃₇	Pl ₁₃₈	Pl ₁₃₉	Pl ₁₄₀	Pl ₁₄₁	Pl ₁₄₂	Pl ₁₄₃	Pl ₁₄₄	Pl ₁₄₅	Pl ₁₄₆	Pl ₁₄₇	Pl ₁₄₈	Pl ₁₄₉	Pl ₁₅₀	Pl ₁₅₁	Pl ₁₅₂	Pl ₁₅₃	Pl ₁₅₄	Pl ₁₅₅	Pl ₁₅₆	Pl ₁₅₇	Pl ₁₅₈	Pl ₁₅₉	Pl ₁₆₀	Pl ₁₆₁	Pl ₁₆₂	Pl ₁₆₃	Pl ₁₆₄	Pl ₁₆₅	Pl ₁₆₆	Pl ₁₆₇	Pl ₁₆₈	Pl ₁₆₉	Pl ₁₇₀	Pl ₁₇₁	Pl ₁₇₂	Pl ₁₇₃	Pl ₁₇₄	Pl ₁₇₅	Pl ₁₇₆	Pl ₁₇₇	Pl ₁₇₈	Pl ₁₇₉	Pl ₁₈₀	Pl ₁₈₁	Pl ₁₈₂	Pl ₁₈₃	Pl ₁₈₄	Pl ₁₈₅	Pl ₁₈₆	Pl ₁₈₇	Pl ₁₈₈	Pl ₁₈₉	Pl ₁₉₀	Pl ₁₉₁	Pl ₁₉₂	Pl ₁₉₃	Pl ₁₉₄	Pl ₁₉₅	Pl ₁₉₆	Pl ₁₉₇	Pl ₁₉₈	Pl ₁₉₉	Pl ₂₀₀	Pl ₂₀₁	Pl ₂₀₂	Pl ₂₀₃	Pl ₂₀₄	Pl ₂₀₅	Pl ₂₀₆	Pl ₂₀₇	Pl ₂₀₈	Pl ₂₀₉	Pl ₂₁₀	Pl ₂₁₁	Pl ₂₁₂	Pl ₂₁₃	Pl ₂₁₄	Pl ₂₁₅	Pl ₂₁₆	Pl ₂₁₇	Pl ₂₁₈	Pl ₂₁₉	Pl ₂₂₀	Pl ₂₂₁	Pl ₂₂₂	Pl ₂₂₃	Pl ₂₂₄	Pl ₂₂₅	Pl ₂₂₆	Pl ₂₂₇	Pl ₂₂₈	Pl ₂₂₉	Pl ₂₃₀	Pl ₂₃₁	Pl ₂₃₂	Pl ₂₃₃	Pl ₂₃₄	Pl ₂₃₅	Pl ₂₃₆	Pl ₂₃₇	Pl ₂₃₈	Pl ₂₃₉	Pl ₂₄₀	Pl ₂₄₁	Pl ₂₄₂	Pl ₂₄₃	Pl ₂₄₄	Pl ₂₄₅	Pl ₂₄₆	Pl ₂₄₇	Pl ₂₄₈	Pl ₂₄₉	Pl ₂₅₀	Pl ₂₅₁	Pl ₂₅₂	Pl ₂₅₃	Pl ₂₅₄	Pl ₂₅₅	Pl ₂₅₆	Pl ₂₅₇	Pl ₂₅₈	Pl ₂₅₉	Pl ₂₆₀	Pl ₂₆₁	Pl ₂₆₂	Pl ₂₆₃	Pl ₂₆₄	Pl ₂₆₅	Pl ₂₆₆	Pl ₂₆₇	Pl ₂₆₈	Pl ₂₆₉	Pl ₂₇₀	Pl ₂₇₁	Pl ₂₇₂	Pl ₂₇₃	Pl ₂₇₄	Pl ₂₇₅	Pl ₂₇₆	Pl ₂₇₇	Pl ₂₇₈	Pl ₂₇₉	Pl ₂₈₀	Pl ₂₈₁	Pl ₂₈₂	Pl ₂₈₃	Pl ₂₈₄	Pl ₂₈₅	Pl ₂₈₆	Pl ₂₈₇	Pl ₂₈₈	Pl ₂₈₉	Pl ₂₉₀	Pl ₂₉₁	Pl ₂₉₂	Pl ₂₉₃	Pl ₂₉₄	Pl ₂₉₅	Pl ₂₉₆	Pl ₂₉₇	Pl ₂₉₈	Pl ₂₉₉	Pl ₃₀₀	Pl ₃₀₁	Pl ₃₀₂	Pl ₃₀₃	Pl ₃₀₄	Pl ₃₀₅	Pl ₃₀₆	Pl ₃₀₇	Pl ₃₀₈	Pl ₃₀₉	Pl ₃₁₀	Pl ₃₁₁	Pl ₃₁₂	Pl ₃₁₃	Pl ₃₁₄	Pl ₃₁₅	Pl ₃₁₆	Pl ₃₁₇	Pl ₃₁₈	Pl ₃₁₉	Pl ₃₂₀	Pl ₃₂₁	Pl ₃₂₂	Pl ₃₂₃	Pl ₃₂₄	Pl ₃₂₅	Pl ₃₂₆	Pl ₃₂₇	Pl ₃₂₈	Pl ₃₂₉	Pl ₃₃₀	Pl ₃₃₁	Pl ₃₃₂	Pl ₃₃₃	Pl ₃₃₄	Pl ₃₃₅	Pl ₃₃₆	Pl ₃₃₇	Pl ₃₃₈	Pl ₃₃₉	Pl ₃₄₀	Pl ₃₄₁	Pl ₃₄₂	Pl ₃₄₃	Pl ₃₄₄	Pl ₃₄₅	Pl ₃₄₆	Pl ₃₄₇	Pl ₃₄₈	Pl ₃₄₉	Pl ₃₅₀	Pl ₃₅₁	Pl ₃₅₂	Pl ₃₅₃	Pl ₃₅₄	Pl ₃₅₅	Pl ₃₅₆	Pl ₃₅₇	Pl ₃₅₈	Pl ₃₅₉	Pl ₃₆₀	Pl ₃₆₁	Pl ₃₆₂	Pl ₃₆₃	Pl ₃₆₄	Pl ₃₆₅	Pl ₃₆₆	Pl ₃₆₇	Pl ₃₆₈	Pl ₃₆₉	Pl ₃₇₀	Pl ₃₇₁	Pl ₃₇₂	Pl ₃₇₃	Pl ₃₇₄	Pl ₃₇₅	Pl ₃₇₆	Pl ₃₇₇	Pl ₃₇₈	Pl ₃₇₉	Pl ₃₈₀	Pl ₃₈₁	Pl ₃₈₂	Pl ₃₈₃	Pl ₃₈₄	Pl ₃₈₅	Pl ₃₈₆	Pl ₃₈₇	Pl ₃₈₈	Pl ₃₈₉	Pl ₃₉₀	Pl ₃₉₁	Pl ₃₉₂	Pl ₃₉₃	Pl ₃₉₄	Pl ₃₉₅	Pl ₃₉₆	Pl ₃₉₇	Pl ₃₉₈	Pl ₃₉₉	Pl ₄₀₀	Pl ₄₀₁	Pl ₄₀₂	Pl ₄₀₃	Pl ₄₀₄	Pl ₄₀₅	Pl ₄₀₆	Pl ₄₀₇	Pl ₄₀₈	Pl ₄₀₉	Pl ₄₁₀	Pl ₄₁₁	Pl ₄₁₂	Pl ₄₁₃	Pl ₄₁₄	Pl ₄₁₅	Pl ₄₁₆	Pl ₄₁₇	Pl ₄₁₈	Pl ₄₁₉	Pl ₄₂₀	Pl ₄₂₁	Pl ₄₂₂	Pl ₄₂₃	Pl ₄₂₄	Pl ₄₂₅	Pl ₄₂₆	Pl ₄₂₇	Pl ₄₂₈	Pl ₄₂₉	Pl ₄₃₀	Pl ₄₃₁	Pl ₄₃₂	Pl ₄₃₃	Pl ₄₃₄	Pl ₄₃₅	Pl ₄₃₆	Pl ₄₃₇	Pl ₄₃₈	Pl ₄₃₉	Pl ₄₄₀	Pl ₄₄₁	Pl ₄₄₂	Pl ₄₄₃	Pl ₄₄₄	Pl ₄₄₅	Pl ₄₄₆	Pl ₄₄₇	Pl ₄₄₈	Pl ₄₄₉	Pl ₄₅₀	Pl ₄₅₁	Pl ₄₅₂	Pl ₄₅₃	Pl ₄₅₄	Pl ₄₅₅	Pl ₄₅₆	Pl ₄₅₇	Pl ₄₅₈	Pl ₄₅₉	Pl ₄₆₀	Pl ₄₆₁	Pl ₄₆₂	Pl ₄₆₃	Pl ₄₆₄	Pl ₄₆₅	Pl ₄₆₆	Pl ₄₆₇	Pl ₄₆₈	Pl ₄₆₉	Pl ₄₇₀	Pl ₄₇₁	Pl ₄₇₂	Pl ₄₇₃	Pl ₄₇₄	Pl ₄₇₅	Pl ₄₇₆	Pl ₄₇₇	Pl ₄₇₈	Pl ₄₇₉	Pl ₄₈₀	Pl ₄₈₁	Pl ₄₈₂	Pl ₄₈₃	Pl ₄₈₄	Pl ₄₈₅	Pl ₄₈₆	Pl ₄₈₇	Pl ₄₈₈	Pl ₄₈₉	Pl ₄₉₀	Pl ₄₉₁	Pl ₄₉₂	Pl ₄₉₃	Pl ₄₉₄	Pl ₄₉₅	Pl ₄₉₆	Pl ₄₉₇	Pl ₄₉₈	Pl ₄₉₉	Pl ₅₀₀	Pl ₅₀₁	Pl ₅₀₂	Pl ₅₀₃	Pl ₅₀₄	Pl ₅₀₅	Pl ₅₀₆	Pl ₅₀₇	Pl ₅₀₈	Pl ₅₀₉	Pl ₅₁₀	Pl ₅₁₁	Pl ₅₁₂	Pl ₅₁₃	Pl ₅₁₄	Pl ₅₁₅	Pl ₅₁₆	Pl ₅₁₇	Pl ₅₁₈	Pl ₅₁₉	Pl ₅₂₀	Pl ₅₂₁	Pl ₅₂₂	Pl ₅₂₃	Pl ₅₂₄	Pl ₅₂₅	Pl ₅₂₆	Pl ₅₂₇	Pl ₅₂₈	Pl ₅₂₉	Pl ₅₃₀	Pl ₅₃₁	Pl ₅₃₂	Pl ₅₃₃	Pl ₅₃₄	Pl ₅₃₅	Pl ₅₃₆	Pl ₅₃₇	Pl ₅₃₈	Pl ₅₃₉	Pl ₅₄₀	Pl ₅₄₁	Pl ₅₄₂	Pl ₅₄₃	Pl ₅₄₄	Pl ₅₄₅	Pl ₅₄₆	Pl ₅₄₇	Pl ₅₄₈	Pl ₅₄₉	Pl ₅₅₀	Pl ₅₅₁	Pl ₅₅₂	Pl ₅₅₃	Pl ₅₅₄	Pl ₅₅₅	Pl ₅₅₆	Pl ₅₅₇	Pl ₅₅₈	Pl ₅₅₉	Pl ₅₆₀	Pl ₅₆₁	Pl ₅₆₂	Pl ₅₆₃	Pl ₅₆₄	Pl ₅₆₅	Pl ₅₆₆	Pl ₅₆₇	Pl ₅₆₈	Pl ₅₆₉	Pl ₅₇₀	Pl ₅₇₁	Pl ₅₇₂	Pl ₅₇₃	Pl ₅₇₄	Pl ₅₇₅	Pl ₅₇₆	Pl ₅₇₇	Pl ₅₇₈	Pl ₅₇₉	Pl ₅₈₀	Pl ₅₈₁	Pl ₅₈₂	Pl ₅₈₃	Pl ₅₈₄	Pl ₅₈₅	Pl ₅₈₆	Pl ₅₈₇	Pl ₅₈₈	Pl ₅₈₉	Pl ₅₉₀	Pl ₅₉₁	Pl ₅₉₂	Pl ₅₉₃	Pl ₅₉₄	Pl ₅₉₅	Pl ₅₉₆	Pl ₅₉₇	Pl ₅₉₈	Pl ₅₉₉	Pl ₆₀₀	Pl ₆₀₁	Pl ₆₀₂	Pl ₆₀₃	Pl ₆₀₄	Pl ₆₀₅	Pl ₆₀₆	Pl ₆₀₇	Pl ₆₀₈	Pl ₆₀₉	Pl ₆₁₀	Pl ₆₁₁	Pl ₆₁₂	Pl ₆₁₃	Pl ₆₁₄	Pl ₆₁₅	Pl ₆₁₆	Pl ₆₁₇	Pl ₆₁₈	Pl ₆₁₉	Pl ₆₂₀	Pl ₆₂₁	Pl ₆₂₂	Pl ₆₂₃	Pl ₆₂₄	Pl ₆₂₅	Pl ₆₂₆	Pl ₆₂₇	Pl ₆₂₈	Pl ₆₂₉	Pl ₆₃₀	Pl ₆₃₁	Pl ₆₃₂	Pl ₆₃₃	Pl ₆₃₄	Pl ₆₃₅	Pl ₆₃₆	Pl ₆₃₇	Pl ₆₃₈	Pl ₆₃₉	Pl ₆₄₀	Pl ₆₄₁	Pl ₆₄₂	Pl ₆₄₃	Pl ₆₄₄	Pl ₆₄₅	Pl ₆₄₆	Pl ₆₄₇	Pl ₆₄₈	Pl ₆₄₉	Pl ₆₅₀	Pl ₆₅₁	Pl ₆₅₂	Pl ₆₅₃	Pl ₆₅₄	Pl ₆₅₅	Pl ₆₅₆	Pl ₆₅₇	Pl ₆₅₈	Pl ₆₅₉	Pl ₆₆₀	Pl ₆₆₁	Pl ₆₆₂	Pl ₆₆₃	Pl ₆₆₄	Pl ₆₆₅	Pl ₆₆₆	Pl ₆₆₇	Pl ₆₆₈	Pl ₆₆₉	Pl ₆₇₀	Pl ₆₇₁	Pl ₆₇₂	Pl ₆₇₃	Pl ₆₇₄	Pl ₆₇₅	Pl ₆₇₆	Pl ₆₇₇	Pl ₆₇₈	Pl ₆₇₉	Pl ₆₈₀	Pl ₆₈₁	Pl ₆₈₂	Pl ₆₈₃	Pl ₆₈₄	Pl ₆₈₅	Pl ₆₈₆	Pl ₆₈₇	Pl ₆₈₈	Pl ₆₈₉	Pl ₆₉₀	Pl ₆₉₁	Pl ₆₉₂	Pl ₆₉₃	Pl ₆₉₄	Pl ₆₉₅	Pl ₆₉₆	Pl ₆₉₇	Pl ₆₉₈	Pl ₆₉₉	Pl ₇₀₀	Pl ₇₀₁	Pl ₇₀₂	Pl ₇₀₃	Pl ₇₀₄	Pl ₇₀₅	Pl ₇₀₆	Pl ₇₀₇	Pl ₇₀₈	Pl ₇₀₉	Pl ₇₁₀	Pl ₇₁₁	Pl ₇₁₂	Pl ₇₁₃	Pl ₇₁₄	Pl ₇₁₅	Pl ₇₁₆	Pl ₇₁₇	Pl ₇₁₈	Pl ₇₁₉	Pl ₇₂₀	Pl ₇₂₁	Pl ₇₂₂	Pl ₇₂₃	Pl ₇₂₄	Pl ₇₂₅	Pl ₇₂₆	Pl ₇₂₇	Pl ₇₂₈	Pl ₇₂₉	Pl ₇₃₀	Pl ₇₃₁	Pl ₇₃₂	Pl ₇₃₃	Pl ₇₃₄	Pl ₇₃₅	Pl ₇₃₆	Pl ₇₃₇	Pl ₇₃₈	Pl ₇₃₉	Pl ₇₄₀	Pl ₇₄₁	Pl ₇₄₂	Pl ₇₄₃	Pl ₇₄₄	Pl ₇₄₅	Pl ₇₄₆	Pl ₇₄₇	Pl ₇₄₈	Pl ₇₄₉	Pl ₇₅₀	Pl ₇₅₁	Pl ₇₅₂	Pl ₇₅₃	Pl ₇₅₄	Pl ₇₅₅	Pl ₇₅₆	Pl ₇₅₇	Pl ₇₅₈	Pl ₇₅₉	Pl ₇₆₀	Pl ₇₆₁	Pl ₇₆₂	Pl ₇₆₃	Pl ₇₆₄	Pl ₇₆₅	Pl ₇₆₆	Pl ₇₆₇	Pl ₇₆₈	Pl ₇₆₉	Pl ₇₇₀	Pl ₇₇₁	Pl ₇₇₂	Pl ₇₇₃	Pl ₇₇₄	Pl ₇₇₅	Pl ₇₇₆	Pl ₇₇₇	Pl ₇₇₈	Pl ₇₇₉	Pl ₇₈₀	Pl ₇₈₁	Pl ₇₈₂	Pl ₇₈₃	Pl ₇₈₄	Pl ₇₈₅	Pl ₇₈₆	Pl ₇₈₇	Pl ₇₈₈	Pl ₇₈₉	Pl ₇₉₀	Pl ₇₉₁	Pl ₇₉₂	Pl ₇₉₃	Pl ₇₉₄	Pl ₇₉₅	Pl ₇₉₆	Pl ₇₉₇	Pl ₇₉₈	Pl ₇₉₉	Pl ₈₀₀	Pl ₈₀₁	Pl ₈₀₂	Pl ₈₀₃	Pl ₈₀₄	Pl ₈₀₅	Pl ₈₀₆	Pl ₈₀₇	Pl ₈₀₈	Pl ₈₀₉	Pl ₈₁₀	Pl ₈₁₁	Pl ₈₁₂	Pl ₈₁₃	Pl ₈₁₄	Pl ₈₁₅	Pl ₈₁₆	Pl ₈₁₇	Pl ₈₁₈	Pl
-----	------------	-----------------	----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	----

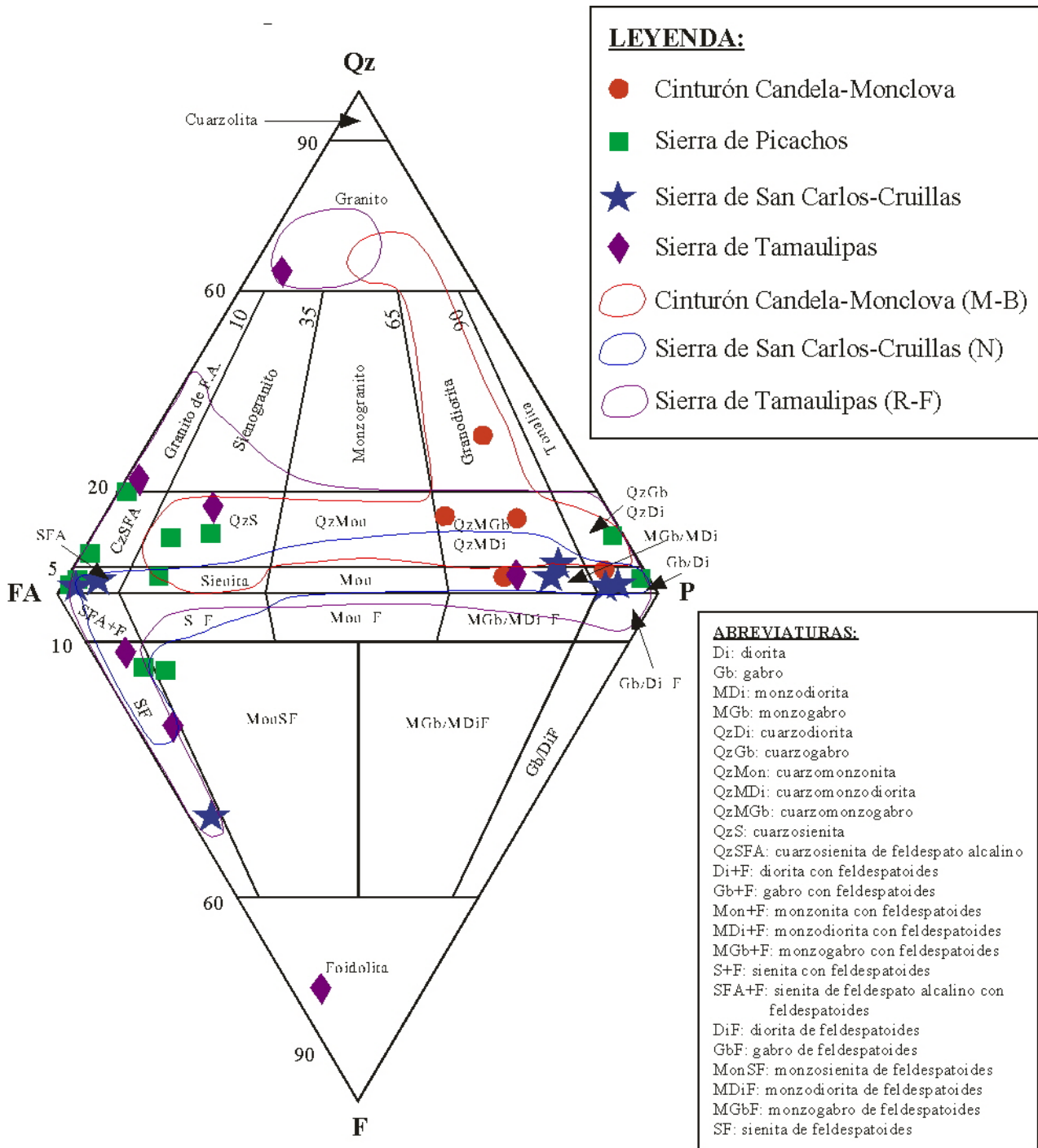
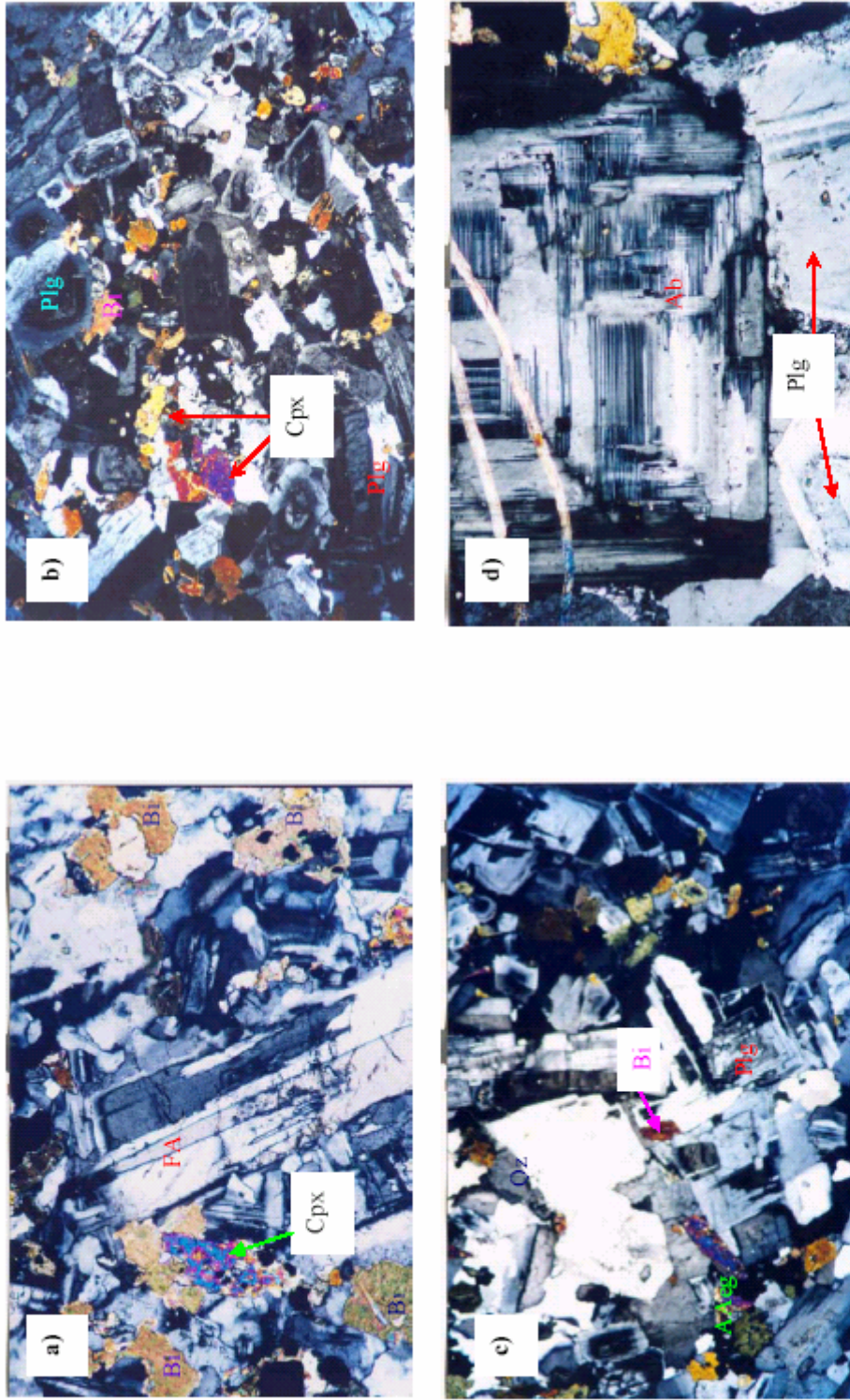


Fig. 4.1. Diagrama de STRECKEISEN (1976), utilizado para la clasificación modal de las rocas intrusivas de la PAOM. A manera de comparación, se incluyen los campos petrográficos para las localidades del CCM, SSCC y ST, de acuerdo a M-B: MORTON-BERMEA (1995), N: NICK (1988), R-F: RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), respectivamente.



Fotos 4.1 a-d: Micrografías para muestras a) Diorita Marc-2 con textura hipidiomórfica microgranular, conteniendo algunos cristales de feldespato alcalino (FA) con perfitas, clinopiroxeno (Cpx) y biotita (Bi). b) Textura hipidiomórfica granular en la monzodiorita Colo. Se observan cristales subhedrales de plagioclasa con extinción oscilatoria zonada (Plg) y cristales subhedrales y anhedrales de clinopiroxeno (Cpx) que muestran fuertes colores de interferencia, y biotita (Bi). c) Textura panidiomórfica granular en la cuarzomonzodiorita Merc, en la cual se observan cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plg), cristales anhedrales de cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (augita aegirica-Aeg) en formas euhedrales a subhedrales, y biotita (Bi). d) Cristal euhedral de plagioclasa mostrando maclas de la albita (Ab) en la cuarzomonzodiorita Carr. Los cristales subhedrales de la parte inferior de la micrografía corresponden con plagioclasa (Plg) que presenta extinción oscilatoria zonada. El borde inferior para las micrografías 4.1a y 4.1d es de 1.3 mm, mientras para las restantes es de 5.1 mm.

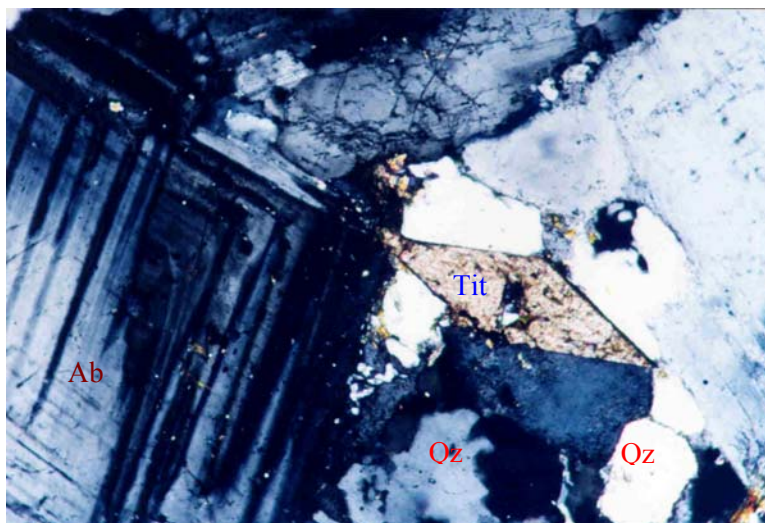


Foto 4.2. Micrografía para la granodiorita Prov en la cual se puede observar un cristal euédrico de plagioclasa que exhibe maclas de la Ley de albita (Ab), cristales subédricos de cuarzo (Qz) y un cristal euédrico de titanita (Tit). El borde inferior de la micrografía es de 1.3 mm.

4.3.2 SIERRA DE PICACHOS

Las rocas magmáticas de esta localidad que se han considerado para el presente trabajo son del tipo intrusivo, y petrográficamente, se clasifican como: gabro, cuarzogabro, diferentes variedades de sienita (sienita *sensu stricto*, sienita de feldespato alcalino, cuarzosenita, cuarzosenita de feldespato alcalino y sienita nefelínica). Aunque MORTON-BERMEA (1990) y MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991) reportan además la presencia de diorita y piroxenita, no se han localizado estos tipos petrográficos. Lo que en campo se colectó como una diorita (muestra RFDi), petrográficamente corresponde con una sienita de feldespato alcalino; y lo que se colectó como una piroxenita (muestra RFPx), petrográficamente corresponde con un cuarzogabro que contiene sólo alrededor del 10 % de piroxeno. Es importante hacer notar que en esta localidad las rocas presentan una clasificación bimodal, puesto que no se han encontrado ni reportado miembros petrográficos intermedios entre gabro y sienita como podrían ser monzodiorita, monzogabro, monzonita, etc.

4.3.2.1 GABRO

Las rocas que grafican dentro de esta clasificación en el diagrama de STRECKEISEN (1976) están representadas por las muestras RFGb (gabro) y RFPx (cuarzogabro), correspondiendo ambas con el área de Rincón del Fraile en la parte central de la SP. Ambas muestras presentan una textura panidiomórfica granular (foto 4.3a), teniendo como minerales principales plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta apatito, no teniendo minerales secundarios.

La Plg se presenta en cristales euhedrales de 1.43–6.19 mm en RFGb y de 1.43–5.71 mm en RFPx, que exhiben maclas polisintéticas y cristales euhedrales y subhedrales que muestran extinción oscilatoria zonada en tamaños que varían de 0.48–3.33 mm en RFGb y 1.90–8.57 mm en RFPx. El mayor porcentaje en volumen de la roca lo ocupan los cristales de Plg de tipo polisintético. El Qz se presenta en cristallitos anhedrales de 0.10–0.24 mm, siendo de mayor abundancia obviamente en el cuarzogabro RFPx. El FA se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.48–1.90 mm. El Ol se presenta en cristales subhedrales de 0.24–1.43 mm en RFGb y de 0.33–3.43 mm en RFPx, siendo de mayor proporción en el gabro. En ambas muestras los cristales de Ol presentan fuerte iddingsitización con lo cual se forma un contorno de color rojo fuerte en la periferia de los cristales. El Cpx aparece en cristales subhedrales y anhedrales de 0.24–0.95 mm en el gabro y de 0.48–2.86 mm en el cuarzogabro, mientras que el Opx presenta formas similares con tamaños de 0.30–0.80 mm en el gabro y de 0.55–2.10 mm en el cuarzogabro. La Bi aparece como cristales anhedrales de 0.48–2.86 mm, mostrando un color rojizo muy fuerte tanto con NX como con N//. El Ap se presenta en cristallitos euhedrales y subhedrales de 20–240 μm solamente en la muestra clasificada como gabro.

4.3.2.2 SIENITA

Como ya se ha mencionado, las diferentes variedades de sienita identificadas en esta localidad consisten de sienita *sensu stricto*, sienita de feldespato alcalino, cuarzosienita, cuarzosienita de feldespato alcalino y sienita nefelínica.

a) Sienita

Las rocas de este tipo están representadas por la muestra Mon-2, correspondiente al área del Rancho Montelongo en la parte central-Sur de la SP. Presenta una textura xenomórfica granular (foto 4.3b), teniendo como minerales principales feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, biotita, clinopiroxeno y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios y como minerales secundarios se ha identificado clorita y epidota.

El FA se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.10–1.10 mm, de los que algunos se encuentran muy cloritizados. La Plg aparece en cristales subhedrales y anhedrales que muestra maclas polisintéticas con tamaños de 2.05–6.66 mm y el Qz en cristallitos anhedrales de 40–240 μm , localizados entre los cristales de FA. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 0.02–2.86 mm, mientras que el Cpx aparece como cristales anhedrales de 0.02–0.76 mm.

b) Cuarzsosienita

Las rocas clasificadas dentro de este grupo están representadas por las muestras Sard-3 proveniente del área de Puerto Sardinias que se localiza en la parte oriental de la SP y Mon-1 que proviene del Rancho Montelongo. Las texturas para estas muestras son hipidiomórfica microgranular y granuda panalioitromórfica (foto 4.3c), respectivamente. Como minerales principales se presentan feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno (augita y augita aegirínica) solo en Mon-1, biotita y minerales opacos. Como minerales secundarios se presentan clorita y epidota, este último solo en la muestra Sard-3.

El FA se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.24–0.90 mm en Sard-3 y de 0.62–1.05 mm en Mon-1, los cuales muestran la típica macla de Karlsbad (foto 4.3c). La Plg se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales de 0.36–1.0 mm en Sard-3 y de 3.09–4.28 mm en Mon-1, que muestran maclas polisintéticas. El Qz aparece como cristales subhedrales y anhedrales de 0.14–0.71 mm. El Cpx (augita y augita aegirínica) se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de color verde botella 0.02–0.90 mm, mientras que la Bi se presentan en ambas muestras como cristales subhedrales y anhedrales de 0.02–0.45 mm en Sard-3 y de 0.02–0.80 mm en Mon-1. El Ap se presenta en cristallitos euhedrales y subhedrales

de 0.05–0.45 mm en Sard-3 y de 0.03–0.10 mm en Mon-1, apareciendo en la muestra Sard-3 en cortes hexagonales perpendiculares al eje “c”.

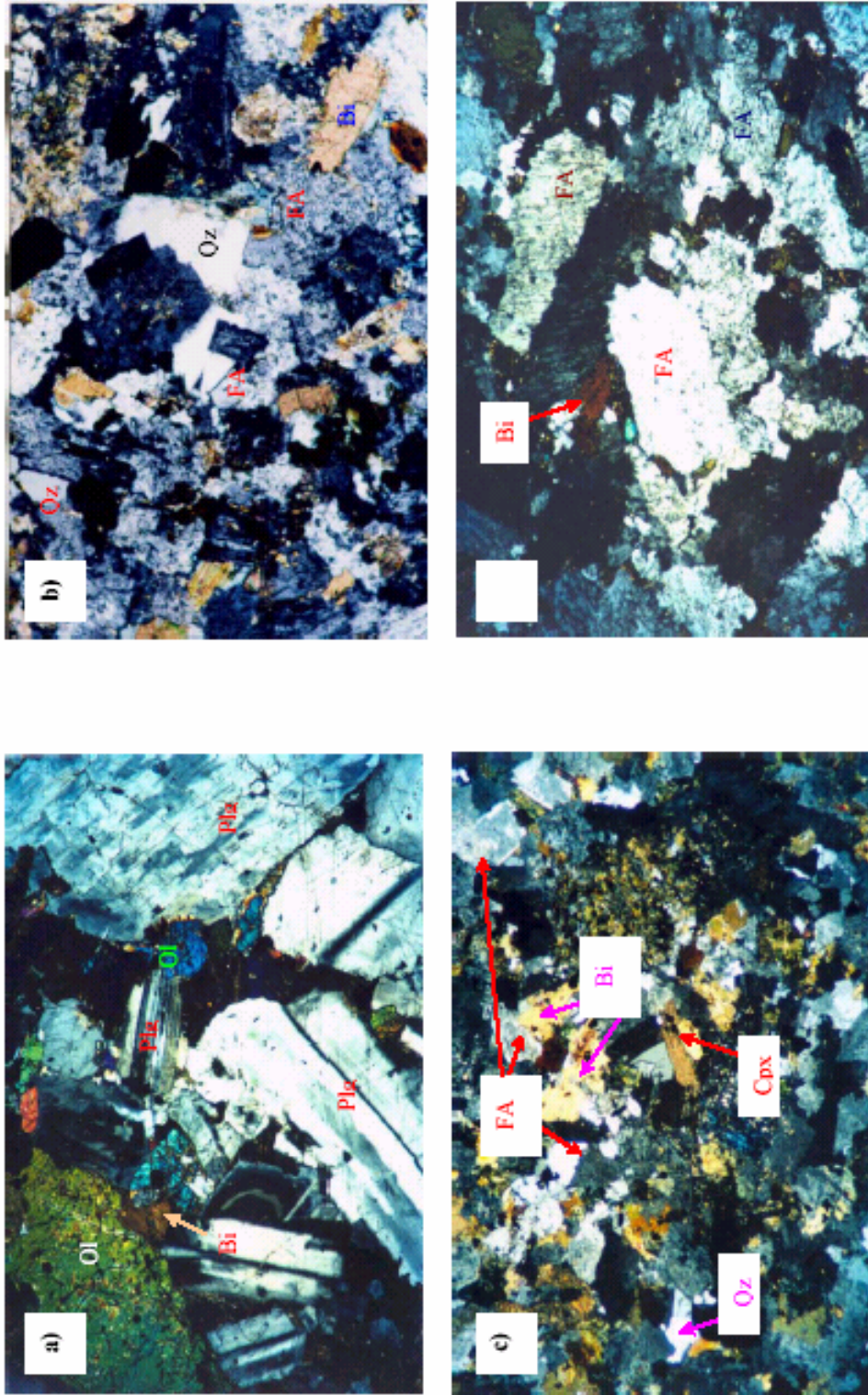
c) Sienita de Feldespato Alcalino

Las rocas clasificadas dentro de este grupo están representadas por las muestras RFDi, proveniente del Rincón del Fraile y SJ-1, proveniente del Rancho San Juan en la parte Sur de la SP. Las texturas para estas rocas son hipidiomórfica granular para la primera y granuda panalictromórfica para la segunda. Los minerales principales están representados por feldespato alcalino, cuarzo, biotita, hornblenda, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos. Como minerales accesorios se presenta apatito y titanita, este último solamente en la muestra SJ-1. No se presentan minerales secundarios.

El FA se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.29–3.09 mm para RFDi y 0.10–2.86 mm para SJ-1, manifestando su típica macla de Karlsbad (foto 4.3d). El Qz se presenta en cristales anhedrales de 30–80 μm en RFDi y de 0.05–0.48 mm en SJ-1. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 0.08–2.57 mm en RFDi y de 0.08–3.51 mm en SJ-1. La hornblenda se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.29–2.62 mm en RFDi y de 0.05–1.90 mm en SJ-1, observándose claramente su clivaje en la muestra RFDi (foto 4.4a). El Opx aparece en cristales subhedrales y anhedrales de 0.08–1.33 mm solamente en la muestra RFDi, mientras que el Cpx (augita) se presenta en cristales subhedrales de 0.10–1.57 mm solamente en la muestra SJ-1. El Ap se presenta como cristalititos euhedrales y subhedrales de 0.03–0.2 mm en RFDi y de 0.04–0.15 mm en SJ-1, mientras que la Tit aparece como cristalititos anhedrales <0.4 mm solo en la muestra SJ-1.

d) Cuarzosienita de Feldespato Alcalino

Las rocas clasificadas dentro de este grupo están representadas por las muestras RFSi, proveniente del Rincón del Fraile y RYe, proveniente del Rincón Hierbabuena en la parte Sur de la SP. Las texturas para estas rocas son hipidiomórfica granular (foto 4.4b) y panalictromórfica microgranular (foto 4.4c), respectivamente.



Fotos 4.3a-d: **a)** Textura panidiomórfica granular en el gabro RFGb, mostrando buena cantidad de cristales de plagioclasa con maclas polisiniéticas (Plg) en formas subhedrales, olivino (Ol) y biotita (Bi) subhedrales. **b)** Textura xenomórfica granular en la sienita Mon-2. Se observa la falta de desarrollo en la mayoría de los cristales, mostrando cristales de feldespato alcalino (FA), cuarzo (Qz) y biotita (Bi). **c)** Textura granuda panalotriomórfica en la cuarzosienita Mon-1 donde se presentan cristales subhedrales de feldespato alcalino (FA), cristales subhedrales de biotita (Bi), cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (Cpx) en formas subhedrales a anhedrales. **d)** Textura hipidiomórfica granular en la sienita de feldespato alcalino RFDi, observándose cristales subhedrales de feldespato alcalino (FA) con su típica macla de Karlsbad y cristales anhedrales de biotita (Bi). El borde inferior para la micrografía 4.3b es de 1.3 mm, mientras que para las tres restantes es de 5.1 mm.

Los minerales principales consisten de feldespato alcalino, cuarzo y minerales opacos. Solamente en la muestra RYe se presentan anfíboles sódicos (arfvedsonita) y biotita. No se presentan minerales accesorios y como minerales secundarios se presenta calcita en la muestra RFSi y epidota en la muestra RYe.

El FA se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.16–0.74 mm con sus típicas maclas de Karlsbad en la muestra RFSi, mientras que en la muestra RYe aparecen como microlitos anhedrales 40–200 μm . El Qz se presenta en cristalitos (0.02–0.28 mm) hasta cristales anhedrales (0.46–0.8 mm) en RFSi y cristalitos anhedrales (25–75 μm) en RYe. La Bi aparece en cristalitos anhedrales de 20–300 μm , mientras que la arfvedsonita ocurre en cristalitos anhedrales de 0.05–1.30 mm. Ocasionalmente, la Bi y la arfvedsonita se presentan en agregados, donde esta última rodea la Bi, simulando un borde periférico de color azul en la Bi.

e) Sienita Nefelínica

Las rocas de este grupo están representadas por las muestras Nog-1 y Sard-1, provenientes del área de Los Nogales y Puerto Sardinias en las parte Norte y oriental de la SP, respectivamente. Sus texturas son hipidiomórfica granular para Nog-1 y traquítica para Sard-1 (foto 4.4d). Como principales minerales se presentan feldespato alcalino, feldespatoide (nefelina), plagioclasa, clinopiroxeno (augita aegirínica), micas (Bi y Mu) y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita solamente en la muestra Sard-1, sin presentarse minerales secundarios en ninguna de las muestras.

El FA se presenta como cristales euhedrales y subhedrales de 0.62–3.62 mm en Nog-1 y de 0.81–2.38 mm en Sard-1, dominando en la muestra Sard-1 cristales con formas euhedrales, en la cual se encontró un macrocristal de 4.28 mm de longitud. El feldespatoide está representado por cristales anhedrales de nefelina de 0.05–0.95 mm en Nog-1 y de 0.10–3.00 mm en Sard-1. La Plg se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.10–0.76 mm en Nog-1 y de 0.05–0.10 mm en Sard-1. La augita aegirínica aparece en cristales subhedrales y anhedrales de 0.14–1.43 mm en Nog-1 y de 0.05–0.71 mm en Sard-1, mientras que las micas se presentan como cristales subhedrales y anhedrales, estando representados Bi y Mu en tamaños de 0.05–0.95 mm en Nog-1, y Bi en tamaños de 20–220 μm en Sard-1. La Tit se

presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.14–0.67 mm con su típica forma de sobre de carta.

4.3.3 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS

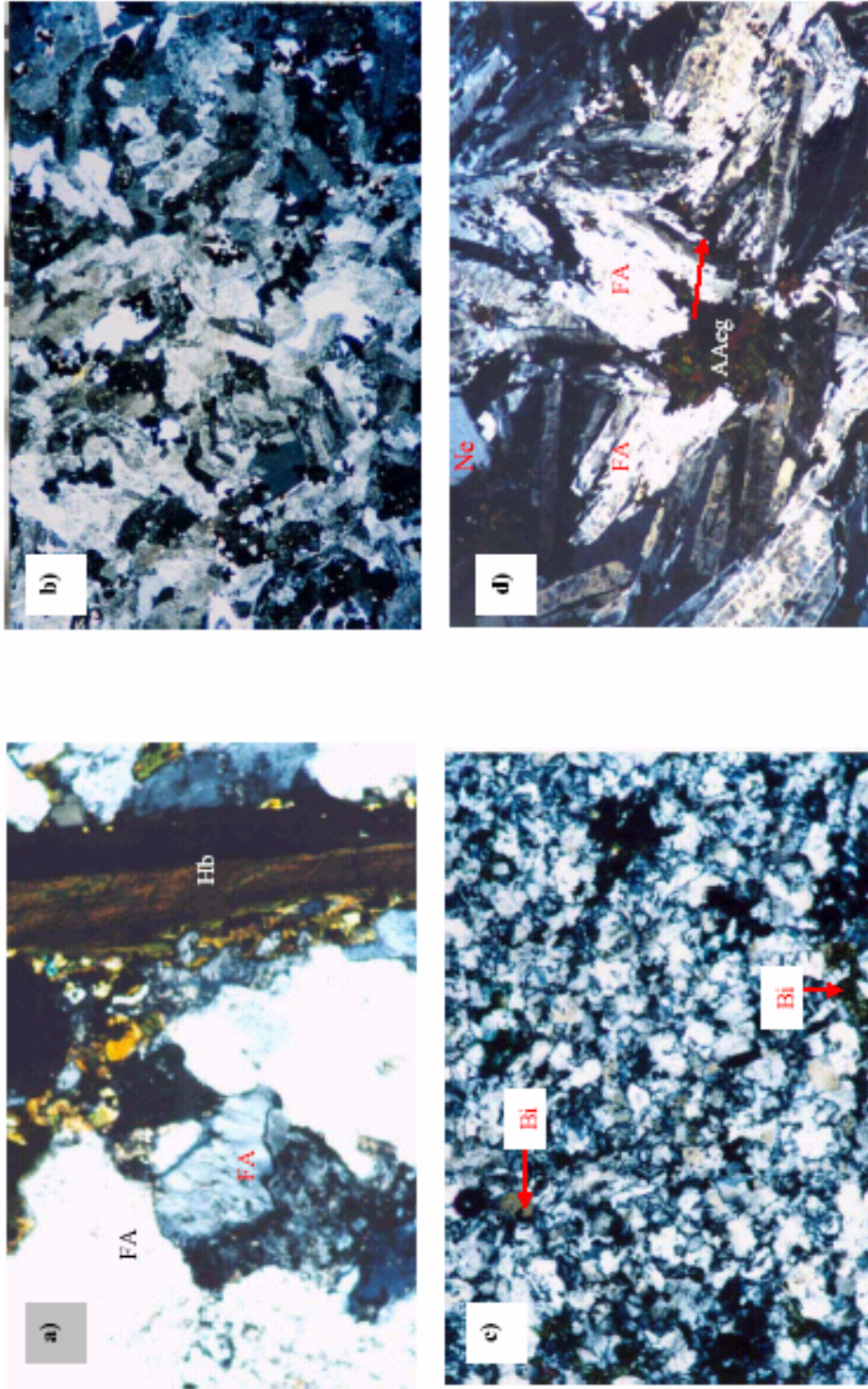
Las rocas magmáticas de esta localidad que se han considerado para el presente trabajo son del tipo intrusivo, extrusivo y subvolcánico. Petrográficamente, las muestras de rocas intrusivas y subvolcánicas se han clasificado como: gabro, monzogabro, monzodiorita, sienita de feldespatos alcalinos y sienita nefelínica. La clasificación detallada para las rocas extrusivas que consisten de basalto y foidita se presenta en el capítulo 5 (Geoquímica). Es importante mencionar que en esta localidad también se ha descrito otro tipo petrográfico (monzonita) por NICK (1988).

4.3.3.1 ROCAS INTRUSIVAS

4.3.3.1.1 GABRO

El gabro está representado por la muestra SCGb, proveniente del área de Rincón Murillo en la parte Sureste de la SSC (Sierra Chiquita). Esta muestra presenta una textura panidiomórfica granular y como minerales principales se encuentran plagioclasa, feldespatos alcalinos, olivino, clinopiroxeno (augita), ortopiroxeno, biotita y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.38–5.24 mm, que muestran maclas polisintéticas, observándose en algunos de los cristales maclas de la periclina (foto 4.5a). El FA se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.24–0.76 mm, mostrando la típica macla de Karlsbad. El Ol aparece en cristales anhedrales de 0.19–2.86 mm, el Cpx está representado por augita, el cual aparece en cristales anhedrales 0.48–1.90 mm y el Opx ocurre también en cristales anhedrales de 0.55–1.50 mm. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 0.19–2.86 mm.



Fotos 4.4a-d: **a)** Vista parcial de un cristal de hornblenda (Hb) que muestra buen desarrollo de clivaje en la sienita de feldespato alcalino RFDi. A su alrededor aparecen cristales anhedral de feldespato alcalino (FA). **b)** Textura hipidiomórfica granular en la cuarzosienita de feldespato alcalino RFSi, compuesta principalmente por cristallitos subhedral y anhedral de feldespato alcalino. **c)** Textura panalotromórfica microgranular en la cuarzosienita de feldespato alcalino RYc. Roca compuesta principalmente por microcristos anhedral de feldespato alcalino <0.2 mm, observándose además microcristos anhedral de biotita (Bi). **d)** Textura traquítica en la sienita nefelínica Sard-1, observándose cristales de feldespato alcalino (FA), nefelina (Ne) y cristallitos de augita aegirínica (AAeg). El borde inferior para las micrografías 4.4a y 4.4b es de 1.3 mm, mientras para las dos restantes es de 5.1 mm.

4.3.3.1.2 MONZOGABRO

Las rocas de este tipo están representadas por las muestras Pata-1 y Guad, provenientes del Rancho el Patao y del Ejido Guadalupe, en las porciones Noreste y Suroeste de la Sierra Chiquita, respectivamente. Es conveniente aclarar que la muestra Guad se manifiesta en forma de un sill que debido al buen desarrollo de cristalinidad se ha agrupado para su descripción en el grupo de rocas intrusivas. La textura para estas rocas es hipidiomórfica granular y granuda panalotriomórfica (foto 4.5b), respectivamente. Como minerales principales se encuentran plagioclasa, feldespato alcalino, nefelina, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino, biotita y minerales opacos. Como minerales accesorios se presenta apatito y como minerales secundarios calcita en Pata-1 y sericita en Guad.

La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.57–5.81 mm en Pata-1 y de 0.48–5.33 mm en Guad, que muestran maclas polisintéticas y fracturamiento perpendicular al eje “c” (foto 4.5b); también ocurre en cristales subhedrales y anhedrales que presentan extinción oscilatoria zonada en tamaños de 0.48–4.28 mm. El FA se presenta en cristales anhedrales de 0.24–1.57 mm en Pata-1 y cristales euhedrales de 0.10–0.48 mm en Guad. La Ne solo ocurre en Pata-1 como cristalitos anhedrales de 0.06–0.48 mm. El Cpx (augita y augita aegirínica) se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.14–2.38 mm y de 0.24–2.48 mm, respectivamente en Pata-1; mientras que la en Guad se presenta en cristales anhedrales de 0.02–3.28 mm y de 0.02–3.12 mm, respectivamente. El Opx se presenta como cristales subhedrales y anhedrales de 0.06–0.28 mm solamente en la muestra Guad. El Ol se presenta en cristales anhedrales de 0.05–1.95 mm en la muestra Guad, mientras que la Bi ocurre en cristales anhedrales de 0.10–0.29 mm en Pata-1 y de 0.10–0.38 mm en Guad. El Ap se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.04–0.57 mm en Pata-1 y de 0.04–0.20 mm en Guad.

4.3.3.1.3 MONZODIORITA

Las rocas de este tipo están representadas por la muestra SCMD, proveniente del área del antiguo pueblo minero de San José en la parte Noroccidental de la SSC. Presenta una textura porfirítica (foto 4.5c) con una matriz constituida principalmente por microlitos de

plagioclasa y en menor proporción microlitos de feldespato alcalino, ambos menores a 0.05 mm de longitud. Como principales minerales en forma de fenocristales se presentan plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, hornblenda, clinopiroxeno y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita y apatito, y como mineral secundario se presenta sericita.

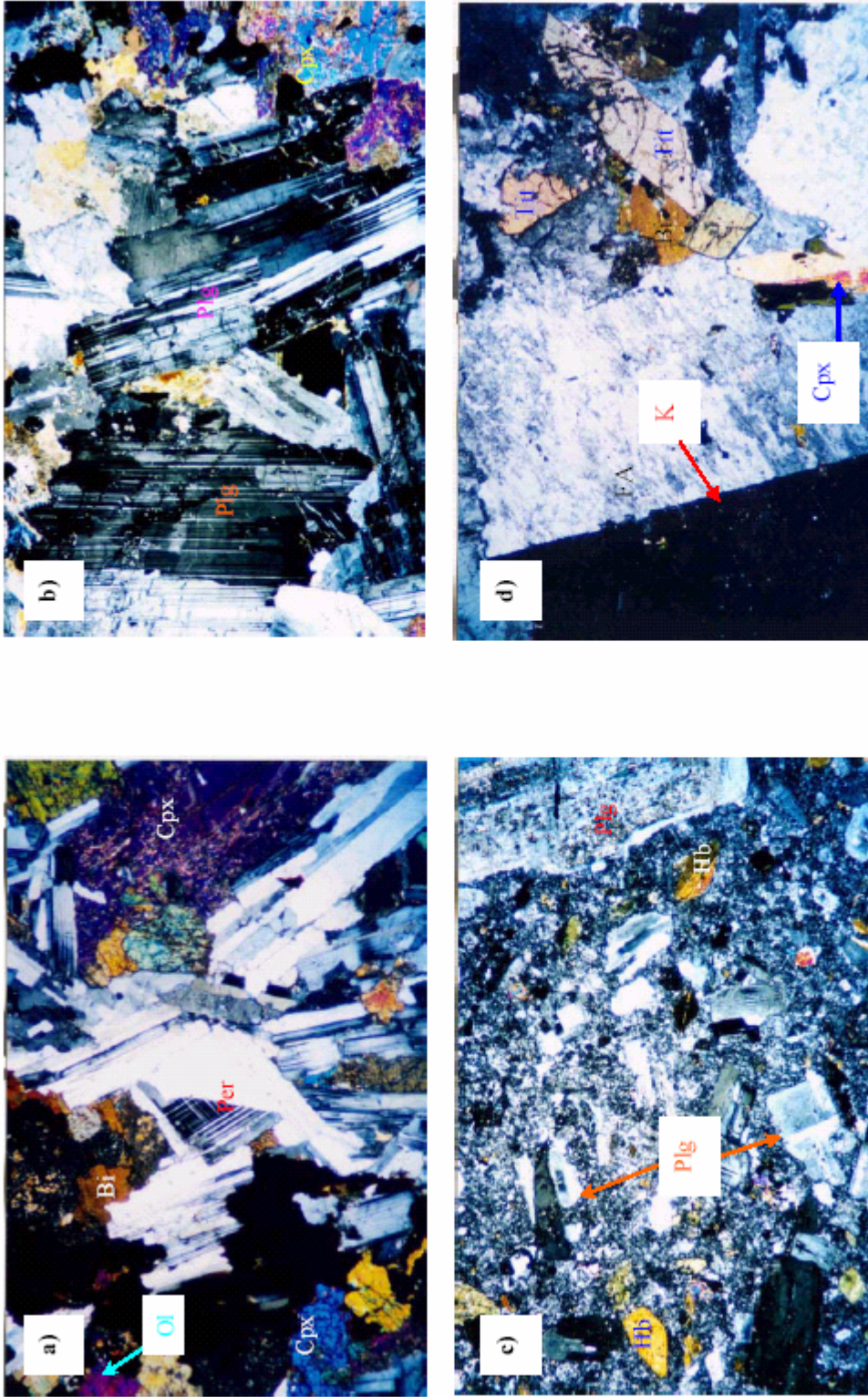
La Plg se presenta como fenocristales euhedrales y subhedrales que muestran extinción oscilatoria zonada con tamaños de 0.14–1.43 mm, además de fenocristales que muestran maclas polisintéticas con tamaños de 0.24–1.76 mm, apareciendo un fenocristal único de este último tipo de Plg con una longitud de 5.09 mm. El FA se presenta en fenocristales subhedrales de 0.24–0.95 mm en los que se observa la típica macla de Karlsbad. El Qz se presenta en cristalitos anhedrales de 0.05–0.24 mm. La Hb se presenta como fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.05–1.19 mm, teniendo su característico color verde botella y fuerte pleocroismo con N//. El Cpx (augita) se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.10–0.52 mm. La Tit se presenta en fenocristales subhedrales <0.48 mm y el apatito en cristalitos subhedrales de 40–100 μm .

4.3.3.1.4 SIENITA

Las rocas sieníticas se han clasificado como sienita de feldespato alcalino y sienita nefelínica, estando representadas las primeras por las muestras SCSAG y Sacr-1, provenientes del área del Rancho El Rosario y del Cerro El Sacramento, localizados en la parte central y Norte de la Sierra de San Carlos, respectivamente. El segundo tipo de sienitas está representado por la muestra Ros, proveniente del área del Rancho El Rosario.

a) Sienita de Feldespato Alcalino

Las texturas para la sienita de feldespato alcalino (SCSAG y Sacr-1) son granuda panalioitromórfica (foto 4.5d) y traquítica (foto 4.6a), respectivamente. Tomando en cuenta que la muestra Sacr-1 presenta un bajo grado de cristalinidad (<0.81 mm) se ha clasificado como una microsienita de feldespato alcalino.



Fotos 4.5a-d: **a)** Textura panidiomórfica granular en el gabbro SCGb, conteniendo buena cantidad de cristales de plagioclasa, algunos con maclas de la periclina (Per), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y biotita (Bi). **b)** Textura hipidiomórfica granular en el monzogabbro Pata-1 que contiene alta proporción de plagioclasa (Plg) con maclas polisintéticas y que en su mayoría presentan fracturamiento en forma perpendicular al eje "c". También se observan cristales subhedrales de clinopiroxeno (Cpx). **c)** Textura porfírica en la monzodiorita SCMD en la que se observan fenocristales subhedrales de plagioclasa (Plg) tanto con maclas polisintéticas como con extinción oscilatoria zonada, y hornblenda (Hb). **d)** Textura granada panalotriomórfica en la sienita de feldespato alcalino SCSAG. Se observa un cristal subhedral de feldespato alcalino (FA) que muestra claramente la macla de Karlsbad (K), algunos cristales subhedrales de titanita (Tit), biotita (Bi) y clinopiroxeno (Cpx) anhedrales. El borde inferior para estas micrografías es de 5.1 mm.

Como minerales principales en estas rocas se encuentran feldespato alcalino, plagioclasa, nefelina (solamente en Sacr-1), clinopiroxeno (augita y augita aegirínica; esta última solo en Sacr-1), biotita solamente en SCSAG y minerales opacos en ambas muestras. Solo en SCSAG se presentan minerales accesorios (titanita y apatito), mientras que como mineral secundario aparece sericita.

El FA en la muestra SCSAG se presenta como cristales subhedrales de hasta 5.33 mm de diámetro, no muy alargados pero que presentan la típica macla de Karlsbad (foto 4.5d), así como cristales subhedrales y anhedrales que presentan un alto grado de fracturamiento, sin maclas definidas. Es típica la presencia de pertitas para los cristales de FA. En la muestra Sacr-1, los cristales de FA son euhedrales y subhedrales con tamaños de 0.14–0.81 mm de longitud, los cuales se encuentran alineados, proporcionando la textura traquítica (foto 4.6a). La Plg se presenta en cristales subhedrales <1.05 mm de longitud que exhiben maclas polisintéticas. La augita se presenta como cristales subhedrales y anhedrales de 0.29 mm en SCSAG y de 20–80 μm en Sacr-1; mientras que la augita aegirínica se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.05–0.76 mm en la muestra SCSAG y de 0.10–0.57 mm Sacr-1, teniendo su característico color verde botella y fuerte pleocroismo con N//. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 20–160 μm , la Tit en cristallitos euhedrales y subhedrales <1.3 mm, mientras que el Ap ocurre en cristallitos euhedrales <0.25 mm. La Ser aparece sobre los cristales de Plg y FA. Tanto los minerales accesorios como los secundarios, así como la Bi ocurren solamente en la muestra SCSAG.

b) Sienita Nefelínica

La sienita nefelínica (Ros) presenta una textura hipidiomórfica granular, teniendo como minerales principales feldespato alcalino, feldespatoide (nefelina y sodalita), plagioclasa, clinopiroxeno (augita y augita aegirínica), biotita y minerales opacos. Como minerales accesorios se encuentran titanita y apatito, no teniendo minerales secundarios.

El FA se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.86–7.47 mm de longitud. Los feldespatoideos nefelina (Ne) y sodalita (Sod) se presentan en cristales subhedrales y anhedrales de 0.29–4.52 mm, donde la Ne muestra su típico color de interferencia gris del primer orden y fuerte fracturamiento (foto 4.6b), mientras que la Sod es isotrópica. La Plg se

presenta en muy baja proporción como cristales anhedrales <0.5 mm que muestran maclas polisintéticas. Dentro de los Cpx la augita se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.10–2.62 mm, mientras que la augita aegirínica ocurre en cristales subhedrales y anhedrales de 0.19–2.24 mm, mostrando fuertes colores de interferencia (foto 4.6b). La Bi se presenta en muy pequeña proporción en forma de cristales subhedrales y anhedrales menores a 0.29 mm. La Tit se presenta en cristallitos subhedrales y anhedrales <0.14 mm y el Ap como microlitos euhedrales <40 μm .

4.3.3.2 ROCAS VOLCÁNICAS

Las rocas volcánicas están representadas por las muestras RBa, PAN y CPaz. Las dos primeras se han clasificado geoquímicamente como basalto alcalino y basanita, respectivamente; mientras que la tercera se ha clasificado como foidita. Las muestras mencionadas provienen respectivamente de un derrame basáltico en el Rancho El Rosario, un cuello volcánico en el Rancho El Panaderal ubicado en la porción Noreste de la SSC, y un cuello volcánico en el C. Paz ubicado en la parte Norte de la SC, cercano a la población de Burgos, Tamps.

4.3.3.2.1 BASALTO ALCALINO

El basalto alcalino (RBa) presenta una textura porfirítica (foto 4.6c) con una matriz formada por microlitos aparentemente de plagioclasa <0.10 mm de longitud. Como minerales principales se encuentran fenocristales de plagioclasa, feldespatos alcalinos, olivino, clinopiroxeno (augita), biotita y una buena proporción de minerales opacos. No se presentan minerales accesorios y como secundarios se encuentra epidota.

La Plg se presenta en fenocristales de 0.14–1.67 mm que muestran maclas polisintéticas y algunas con extinción oscilatoria zonada. El FA ocurre como fenocristales subhedrales de 0.07–0.30 mm. El Ol se presenta como fenocristales subhedrales y anhedrales de 0.05–1.19 mm, mientras que el Cpx (augita) aparece como fenocristales subhedrales de 0.02–0.35 mm en muy baja proporción. La Bi aparece como fenocristales subhedrales y anhedrales menores a 80 μm .

4.3.3.2.2 BASANITA

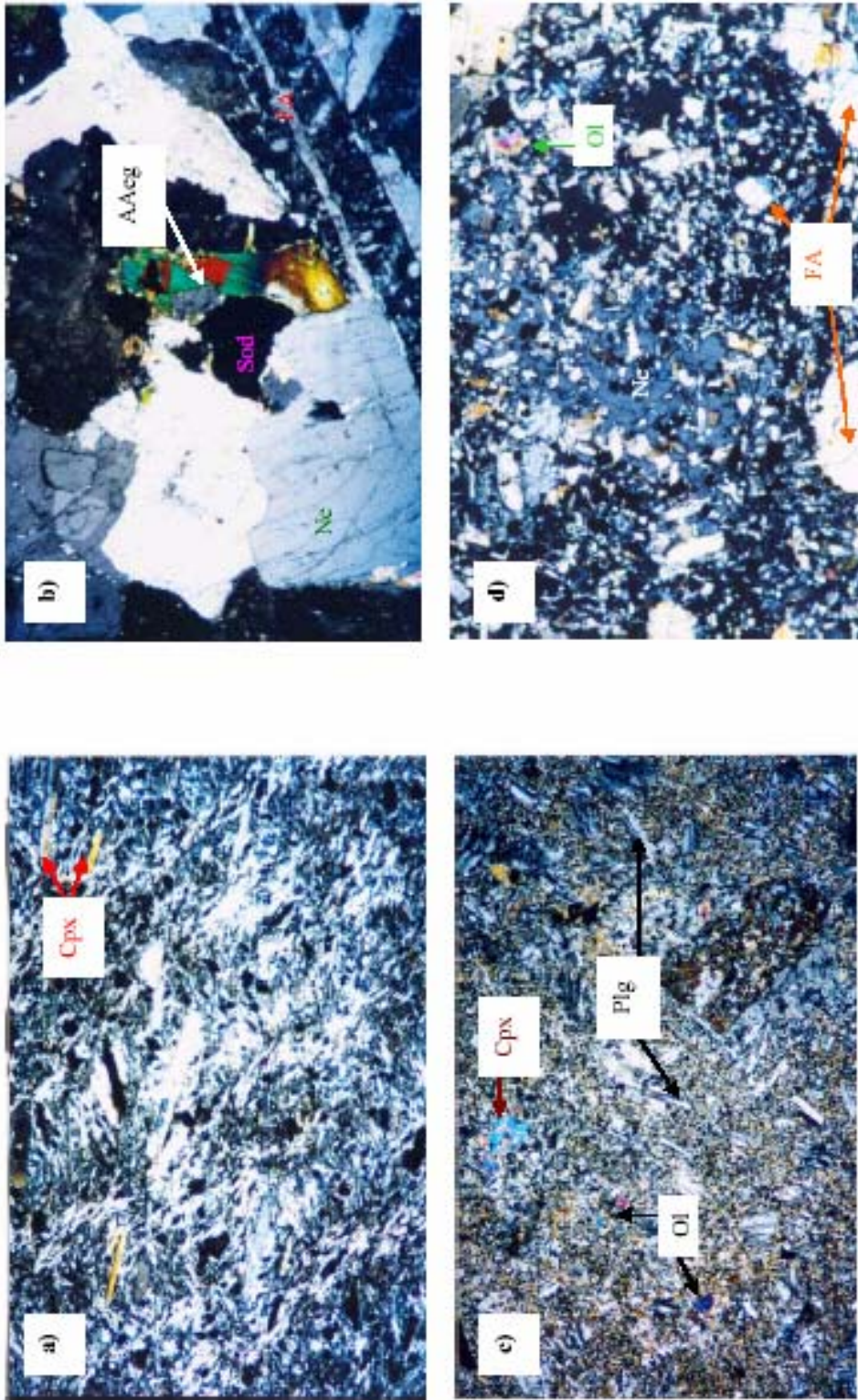
La basanita (PAN) presenta una textura porfirítica con una matriz constituida por microlitos de plagioclasa que exhiben maclas polisintéticas. La matriz constituye el 54.6 % en volumen de la roca. Los principales minerales que constituyen esta muestra se presentan como microfenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, olivino, clinopiroxeno (augita) y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

La Plg se presenta en microfenocristales euhedrales y subhedrales de 40–280 μm con maclas polisintéticas y algunos con extinción oscilatoria zonada. El FA aparece como microfenocristales subhedrales $<100 \mu\text{m}$. El Ol se presenta como fenocristales subhedrales y anhedrales de 0.08–1.87 mm, teniendo mucho fracturamiento, los cuales se encuentran rodeados por la matriz de Plg. El Cpx representado por augita ocurre como fenocristales anhedrales de 0.04–0.64 mm.

4.3.3.2.3 FOIDITA

La muestra de foidita (CPaz) presenta una textura ofítica (foto 4.6d) con una matriz compuesta aparentemente en su mayoría por microlitos de feldespatoide (Ne) y en menor proporción por microlitos de feldespato alcalino. Los fenocristales consisten de feldespatoide (Ne y Sod), feldespato alcalino, clinopiroxeno (augita), olivino, biotita y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

La Ne (0.10–1.19 mm) y la Sod (0.10–0.19 mm) se presentan como fenocristales euhedrales y subhedrales. El FA ocurre como fenocristales subhedrales de 0.10–1.81 mm. El Cpx representado por augita aparece como fenocristales euhedrales y subhedrales muy corroídos de 0.10–1.19 mm, mientras que el Opx se presenta en fenocristales anhedrales de 0.25–1.00 mm. El Ol se presenta como fenocristales anhedrales de 0.08–2.18 mm y la Bi como cristales anhedrales $<60 \mu\text{m}$.



Fotos 4.6a-d: **a)** Textura traquita en la sienita de feldespato alcalino Sacr-1. Roca compuesta principalmente por cristallitos de feldespato alcalino, apareciendo algunos cristales de clinopiroxeno (Cpx). **b)** Textura hipidiomórfica granular en la sienita nefelínica Ros en la cual se observan cristales subhedrales de feldespatoide (nefelina-Ne y sodalita-Sod), cristales euhedrales de feldespato alcalino (FA) y anhedrales de clinopiroxeno (augita aegirínica-AAeg). **c)** Textura porfirítica para el basalto alcalino RBa donde se observan fenocristales de clinopiroxeno (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). **d)** Textura ófítica para la foidita CPaz. La matriz esta compuesta principalmente por microlitos de nefelina (Ne) y en menor proporción feldespato alcalino, teniendo algunos fenocristales de feldespato alcalino (FA) y olivino (Ol). El borde inferior para la micrografía 4.6d es de 1.3 mm, mientras para las tres restantes es de 5.1 mm.

4.3.4 SIERRA DE TAMAULIPAS

Las rocas magmáticas colectadas en esta localidad son del tipo intrusivo y extrusivo. Petrográficamente, las rocas intrusivas se han clasificado como: gabro, monzodiorita, diferentes variedades de sienita (sienita de feldespato alcalino con feldespatoide, cuarzosienita de feldespato alcalino y sienita con feldespatoide), granito de feldespato alcalino, rocas nefelínicas (foidolita) y carbonatitas (soevita y alvikita). Las rocas extrusivas se han clasificado en base a la geoquímica (capítulo 5) como basalto alcalino y traquita.

4.3.4.1 ROCAS INTRUSIVAS

4.3.4.1.1 GABRO

El gabro está representado por la muestra PiGb, proveniente del Complejo Ígneo del Rancho El Picacho que se localiza en la parte Noroeste del anticlinorio de la ST. Petrográficamente, se ha clasificado como un gabro de olivino (Fig. 4.2). Presenta una textura hipidiomórfica granular (foto 4.7a), teniendo como minerales principales plagioclasa, olivino, clinopiroxeno (augita), anfíbol (kaersutita), minerales opacos y biotita. Como minerales accesorios se presentan apatito y nefelina; mientras que como mineral secundario se encuentra calcita.

La Plg se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales de 0.31–2.65 mm que muestran maclas polisintéticas, teniendo algunos cristales de este mineral con extinción oscilatoria zonada de 0.47–1.79 mm. El Cpx está representado por cristales anhedrales de augita de 0.39–2.34 mm que muestran zonación de colores. El Ol consiste de cristales anhedrales de 0.16–2.73 mm. La kaersutita (anfíbol cálcico) ocurre en cristales subhedrales de 0.50–1.25 mm. La Bi se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.08–2.34 mm. El Ap ocurre en cristalitos subhedrales <200 μm , la Ne se presenta como cristales anhedrales de 0.39–2.73 mm, mientras que la Cc se presenta en cristales anhedrales <0.4 mm.

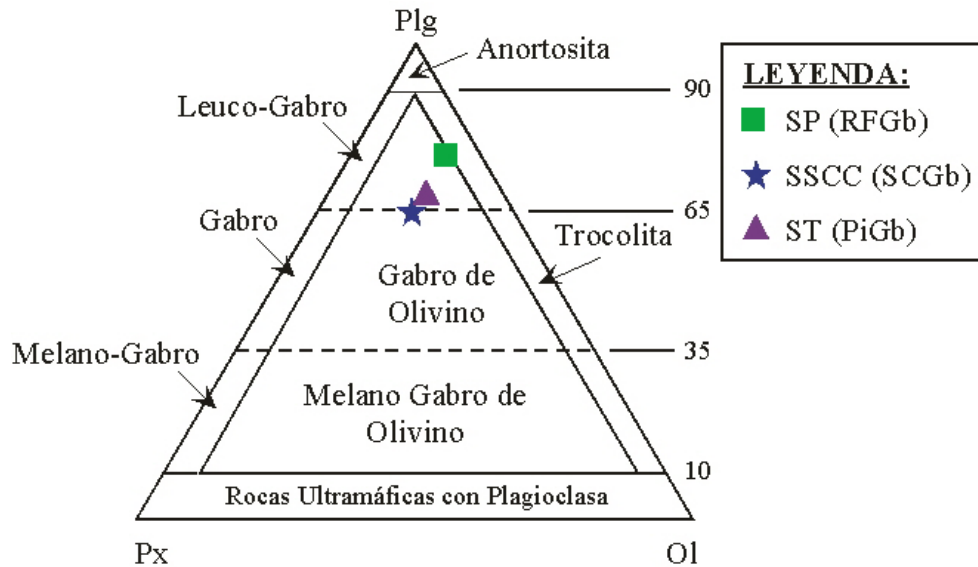


Fig. 4.2. Clasificación de las rocas gabróicas de las diferentes localidades magmáticas de la PAOM contempladas en el presente trabajo. Diagrama de Ol-Plg-Px según Le MAITRE (1989).

4.3.4.1.2 MONZODIORITA

La monzodiorita está representada por la muestra Sal-14, proveniente del CIRS, localizado en la parte Suroeste del anticlinorio de la ST. Presenta una textura porfirítica (foto 4.7b), con una matriz afanítica <0.05 mm, constituida muy probablemente por microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino. Como minerales principales se encuentran fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, hornblenda y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita y como minerales secundarios se encuentra sericita, calcita y epidota.

La Plg se presenta como fenocristales subhedrales y anhedrales, mostrando en su mayoría extinción oscilatoria zonada en tamaños que varían de 0.24–6.66 mm, y algunos poseen maclas polisintéticas con tamaños de 0.33–8.57 mm. El FA se presenta como fenocristales euhedrales hasta anhedrales en tamaños de 0.62–1.90 mm, que muestran la típica macla de Karlsbad. La Hb consiste de fenocristales euhedrales hasta anhedrales que varían de 0.10–3.62 mm de tamaño. La Tit se presenta en cristales euhedrales de 0.10–0.86 mm. La Ser y Ep se presentan como alteración en algunos cristales de Plg y FA.

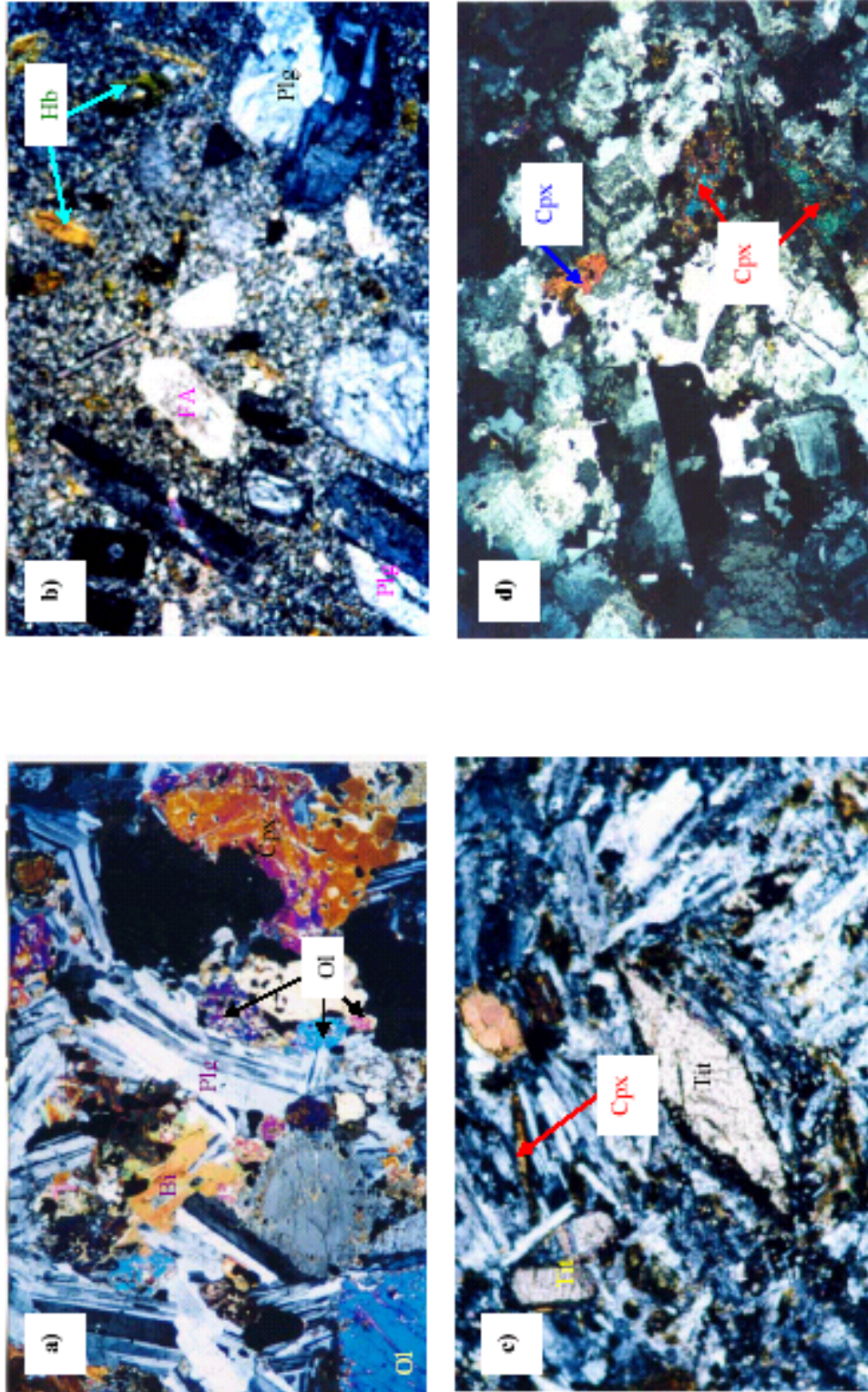
4.3.4.1.3 SIENITA

Como ya se mencionó con anterioridad, las rocas sieníticas de esta localidad se clasifican en sienita de feldespato alcalino con feldespatoide, cuarzosienita de feldespato alcalino y sienita con feldespatoide.

a) Sienita de Feldespato Alcalino con Feldespatoide

Este tipo de rocas se encuentra representado por la muestra PiSN, proveniente del CIRP. Presenta una textura porfirítica (foto 4.7c) con una matriz fanerítica compuesta principalmente por microlitos de feldespato alcalino y en menor proporción por microlitos de nefelina y plagioclasa, en tamaños menores a 0.19 mm. Debido a que los minerales componentes de la matriz pueden identificarse con facilidad, se han considerado como tales en el conteo modal. Los principales minerales y que se presentan como fenocristales consisten de feldespato alcalino, nefelina, plagioclasa, clinopiroxeno (augita aegirínica) y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita y como mineral secundario se presenta calcita.

El FA presenta formas euhedrales y subhedrales con tamaños entre 0.24–6.81 mm. La Ne se presenta en cristales subhedrales y anhedrales con hábito pseudo hexagonal en tamaños de 0.24–1.90 mm. La Plg presenta formas euhedrales y subhedrales en tamaños de 0.48–1.90 mm, que muestran maclas polisintéticas. El Cpx está representado por augita-aegirínica que aparece como fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.19–2.09 mm, que muestra formas hexagonales en cortes perpendiculares al eje “c”. La Tit se presenta en cristalitos euhedrales y subhedrales de 0.10–0.90 mm, mientras la calcita aparece como cristalitos anhedrales <0.3 mm.



Fotos 4.7a-d: **a)** Textura hipidiomórfica granular en el gabbro PiGb, observándose cumulos de plagioclasa con maclas polisintéticas (Plg), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y biotita (Bi). **b)** Textura porfírica en la monzodiorita Sal-14 donde se observan fenocristales subhedrales de plagioclasa (Plg) con extinción oscilatoria zonada, feldespato alcalino (FA) y hornblenda (Hb). **c)** Textura porfírica para la sienita de feldespato alcalino PiSN. La matriz consiste en mayor parte de microlitos (<0.2 mm) de feldespato alcalino, teniendo fenocristales de titanita (Tit) y clinopiroxeno (Cpx). **d)** Textura granuda panalioiomórfica en la cuarzosienita de feldespato alcalino PiGr, mostrando una buena cantidad de cristalitas subhedrales y anhedrales de feldespato alcalino, así como cristalitas subhedrales de augita aegirínica (AAeg) y biotita (Bi). El borde inferior para la micrografía 4.7c es de 1.3 mm, mientras que para las tres restantes es de 5.1 mm.

b) Cuarzosienita de Feldespato Alcalino

Estas rocas están representadas por la muestra PiGr, proveniente del CIRP. Presenta una textura granuda panalioitromórfica (foto 4.7d), y como minerales principales se encuentran feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa, biotita, clinopiroxeno (augita) y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta apatito, sin tener minerales secundarios.

El FA consiste de cristales subhedrales y anhedrales de 0.33–3.24 mm que muestran la típica macla de Karlsbad. Algunos de los cristales de este mineral no presentan maclas, pero sí un alto grado de fracturamiento, además de una tonalidad parda. El Qz se presenta como cristallitos anhedrales <0.86 mm, mientras que la Plg consiste de cristales subhedrales de 0.43–1.67 mm con maclas polisintéticas. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 0.10–0.71 mm de color crema con pleocroismo a café, mientras que la augita ocurre en cristales subhedrales y anhedrales de 0.10–1.33 mm de color crema con leve pleocroismo y fuertes colores de interferencia, además presenta mucho fracturamiento y los cristales se encuentran muy corroídos en sus bordes. El Ap ocurre como microlitos euhedrales menores a 40 μm .

c) Sienita con Feldespatoide

La sienita con feldespatoide está representada por la muestra RCV-1, proveniente del Rancho Cerro Verde, localizado en la parte oriental del CICST. Esta roca presenta una textura hipidiomórfica granular (foto 4.8a) y los minerales principales consisten de feldespato alcalino, nefelina, plagioclasa, clinopiroxeno (augita aegirínica), biotita y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita, sin presentarse minerales secundarios.

El FA presenta formas euhedrales y subhedrales en tamaños de 0.10–6.81 mm, con tonalidad marrón y un alto grado de fracturamiento. La Ne presenta formas subhedrales y anhedrales de 0.14–1.90 mm, mostrando en algunos cortes formas pseudo hexagonales. La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de hasta 5.71 mm de longitud. El Cpx consiste de cristales subhedrales y anhedrales de augita aegirínica con color crema-verdoso y fuerte pleocroismo a verde, en tamaños de 0.10–0.38 mm. La Bi se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.08–2.89 mm, mientras la Tit se presenta en cristales euhedrales y subhedrales, con su típica forma rómbica en tamaños de 0.10–0.90 mm.

4.3.4.1.4 GRANITO

Las rocas graníticas colectados se han clasificado como granito de feldespato alcalino y están representadas por las muestras Gor-3 y Nub-6, provenientes del C. Gordo y la localidad Mar de Nubes, ubicados en la porción Noreste y Sureste del CICST, respectivamente.

La muestra Gor-3 presenta una textura granuda panalioitromórfica, mientras que la muestra Nub-6 una textura micrográfica (foto 4.8b). Los minerales principales consisten de feldespato alcalino, cuarzo, clinopiroxeno (augita aegirínica) y minerales opacos (solamente en Nub-6). Como mineral accesorio se presenta zircón y como mineral secundario se presenta calcita en Gor-3.

El FA se presenta como microlitos <0.19 mm y cristales de 0.24–3.43 mm en formas euhedrales hasta anhedrales con coloración parduzca en Gor-3; mientras que en Nub-6 se presenta en cristales de 0.38–1.90 mm con formas euhedrales hasta anhedrales donde algunos de ellos muestran la típica macla de Karlsbad. El Qz se presenta en formas anhedrales con tamaños entre 0.05–0.86 mm, que en la muestra con textura micrográfica se presentan en contacto con los microlitos de FA de color pardo, donde los contornos entre los dos minerales no están bien definidos. La augita aegirínica se presentan en formas subhedrales y anhedrales, con mucho fracturamiento y en tamaños de 0.03–0.80 mm en Gor-3 y de 40–300 μm en Nub-6. El zircón se presenta en formas anhedrales <0.3 mm.

4.3.4.1.5 ROCAS NEFELÍNICAS

Las rocas nefelínicas colectadas están representadas por la muestra PiRN, proveniente del CIRP. Dentro del grupo de rocas nefelínicas RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) reporta para la ST, sienita nefelínica portadora de feldespato (en este trabajo se han incluido como sienita con feldespatoide, Cap. 4.3.4.1.3, inciso c), ijolita y melteigita. Por otra parte ELÍAS-HERRERA *et al.* (1990) describen además urtita y juvita. Su textura es hipidiomórfica granular (foto 4.8c) y está compuesta principalmente por nefelina, clinopiroxeno (augita-aegirínica), feldespato alcalino, biotita y minerales opacos. Como mineral accesorio se presenta titanita y sillimanita, teniendo calcita como mineral secundario.

La Ne se presenta como cristales subhedrales y anhedrales de 0.12–1.40 mm, la augita aegirínica se presenta como cristales subhedrales y anhedrales de 0.02–1.90 mm. El FA ocurre como cristales euhedrales y subhedrales de 0.23–1.87 mm de color pardo. La Bi se presenta en cristales anhedrales de 0.20–1.20 mm. La Tit ocurre en formas euhedrales y subhedrales en tamaños de 0.06–1.30 mm, mientras que la sillimanita se presenta en cristales euhedrales en forma de agujas de 20–360 μm de longitud.

Las rocas ricas en nefelina se han clasificado en base a su contenido modal de nefelina-feldespatos alcalino-minerales máficos, utilizando el diagrama triangular de SARANTSINA y SHINKAREV (1967, en SØRENSEN, 1974), el cual considera de gran importancia la presencia de los minerales máficos, que en este caso corresponden con Cpx. De acuerdo a este diagrama (Fig. 4.3) la roca PiRN se ubica en el campo de ijolita rica en feldespatos alcalinos.

4.3.4.1.6 CARBONATITAS

Las rocas que se han clasificado como carbonatitas corresponden con la muestra PiSO, proveniente del CIRP que ocurren como diques en el arroyo del mismo nombre.

La presencia de carbonatitas en el CIRP fue inicialmente supuesta por ELÍAS-HERRERA (1984) y ELÍAS-HERRERA *et al.* (1990, 1991) con base en el enriquecimiento de elementos tierras raras en diques de apatito y rocas ricas en nefelina. No obstante, su existencia fue comprobada por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) al encontrar un dique de estas rocas con un espesor de ~ 5 cm que corta a rocas clasificadas como gabro en el arroyo El Picacho.

Las *carbonatitas* son rocas magmáticas carbonatadas que contienen más del 50 % de carbonato modal (STRECKEISEN, 1978), las cuales aparecen frecuentemente con rocas alcalinas subsaturadas en sílice como nefelinita, ijolita, fonolita, etc. (p.e. LeBAS, 1977, 1987; GITTINS, 1978). Existen dos variedades principales de carbonatitas, las de grano grueso (soevita) y grano fino (alvikita). LeBAS (1987) diferencia la alvikita de la soevita en base a su alto contenido de elementos traza incompatibles.

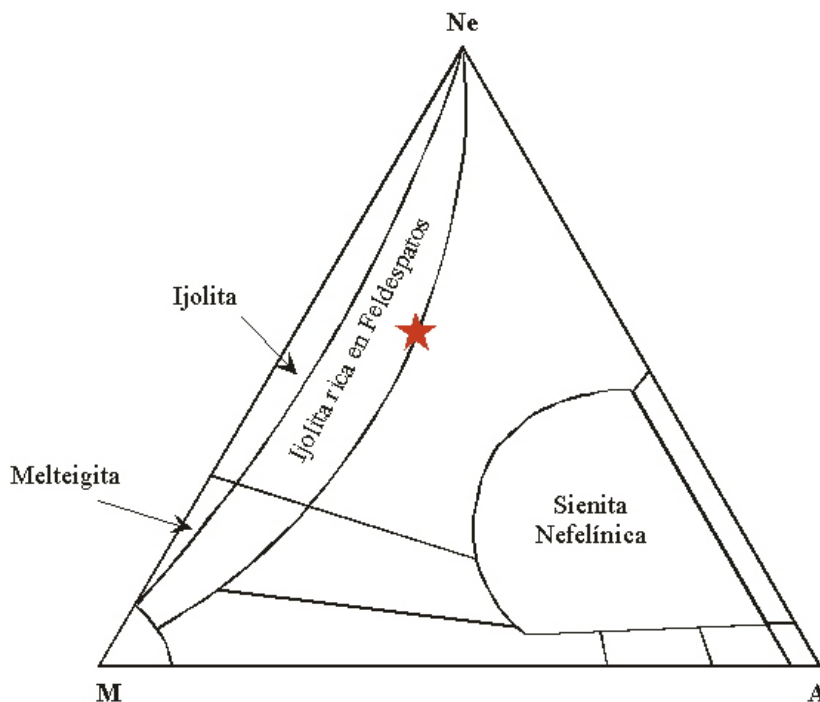
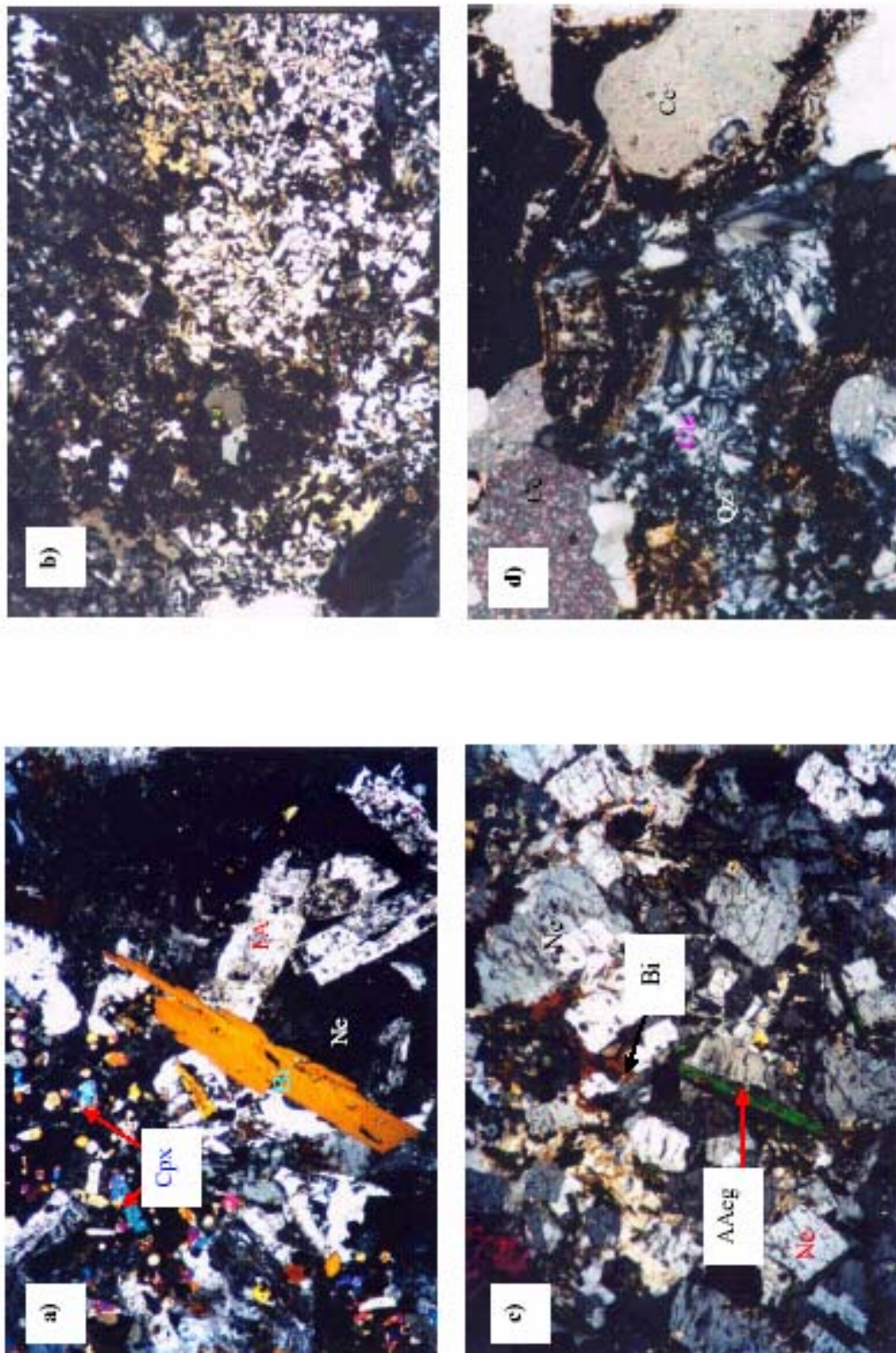


Fig. 4.3. Diagrama de Nefelina-Feldespato Alcalino-Máficos según SARANTSINA y SHINKAREV (1967; en SØRENSEN, 1974), utilizado para la clasificación de las rocas ricas en nefelina de la Sierra de Tamaulipas.

a) Soevita

La muestra PiSO presenta una textura panalictromórfica granular, en la cual puede diferenciarse incluso en muestra de mano una fase clara y una fase opaca (foto 4.8d). La primera consiste principalmente de calcita, además de cuarzo, calcedonia y barita; mientras que la segunda consiste de limonita, hematita y siderita. La calcedonia se encuentra intercrecida entre los cristales de la fase opaca, por lo cual se considera que su generación es más tardía que los minerales de hierro.

La Cc se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 0.05–2.73 mm que forman estructuras radiales y constituyen el 41 % en Vol. de la roca. El Qz aparece en sectores irregulares como cristales subhedrales y anhedrales de 0.05–0.96 mm, encontrándose con él, calcedonia de color crema oscuro y hábito radial en tamaños de 0.10–0.36 mm.



Fotos 4.8a-d: **a)** Textura hipidiomórfica granular en la sienita con feldespatoides RCV-1 donde se observan algunos cristales subhedrales de feldespatos alcalinos (FA), nefelina (Ne), clinopiroxeno (Cpx) y biotita (Bi). **b)** Textura micrográfica para el granito Nub-6, donde grupos de cristallitos de cuarzo con diferente posición de extinción proporcionan la textura mencionada. **c)** Textura hipidiomórfica granular para la roca nefelínica PIRN en la cual se observan cristales de nefelina (Ne), augita acirínica (AAcg) y biotita (Bi). **d)** Micrografía para la carbonatita del tipo soevita que consiste de una fase clara (calcita-Cc, cuarzo-Qz y calcoclonia-Clc) y una fase oscura (limonita, hematita y siderita). El borde inferior para la micrografía 4.8d es de 1.3 mm y para las restantes es de 5.1 mm.

En la calcedonia aparece Cc radial que se entremezcla con siderita. La barita se presenta en cristales anhedrales que poseen bajos colores de interferencia en tamaños de 0.16–1.17 mm. En los diques ricos en apatito, RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) ha determinado a través de microsonda, fluorocarbonatos de tierras raras del grupo de la bastnesita.

Según RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) la soevita contiene 32 % de carbonato, 52 % de opacos, 7 % de calcedonia, 3 % de cuarzo y 6 % de minerales REE.

b) Alvikita

La alvikita presenta las mismas cualidades texturales que la soevita anteriormente descrita. RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) indica que los diques de alvikita se presentan por lo menos en dos fases. La primera forma un mosaico de Cc (hasta 1 mm), ankerita turbia, cubos de pirita (hasta 2 mm) con algo de Plg, gránulos de rutilo-Nb, siderita dispersa y fluorapatito como accesorio. La segunda generación consiste en la cristalización de Cc y barita, que juntas forman vetas claras de ~2 mm. Como las tierras raras están contenidas en los diques de alvikita, coexisten fluorocarbonatos y fosfatos complejos con apatito y rutilo-Nb (ilmenorutilo).

Los diques de alvikita no llegan a medir más de 5 cm de espesor. La alvikita contiene 78 % de carbonato, 8 % de barita, 7 % de Plg, 6 % de minerales opacos, 1 % de minerales de tierras raras, así como calcedonia y apatito como accesorios (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996).

4.3.4.2 ROCAS VOLCÁNICAS

Las rocas volcánicas de la ST se han clasificado en base a la geoquímica como basalto alcalino (SJU-2, LAg-1, Huac, JMM, MSFB) y traquita (Cau). Además, se han considerado las muestras MSFB-3 y MSF-25a, las cuales corresponden con xenolitos del Manto que fueron transportados a la superficie, teniendo como roca portadora el basalto alcalino MSFB de la Mesa San Fernando, que se localiza en las cercanías de Llera, Tamps.

4.3.4.2.1 BASALTO ALCALINO

Las muestras de basalto alcalino que se indican en el párrafo anterior, provienen de las localidades Santa Juana, Lauro Aguirre, Huacaleros, José María Morelos y Mesa San Fernando, respectivamente. Las dos primeras corresponden al CVVA que se ubica en el borde oriental de la ST. Huacaleros se ubica en el borde occidental de la ST en el municipio de Ocampo, Tamps.; mientras que las dos últimas localidades corresponden con las mesetas de Llera, ubicadas en la parte Noroccidental de la ST.

Las rocas antes mencionadas presentan una textura intergranular (muestras SJu-2 y MSFB, foto 4.9a), glomeroporfídica (muestra Huac, foto 4.9b), intersertal (muestra JMM, foto 4.9c) y porfirítica (muestra LAg-1). Las muestras con textura porfirítica y su variedad glomeroporfídica presentan una matriz constituida principalmente por microlitos de plagioclasa y en menor proporción microlitos de feldespato alcalino. Como minerales principales se encuentran plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo (solo en MSFB), nefelina (solo en SJu-2), clinopiroxeno (augita, y augita aegirínica solo en las muestras MSFB y JMM), olivino y minerales opacos. Todos ellos se presentan como fenocristales en las muestras con textura porfirítica. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

Las muestras de textura intergranular tienen la característica de que los granos tienen contacto entre sí. Por su parte, la muestra con textura glomeroporfídica presenta una matriz fina (<20 μm) donde los fenocristales de Plg y Ol poseen cierta alineación. En la muestra con textura intersertal, los cristales de Ol ocupan los espacios entre los cristales de Plg y Cpx.

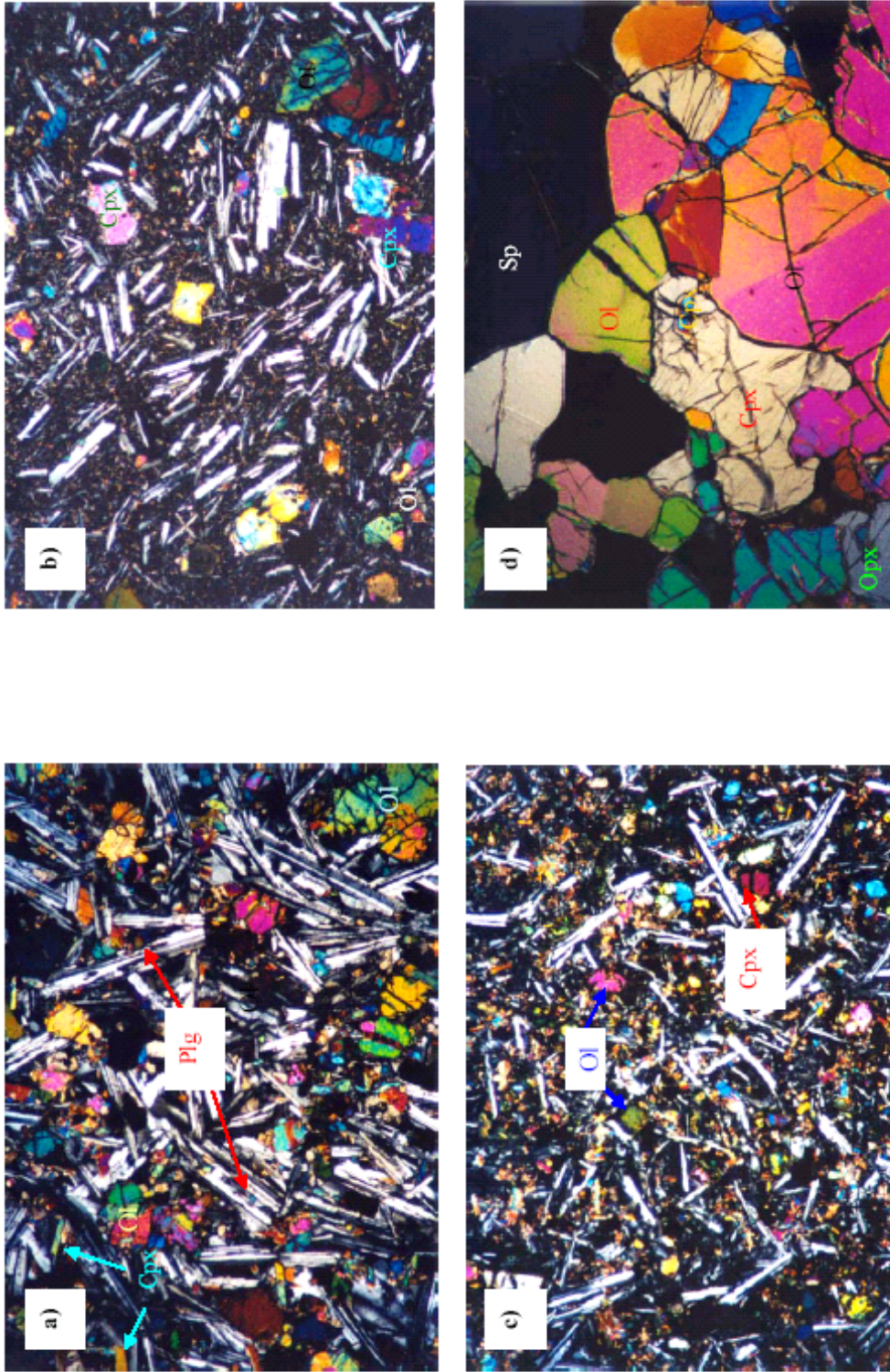
La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales que muestran maclas polisintéticas, en tamaños de 0.10–1.43 mm en SJu-2, 0.05–1.19 mm en Huac, 0.10–1.57 mm en JMM, 0.86–2.86 mm en LAg-1 y 0.48–1.43 mm en MSFB. Además, ocurre en cristales euhedrales hasta anhedrales que presentan extinción oscilatoria zonada con tamaños de 0.19–1.90 mm en SJu-2, 0.33–0.86 mm en LAg-1 y 0.71–1.19 mm en MSFB. El FA se presenta en cristales euhedrales y subhedrales que muestran la macla de Karlsbad, el tamaño de los cristales varía de 0.19–0.71 mm en SJu-2, 0.05–1.00 mm en Huac, 0.14–0.52 mm en JMM y 0.10–0.57 mm en LAg-1. El Qz se presenta muy escasamente en cristalitas anhedrales en la muestra MSFB, mientras que la nefelina ocurre de la misma manera en la muestra SJu-2. La augita se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales de color crema con tamaños de

0.14–0.95 mm en SJu-2, 0.19–1.52 mm en Huac, 0.05–0.48 mm en JMM y 0.33–0.52 mm en MSFB. Es característico que los cristales de augita se encuentren en aglomeraciones que presentan una coloración crema con N//. La augita aegirínica se presenta en cristales subhedrales y anhedrales de 20 μ m a 1.09 mm en la muestra MSFB y de 0.04–0.80 mm en la muestra JMM. El Ol es muy abundante en estas rocas y ocurre como cristales subhedrales y anhedrales, incoloros, que varían a tonalidad crema en tamaños de 0.05–0.95 mm en SJu-2, 0.05–3.81 mm en Huac, 0.05–0.48 mm en JMM, 0.14–2.76 mm en LAg-1 y 0.05–0.95 mm en MSFB. En la muestra MSFB se ha encontrado un poco de vidrio que presenta forma radial.

Una característica muy especial del basalto de la Mesa San Fernando es su contenido de xenolitos del Manto, a los cuales corresponden las muestras MSF-3 y MSF-25a, que mineralógicamente, tienen una composición muy similar, la cual presenta solamente variaciones cuantitativas en sus minerales (tabla 4.2) y están constituidos de la siguiente manera: poseen una textura protogranular y se componen por olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno que corresponden con los minerales ferromagnesianos, teniendo espinela y minerales opacos como accesorios (foto 4.9d). El Ol se presenta en formas anhedrales, con mucho fracturamiento y en tamaños de hasta 4 mm. El Cpx se presenta en formas subhedrales y anhedrales en tamaños <2 mm que muestra clivaje en dos direcciones y tiene desmezclaciones a Opx. El Opx se presenta en formas anhedral, su tamaño varía de 2–4 mm y presenta desmezclaciones a Cpx. La espinela se presenta en cristales anhedrales menores a 2 mm, de color café-marrón y en ocasiones muestra una forma vermicular. De acuerdo a su contenido modal de Ol, Cpx y Opx, estos xenolitos se han clasificado como lherzolita de espinela (Fig. 4.4).

4.3.4.2.2 TRAQUITA

La traquita conforma una buena parte del CVVA, localizado en la porción oriental de la ST, del cual se tomó la muestra Cau. Esta muestra presenta una textura traquítica (foto 4.10) y los principales minerales que la constituyen son feldespato alcalino (tipo sanidino), anfíbol, olivino, clinopiroxeno y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.



Fotos 4.9a-d: **a)** Textura intergranular para el basalto alcalino MSFB, observándose cristallitos de plagioclasa (Plg) en contacto con clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). **b)** Textura glomeroporfídica para el basalto alcalino Huac donde pueden apreciarse fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol) dentro de una matriz compuesta por cristallitos de plagioclasa. **c)** Textura interstital para el basalto alcalino JMM, encontrando cristallitos de olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx) entre los cristallitos de plagioclasa (Plg). **d)** Xenolito del Manto MSF-3 clasificado como Iherzolita de espinela, siendo su roca portadora el basalto alcalino MSFB. Presenta una textura protogranular y está compuesto por cristales de olivino (Ol), piroxeno (Opx) y espinela (Sp). El borde inferior para estas micrografías es de 5,1 mm.

Tabla 4.2. Resultados del conteo modal para las muestras de xenolitos del Manto contenidos en el basalto alcalino de la Mesa San Fernando, Tamaulipas (MSFB). Los valores de los minerales están dados en % de volumen.

MUESTRA	Olivino	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	CLASIFICACIÓN
MSF-3	80	8	12	Lherzolita de Espinela
MSF-25a	70	15	15	Lherzolita de Espinela

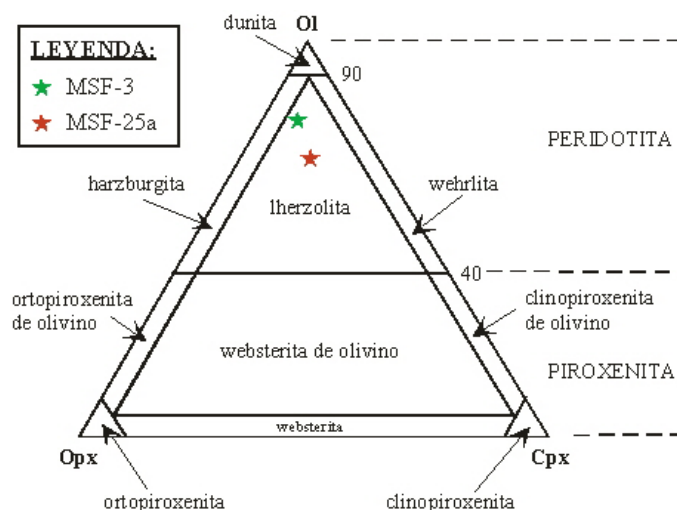


Fig. 4.4. Clasificación modal de los xenolitos del Manto contenidos en el basalto alcalino de la Mesa San Fernando, Tamaulipas (MSFB) con base en el diagrama propuesto por Le MAITRE (1989).

El FA constituye la mayor parte de la roca y presentan formas subhedrales tabulares menores a 0.36 mm. Los cristallitos de FA poseen mucho fracturamiento en posición perpendicular al eje “c”, y se alinean alrededor de fenocristales de los principales minerales antes mencionados. Una buena porción del FA (11.4 % en Vol.) se presenta en forma de fenocristales euhedrales con tamaños de 0.29–1.43 mm, de los que algunos presentan una textura mirmequítica. La Hb se presenta en fenocristales subhedrales (de forma hexagonal) en tamaños de 0.24–0.48 mm y el Ol en fenocristales anhedrales en tamaños de 0.24–0.38 mm. El Cpx se presenta como fenocristales anhedrales en tamaños de 0.20–0.86 mm.

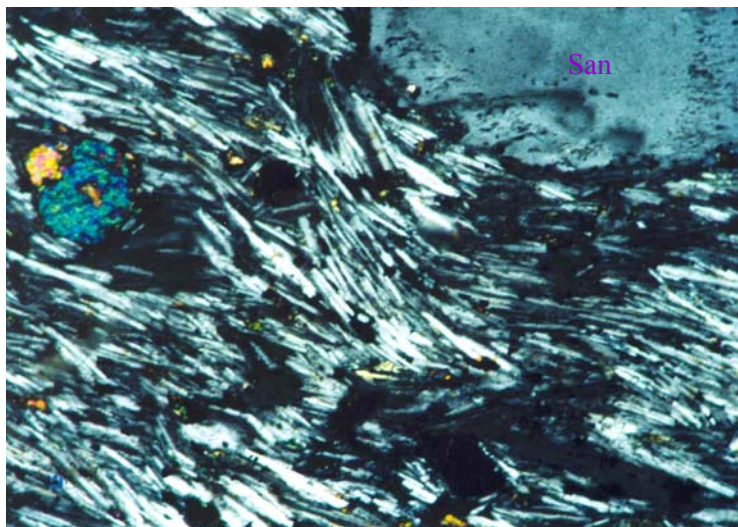


Foto 4.10. Textura traquítica para la muestra de traquita Cau la cual está constituida principalmente por microlitos de feldespatos alcalinos <0.24 mm, orientados de tal manera que proporcionan la textura de la roca. En la parte izquierda de la micrografía puede apreciarse en colores fuertes de interferencia un microlito de olivino, mientras que en la parte superior derecha se observa un fenocristal de sanidino (San). El borde inferior para esta micrografía es de 1.3 mm.

4.3.5 PLANICIE DE TAMPICO

Las rocas de esta localidad que se han considerado para la presente tesis consisten exclusivamente de rocas extrusivas. Su clasificación ha sido efectuada en base a la geoquímica (capítulo 5), ubicándose en los campos de fonolita de olivino, basanita y fonolita peralcalina.

4.3.5.1 FONOLITA DE OLIVINO

La fonolita de olivino está representada por la muestra Horc, proveniente de la parte Norte del Bernal de Horcasitas en el estado de Tamaulipas. Presenta una textura porfirítica (foto 4.11a), con una matriz afanítica que compone el 45 % en Vol. de la roca, formada por Ne y probablemente ortoclasa y sanidino. La porción máfica está formada por microfenocristales euhedrales-subhedrales de augita en tamaños de 20–150 μm , microfenocristales anhedrales de Ol de color crema con pleocroismo a rosa-verdoso y tamaños de 20–300 μm , fenocristales anhedrales de Bi muy corroídos, con alta porosidad y con tamaños entre 0.08–3.74 mm; así

como gran cantidad de minerales opacos. No presenta minerales accesorios ni secundarios. Es importante mencionar que en la parte Nororiental del Bernal de Horcasitas (sobre el camino hacia la estación de microondas) se presentan megacristales de Bi de hasta ~5 cm de longitud.

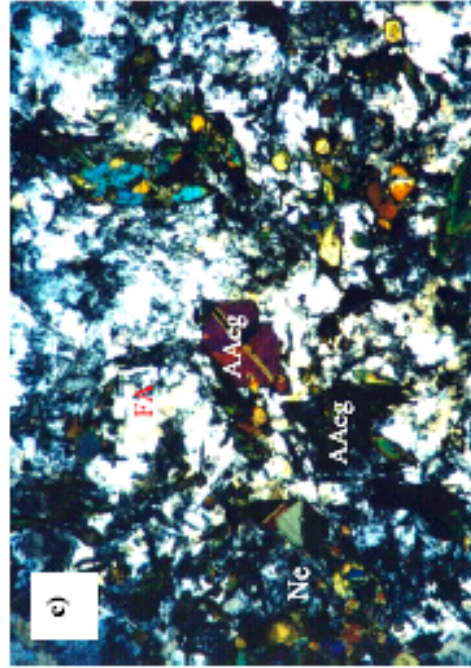
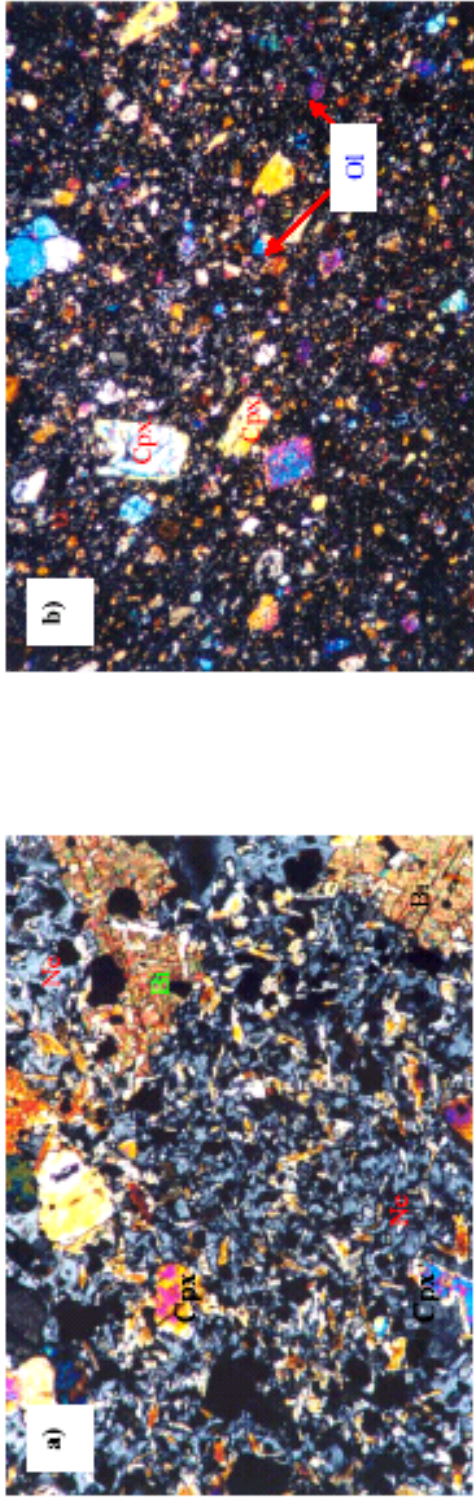
4.3.5.2 BASANITA

La basanita está representada por la muestra Auza, proveniente del cerro del mismo nombre que se localiza al Oeste de la población de Ébano en el estado de San Luis Potosí. Presenta una textura porfírica (foto 4.11b) con una matriz afanítica formada por microlitos muy probablemente de Plg y feldespatoides, en tamaños menores a 170 μm de longitud que componen la porción félsica. La porción máfica está constituida por cristalitos y fenocristales subhedrales y anhedrales de Ol en tamaños de 0.05–1.52 mm, microfenocristales subhedrales de Cpx (augita) en tamaños de 0.05–0.48 mm, así como por una buena proporción de minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

Esta muestra de basanita presenta xenolitos del Manto clasificados como lherzolita y websterita de olivino. Su textura es principalmente protogranular, y presenta variaciones composicionales de Ol a Opx y Cpx, y espinela. El Ol presenta formas anhedrales con diámetro >4 mm, además algunos de los cristales de Ol se encuentran contenidos en Opx, cuyos tamaños son de ~10 mm de diámetro. La espinela se presenta en forma vermicular y en una proporción <2 % (TREVINO-CÁZARES, 2001).

4.3.5.3 FONOLITA PERALCALINA

La fonolita está representada por la muestra CP, proveniente del C. Peñitas localizado ~40 km al Oeste de la población de Ébano en el estado de San Luis Potosí. Presenta una textura panalioformática inequigranular (foto 4.11c). La porción félsica consiste de cristalitos subhedrales de FA de 0.05–0.48 mm muy alterados y fracturados, así como cristalitos anhedrales de Ne de 0.05–0.71 mm. La porción máfica consiste de cristalitos euhedrales hasta anhedrales de Cpx (augita-aegirínica) en tamaños de 0.05–2.14 mm que presentan formas prismáticas con un color verde botella y fuerte pleocroísmo a café al observarse con N//. Contiene muy pocos minerales opacos, sin presentar minerales accesorios ni secundarios.



Fotos 4.11a-c: **a)** Micrografía para la fonolita de olivino Hore que presenta una textura porfiritica, donde la matriz consiste de nefelina (Ne). Se observan fenocristales de biotita (Bt) que presentan buena exfoliación, fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y una buena cantidad de minerales opacos. **b)** Textura microporfiritica para la basanita Auza, cuya matriz la componen muy probablemente microlitos de plagioclasa y feldespatoides. Los minerales con fuertes colores de interferencia consisten de microfocristales de clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). **c)** Textura panaliostronórfica inequigranular para la fonolita CP. Se observan cristallitos subhedrales de feldespatato alcalino (FA) y anhedrales de nefelina (Ne), así como cristallitos euhedrales hasta anhedrales de augita acgirinica (AAeg). El borde inferior para la micrografía 4.11a es de 1.3 mm, mientras que para las restantes es de 5.1 mm.

4.3.6 SIERRA DE OTONTEPEC

Esta localidad consiste principalmente de rocas extrusivas y en menor proporción rocas subvolcánicas. Las primeras han sido clasificadas en base a la geoquímica (capítulo 5) como basalto alcalino, traquibasalto (hawaita) y basanita, mientras que las rocas subvolcánicas se han clasificado como basálticas con feldespatoide.

4.3.6.1 BASALTO

El basalto está representado por la muestra Tant, que geoquímicamente se ha clasificado como un basalto alcalino y proviene del poblado de Tantima, localizado en la parte Norte de la SOt. Petrográficamente, presenta una textura porfírica con una matriz constituida principalmente por microlitos de plagioclasa <0.24 mm con maclas polisintéticas, dispuestos en forma alineada y alrededor de cristallitos de olivino, que proporciona a la roca un arreglo traquítico intergranular (foto 4.12a). Los fenocristales consisten de plagioclasa, feldespato alcalino, olivino, clinopiroxeno (augita) y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

La Plg muestra maclas polisintéticas y se presenta en fenocristales subhedrales de 0.38–1.76 mm, mientras que el FA se presenta en fenocristales de subhedrales de 0.48–1.19 mm. El Ol aparece como fenocristales anhedrales de 0.05–0.71 mm, mientras que el Cpx representado por augita ocurre como fenocristales subhedrales y anhedrales de 0.24–0.48 mm.

4.3.6.2 TRAQUIBASALTO

Las muestras clasificadas como traquibasalto del tipo Hawaita son aquellas identificadas como Camp, SFra y Oton, provenientes de las localidades La Campechana, San Francisco y Otontepec, respectivamente. La primera se ubica en la porción Sureste y las dos restantes en la porción Oeste de la SOt. Petrográficamente, para estas rocas se ha identificado una textura microlítica (Camp, foto 4.12b) y textura traquítica (SFra y Oton, foto 4.12c). Como principales minerales en estas rocas se presentan plagioclasa, feldespato alcalino,

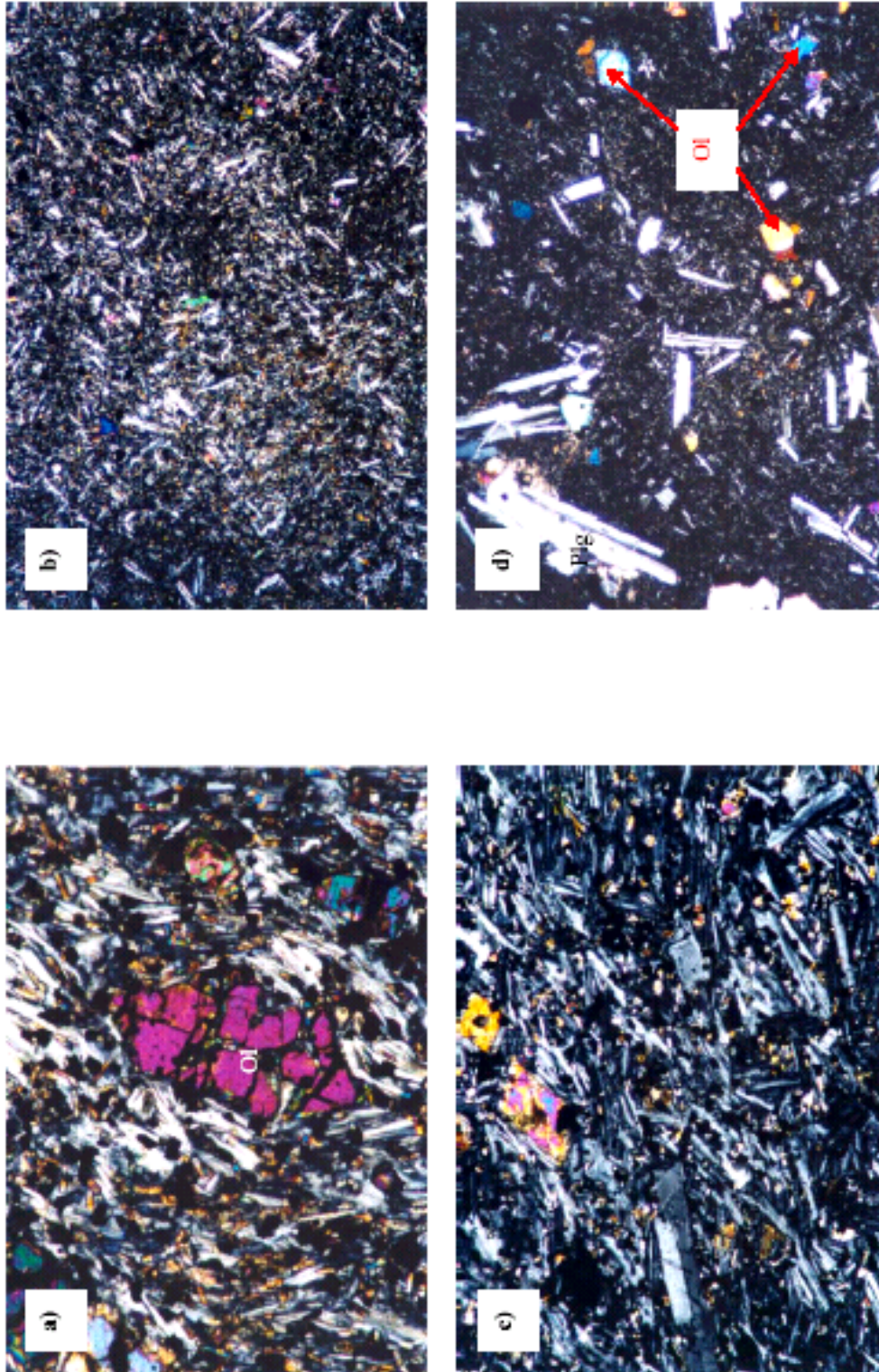
olivino, biotita, clinopiroxeno (augita) solamente en Camp y Oton, y minerales opacos. No se presentan minerales accesorios ni secundarios.

La Plg se presenta en cristalitas euhedrales hasta anhedrales en tamaños de 0.05–0.48 mm en Camp, 0.14–0.48 mm en SFra y 0.05–0.38 mm en Oton, que muestran maclas polisintéticas, encontrando además algunos cristales con extinción oscilatoria zonada en Oton. El FA se presenta en cristalitas subhedrales y euhedrales <0.05 mm en Camp, <0.24 mm en SFra y de 0.05–0.71 mm en Oton. El Ol se presenta en cristalitas anhedrales de 0.05–0.29 en Camp, 0.05–0.38 mm en SFra y 0.05–0.19 mm en Oton. La augita se presenta en cristalitas anhedrales de 0.05–0.29 mm en Camp y 0.05–0.24 mm en Oton. La Bi se presenta muy esporádicamente y en cristalitas anhedrales <50 μm en Camp, <80 μm en SFra y <150 μm en Oton.

4.3.6.3 BASANITA

La basanita está representada por la muestra Cuam, proveniente de la localidad de Cuamanco que se localiza en la periferia Sur de la sierra formando un derrame aislado. Presenta una textura porfirítica (foto 4.12d) con una matriz compuesta por microlitos subhedrales y anhedrales tanto de feldespato alcalino como de plagioclasa <100 μm de longitud. Los fenocristales consisten de plagioclasa, feldespato alcalino, olivino, clinopiroxeno (augita), biotita y una buena proporción de minerales opacos dispersos en toda la roca. No se presentan minerales accesorios y como mineral secundario se presenta algo de sericita sobre la matriz de la roca.

La Plg se presenta en fenocristales euhedrales y subhedrales de (0.19–1.90 mm de longitud que muestran maclas polisintéticas, mientras que el FA se presenta como fenocristales subhedrales de 0.24–1.52 mm de longitud. El Ol ocurre como fenocristales anhedrales de 0.10–0.62 mm de diámetro, mientras que la augita se presenta en fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.29–1.52 mm de longitud. La Bi presenta formas anhedrales en tamaños menores a 120 μm .

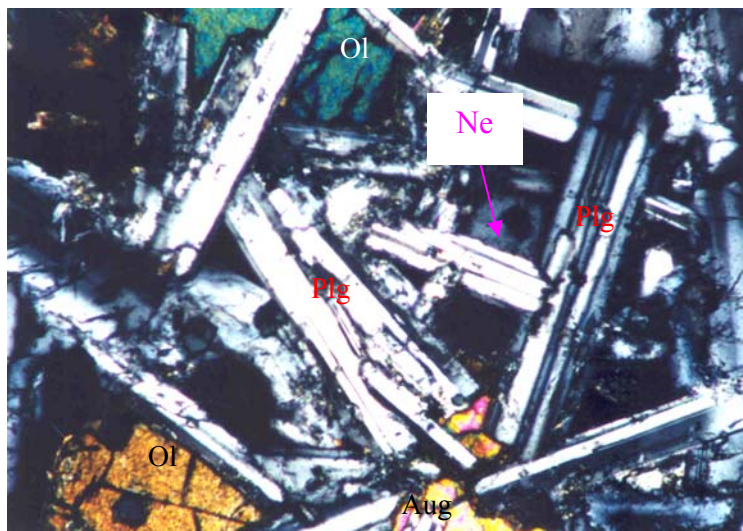


Fotos 4.12a-d: a) Textura porfirítica con arreglo traquítico para el basalto alcalino Tant. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa <math><0.24\text{ mm}</math>, con cierta alineación y rodeando microfenocristales de olivino (Ol). b) Textura microlítica para el traquibasalto Camp, observando en tonos de gris microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino; mientras que los colores fuertes de interferencia corresponden con olivino, biotita y clinopiroxeno. c) Textura traquihica para el traquibasalto Oton. En tonos de gris se presentan microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino, cuya orientación proporciona la textura de la roca. Los colores de interferencia más fuertes corresponden con clinopiroxeno y olivino. d) Textura porfirítica para la basanita Cuam, cuya matriz se compone por microlitos de feldespato alcalino y plagioclasa <math><0.10\text{ mm}</math>. Los fenocristales consisten de plagioclasa (Plg) y olivino (Ol). El borde inferior para las micrografías 4.12a y 4.12c es de 1.3 mm, mientras que para las restantes es de 5.1 mm.

4.3.6.4 SUBVOLCÁNICO BASÁLTICO

Un cuerpo subvolcánico de composición basáltica corresponde con la muestra identificada como Mora, proveniente de la localidad Moralillo que se ubica en la periferia oriental de la SOT, ~10 km al Norte de la población de Cerro Azul en el estado de Veracruz. Esta muestra presenta una textura intergranular (foto 4.13), teniendo como minerales principales plagioclasa, feldespatoide (nefelina), feldespato alcalino, olivino, clinopiroxeno (augita) y una pequeña proporción de minerales opacos. No se encuentran minerales accesorios ni secundarios.

La Plg se presenta en cristales euhedrales y subhedrales de 0.14–1.52 mm que muestra maclas polisintéticas, mientras que algunos cristales subhedrales y anhedrales con tamaños de 0.24–0.95 mm exhiben extinción oscilatoria zonada. La Ne se presenta en cristales subhedrales de 0.16–0.94 mm, mientras que el FA ocurre como cristales subhedrales y anhedrales de 0.16–0.62 mm. El Ol se presenta en cristales subhedrales de color crema con pleocroísmo a café en tamaños de 0.24–1.43 mm, mientras que la augita ocurre en cristales anhedrales de 0.19–1.90 mm.



Fotos 4.13. Textura intergranular para el cuerpo subvolcánico basáltico Mora. Se observan cristales de plagioclasa (Plg), nefelina (Ne), augita (Aug) y olivino (Ol). El borde inferior para esta micrografía es de 1.3 mm.

CAPÍTULO 5

GEOQUÍMICA

5.1 INTRODUCCIÓN

La geoquímica puede definirse bajo diversos enfoques debido a que abarca un amplio rango de fenómenos naturales. Por ejemplo, GOLDSCHMIDT define la geoquímica como “*la ciencia que trata sobre las leyes que gobiernan la distribución de los elementos químicos y sus isótopos en la Tierra*” (FAURE, 1991).

Combinando algunas definiciones podemos decir que la geoquímica es “*la ciencia que tiene como meta el determinar la abundancia y distribución de los elementos en la naturaleza, con la finalidad de desarrollar hipótesis sobre el origen de tales elementos y de la estructura del universo*” (BROWNLOW, 1996). Esta ciencia consiste en la aplicación de los principios de la química para solucionar problemas geológicos (VERMA, 1995; FAURE, 1991), y si se contempla para el estudio de rocas magmáticas, podrán realizarse deducciones para inferir los procesos involucrados durante la generación y emplazamiento de los magmas, a partir de datos geoquímicos (ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989).

Los estudios geoquímicos que se han considerado para el presente trabajo contemplan el análisis de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y volátiles como CO_2 y H_2O (o bien expresada como Pérdida por Ignición), elementos traza (Li, Sc, V, Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Pb, Cs, Ba, Ta, Th y U) y elementos del grupo de las tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). La metodología utilizada para el análisis de estos elementos se discute en la sección 5.2.2.

Por lo general, los datos geoquímicos suelen utilizarse para: **1)** clasificar las rocas volcánicas, calcular la norma CIPW, identificar tendencias de fraccionación de los minerales y definir el carácter geoquímico de los magmas; **2)** establecer las características geoquímicas de la fuente y condiciones de fusión parcial (solo aplicable a magmas primarios) y establecer el posible ambiente geotectónico, y **3)** determinar los mecanismos de evolución magmática dominante (cristalización fraccionada, AFC, asimilación y mezcla de magmas). Los aspectos relacionados con este tipo de interpretaciones se discuten en los subtemas siguientes.

5.1.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCÁNICAS Y DETERMINACIÓN DEL CARÁCTER GEOQUÍMICO DE LOS MAGMAS

La clasificación geoquímica de rocas volcánicas se realiza por medio del diagrama de TAS (total de álcalis vs. sílice) propuesto por Le BAS *et al.* (1986) y Le MAITRE (1989), el cual utiliza los datos analíticos recalculados al 100 % en base seca. Tal clasificación es recomendada debido a que las rocas volcánicas presentan un grado de cristalinidad muy bajo y si, además, contienen material vítreo, será muy difícil identificar todos los minerales presentes por medio de un análisis petrográfico. Para el caso de rocas intrusivas, su clasificación se realiza en base al contenido mineralógico (clasificación modal) obtenido del análisis petrográfico, utilizando el diagrama de STRECKEISEN (1976). Ambas clasificaciones han sido recomendadas para estos tipos de rocas por la International Union of Geological Sciences (IUGS; Le MAITRE, 1989).

En ocasiones, al diagrama TAS se le ha incorporado una línea divisoria para separar los campos alcalino y subalcalino, la cual fue propuesta previamente en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 por McDONALD y KATSURA (1964), KUNO (1966) y McDONALD (1968).

5.1.2 CÁLCULO DE LA NORMA CIPW

La norma CIPW consiste en un cálculo teórico de los componentes mineralógicos de las rocas ígneas, en base al análisis químico, los cuales son conocidos como minerales normativos. Este tipo de cálculo fue propuesto por CROSS *et al.* (1902, en: ROLLINSON, 1993 y BROWNLOW, 1996). Debido a que en este tipo de cálculos no se incluyen minerales hidratados, y además, se contemplan solamente los miembros finales de los grupos tales como piroxenos (sin incluir minerales como augita), la composición mineralógica obtenida mediante el cálculo de la norma puede diferir de la composición modal (BROWNLOW, 1996). Los procedimientos para el cálculo de los minerales normativos (norma CIPW) se explican con detalle en COX *et al.* (1979) y BEST (1982), existiendo actualmente programas de cómputo como los desarrollados por Le MAITRE (1993), VERMA y NAVARRO (1993) y VERMA *et al.* (2002).

5.1.3 NÚMERO DE MAGNESIO (Mg#)

El número de magnesio (Mg#) representa el porcentaje de la relación atómica de $Mg^{+2}/(Mg^{+2} + Fe^{+2})$ de acuerdo a VERMA *et al.* (2002). El Mg#, entre otros parámetros, es de gran importancia para la caracterización de magmas primarios, que se utilizan para inferir la composición del Manto a través de modelos de fusión parcial. De acuerdo a este parámetro, los magmas primarios generados en zonas oceánicas se identifican por presentar $Mg\# >63$ (GREEN, 1971), mientras que los magmas primarios generados en zonas continentales presentan $Mg\# \geq 62$ (LUHR, 1997). Otros parámetros que se utilizan para caracterizar magmas primarios son: $Ni >235$ ppm (SATO, 1977), $FeO_{Tot}/MgO <1.0$ (TATSUMI *et al.*, 1983), $SiO_2 <50\%$ y $Cr >1,000$ ppm (WILSON, 1989) para basaltos generados en zonas oceánicas, y $MgO >6\%$ (LUHR, 1997) para magmas primarios generados en zonas continentales.

5.1.4 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Un diagrama de variación consiste en un gráfico de dispersión para dos variables seleccionadas, cuya denominación como diagrama Harker ha sido en honor a Alfred Harker, quien en 1909 propuso este tipo de diagramas en su volumen conocido como “*Natural History of Igneous Rocks*”. En un diagrama Harker suele graficarse el contenido de SiO_2 , o bien el contenido de MgO ó el $Mg\#$ en el eje de las abscisas, contra el contenido de otro elemento (mayor o traza) en el eje de las ordenadas. La concentración de los elementos mayores que se utilizan para generar este tipo de diagramas debe ser recalculada a base anhidra (libre de volátiles).

Los diagramas de Harker se utilizan para determinar correlaciones tanto positivas como negativas en referencia al aumento de SiO_2 o a la disminución de MgO ó $Mg\#$. De acuerdo a WILSON (1989) y ROLLINSON (1993) las correlaciones de elementos mayores para series cogenéticas pueden indicar las siguientes tendencias de fraccionación de minerales. Por ejemplo, tendencias negativas de MgO , FeO_{Tot} y CaO indican fraccionamiento de olivino y piroxeno, tendencias negativas de TiO_2 y FeO_{Tot} se deben a la fraccionación de óxidos de titanio y hierro, respectivamente; mientras que una tendencia negativa para CaO es

correlacionable con una fraccionación inicial de piroxeno, seguido por una fraccionación de plagioclasa. Para el Al_2O_3 es típico encontrar primeramente un aumento debido a que no están fraccionando de manera importante fases ricas en aluminio (Plg, FA y Hb), concentrándose este elemento en el magma residual. Posteriormente se observa una disminución al fraccionarse este tipo de minerales; obteniendo comúnmente un gráfico en forma de parábola. Tendencias positivas para K_2O y Na_2O indicarán que no hay fraccionación de feldespato alcalino, acumulándose dichos elementos en el magma residual.

Las tendencias observables con algunos de los elementos traza son las siguientes: tendencia negativa para Sr se debe a la fraccionación de plagioclasa ya que este elemento entra en su estructura cristalina. Una tendencia negativa para Zr indicará la fraccionación de zircón. Por su parte, el Y se incorpora en granate y anfíbol dando una tendencia negativa cuando estos se fraccionan. El V se incorpora en la estructura cristalina de piroxeno, así como en óxidos de titanio y hierro, con lo cual mostrará una tendencia negativa. Una tendencia positiva para Rb, por lo general se relaciona con su acumulación en el magma residual, debido a que no ha fraccionado feldespato potásico, hornblenda y biotita, donde sustituye al K de la estructura cristalina. Una tendencia negativa de Ba está relacionada con fraccionación de micas y anfíbol.

Si las tendencias que se mencionan se presentan de manera muy clara, ésto nos indicará un proceso de cristalización fraccionada que mostrará una línea de descenso líquido para un grupo de muestras de un mismo complejo magmático.

Por otra parte, suelen utilizarse diagramas bivariados para representar la relación de elementos traza que nos puedan indicar cierto tipo de procesos como p.e. el grado de diferenciación magmática de las rocas. Un par de elementos de alta aplicación para este fin es Rb y Sr. Tomando en cuenta que el Rb es más incompatible que el Sr, la relación Rb/Sr se incrementará de manera significativa a medida que aumenta la diferenciación magmática (HANSON, 1989 en: BROWNLOW, 1996), presentando altos valores en esta relación (>0.10) las rocas evolucionadas (p.e. granito, sienita y riolita).

5.1.5 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Los diagramas multielementos también conocidos como diagramas de elementos incompatibles o de araña (*spider diagrams*), se pueden elaborar normalizando la concentración

de cada uno de los elementos incompatibles (Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, Nd, P, Zr, Sm, Ti, Tb e Y) respecto a los valores del Manto Primitivo propuestos p.e. por McDONOUGH *et al.* (1992) y SUN (1980). En la elaboración de estos diagramas, los elementos mencionados se ordenan de acuerdo a su incompatibilidad respecto a magmas generados por bajos grados de fusión parcial en el Manto. La incompatibilidad en los elementos disminuye de forma general hacia la derecha (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993), lo que indica que los elementos localizados más a la derecha en los diagramas, son retenidos más fuertemente en el Manto, es decir menos inmóviles (HOFMANN, 1988).

En un diagrama multielementos es de gran importancia considerar que a través de ellos se puede deducir la fraccionación de algunos minerales como por ejemplo el apatito y óxidos de titanio que serán indicados por anomalías negativas de P y Ti, respectivamente; mismas que serán más pronunciadas a medida que aumenta el grado de diferenciación en las rocas (ROLLINSON, 1993). Además, una característica importante para aquellas rocas que se han generado mediante un ambiente geotectónico de subducción es la anomalía negativa de Nb y Ta, los cuales pertenecen al grupo de los elementos conocidos como “*high-field-strength-elements*” (HFSE, p.e. Zr, Hf, Nb, Ta, Th y U), que por lo general son insolubles en los fluidos producidos durante la deshidratación de los minerales presentes en la placa subducida. Por otro lado, dichos fluidos son capaces de disolver los “*large ionic lithophile elements*” (LILE, p.e. Cs, Rb, K, Ba, Sr) y los elementos tierras raras ligeras (LREE, p.e. La, Ce, Eu) presentes en la porción del Manto localizado sobre la placa subducida, ocasionando que los magmas que ahí se generan, presenten una alta relación de LILE/HFSE con lo que será remarcada tal anomalía negativa (WILSON, 1989; McCULLOCH y GAMBLE, 1991; HAWKESWORTH *et al.*, 1994; TATSUMI y EGGINS, 1995; KEPPLER, 1996). Es importante mencionar que la asimilación de Corteza durante el ascenso de los magmas, también puede dar lugar al desacoplamiento en LILE/HFSE.

5.1.6 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TIERRAS RARAS

Los elementos tierras raras (REE) se han utilizado ampliamente para estudiar tanto la formación de magmas por fusión de rocas sólidas, así como las características de cristalización de los magmas (HANSON, 1989 en: BROWNLOW, 1996). Los REE forman un grupo

coherente de elementos traza debido a que poseen propiedades químicas similares como son carga y radio iónico.

El número atómico (Z) es utilizado para subdividir el grupo de los REE en elementos de las tierras raras ligeras (*Ligth Rare Earth Elements*, LREE) y elementos de las tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE). Los LREE tendrán un valor entre 57 y 62, mientras que los HREE presentarán un valor de Z mayor al del Eu (>63). Debido a que los elementos con Z par son más estables y abundantes que los elementos con Z impar, para el estudio de la distribución de REE es conveniente eliminar el patrón de *zig-zag* ocasionado por este efecto (efecto *Oddo Harkins*) al graficar la abundancia *vs.* Z . Este patrón de *zig-zag* se elimina realizando una normalización a condritas, lo cual consiste en dividir la concentración de REE en la muestra entre su respectiva concentración en las condritas que serán representativas de la materia del sistema solar original no fraccionado, obteniendo así un patrón suavizado (BROWNLOW, 1996).

El grado de fraccionación de una roca mediante un patrón de REE ó de Masuda-Coryell puede expresarse mediante la relación LREE (La ó Ce)/HREE (Yb ó Y), ambos elementos normalizados a condritas. La relación $(La/Yb)_n$ es comúnmente graficada ya sea contra Ce_n ó Yb_n , siendo una medida del grado de fraccionación de REE respecto al cambio en el contenido de REE. Bajo esta misma temática se pueden construir diagramas para medir el grado de fraccionación de LREE/MREE [$(La/Sm)_n$ *vs.* Sm_n], fraccionación de MREE/HREE [$(Gd/Yb)_n$ *vs.* Yb_n] y anomalía de $[Eu(La/Sm)_n$ *vs.* $(Eu/Eu^*)_n$] en patrones individuales. El patrón REE para una roca ígnea es controlado por la química de la fuente o del equilibrio cristal–fundido que ha tenido lugar durante su evolución (ROLLINSON, 1993).

Los REE tienen un radio iónico similar al del Ca, por lo que sustituyen fácilmente a este elemento en los minerales que constituyen las rocas. Por lo tanto, los REE normalmente se presentan en altas concentraciones en apatito, monazita y esfena, teniendo menores pero significativas cantidades en feldespato, piroxeno y anfíbol. De todos los REE, solamente el Eu sustituye al Sr en la plagioclasa.

Debido a la variación progresiva en el radio iónico, los REE tienen una tendencia a ser segregados dentro de diferentes minerales, p.e. en granate y piroxeno se concentran más las HREE cuyo radio iónico es bajo, mientras feldespato y apatito toman más fácilmente las LREE que poseen alto radio iónico (HALL, 1996).

En un patrón de REE, una anomalía de Eu es controlada principalmente por feldespato, particularmente en magmas félsicos, Eu^{+2} es compatible con plagioclasa y feldespato potásico, indicando condiciones reductoras, en contraste con REE^{+3} que son incompatibles. Por otra parte, Eu^{+3} indica condiciones oxidantes (ROLLINSON, 1993; HALL, 1996). La presencia de una anomalía negativa de Eu, indica fraccionación de plagioclasa y puede dar información de las condiciones de oxidación en la región de la fuente magmática. La fraccionación de granate del magma ó la presencia de éste como una fase residual en la región fuente, puede indicarse por empobrecimiento del magma en HREE (HALL, 1996; BEST y CHRISTIANSEN, 2001).

5.1.7 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

Los diagramas de discriminación tectonomagmática fueron inicialmente propuestos por PEARCE y CANN (1973) con la finalidad de identificar químicamente los magmas generados en distintos ambientes geotectónicos. Este tipo de diagramas consisten en gráficos bivariantes o triangulares, generados a partir de una base de datos que comprende elementos mayores y/o traza que se comportan de manera distinta en diferentes ambientes geotectónicos y que tienen la cualidad de no verse afectados por procesos secundarios tales como alteración o metamorfismo. La mayor aplicabilidad la tienen los diagramas construidos mediante elementos traza, debido a que reflejan más fielmente los eventos magmáticos a que fueron sometidos durante la generación de las rocas.

Posterior a estos autores se ha desarrollado una gran variedad de trabajos relacionados con este tema, dentro de los que se encuentran MULLEN (1983), FODOR y VETTER (1984), MESCHEDE (1986), PEARCE (1976, 1982), PEARCE *et al.* (1975, 1977), SHERVAIS (1982), WOOD (1980), y más recientemente RODRÍGUEZ-GARCÍA *et al.* (1996) y VASCONCELOS-FERNÁNDEZ *et al.* (1996). Compilación y comentarios sobre este tipo de diagramas se han concentrado en ROLLINSON (1993) y VERMA (1997). La mayoría de los diagramas de discriminación contemplan rocas volcánicas primitivas, debido a que presentarán el menor grado de contaminación cortical. Son restringidos los diagramas de discriminación aplicables a rocas plutónicas, dentro de los que se pueden considerar aquellos propuestos por PEARCE *et al.* (1984 en ROLLINSON, 1993) para rocas graníticas y los discutidos en VERMA (1997) para rocas gabróicas.

5.1.8 CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE Y PROCESOS MAGMÁTICOS

La generación de magmas se lleva a cabo principalmente por medio de fusión parcial de las rocas que componen el Manto superior y en menor medida por fusión de las rocas de la Corteza inferior o superior. Las profundidades a las cuales este fenómeno ocurre dependen por lo general del gradiente geotérmico, siendo de aproximadamente 60 km para el primer caso y de 35–45 km para el segundo caso. La fusión parcial es controlada principalmente por los cambios de presión y del contenido de volátiles. La composición del magma parental y los diferentes grados de fusión parcial que tienen lugar durante la generación del magma, pueden ser modelados cuantitativamente por medio de elementos traza incompatibles. La concentración de dichos elementos en el magma, dependerá del coeficiente de partición total (D) para cada uno de ellos, que a su vez controlará su concentración en los minerales existentes en las rocas que a partir de dicho magma se formen (BEST y CHRISTIANSEN, 2001). Tal coeficiente de partición, representa la relación entre la concentración un elemento en un mineral que cristaliza de un magma (C_s) y su concentración en el líquido (C_l).

La fuente magmática en donde se lleva a cabo la fusión parcial, puede ser caracterizada con base en el comportamiento de elementos traza altamente incompatibles presentes en las rocas representativas de magmas primarios (ver criterios en sección 5.1.3). Para ello, se utilizan gráficos bivariados de relación de pares de elementos cuyos valores de D son muy similares (p.e. Th/Ta–Th/Tb, Th/Ce–K/Ce). La línea de correlación entre esos pares de elementos, será indicativa de las características del Manto, y cada una de las fuentes del Manto estará representada por una línea de correlación en particular. Tal correlación entre los pares de elementos no se verá afectada por los diferentes grados de fusión parcial que sufrió la fuente. Pequeñas variaciones en dicha correlación, pueden reflejar heterogeneidad en la fuente, o bien, ser el resultado de modificaciones en la composición del magma por los procesos que se describirán en seguida (ROLLINSON, 1993).

Las características geoquímicas de los magmas primarios pueden verse modificadas por procesos magmáticos tales como cristalización fraccionada, AFC y mezcla de magmas, entre otros (ROLLINSON, 1993; BEST y CHRISTIANSEN, 2001).

La cristalización fraccionada consiste en la separación de cristales del líquido a partir de un magma, debido al enfriamiento del mismo, una vez que fluye en dirección hacia la superficie (WILSON, 1989). Durante la formación de los cristales, se incorporarán ciertos elementos traza en su estructura cristalina, dependiendo principalmente de su carga y radio iónico, así como también de la electronegatividad del elemento y de los efectos de la estructura cristalina. Por lo tanto, un elemento traza, dependiendo de su valor de D , puede sustituir a un elemento mayor en la estructura de un mineral ya cristalizado ó bien, permanecer en el líquido. De acuerdo a los valores de D es posible diferenciar entre elementos compatibles ($D > 1$) y elementos incompatibles ($D < 1$), siendo estos últimos concentrados preferentemente en la fase líquida durante la fusión y la cristalización, los cuales permiten conocer la naturaleza de la fuente, además de interpretar procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993). Es conocido, que la relación de un par de elementos altamente incompatibles, cuyos valores de D son muy similares (p.e. Y–Tb, Cs–Rb, Nb–Ta, La–Nb, Ta–Th), no variarán en el curso de la cristalización fraccionada y podrán variar muy poco durante las diferentes porciones de fusión parcial. Por lo tanto, el uso de gráficos bivariados para elementos con las características discutidas, son la base para identificar y desarrollar modelos cuantitativos para un grupo de rocas que se han generado por medio de cristalización fraccionada de un magma en particular, y la pendiente de la línea de correlación indicará la relación de la concentración de esos elementos en la fuente, siempre y cuando no hayan ocurrido modificaciones del magma original por procesos AFC o mezcla de magmas (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993; BEST y CHRISTIANSEN, 2001).

Los magmas, durante su ascenso hacia la superficie entran en contacto con las rocas encajonantes de la Corteza continental. La incorporación de estas rocas sólidas a un magma de diferente composición, se conoce como proceso de asimilación y da lugar a contaminaciones en el magma original (WILSON, 1989; BEST y CHRISTIANSEN, 2001). El término AFC ha sido utilizado por DePAOLO (1981) para definir procesos magmáticos en los cuales se tiene contaminación cortical acompañada por una cristalización fraccionada concurrente, donde el calor liberado por la cristalización permite la fusión de las rocas encajonantes. Cuando las cámaras magmáticas se desarrollan en la base de la Corteza o entre el Manto superior, pueden ocurrir procesos de cristalización sin contaminación cortical significativa, debido a la naturaleza refractaria de las rocas encajonantes. Cuando estos magmas ascienden a niveles

superiores de la Corteza, pueden ser contaminados por las rocas más fácilmente fundibles de la Corteza superior. En este caso, solamente los magmas más calientes y más primitivos, pueden ser contaminados de manera significativa (WILSON, 1989). Los procesos AFC pueden ser modelados cuantitativamente por medio de las ecuaciones derivadas por DePAOLO (1981b) y POWELL (1984), con las cuales es posible definir la concentración de un elemento traza en el magma original a partir de su concentración en el magma contaminado (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993).

La mezcla de magmas, consiste en la interacción de dos magmas con distintas características, que pueden haberse derivado de fuentes diferentes, o bien, de fuentes similares, dando como resultado un magma con una composición intermedia a la de los magmas originales (WILSON, 1989; BEST y CHRISTIANSEN, 2001). Existen algunas evidencias para la interpretación de rocas formadas por este proceso, dentro de las que se pueden mencionar texturas de desequilibrio tal como el cuarzo coexistiendo con olivino, inclusiones de vidrio (fundido) composicionalmente diferentes de la matriz vítrea que lo rodea, y las tendencias rectas en los diagramas de variación de elementos que estarán desviadas levemente de la composición del magma primario hacia la composición del magma híbrido. Si las rocas desarrolladas proceden de un magma híbrido homogéneo, su composición puede expresarse por una simple ecuación de balance de masas de la composición de los dos miembros finales de los magmas primarios y la proporción en que se mezclaron (BEST y CHRISTIANSEN, 2001).

Además de los modelados cuantitativos que se generan a partir de elementos traza incompatibles, es importante mencionar que otra herramienta de gran utilidad para describir los procesos magmáticos es el uso de isótopos radiogénicos naturales que presentan un decaimiento radiactivo de larga vida. Dentro de ellos se encuentran: Rb, Sr, Sm, Nd, Pb, Th y U (FAURE, 1986, WILSON, 1989). Estos isótopos radiogénicos no se ven afectados por los eventos de fraccionación química durante la formación y evolución de los magmas al ocurrir la fusión parcial, por lo que un magma heredará la composición isotópica de su fuente, la cual permanecerá constante durante los procesos de cristalización fraccionada subsecuentes, pero si puede ser alterada por contaminación cortical (FAURE, 1986; WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993). Los sistemas isotópicos de mayor utilidad para determinar las fuentes del Manto y las zonas de la Corteza son: Rb-Sr, Sm-Nd y U-Pb (WILSON, 1989).

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 TRITURACIÓN Y MOLIENDA

Las muestras seleccionadas para el análisis geoquímico de elementos mayores y traza fueron tratadas de la siguiente manera: con ayuda de un martillo geológico se eliminó la capa superficial con indicios de intemperismo, obteniendo una muestra fresca y libre de alteraciones (~3–4 Kg). Esta muestra fue fragmentada con quebradoras de quijadas a tamaños de grano $<1 \text{ cm}^3$, los cuales se mezclaron para homogeneizarlos y posteriormente se cuartearon con el fin de separar una porción de ~200 g para la molienda. La muestra fue molida dentro de un vial de ágata hasta obtener ~100 g de polvo con partículas menores a 400 mallas. Durante los procesos de trituración y molienda se han considerado algunos factores de importancia tales como la limpieza de los instrumentos utilizados, así como la trituración, molienda y desecho de una parte de cada muestra en cuestión para impregnar dichos utensilios con partículas de la roca y de esta manera evitar contaminación entre muestras consecutivas.

5.2.2 ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS

Los análisis geoquímicos fueron efectuados por el Dr. Rolf Romer en el Geoforschungszentrum (GFZ, Centro de Geoinvestigaciones) de Potsdam, Alemania. Los elementos mayores (excepto FeO) y algunos elementos traza se analizaron mediante la técnica de Fluorescencia de Rayos-X por Dispersión de Longitud de Onda (FRXDL) que se considera como un método estándar y bien establecido para el análisis de materiales geológicos debido a su rapidez, alta precisión, reproducibilidad y bajo costo (HAHN-WEINHEIMER *et al.*, 1984; GUEVARA y VERMA, 1987; POTTS, 1987; ROLLINSON, 1993; VERMA, 1995), cuyos principios básicos se discuten por FLETCHER (1981), HAHN-WEINHEIMER *et al.* (1984) y KRAMAR (1993). El Fe^{+2} fue determinado como FeO mediante el método de Pratt, mientras que la pérdida por ignición (PPI ó LOI) se determinó por el método gravimétrico a $1,000^\circ\text{C}$ utilizando los procedimientos indicados en HEINRICHS y HERRMANN (1990). El resultado

de PPI representa el contenido de los constituyentes volátiles, tal como H_2O^+ , CO_2 , SO_2 y F (ROLLINSON, 1993).

Para el análisis de elementos mayores por FRX se prepararon pastillas vítreas fundidas mezclando 1 g de muestra pulverizada y homogeneizada con 4 g de fundente. Como fundente se utilizó una mezcla de 66 % de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y 34 % en peso de LiBO_2 en estado granular y de calidad ultrapura, sometiéndola a un proceso de fusión hasta obtener pastillas homogéneas. Un proceso similar ha sido reportado por LOZANO-SANTA CRUZ *et al.* (1995).

Para el análisis de algunos elementos traza con esta misma técnica, se prepararon pastillas de polvo prensadas mezclando 4 g de muestra pulverizada y homogeneizada con 3 gotas de aglutinante *mowiol* de la marca Hoechst y aplicando, mediante una prensa, una presión de 30 ton/cm^2 durante un minuto.

El análisis por FRXDL se llevó a cabo con un espectrómetro secuencial de rayos-x de la marca PHILIPPS modelo PW2400 que utiliza un tubo de Rh para la generación de los rayos-x primarios. Como cristales analizadores posee $\text{LiF}(220)$, $\text{LiF}(200)$, $\text{Ge}(111)$, $\text{PE}(002)$ y PX1 , colimadores de 150μ , 300μ , 700μ , y detectores de centelleo y de xenon sellado.

Los elementos de las tierras raras (REE), así como algunos elementos traza fueron determinados por el método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Este método es utilizado para el análisis de una buena cantidad de elementos traza (incluyendo REE) con alta sensibilidad en materiales geológicos (LICHTE *et al.*, 1987 y JARVIS, 1990). Para este análisis por ICP-MS, la muestra pulverizada y homogeneizada se disolvió en una mezcla de HF-HClO_4 . La solución obtenida se introdujo a un sistema VG ELEMENTAL PLASMA QUAD SYSTEM PQ2+, y se trató bajo las condiciones que se indican en el manual del equipo.

5.3 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis geoquímicos son reportados en las tablas 5.1a–f, cuyos errores analíticos han sido de $\pm 1\%$ para elementos mayores y de $\pm 5\%$ para elementos traza. La interpretación se ha realizado de acuerdo a los aspectos discutidos en el subcapítulo 5.1.

Tabla 5.1a: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	Marc2	Merc	Prov	Colo	Carr
CLASIF.	Dio	CMDio	Granod	MDio	CMDio
C. GEOQUÍM.	SA	SA	SA	A	SA
SiO ₂	50.06	60.63	60.19	56.65	59.89
TiO ₂	1.09	0.55	0.68	0.72	0.59
Al ₂ O ₃	17.42	17.68	17.20	18.19	18.03
Fe ₂ O ₃	4.83	3.16	2.50	3.94	2.92
FeO	4.27	2.28	2.63	2.30	2.29
MnO	0.20	0.19	0.16	0.17	0.15
MgO	4.26	1.83	1.73	2.33	1.67
CaO	9.89	6.08	5.69	6.55	5.94
Na ₂ O	3.75	4.07	4.41	4.41	4.63
K ₂ O	2.59	1.93	3.09	3.41	2.63
P ₂ O ₅	0.65	0.34	0.32	0.39	0.29
H ₂ O	0.97	1.02	0.71	0.95	0.65
CO ₂	0.12	0.08	0.08	0.11	0.08
Suma	100.11	99.84	99.37	100.11	99.77
Li	9	12	13	20	21
Sc	21.0	10.0	8.3	12.0	6.6
V	287	77	96	161	92
Cr	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	7	5	4	6	6
Co	29	10	10	15	11
Zn	77	80	73	63	67
Cu	121	11	21	35	13
Ga	23	21	22	23	22
Rb	57	39	93	93	96
Sr	1,090	1,046	916	1,109	932
Y	24	23	31	27	28
Zr	157	155	183	178	171
Nb	16	8	17	14	13
Mo	1.2	0.4	0.8	0.8	0.6
Sn	1.3	1.1	1.6	1.5	1.3
Cs	1.7	0.7	1.8	2.2	1.9
Ba	660	624	680	856	819
La	33	28	36	37	34
Ce	65	56	76	74	68
Pr	9.2	7.8	9.6	9.6	8.5
Nd	38	31	37	39	33
Sm	7.9	6.1	7.4	7.8	6.8
Eu	2.60	2.10	2.20	2.50	2.10
Tb	1.00	0.81	0.96	0.93	0.86
Dy	5.20	4.20	5.00	4.80	4.50
Ho	0.98	0.82	0.96	0.92	0.86
Er	2.80	2.40	3.00	2.60	2.70
Tm	0.35	0.34	0.36	0.38	0.33
Yb	2.2	2.1	2.5	2.5	2.4
Lu	0.35	0.33	0.38	0.44	0.37
Ta	1.1	0.6	1.2	1.0	0.9
Pb	7.0	6.6	11.0	9.8	11.0
Th	5.1	3.9	8.8	8.5	6.5
U	1.55	1.50	2.70	3.20	2.50

Tabla 5.1b: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	Sard1	Sard3	Nog1	RFGb	RFPx	RFSi	RFDi	Mon1	Mon2	SJ1	RYe
CLASIF.	SieNef	CSie	SieNef	Gb	CGb	CSieFA	SieFA	CSie	Sie	SieFA	CSieFA
C. GEOQUÍM.	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	58.77	43.80	57.55	48.32	47.45	62.40	57.05	56.34	55.39	56.87	72.39
TiO ₂	0.58	3.26	0.28	2.73	2.24	0.28	1.04	1.59	1.69	1.06	0.08
Al ₂ O ₃	19.29	15.14	19.83	17.39	20.40	16.12	17.75	16.22	16.12	19.18	11.99
Fe ₂ O ₃	1.69	3.18	2.78	2.64	2.93	5.42	0.18	2.88	2.32	1.90	1.27
FeO	1.42	8.33	1.37	8.40	6.10	n.n.	6.41	4.85	5.81	3.05	0.58
MnO	0.13	0.22	0.16	0.21	0.12	0.15	0.16	0.17	0.18	0.11	0.03
MgO	0.35	4.33	0.27	3.48	4.03	0.12	1.15	2.41	2.45	1.32	0.07
CaO	0.83	8.13	1.16	9.52	10.79	1.61	3.55	5.14	4.83	3.42	0.07
Na ₂ O	9.05	3.66	9.48	3.99	3.65	5.87	6.40	4.86	5.25	7.35	5.13
K ₂ O	5.70	1.84	5.19	1.10	0.79	5.52	4.28	3.09	3.20	3.36	4.06
P ₂ O ₅	0.07	1.16	0.06	1.12	0.30	0.08	0.31	0.57	0.62	0.31	0.03
H ₂ O	0.56	2.75	0.84	0.79	0.81	1.08	0.74	1.36	1.53	0.88	0.58
CO ₂	0.04	4.15	0.46	0.32	0.50	1.21	0.08	0.10	0.55	0.14	0.04
Suma	98.48	99.95	99.41	100.00	100.10	99.83	99.10	99.58	99.95	98.94	96.32
Li	32	35	33	8	11	4	35	26	26.0	56.0	<1.0
Sc	1.7	14.0	1.8	22.0	20.0	4.7	3.0	13.0	13.0	2.1	0.6
V	<10	178	<10	155	559	<10	16	87	89	20	<10
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	16	<10	<10	15
Ni	2	5	2	<10	28	1	3	11	10	2	1
Co	0.8	28	1	29	39	0.5	7	17	16	8	0.1
Zn	76	90	76	93	61	96	84	89	86	82	398
Cu	5	40	4	56	50	3	14	27	27	12	2
Ga	32	23	35	24	23	30	24	25	25	27	49
Rb	144	22	156	14	12	135	57	81	96	97	547
Sr	16	739	32	686	800	18	475	438	433	847	3
Y	27	33	21	38	14	54	28	33	36	28	33
Zr	408	213	642	185	116	906	267	237	222	270	918
Nb	131	47	119	48	21	92	86	45	51	65	393
Mo	0.7	3.1	4.9	2.6	1.6	1.7	3.3	1.4	3.7	4.5	1.9
Sn	5.9	1.7	7.3	1.6	1.5	4.5	2.4	3.4	3.1	4.5	32.0
Cs	2.5	2.3	3.5	0.6	0.3	0.6	0.8	2.6	3.3	4.6	4.6
Ba	33	547	<30	348	229	114	1,302	784	910	2316	<30
La	60	42	43	49	18	84	56	46	51	45	26
Ce	125	85	78	110	37	156	104	92	101	81	66
Pr	15.0	11.0	8.7	14.0	4.6	19.0	12.0	12.0	13.0	9.5	8.0
Nd	51	45	27	57	18	65	43	45	50.0	33.0	25.0
Sm	8.9	9.1	4.7	11.0	3.8	11.0	7.6	8.8	9.7	6.3	6.9
Eu	0.85	3.20	0.43	3.10	1.50	1.20	2.80	2.90	3.20	3.50	0.09
Tb	1.20	1.20	0.74	1.50	0.54	1.60	1.10	1.20	1.40	0.96	1.40
Dy	5.70	5.90	4.20	7.80	2.90	8.80	5.60	6.20	6.90	5.20	9.10
Ho	1.00	1.10	0.85	1.40	0.53	1.80	1.10	1.20	1.30	1.00	1.80
Er	2.90	2.90	2.80	3.90	1.40	5.40	3.10	3.30	3.60	3.10	5.80
Tm	0.37	0.35	0.48	0.48	0.20	0.80	0.42	0.41	0.45	0.42	0.95
Yb	2.3	1.9	3.7	2.8	1.2	5.3	2.6	2.4	2.60	2.60	6.70
Lu	0.42	0.42	0.70	0.41	0.19	0.90	0.47	0.37	0.42	0.39	1.10
Ta	13.0	2.8	8.6	2.2	1.2	5.5	3.9	2.8	3.20	3.90	30.00
Pb	10.0	4.0	6.0	5.3	2.5	6.6	12.0	33.0	15.00	26.00	92.00
Th	15.0	4.1	10.0	6.5	2.6	14.0	4.3	11.0	9.60	11.00	72.00
U	3.30	1.00	11.00	0.90	0.60	1.40	1.20	3.10	2.70	3.10	18.00

Tabla 5.1c: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	Pata01	Sacr1	CPaz	SCMD	SCGb	ScSAG	Ros	RBa	Guad	PAN
CLASIF.	MGb	μSieFA	Foi	MDio	Gb	SieFA	SieNef	BA	SubB	Bas
C. GEOQUÍM.	A	A	A	SA	SA	A	A	A	A	A
SiO ₂	49.07	57.28	39.56	64.87	50.23	58.44	55.77	44.98	46.77	41.57
TiO ₂	2.07	0.39	2.35	0.39	1.51	0.98	0.36	2.89	2.32	1.99
Al ₂ O ₃	20.33	20.67	12.57	17.27	15.72	18.12	22.06	17.13	17.34	13.82
Fe ₂ O ₃	2.75	2.06	4.04	0.49	2.16	1.78	1.76	6.00	3.58	1.90
FeO	4.53	0.67	7.34	1.41	6.76	1.54	0.78	5.11	6.47	9.48
MnO	0.12	0.12	0.20	0.06	0.15	0.14	0.15	0.23	0.16	0.20
MgO	3.41	0.55	11.06	1.02	6.60	0.97	0.32	4.93	4.87	10.64
CaO	9.85	2.00	13.17	4.05	10.83	2.19	0.96	11.76	10.05	11.38
Na ₂ O	4.06	8.41	4.45	4.85	3.13	6.14	10.19	3.11	3.78	3.88
K ₂ O	1.35	6.41	1.09	4.18	1.39	6.17	6.54	1.47	1.27	1.15
P ₂ O ₅	0.65	0.18	1.73	0.17	0.40	0.20	0.06	0.71	0.59	1.31
H ₂ O	1.12	0.93	1.46	0.61	1.02	1.13	0.98	0.62	2.52	0.95
CO ₂	0.55	0.11	0.13	0.11	0.36	0.28	0.23	0.12	0.12	0.10
Suma	99.86	99.76	99.15	99.47	100.25	98.07	100.17	99.06	99.86	98.37
Li	17.0	17.0	9.0	2.7	8.0	28.0	18.0	14.0	8.0	<1.0
Sc	11.0	1.4	25.0	3.7	26.0	2.0	1.1	19.0	20.0	27
V	176	<10	247	68	202	52	10	259	264	229
Cr	<10	<10	245	<10	35	<10	<10	67	30	314
Ni	12	2	149	5	36	4	2	34	34	203
Co	24	1.8	59	4	48	3.1	1.4	46	40	47
Zn	50	76	70	19	64	70	85	100	82	94
Cu	22	8	80	39	54	23	5	90	80	71
Ga	23	29	21	22	20	21	26	27	24	19
Rb	30	152	29	117	39	135	201	34	23	30
Sr	1,127	1165	1379	866	544	268	142	698	758	1,360
Y	15	18	33	15	20	27	18	31	24	32
Zr	102	550	229	179	194	236	346	258	198	269
Nb	67.0	140.0	77.0	18.0	22.0	118.0	140.0	79.0	38.0	61.0
Mo	2.1	8.1	3.5	0.9	1.7	2.4	5.3	3.1	2.0	2
Sn	2.3	1.8	1.7	0.8	2.2	1.5	0.9	2.2	1.6	2
Cs	1.8	3.0	0.9	0.5	0.9	3.5	2.7	1.0	0.6	0.9
Ba	606	856	966	1235	261	1400	177	706	469	817
La	28	86	96	35	28	81	67	56	35	87
Ce	57	152	170	63	61	149	90	112	73	151
Pr	6.0	15.0	20.0	6.8	7.5	16.0	7.3	13.0	9.1	17.2
Nd	25.0	50.0	75.0	25.0	29.0	55.0	18.0	50.0	36.0	59.7
Sm	5.5	7.7	13.0	4.4	6.0	9.2	2.4	9.2	7.3	10.4
Eu	1.7	2.0	4.0	1.3	1.8	2.9	0.7	3.0	2.4	3.2
Tb	0.59	0.65	1.40	0.57	0.81	0.98	0.37	1.20	0.93	1.2
Dy	2.90	3.80	6.80	2.60	4.30	5.00	2.10	5.80	4.80	6.4
Ho	0.51	0.73	1.20	0.46	0.78	0.89	0.48	1.00	0.86	1.2
Er	1.30	1.90	3.40	1.40	2.20	2.40	1.70	2.90	2.40	3.3
Tm	0.18	0.29	0.40	0.23	0.30	0.34	0.27	0.36	0.31	0.41
Yb	1.10	1.80	2.30	1.80	1.80	2.20	2.00	2.10	1.90	2.5
Lu	0.15	0.26	0.37	0.29	0.26	0.27	0.31	0.32	0.29	0.35
Ta	1.70	7.70	3.60	0.90	1.40	8.10	5.40	4.50	2.20	4.17
Pb	6.00	12.00	5.30	6.40	5.10	14.00	15.00	6.60	3.50	<1.0
Th	4.00	14.00	11.50	8.10	5.40	13.00	30.00	7.90	3.80	11.86
U	1.00	3.40	2.70	2.40	1.40	3.30	4.30	2.10	1.10	2.28

Tabla 5.1d: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas y xenolitos del Manto de la Sierra de Tamaulipas. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	SJu2	Cau	Nub6	RCV1	Sal14	JMM	MSFB	MSF25a	MSF3	Huac	LAG1	Gor3
CLASIF.	BA	T	μGrFA	SieFoi	MDio	BA	BA	Xen	Xen	BA	BA	GrFA
C. GEOQUIM.	A	A	SA	A	A	A	A	A	A	A	A	SA
SiO ₂	45.71	59.77	71.84	52.47	60.78	43.74	46.19	43.94	44.00	45.66	47.39	68.16
TiO ₂	1.83	0.58	0.37	1.13	0.39	2.55	1.84	0.10	0.08	2.22	2.21	0.53
Al ₂ O ₃	14.07	17.69	11.19	18.05	18.04	13.42	14.24	3.09	2.98	14.18	15.12	11.78
Fe ₂ O ₃	1.98	3.46	5.86	4.22	2.39	5.47	2.75	5.74	1.85	2.83	3.38	3.64
FeO	8.83	2.43	n.n	3.23	1.32	6.08	9.40	3.20	6.39	8.82	8.16	3.10
MnO	0.16	0.19	0.31	0.22	0.15	0.16	0.17	0.14	0.13	0.17	0.17	0.23
MgO	10.67	0.64	0.12	2.19	1.12	10.18	9.91	39.87	40.14	10.32	8.31	0.10
CaO	10.31	1.72	0.26	4.10	4.50	9.35	8.74	2.66	2.80	9.42	8.87	0.79
Na ₂ O	3.09	7.19	3.97	7.15	4.92	2.89	3.21	0.28	0.30	3.60	3.64	5.38
K ₂ O	0.77	5.16	4.69	3.17	3.94	1.78	1.11	<0.02	<0.02	1.23	1.06	4.68
P ₂ O ₅	0.37	0.22	0.03	0.47	0.20	0.77	0.36	0.03	0.03	0.53	0.51	0.06
H ₂ O	1.53	0.73	1.30	3.39	1.26	3.23	1.63	0.79	0.79	0.33	0.58	0.71
CO ₂	0.10	0.04	0.15	0.37	0.96	0.10	0.07	0.27	0.11	0.09	0.09	0.03
Suma	99.44	99.82	100.09	100.17	99.99	99.71	99.62	100.11	99.61	99.39	99.50	99.20
Li	6.0	20	6	15	6	9	8	0.9	1.6	7	6	26
Sc	27.0	6.3	1.4	6.7	6.0	20.0	23.0	9.0	3.0	25.0	20.0	5.1
V	226	<10	<10	55	98	206	185	68	59	221	187	<10
Cr	371	<10	<10	<10	<10	236	302	2577	2678	299	227	<10
Ni	198	1	2	11	5	169	203	1,951	1,926	175	140	1
Co	66	2	0.1	13	7	58	61	105	105	65	52	0.3
Zn	70	129	246	83	75	91	92	42	41	82	78	152
Cu	74	7	6	25	16	62	71	28	4	65	57	6
Ga	20	31	34	20	22	22	21	3	3	21	20	36
Rb	10	107.0	121.0	63.0	100.0	19.0	10.0	0.3	0.3	10.0	11.0	78.0
Sr	481	154.0	8.0	482.0	1,266.0	800.0	411.0	7.2	7.5	590.0	588.0	12.0
Y	19	58	86	28	18	20	19	<10	<10	23	20	97
Zr	131	759	719	250	136	222	147	<20	<20	148	129	554
Nb	26.0	172.0	108.0	101.0	7.0	62.0	29.0	0.2	0.3	41.0	29.0	79.0
Mo	1.2	5.8	7.4	4.9	0.2	3.7	1.5	0.2	0.1	3.0	2.1	2.8
Sn	1.2	6.1	6.1	1.7	0.7	1.9	1.4	0.1	0.1	1.5	1.2	4.6
Cs	0.3	0.8	1.0	0.9	0.8	0.6	0.3	<0.1	<0.1	0.3	0.2	0.7
Ba	264	733	<30	2,120	673	513	212	<30	<30	256	394	337
La	22	104	93	73	21	41	18	<1	1	27	24	89
Ce	45	198	195	127	41	84	38	<1	2	55	50	153
Pr	5.7	21.0	23.0	13.0	5.9	10.0	5.0	0.1	0.2	6.9	6.2	23.0
Nd	23.0	70.0	86.0	43.0	24.0	39.0	21.0	0.5	0.8	28.0	26.0	92.0
Sm	4.8	12.0	18.0	6.7	4.7	7.6	4.7	0.2	0.2	6.0	5.5	19.0
Eu	1.70	2.60	1.70	3.10	1.60	2.50	1.60	0.08	0.07	2.10	2.10	4.20
Tb	0.71	1.80	2.80	0.89	0.55	0.93	0.70	0.06	0.06	0.82	0.79	3.20
Dy	3.80	10.00	16.00	4.80	2.90	4.60	3.80	0.41	0.39	4.40	4.20	18.00
Ho	0.69	1.90	3.10	0.93	0.52	0.78	0.68	0.09	0.09	0.78	0.77	3.50
Er	1.90	5.90	9.30	3.00	1.60	2.00	1.90	0.28	0.28	2.10	2.10	10.00
Tm	0.25	0.80	1.20	0.37	0.20	0.25	0.26	0.04	0.04	0.28	0.27	1.40
Yb	1.50	5.10	8.10	2.60	1.40	1.40	1.50	0.31	0.30	1.60	1.60	9.00
Lu	0.23	0.80	1.30	0.44	0.22	0.21	0.23	0.05	0.05	0.24	0.24	1.50
Ta	1.50	10.00	6.30	5.40	0.40	3.30	2.20	0.16	0.18	2.10	2.00	4.50
Pb	1.90	12.00	23.00	6.80	4.80	3.40	1.70	0.16	0.12	2.50	2.10	14.00
Th	2.80	20.00	18.00	12.00	4.40	4.90	1.70	0.03	0.04	3.20	2.70	11.00
U	0.70	2.80	3.60	2.90	1.90	1.30	0.50	0.04	0.02	1.00	0.60	3.00

Tabla 5.1e: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Ígneo del Rancho El Picacho). Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	PiSN	PiGr	PiGb	PiRN	PiAL	PiSO
CLASIF.	SieFAFoi	CSieFA	Gb	Foid	Gb	Soevita
C. GEOQUÍM.	A	A	A	A	A	NA
SiO ₂	53.25	65.31	44.59	46.92	40.92	9.66
TiO ₂	1.15	0.40	3.18	1.80	4.02	0.01
Al ₂ O ₃	18.66	16.90	11.03	19.35	7.28	0.12
Fe ₂ O ₃	2.16	2.11	2.83	4.14	5.21	4.29
FeO	3.06	0.87	8.61	2.27	9.53	1.86
MnO	0.17	0.08	0.17	0.14	0.17	0.67
MgO	1.79	0.56	11.84	1.72	11.84	3.48
CaO	4.30	1.42	11.38	5.51	15.14	41.97
Na ₂ O	7.63	6.10	2.41	10.28	1.48	0.09
K ₂ O	4.07	4.85	0.78	4.17	1.06	0.02
P ₂ O ₅	0.31	0.13	0.32	0.40	0.19	0.53
H ₂ O	1.21	0.45	1.41	1.10	1.17	1.14
CO ₂	1.42	0.10	0.73	1.39	1.31	36.32
Suma	99.21	99.26	99.27	99.18	99.33	100.15
Li	24	17	5	5	26	1.2
Sc	5.5	1.6	28.0	2.3	45.0	5.8
V	71	<10	231	101	502	31
Cr	37	<10	568	<10	489	<10
Ni	14	3	239	7	187	20
Co	11	3	64	11	86	3
Zn	106	62	82	92	90	43
Cu	23	5	85	25	111	3
Ga	32	25	18	43	20	26
Rb	111.0	125.0	11	131	20	1
Sr	946.0	344.0	575	1,091	250	1,409
Y	22	19	20	29	22	792
Zr	566	567	147	1,086	135	45
Nb	128.0	67.0	43.0	398.0	30.0	2.7
Mo	11.0	2.1	1.7	4.3	11.0	8.2
Sn	2.3	2.3	1.4	4.0	1.9	0.1
Cs	1.7	1.8	0.4	1.2	0.7	0.2
Ba	1,155	964	277	759	305	4,579
La	82	54	22	76	24	1728
Ce	125	96	48	177	50	2,901
Pr	13.0	9.4	6.2	22.0	6.6	311.0
Nd	42.0	29.0	26.0	80.0	28.0	1,010.0
Sm	6.3	4.5	5.7	15.0	6.5	169.0
Eu	2.30	1.60	2.1	4.8	2.3	62.0
Tb	0.78	0.55	0.81	1.70	0.96	35.00
Dy	4.00	2.90	4.1	7.9	5.0	177.0
Ho	0.75	0.56	0.71	1.30	0.88	26.00
Er	2.30	1.70	1.9	3.4	2.3	48.0
Tm	0.33	0.26	0.24	0.34	0.24	5.20
Yb	2.10	1.80	1.3	2.0	1.6	24.0
Lu	0.41	0.35	0.20	0.34	0.22	2.10
Ta	5.40	4.80	2.9	21.0	1.6	0.2
Pb	12.00	19.00	4.5	3.6	3.4	31.0
Th	18.00	19.00	2.5	9.6	3.1	617.0
U	5.70	3.30	0.6	1.8	0.9	1.7

Tabla 5.1f: Resultados analíticos de elementos mayores [% peso] y traza [ppm] para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico y Sierra de Otontepec. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección.

MUESTRA	Horc	CP	Auza	Mora	Tant	SFra	Oton	Camp	Cuam
CLASIF.	FOI	F	Bas	GbFoi	BA	Haw	Haw	Haw	Bas
C. GEOQUÍM.	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	40.87	51.00	42.27	46.33	46.09	45.69	46.97	47.73	45.01
TiO ₂	5.86	0.75	2.82	2.45	2.49	2.79	3.17	2.78	3.29
Al ₂ O ₃	11.51	15.79	13.32	16.51	14.96	15.57	16.78	16.79	16.15
Fe ₂ O ₃	4.57	5.69	3.87	2.70	2.40	3.43	4.24	4.58	4.86
FeO	9.05	1.80	8.44	7.68	9.11	7.97	8.30	7.49	7.89
MnO	0.16	0.29	0.19	0.15	0.18	0.18	0.20	0.21	0.18
MgO	7.68	1.92	9.43	5.62	8.21	7.55	4.71	4.05	6.15
CaO	9.39	4.13	11.32	11.19	8.95	8.59	7.47	7.24	8.38
Na ₂ O	3.92	10.23	4.25	3.82	3.67	3.85	4.28	5.04	4.22
K ₂ O	3.66	2.87	0.96	0.65	0.99	1.41	1.35	1.51	1.24
P ₂ O ₅	1.28	0.67	1.01	0.39	0.58	0.68	0.75	0.93	0.62
H ₂ O	1.16	4.00	1.17	1.71	1.51	1.77	1.78	0.86	1.21
CO ₂	0.06	0.19	0.17	0.08	0.10	0.08	0.10	0.07	0.12
Suma	99.17	99.33	99.22	99.28	99.22	99.55	100.11	99.29	99.31
Li	10	30	7	6	8	8	11	10	8
Sc	17.0	2.7	23.0	30.0	22.0	20.0	14.0	12.0	17.0
V	236	36	228	236	191	177	151	97	163
Cr	15	10	228	194	245	176	<10	<10	<10
Ni	78	18	144	49	131	92	10	5	40
Co	58	8	56	41	50	46	35	30	50
Zn	132	249	78	68	81	74	77	80	87
Cu	81	10	72	74	59	60	31	35	65
Ga	29	45	22	22	21	21	23	24	23
Rb	56	43	18	11	14	19	17	19	14
Sr	1,061	4,807	861	524	674	740	792	906	809
Y	32	90	30	22	24	29	27	29	28
Zr	579	1,528	230	149	216	274	255	275	262
Nb	119	378	69	28	48	59	64	73	47
Mo	6.1	1.0	3.5	1.5	2.9	2.6	3.2	4.2	2.8
Sn	4.7	5.7	1.8	1.4	2.0	2.3	2.1	2.2	2.3
Cs	0.7	0.1	0.4	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3
Ba	600	1,778	500	210	379	383	467	556	320
La	94	372	64	19	38	39	42	52	34
Ce	205	782	129	43	73	82	87	104	74
Pr	25.0	74.0	15.0	5.6	8.5	9.9	10.0	12.0	9.2
Nd	98	243	56	23	33	39	41	48	39
Sm	19.0	38.0	10.0	5.4	6.5	7.7	8.1	9.2	8.0
Eu	5.8	12.0	3.4	2.0	2.3	2.6	2.8	3.2	2.8
Tb	2.10	4.20	1.30	0.82	0.93	1.00	1.10	1.20	1.10
Dy	9.7	19.0	6.5	4.4	4.8	5.3	5.8	6.1	5.9
Ho	1.60	3.30	1.20	0.83	0.91	0.97	1.10	1.20	1.10
Er	4.0	9.2	3.2	2.3	2.5	2.7	3.0	3.1	3.0
Tm	0.38	1.00	0.37	0.29	0.33	0.34	0.39	0.43	0.39
Yb	2.0	5.2	2.2	1.8	1.9	2.0	2.4	2.4	2.3
Lu	0.28	0.82	0.35	0.26	0.30	0.31	0.36	0.39	0.35
Ta	7.3	23.0	3.7	1.4	2.4	3.2	3.2	3.7	2.4
Pb	6.0	41.0	2.9	1.9	3.1	3.0	3.2	3.6	2.7
Th	12.0	53.0	6.9	2.1	5.5	4.8	4.6	6.1	3.5
U	3.1	18.0	1.7	0.6	1.4	1.4	1.3	1.7	1.0

ABREVIATURAS PARA TABLAS 5.1a–f:

A: alcalino
BA: basalto alcalino
Bas: basanita
CGb: cuarzogabro
C. GEOQUÍM.: carácter geoquímico
CMDio: cuarzomonzodiorita
CSie: cuarzosenita
CSieFA: cuarzosenita de feldespato alcalino
Dio: diorita
F: fonolita
FOI: foidita
Foid: foidolita
FOl: fonolita de olivino
Gb: gabro
Granod: granodiorita
GrFA: granito de feldespato alcalino
Haw: hawaiita
MDio: monzodiorita
MGB: monzogabro
 μ GrFA: microgranito de feldespato alcalino
 μ SieFA: microsienita de feldespato alcalino
NA: no aplica
SA: subalcalino
Sie: sienita
SieFA: sienita de feldespato alcalino
SieFAFoi: sienita de feldespato alcalino con feldespatoide
SieFoi: sienita con feldespatoide
SieNef: sienita nefelínica
SubB: subvolcánica basáltica
SubMGB: subintrusiva monzogabróica
T: traquita
Xen: xenolito

5.3.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCÁNICAS, DETERMINACIÓN DEL CARÁCTER GEOQUÍMICO DE LOS MAGMAS, NORMATIVIDAD DE LAS ROCAS Y NÚMERO DE MAGNESIO

La clasificación geoquímica de las rocas volcánicas del área de estudio se ha llevado a cabo mediante el diagrama de TAS (Fig. 5.1), utilizando los datos analíticos recalculados al 100 % en base seca. Para las rocas intrusivas, se ha utilizado este mismo diagrama sólo con la finalidad de determinar el carácter geoquímico de los magmas (Fig. 5.2), ya que su clasificación se ha efectuado mediante la composición modal (tabla 4.1) utilizando el diagrama de STRECKEISEN (1976, Fig. 4.1). Ambas clasificaciones han sido recomendadas por la International Union of Geological Sciences (IUGS) en Le BAS *et al.* (1986).

Para definir el carácter geoquímico de los magmas, en los diagramas de TAS (Figs. 5.1 y 5.2) se ha utilizado la línea divisoria que separa los campos alcalino y subalcalino, establecida previamente por McDONALD y KATSURA (1964) y McDONALD (1968).

El cálculo de los minerales normativos se realizó con el programa de cómputo SINCLAS de VERMA *et al.* (2002). Es un programa escrito en MS-VisualBasic que puede leer los datos de entrada a partir de una hoja de cálculo generada en STATISTICA ó MS-Excel. El programa manipula la relación Fe_2O_3/FeO de acuerdo a las consideraciones expuestas por Le BAS (1986), Le MAITRE (1976) y MIDDLEMOST (1989), siendo esta última la utilizada en el presente trabajo. Posterior a ello, recalcula la concentración de los elementos mayores en forma de óxidos, ajustándolos al 100 % en base anhidra, reportando los minerales normativos correspondientes y la clasificación de la roca en base al diagrama de TAS (total de álcalis vs. sílice) de acuerdo a Le BAS *et al.* (1986) y a Le BAS (1989, 2000).

Los resultados obtenidos del cálculo de la norma CIPW se presentan en el Anexo 1 (tablas A1.1–A1.5). La clasificación química de las rocas volcánicas del área, el carácter geoquímico de los magmas, los minerales normativos y el Mg# se discuten a continuación.

De acuerdo al diagrama de TAS (Fig. 5.1), las rocas volcánicas del área de estudio se clasifican en: basalto alcalino (RBa), foidita del tipo nefelinita (CPaz) y basanita (SCBP) para la SSCC; basalto alcalino (SJU-2, Huac, JMM, LAg-1 y MSFB) y traquita (Cau) para la ST; fonolita del tipo melanefelinita (Horc), fonolita (CP) y basanita (Auza) para la PT; así como basalto alcalino (Tant, Mora), hawaiiita (SFra, Camp y Oton) y basanita (Cuam) para la SOT.

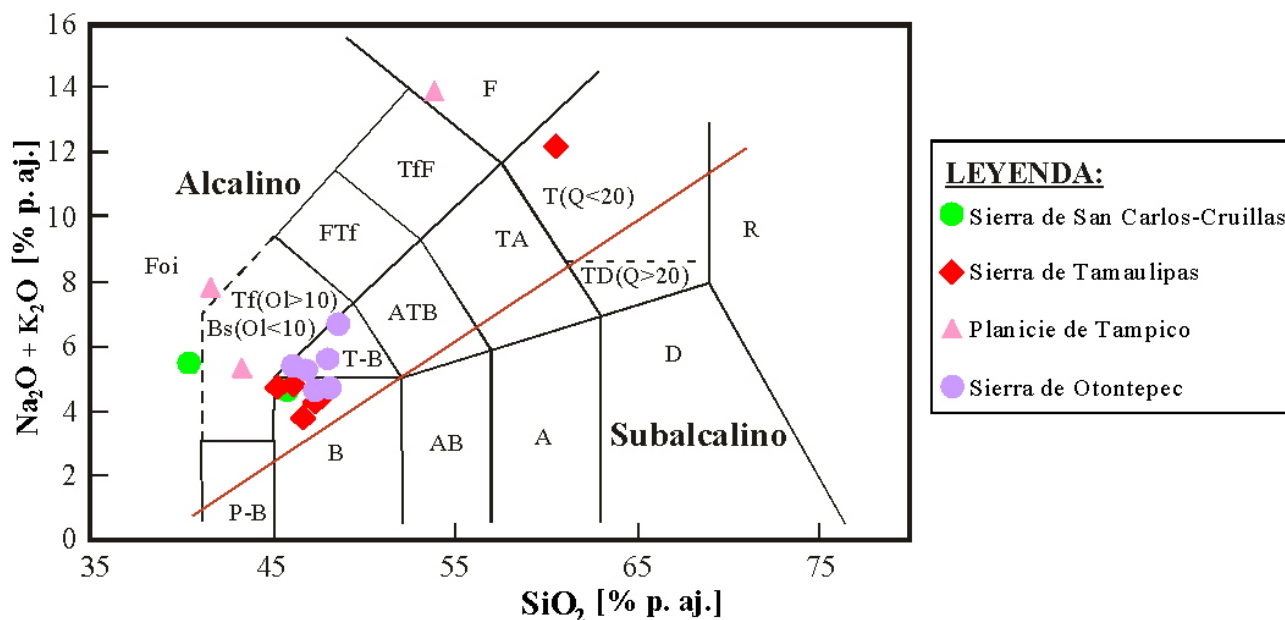


Fig. 5.1. Diagrama de TAS para la clasificación de rocas volcánicas de la PAOM, propuesto por Le BAS *et al.* (1986) y Le MAITRE *et al.* (1989). P-B: picrobasalto, B: basalto, AB: andesita basáltica, A: andesita, D: dacita, R: riolita, TF: tefrita, Bs: basanita, T-B: traquibasalto, ATB: andesita traquibasáltica, TA: traquiandesita, T: traquita, TD: traquidacita, FTf: fonotefrita, Tff: tefrifonolita, F: fonolita, Ff: foidita. La línea de color rojo divide los campos alcalino y subalcalino de acuerdo a McDONALD y KATSURA (1964).

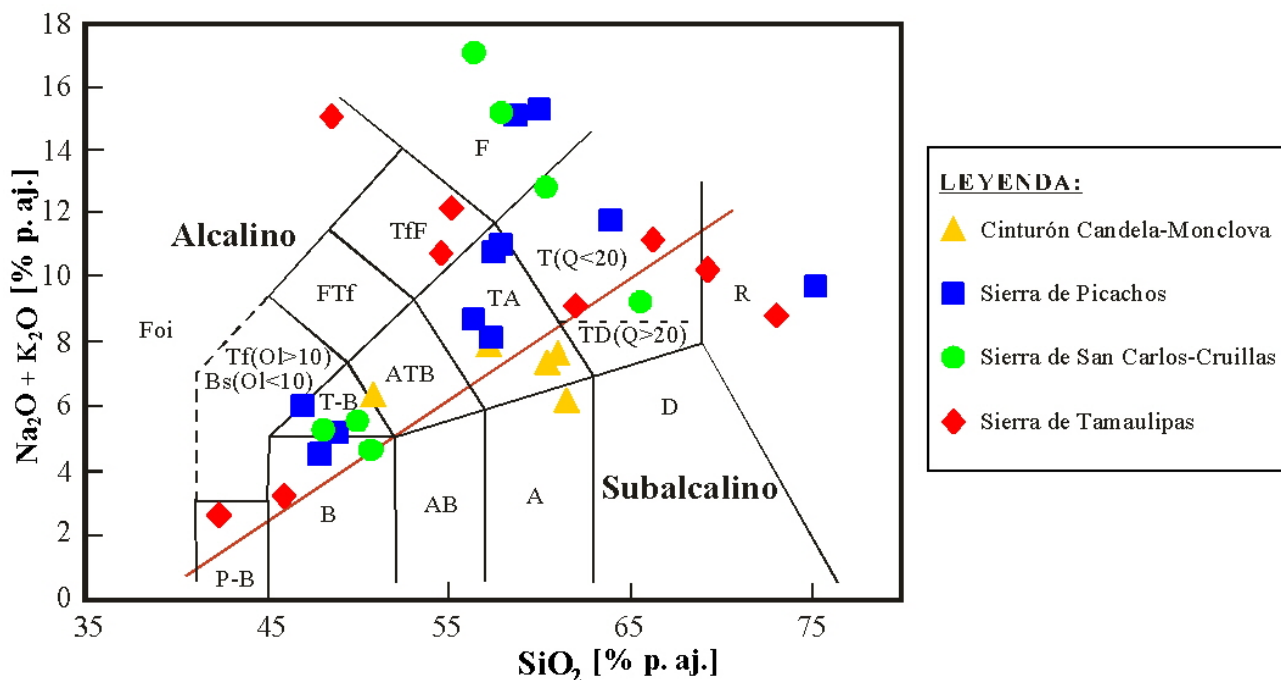


Fig. 5.2. Diagrama de TAS para determinar el carácter geoquímico de las rocas intrusivas de la PAOM. Los campos indicados para rocas volcánicas corresponden con Le BAS *et al.* (1986) y Le MAITRE *et al.* (1989) de la figura 5.1. La línea de color rojo divide los campos alcalino y subalcalino de acuerdo a McDONALD y KATSURA (1964).

Es importante mencionar que además de las rocas aquí incluidas, existen flujos, sills y diques de composición basáltica y riolítica en el CCM (MORTON-BERMEA, 1995; COREMI, 1999), sills y diques clasificados como basanita, tefrita, basalto alcalino, fonolita y mugarita en la SP (MORTON-BERMEA, 1990), fonotefrita en la SSCC (RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, 2003), basalto subalcalino, basanita, hawaiiita y latita para la ST (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996, 1997) y basalto alcalino para la PT (ROBIN y TOURNON, 1978; CANTAGREL y ROBIN, 1979).

El carácter geoquímico de los magmas que originaron las rocas tanto intrusivas como extrusivas de la PAOM, determinado con el diagrama de TAS (Figs. 5.1 y 5.2) se discute a continuación. Además, se discute la normatividad de las rocas y los valores del Mg#, obtenidos mediante el cálculo de la norma CIPW. Por otra parte, es muy importante recalcar que solo en la SP se tiene una distribución bimodal. La aparente bimodalidad que se observa en estas figuras para las localidades restantes de la PAOM no existe, siendo un resultado del muestreo en base a una comparación con los tipos de roca reportados en trabajos previos.

a) Cinturón Candela-Monclova: el carácter de los magmas que dieron lugar a las rocas intrusivas de esta localidad es predominantemente subalcalino, aunque se presentan dos muestras (Colo y Marc-2) con carácter ligeramente alcalino. Esto coincide con lo determinado por MORTON-BERMEA (1995). Todas las rocas intrusivas de esta localidad son normativas en cuarzo e hiperstena, teniendo solamente la diorita Marc-2 con normatividad en nefelina (tabla A1.1). Los valores del Mg# varían de 53.69 en la diorita Marc-2 hasta 45.12 en la cuarzomonzodiorita Carr (tabla A1.1), no teniendo magmas que puedan caracterizarse como primarios en zonas continentales, de acuerdo a los criterios indicados por LUHR (1997).

b) Sierra de Picachos: todas las muestras analizadas de esta localidad representan magmas de carácter alcalino. Sin embargo, MORTON-BERMEA (1990) y MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991) indican la presencia de algunos cumulos con carácter subalcalino. Las muestras de sienita Mon-2, cuarzosienita Sard-3 y Mon-1, y cuarzosienita de feldespatos alcalinos RFSi y RYe son normativas en cuarzo. Las muestras de sienita nefelínica Sard-1 y Nog-1, el cuarzogabro RFPx y la sienita de feldespatos alcalinos SJ-1 y RFDi son normativas en nefelina.

Todas las muestras que son normativas en cuarzo, presentan también normatividad en hiperstena, teniendo que solo el gabro RFGb es normativo en hiperstena (tabla A1.2). En esta localidad no se presentan rocas con características de magmas primarios, según criterio de LUHR (1997).

c) Sierra de San Carlos-Cruillas: las rocas intrusivas de esta localidad corresponden con magmas tanto de carácter subalcalino como alcalino, predominando el carácter alcalino. En el primer tipo se encuentra el gabro del área de Rincón Murillo (SCGb) y la monzodiorita del área de San José (SCMD), mientras que en el segundo tipo se tienen las rocas intrusivas restantes clasificadas como sienita (Sacr, Ros, SCSAG) y monzogabro (Pata-01 y Guad). Lo anterior concuerda con el carácter de los magmas determinado por NICK (1988) para estos tipos de rocas y por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1989) para sienitas alcalinas de la Bufo del Diente. Por otra parte, todas las rocas volcánicas del área presentan un carácter geoquímico alcalino. La monzodiorita SCMD es normativa en cuarzo e hiperstena, las muestras restantes con excepción del gabro SCGb con normatividad en hiperstena, son normativas en nefelina. El Mg# varía de 67.93 para la fonolita CPaz hasta 25.94 para la sienita nefelínica Ros (tabla A1.3), teniendo la foidita CPaz y la basanita PAN como representativas de magmas primarios.

d) Sierra de Tamaulipas: los magmas que dieron origen a las rocas tanto intrusivas como volcánicas de esta localidad presentan un carácter geoquímico predominantemente alcalino. No obstante, los magmas que originaron rocas clasificadas como monzodiorita y cuarzosenita del CIRS (VIERA-DÉCIDA, 1998), sienita y granito del CICST y algunas rocas volcánicas de la parte periférica de esta sierra (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996), así como las rocas clasificadas como granito (Nub-6 y Gor-3) en este trabajo, presentan un carácter subalcalino.

Las muestras de microgranito de feldespatos alcalinos Nub-6, monzodiorita Sal-14, granito de feldespatos alcalinos Gor-3 y cuarzosenita de feldespatos alcalinos PiGr, son normativas en cuarzo e hiperstena (tabla A1.4). Las muestras de basalto alcalino SJu-2, Huac, JMM, LAg-1 y MSFB, la traquita Cau, las muestras de sienita con feldespatos RCV-1 y PiSN, el gabro PiGb, la roca nefelínica (foidolita PiRN) y el gabro PiAl presentan normatividad en nefelina (tabla A1.4). El Mg# varía de 67.90 en SJu-2 hasta 3.80 en Gor-3

(tabla A1.4). Con base en ello, las muestras de basalto alcalino SJu-2, JMM, MSFB y Huac, y las muestras de gabro PiGb y PiAl son representativas de magmas primarios.

e) Planicie de Tampico: todas las rocas ígneas de esta localidad son volcánicas y con un carácter geoquímico alcalino, en concordancia con lo determinado por OROZCO-ESQUIVEL (1995) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) para muestras de esta localidad.

Todas las muestras analizadas de esta localidad son normativas en nefelina, con valores del Mg# que varían de 62.46 para Auza hasta 41.70 para CP (tabla A1.5), siendo la primer muestra la que presenta características de un magma primario.

f) Sierra de Otontepec: las rocas volcánicas y subvolcánicas de esta localidad presentan un carácter geoquímico netamente alcalino, correspondiendo con el carácter determinado para esta zona por OROZCO-ESQUIVEL (1995) y FERRARI *et al.* (1995).

Todas las muestras analizadas de esta localidad presentan normatividad en nefelina, con valores del Mg# que varían de 60.70 hasta 44.12 para las hawaiitas SFra y Camp, respectivamente (tabla A1.5); no teniendo ninguna muestra representativa de magmas primarios.

5.3.2 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Con la finalidad de observar si en algunas de las localidades en cuestión se han generado las rocas por cristalización fraccionada, considerando como base las características indicadas p.e. en WILSON (1989) y ROLLINSON (1993), se han elaborado diagramas de variación tipo Harker, tanto para los óxidos de elementos mayores como para elementos traza, graficando el contenido de SiO₂ en el eje de las abscisas. Los valores que se han utilizado para los diagramas de elementos mayores, expresan la concentración del óxido de cada elemento en porcentaje en peso, el cual ha sido recalculado en base anhidra (libre de volátiles). Debido al gran número de diagramas de SiO₂ vs. elementos traza generados para las seis localidades magmáticas del área de estudio, se han seleccionado solamente aquéllos que involucran los elementos traza que se incorporan en las fases minerales más comúnmente encontradas en las rocas del área.

5.3.2.1 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN PARA ELEMENTOS MAYORES

Los diagramas de variación para óxidos de elementos mayores en relación al contenido de SiO_2 se presentan en las figuras 5.3 y 5.4, de los cuales puede deducirse lo siguiente:

a) Cinturón Candela-Monclova: Los valores de SiO_2 varían de 50.69 % para la diorita Marc-2 hasta 61.51 % para la cuarzomonzodiorita Merc (tabla A1.1), teniendo que los miembros más diferenciados de esta localidad contienen 65.62 % de SiO_2 y han sido clasificados como granito (muestra CI-9) por MORTON-BERMEA (1995).

Respecto a los elementos mayores restantes, TiO_2 varía de 0.56 a 1.11 %, Al_2O_3 de 17.47 a 18.41 %, FeO_{Tot} de 4.95 a 8.73 %, MgO de 1.69 a 4.32 %, CaO de 5.77 % a 10.01 %, Na_2O de 3.80 a 4.69 %, K_2O de 1.96 a 3.45 %, y P_2O_5 de 0.30 a 0.65 % (tabla A1.1).

En los diagramas Harker (Figs. 5.3 y 5.4) se pueden observar tendencias de fraccionación (negativas) conforme aumenta el grado de diferenciación en las rocas (> contenido de SiO_2) para los elementos TiO_2 , FeO_{Tot} , MgO , CaO y P_2O_5 ; así como una tendencia de acumulación (positiva) para el Na_2O que indica que no están fraccionando fases que concentren este elemento (p.e. FA). Por su parte el Al_2O_3 muestra la típica parábola, donde su aumento, se relaciona con la acumulación de Al en el magma residual, y la disminución con la fraccionación de Plg. Una tendencia similar al Al_2O_3 la presenta el K_2O , debido a que se concentra en el magma residual y posteriormente se fracciona FA.

b) Sierra de Picachos: El contenido de SiO_2 varía de 47.10 para la cuarzosenita Sard-3 a 75.69 % para la cuarzosenita de feldespato alcalino RYe (tabla A1.2). Los magmas de esta localidad presentan un carácter bimodal, ya que en el rango de 48.87 % (gabro RFGb) a 56.60 % de SiO_2 (sienita Mon-2) no se presentan miembros petrográficos intermedios como monzodioritas, monzogabros y monzonitas. Por otra parte, las rocas más máficas reportadas en el área corresponden con una piroxenita (OM-18) cuyo contenido de SiO_2 es de 40.09 % (MORTON-BERMEA, 1990).

Los mayores contenidos en TiO_2 , FeO_{Tot} , MgO y P_2O_5 los presenta la cuarzosenita Sard-3. La concentración más alta para el Na_2O y K_2O se presenta en las sienitas nefelínicas Nog-1 y Sard-1, respectivamente. Por otra parte, los contenidos más bajos de TiO_2 , Al_2O_3 ,

FeO_{Tot}, MgO, CaO y P₂O₅ se presentan en la cuarzosienita de feldespatos alcalinos RYe, mientras que los contenidos de Na₂O y K₂O son más bajos en el cuarzogabro RFPx. Esta misma muestra presenta las concentraciones más altas para Al₂O₃ y CaO (tabla A1.2).

En los diagramas Harker generados con las muestras analizadas (Figs. 5.3 y 5.4) no se han observado tendencias de acumulación de elementos en el magma residual o fraccionación de minerales en base a los óxidos de elementos mayores, lo que puede indicar que los magmas originales fueron afectados por otros procesos magmáticos distintos a la cristalización fraccionada. Por otra parte, como se mencionó con anterioridad no existen miembros petrográficos intermedios entre los gabros y las sienitas, lo cual interrumpe en cierta medida las líneas que indicarían las tendencias de cristalización fraccionada.

c) Sierra de San Carlos-Cruillas: Para esta localidad se han integrado dos grupos en base a su relación en el contenido de elementos traza, los cuales serán discutidos con más detalle en los apartados 5.3.3 y 5.3.4. Un primer grupo muestra una alta relación en “*large ionic lithophile elements*” (LILE) respecto a “*high field strength elements*” (HFSE), mientras que el segundo grupo presenta una baja relación en estos elementos.

Rocas con alto LILE/HFSE:

Debido a que las muestras analizadas en la presente tesis que han presentado esta característica, han sido limitadas solamente a dos (SCGb y SCMD), se han incluido algunas muestras obtenidas de la compilación de NICK (1988), para la elaboración de los diagramas Harker, con las cuales se trató de cubrir un rango en el contenido de SiO₂ de tal manera que incluyera muestras poco diferenciadas hasta muy diferenciadas, y además que hubiesen sido analizadas por la mayoría de los elementos traza que se contemplan en los diagramas del presente trabajo. Las muestras seleccionadas corresponden con las claves de identificación SJ-20, 18, 33 y 53 (del área de San José) y RM-15 (del área de Rincón Murillo). La primera ha sido clasificada como gabro, la última como monzonita y las restantes como monzodiorita.

Para este grupo de muestras y las analizadas en la presente tesis, el SiO₂ varía de 43.12 % (gabro SJ-20) hasta 68.41 % (monzodiorita SJ-53). Sin embargo existen gabros menos diferenciados, p.e. BA-19 con 39.28 % de SiO₂ (NICK, 1988). TiO₂ varía de 0.21 a 2.07 %, Al₂O₃ de 15.91 a 19.17 %, FeO_{Tot} de 1.88 a 11.40, MgO de 0.39 a 6.68 %, CaO de 1.94 a 15.10 %, Na₂O de 1.84 a 6.12 %, K₂O de 0.53 a 4.36 %, y P₂O₅ de 0.07 a 0.78 % (tabla A1.3).

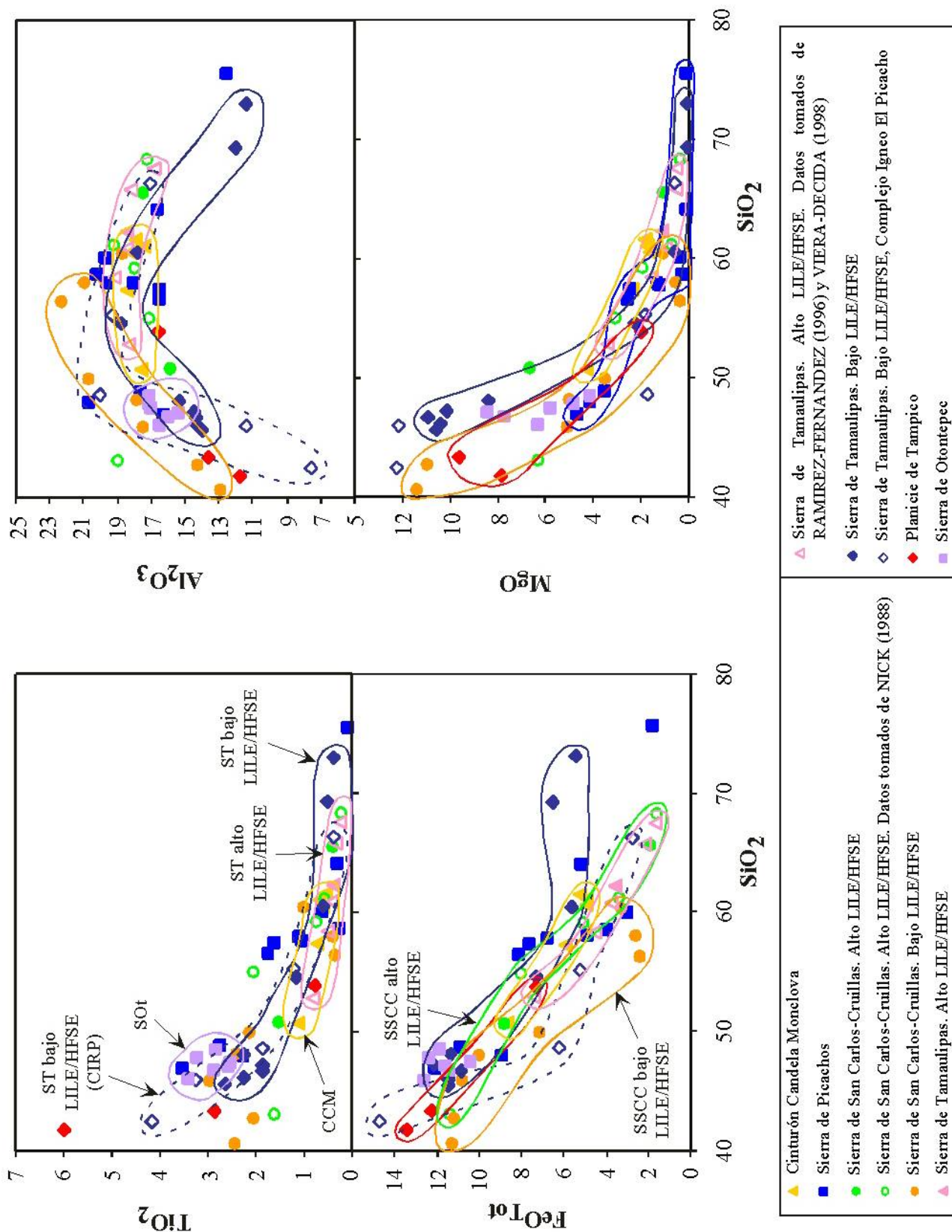


Fig. 5.3. Diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. óxidos de elementos mayores (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{Tot} y MgO) para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Los valores están dados en % en peso ajustado.

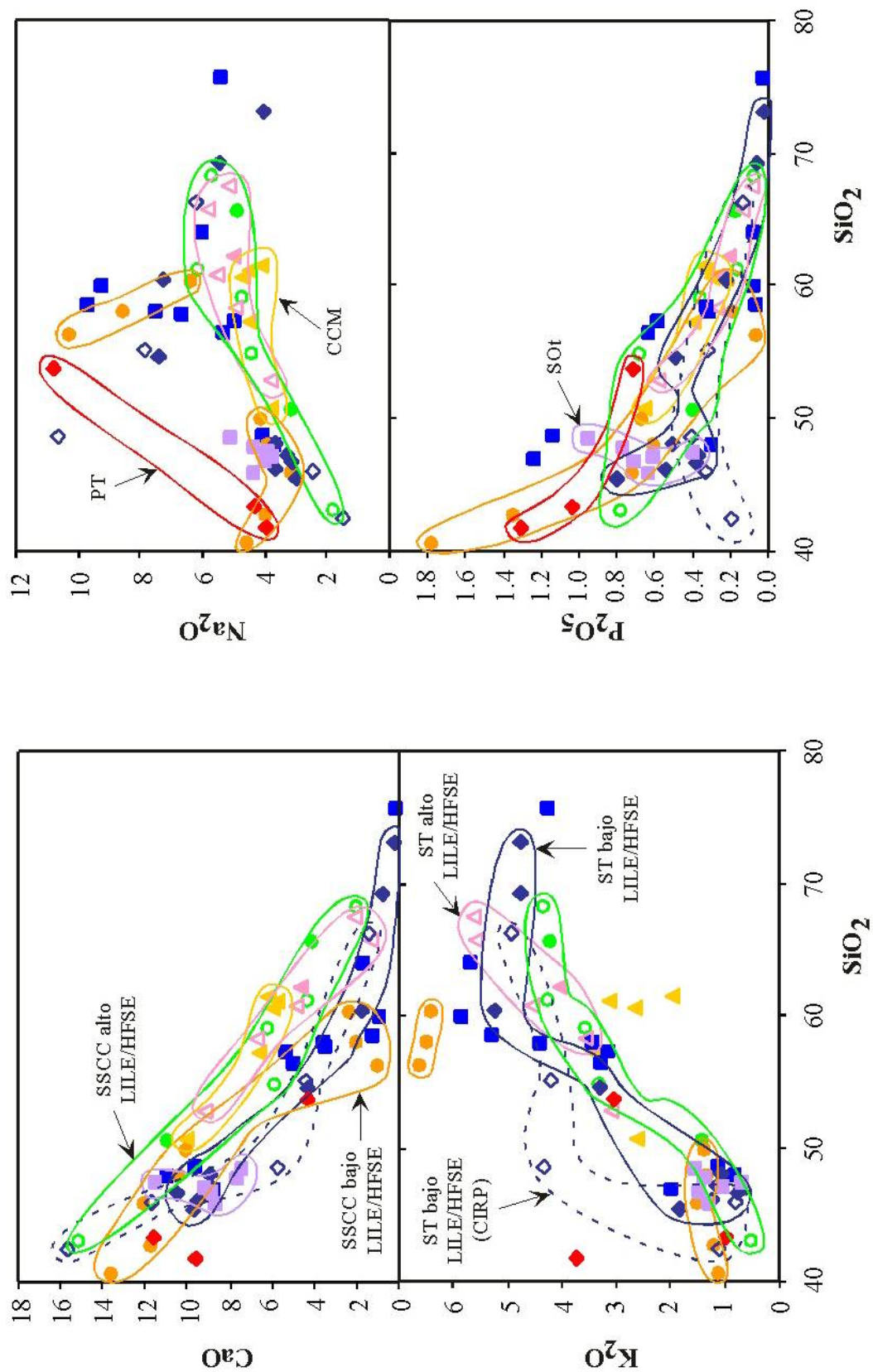


Fig. 5.4. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ vs. óxidos de elementos mayores (CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅) para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Los valores están dados en % en peso ajustado. Leyenda igual que en Fig. 5.3.

Los elementos TiO_2 , FeO_{Tot} , MgO y CaO presentan tendencias negativas, sin embargo algunas muestras (p.e. RM-15) se desvían de estas tendencias en los elementos TiO_2 y CaO , y SCGB en MgO . Tanto Na_2O como K_2O presentan una tendencia positiva. P_2O_5 aunque con un poco de dispersión muestra una tendencia negativa. Por su parte el Al_2O_3 muestra la típica tendencia de acumulación de Al en el magma residual y posterior fraccionación de Plg. (Figs. 5.3 y 5.4).

Rocas con bajo LILE/HFSE:

Dentro de este grupo se consideran las muestras de rocas volcánicas (CPaz, PAN y RBa), la subvolcánica (Guad) y las rocas intrusivas (Pata01, Sacr-1, Ros y SCSAG). Para estas muestras las concentraciones de SiO_2 varían de 40.63 % para la foidita CPaz a 60.50 % para la sienita alcalina SCSAG (tabla A1.3), teniendo en el área rocas más diferenciadas como p.e. la sienita alcalina de la Bufa del Diente (muestra 57.11) con 66.36 % de SiO_2 (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989).

Respecto a los elementos mayores restantes, TiO_2 varía de 0.36 a 2.95 %, Al_2O_3 de 12.92 a 22.32 %, FeO_{Tot} de 2.39 a 11.28 %, MgO de 0.32 a 11.36 %, CaO de 0.97 a 13.53 %, Na_2O de 3.18 a 10.31 %, K_2O de 1.12 a 6.62 %, y P_2O_5 de 0.06 a 1.78 % (tabla A1.3).

Las tendencias que pueden observarse en estas rocas permiten establecer de manera preliminar tres subgrupos, que aunque en los dos primeros, solamente se cuenta con dos muestras para cada grupo, difieren significativamente del tercer grupo. El primer grupo corresponde con los cuellos volcánicos CPaz y PAN, el segundo con las rocas subsaturadas en sílice Ros y Sacr-1, mientras que el tercer grupo engloba las muestras restantes. Considerando lo anterior, se observan tendencias negativas en TiO_2 para los tres grupos, Al_2O_3 para el segundo grupo, FeO_{Tot} , MgO , CaO y P_2O_5 para el primero y tercer grupo, Na_2O para el primero y segundo grupos y K_2O para el segundo y tercer grupos, este último con algo de dispersión en la sienita alcalina SCSAG que aparentemente se alinea con el segundo grupo. Las tendencias positivas que se observan son en Al_2O_3 para el primer grupo, mientras que el tercer grupo muestra la tendencia típica para la acumulación de Al en el magma residual y posterior fraccionación de Plg; FeO_{Tot} , MgO , CaO y P_2O_5 para el segundo grupo; Na_2O para el tercer grupo y K_2O para el primer grupo (Figs. 5.3 y 5.4). Aunque las tendencias que se presumen para los dos primeros grupos no son del todo claras por la mínima cantidad de muestras que se tienen, podría esperarse que con ellas correspondan el resto de cuellos

volcánicos presentes principalmente en la periferia (primer grupo) y las rocas intrusivas con feldespatoides de esta sierra (segundo grupo).

d) Sierra de Tamaulipas: Bajo la misma temática que en la SSCC, en esta localidad también se han agrupado las rocas en base a su relación LILE/HFSE.

Debido a que del total de rocas analizadas en la presente tesis, solo una muestra presentó alta relación en dichos elementos, para poder interpretar los diagramas Harker, se ha considerado una muestra (Sal-10) de la compilación de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) y cuatro muestras de la compilación de VIERA-DÉCIDA (1998), las cuales son el gabro RS-85, la monzodiorita RS-56 y las cuarzosienitas RS-42 y RS-143.

Rocas con alto LILE/HFSE:

Para estas muestras la concentración de SiO_2 varía de 52.85 % para el gabro RS-85 a 67.52 % para la cuarzosienita RS-42. Respecto a los elementos mayores restantes, TiO_2 varía de 0.25 a 0.84 %, Al_2O_3 de 16.87 a 19.17 %, FeO_{Tot} de 1.65 a 7.41 %, MgO de 0.54 a 3.39 %, CaO de 1.36 a 9.18 %, Na_2O de 3.86 a 5.82 %, K_2O de 3.08 a 5.61 %, y P_2O_5 de 0.09 a 0.58 % (tabla A1.4).

En los diagramas Harker (Figs. 5.3 y 5.4) se observan claras tendencias negativas para TiO_2 , MgO , FeO_{Tot} , CaO y P_2O_5 ; claras tendencias positivas para Na_2O y K_2O ; teniendo la tendencia típica para la acumulación de Al en el magma residual y la posterior fraccionación de Plg marcada por la disminución de Al_2O_3 .

Rocas con bajo LILE/HFSE:

Dentro de este grupo se consideran las rocas intrusivas del CIRP, las rocas intrusivas del CICST y las rocas volcánicas de la periferia de la sierra, que para el entendimiento de los diagramas de Harker se han considerado estas tres zonas como subgrupos.

Para las rocas del CIRP el contenido de SiO_2 varía de 42.39 % en el gabro PiAl a 66.23 % en la cuarzosienita de feldespato alcalino PiGr (tabla A1.4). RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) reporta rocas más máficas con 42.54 % de SiO_2 (lampróvido Pi106d) y rocas muy diferenciadas con 71.65 % de SiO_2 (sienogranito Pi72).

Para este grupo de rocas TiO_2 varía de 0.41 a 4.15 %, Al_2O_3 de 7.54 a 20.06 %, FeO_{Tot} de 2.81 a 14.73 %, MgO de 0.57 a 12.27 %, CaO de 1.44 a 15.69 %, Na_2O de 1.53 a 10.66 %, K_2O de 0.8 a 4.92 %, y P_2O_5 de 0.13 a 0.41 % (tabla A1.4). Se observa una tendencia negativa

para TiO_2 , CaO y FeO_{Tot} , presentando cierta dispersión para MgO , quedando fuera de estas tendencias las muestras PiAl y PiRN. Para el Na_2O y K_2O se observa una tendencia positiva curva, para el Al_2O_3 la típica tendencia para la acumulación de Al en el magma residual y la posterior fraccionación de Plg. En el caso del P_2O_5 los valores en las diferentes muestras se mantienen casi constantes (Figs. 5.3 y 5.4).

Para las rocas del CICST el contenido de SiO_2 varía de 54.55 % en la sienita con feldespatoideos RCV-1 hasta 73.05 % en el microgranito de feldespato alcalino Nub-6. TiO_2 varía de 0.38 a 1.18 %, Al_2O_3 de 11.38 a 18.77 %, FeO_{Tot} de 5.46 a 7.30 %, MgO de 0.10 a 2.27 %, CaO de 0.27 a 4.27 %, Na_2O de 4.04 a 7.44 %, K_2O de 3.29 a 4.77 %, y P_2O_5 de 0.03 a 0.49 % (tabla A1.4). En estas rocas intrusivas se observa una tendencia negativa para TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{Tot} , MgO , CaO , Na_2O y P_2O_5 y una tendencia positiva para K_2O (Figs. 5.3 y 5.4).

Para el grupo de rocas volcánicas el contenido de SiO_2 varía de 45.55 % en el basalto alcalino JMM hasta 60.44 % en la traquita Cau. Debido a que en la porción occidental de la sierra solamente se presentan basaltos (p.e. JMM, Huac y MSFB) no puede esperarse una cristalización fraccionada, puesto que el rango de variación en la concentración de los elementos es muy estrecho. Sin embargo, en la porción oriental (CVVA) sí logran observarse tendencias de cristalización fraccionada desde los basaltos (SJU-2 y LAg-1) hasta las traquitas (Cau), lo cual ha sido reportado también por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996).

e) Planicie de Tampico: El contenido de SiO_2 para las rocas analizadas varía de 41.79 % para la fonolita de olivino Horc a 53.79 % para la basanita Auza (tabla A1.5). Cabe mencionar que en esta región, las estructuras magmáticas se encuentran muy dispersas entre sí, además que no se presentan todos los miembros petrográficos de una serie de cristalización fraccionada.

El TiO_2 presenta una fuerte variación desde 0.79 hasta 6.00 %, así mismo Al_2O_3 varía de 11.77 a 16.65 %, FeO_{Tot} de 7.31 a 13.46 %, MgO de 2.02 a 9.66 %, CaO de 4.36 a 11.58 %, Na_2O de 4.00 a 10.79 %, K_2O de 0.98 a 3.74 %, y P_2O_5 de 0.71 a 1.31 % (tabla A1.5).

f) Sierra de Otontepec: El contenido de SiO_2 varía de 46.06 % en el basalto alcalino Cuam a 48.62 % en la hawaiiita Camp (tabla A1.5), con lo que las rocas se clasifican en básicas, presentando un bajo grado de diferenciación.

El TiO_2 varía de 2.51 a 3.37 %, Al_2O_3 de 15.34 a 17.11 %, FeO_{Tot} de 10.38 a 12.56 %, MgO de 4.13 a 8.41 %, CaO de 7.38 a 11.49 %, Na_2O de 3.76 a 5.13 %, K_2O de 0.67 a 1.54 %, y P_2O_5 de 0.40 a 0.95 % (tabla A1.5).

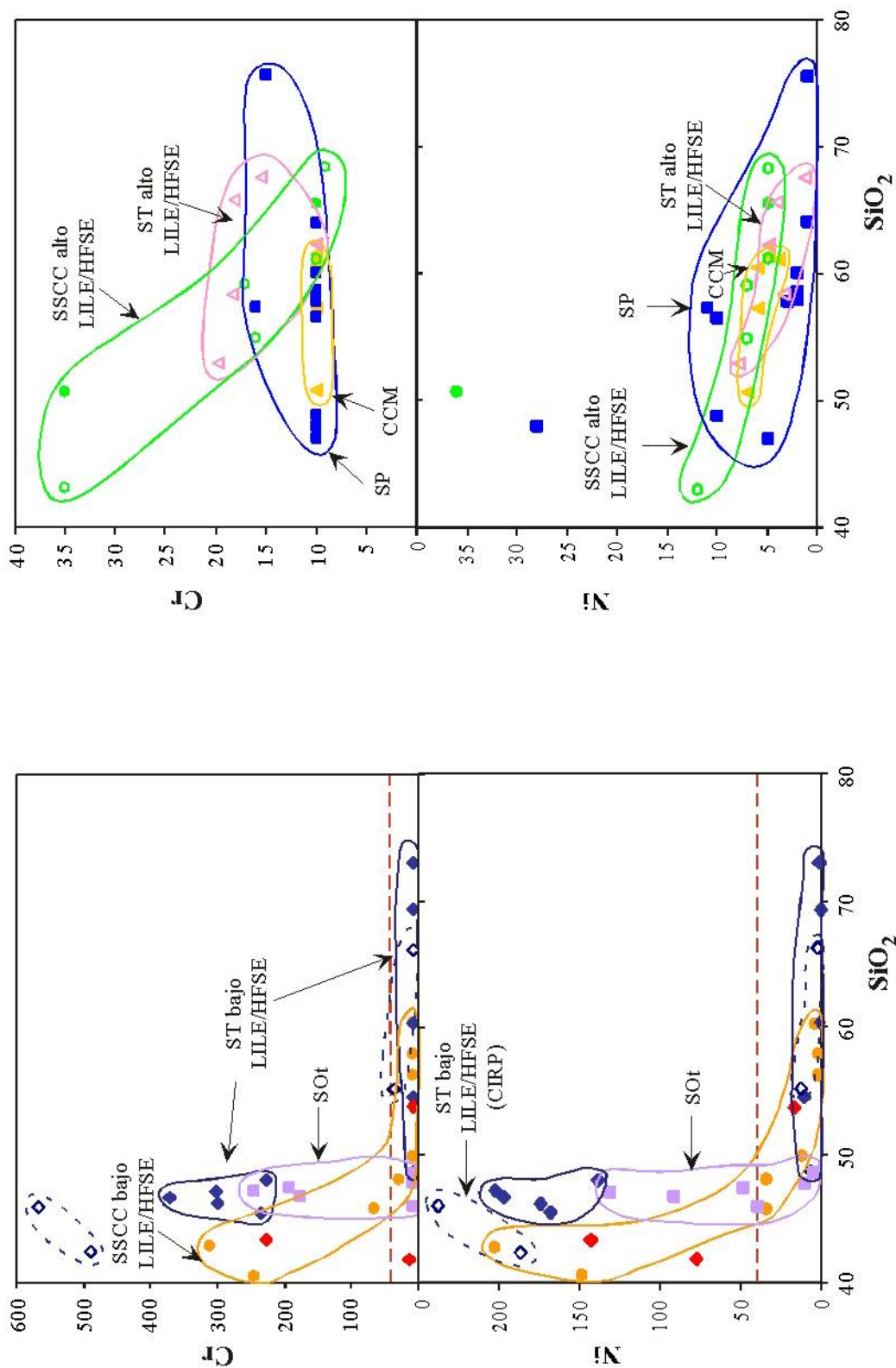
Debido a que la variación en el contenido de SiO_2 para las rocas de esta localidad es muy estrecha (2.56 %), no se observan tendencias de fraccionación de minerales (Figs. 5.3 y 5.4), pero puede inferirse que se han generado a partir de la misma fuente magmática puesto que grafican en un campo muy estrecho, mostrando variaciones menores al 3 % en la mayoría de los elementos, con excepción del MgO y CaO que varían en un rango alrededor del 4 %.

5.3.2.2 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN PARA ELEMENTOS TRAZA

Los diagramas de variación para elementos traza selectos se presentan en las figuras 5.5 (Cr y Ni), 5.6 (Rb y Sr), 5.7 (Y y Zr), 5.8 (Nb y La) y 5.9 (Pb y Th). Cada diagrama se ha dividido en dos partes y en escalas diferentes, con la finalidad de tener una mejor visualización de las tendencias y que no se traslapen las muestras. Además, bajo la misma temática de los diagramas de variación para elementos mayores, se separan muestras con alto y bajo LILE/HFSE. De tales diagramas puede deducirse lo siguiente:

a) Cinturón Candela-Monclova: El Cr se presenta en concentraciones bajo el límite de detección (10 ppm). El Ni varía ligeramente de 7 a 4 ppm, Rb de 39 a 96 ppm, mostrando una tendencia positiva a excepción de la muestra Merc. Sr varía ligeramente de 916 a 1090 ppm, manteniéndose sobre una línea casi horizontal. Y varía de 23 a 31 ppm y Zr de 155 a 183 ppm, teniendo ambos una leve tendencia positiva a excepción de la muestra Merc. Nb varía de 8 a 17 ppm, manteniéndose sobre una línea casi horizontal. La varía de 28 a 37 ppm, sin mostrar tendencia alguna. Ce varía de 56 a 76 ppm, comportándose de manera similar a La. Pb varía de 6.6 a 11 ppm y Th de 3.9 a 8.8 (tabla 5.1a), sin mostrar tendencia alguna. Las leves tendencias positivas para Y y Zr se deben seguramente a la amplitud de la escala con que se han realizado los diagramas.

La relación Rb/Sr oscila de 0.04 en la cuarzomonzodiorita Merc a 0.10 en la granodiorita Prov y en la cuarzomonzodiorita Carr, indicando rocas con bajo grado diferenciación magmática.



<ul style="list-style-type: none"> ▲ Sierra de Tamaulipas. Alto LILE/HFSE. Datos tomados de RAMIREZ-FERNANDEZ (1996) y VIERA-DECIDA (1998) ◆ Sierra de Tamaulipas. Bajo LILE/HFSE ◇ Sierra de Tamaulipas. Bajo LILE/HFSE, Complejo Igneo El Picacho (CIRP) ◆ Planicie de Tampico ◆ Sierra de Otontepec 	<ul style="list-style-type: none"> ▲ Cinturón Candela Monclova ◆ Sierra de Picachos ◆ Sierra de San Carlos-Cruillas. Alto LILE/HFSE ◇ Sierra de San Carlos-Cruillas. Alto LILE/HFSE. Datos tomados de NICK (1988) ◆ Sierra de San Carlos-Cruillas. Bajo LILE/HFSE ◆ Sierra de Tamaulipas. Alto LILE/HFSE
---	--

Fig. 5.5. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Cr y Ni [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.

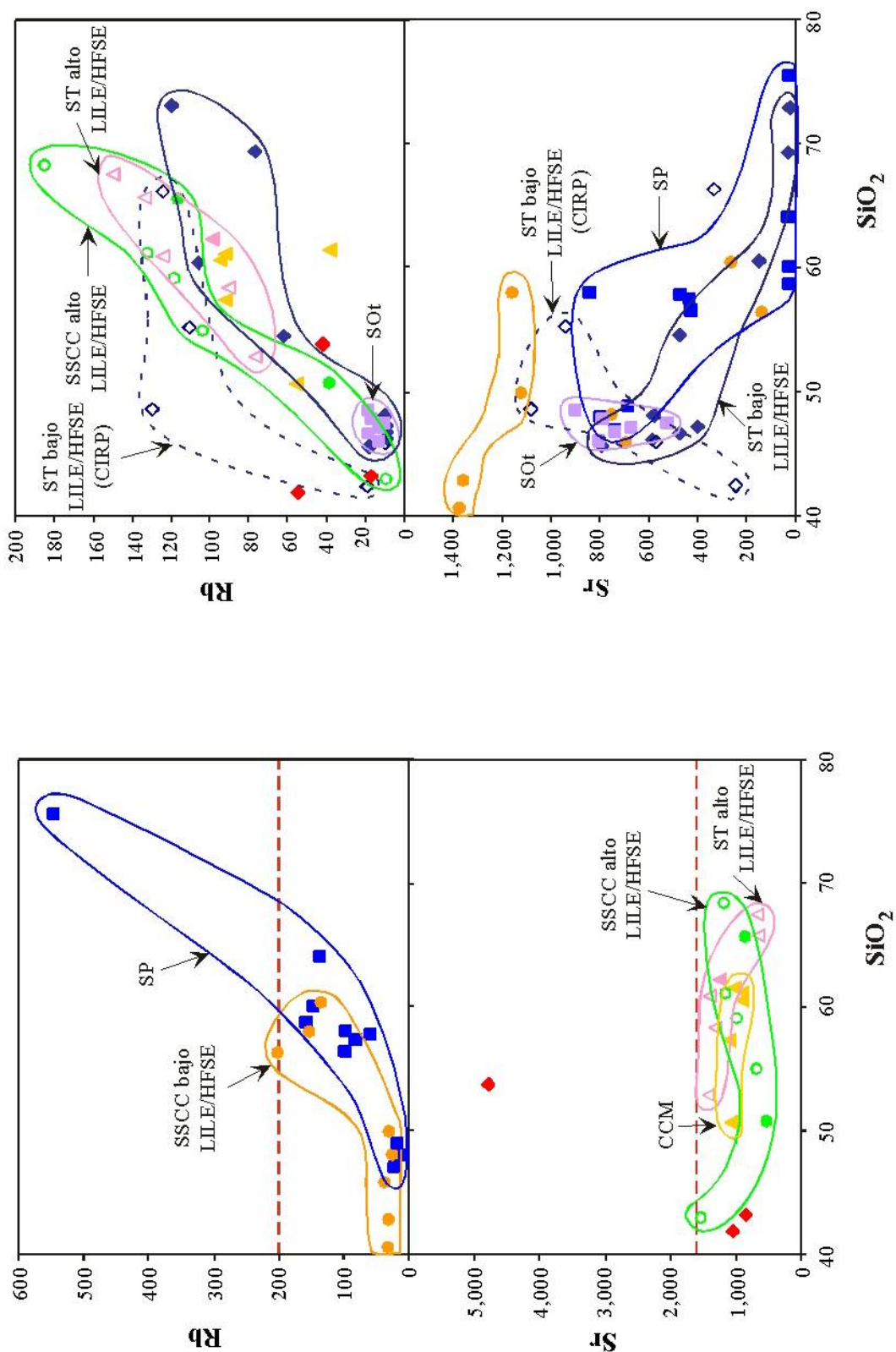


Fig. 5.6. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Rb y Sr [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.

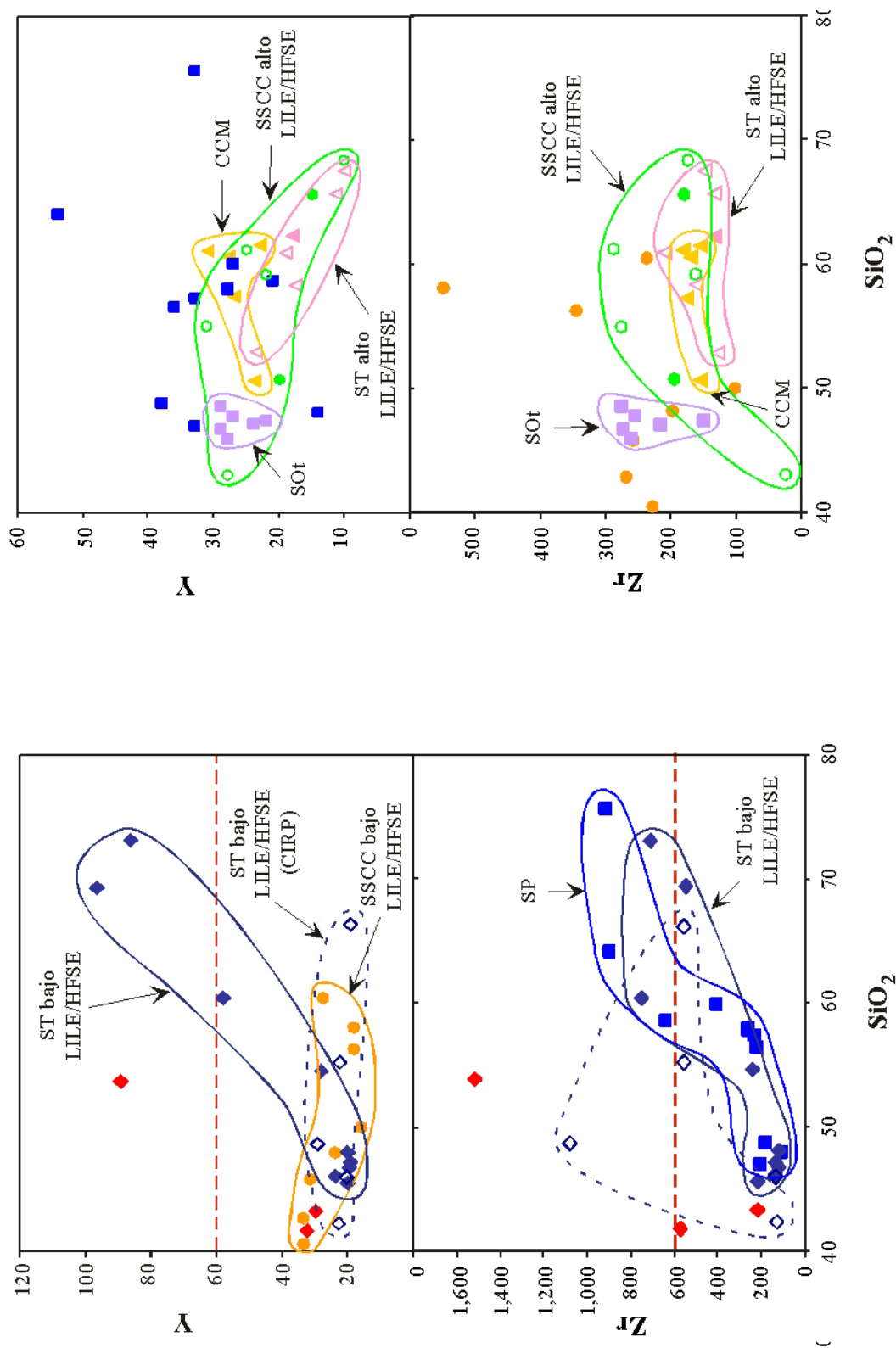


Fig. 5.7. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Y y Zr [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.

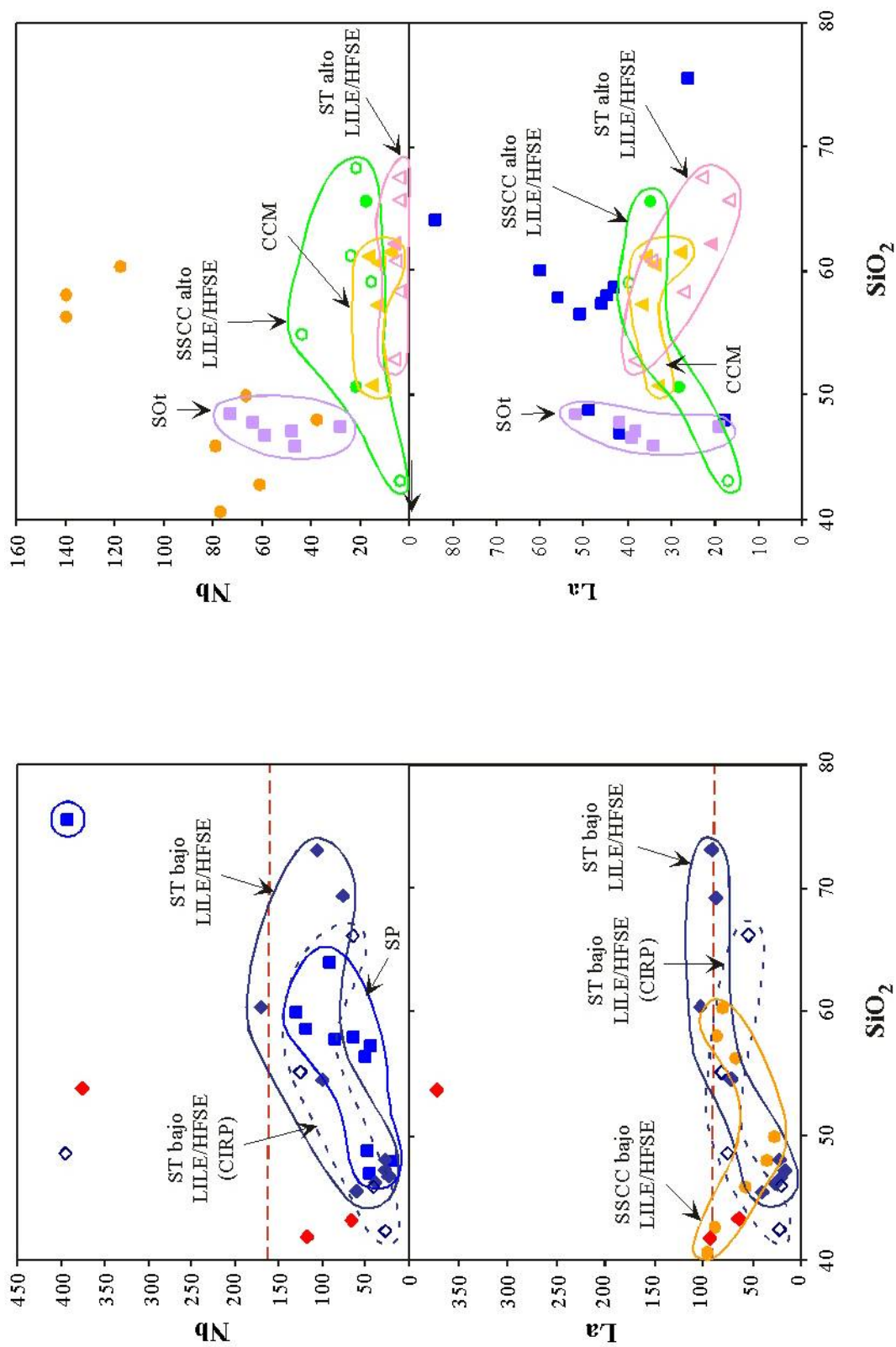


Fig. 5.8. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Nb y La [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.

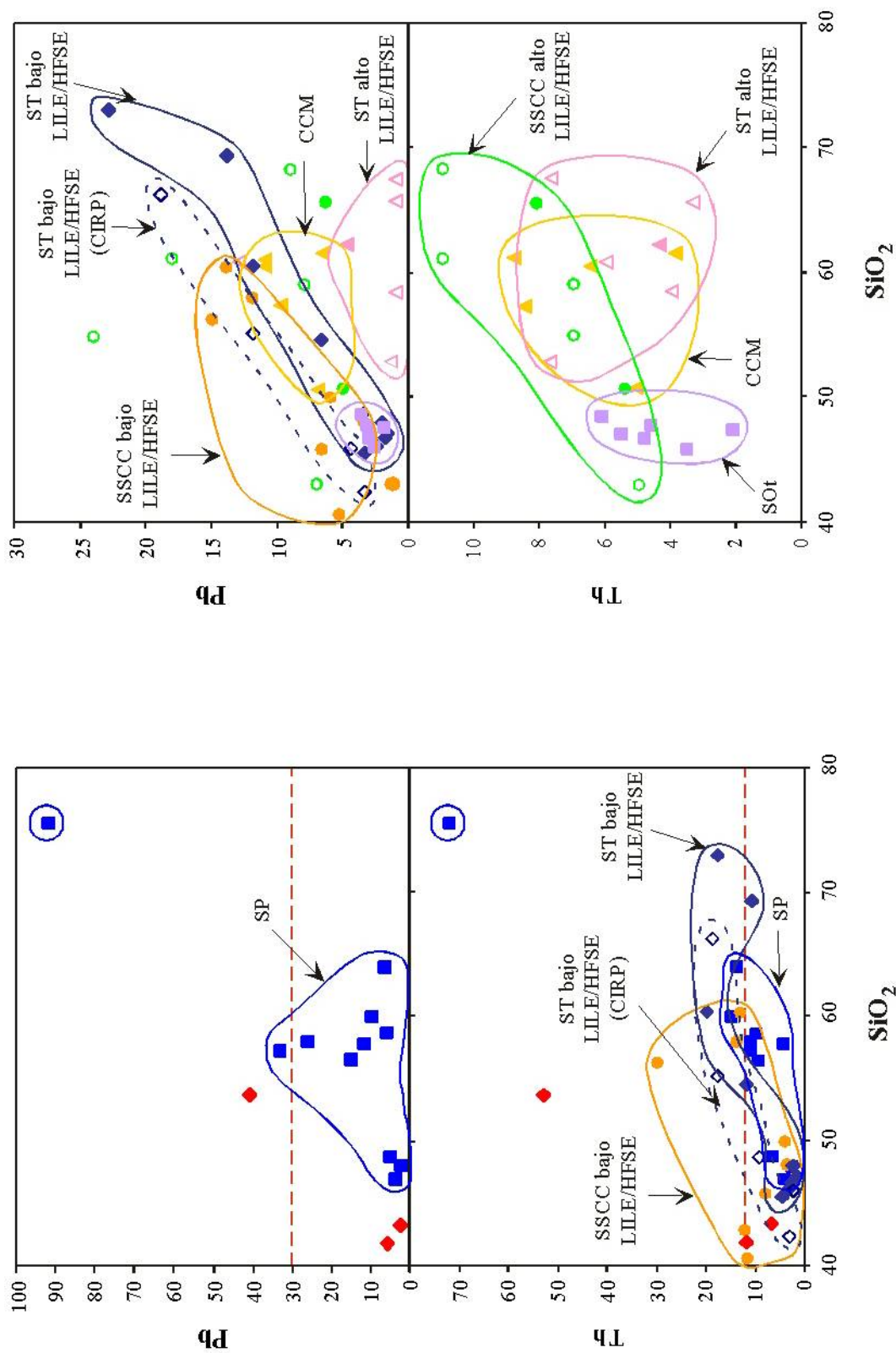


Fig. 5.9. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ [% p. aj.] vs. elementos traza Pb y Th [ppm] para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM. Leyenda igual que en Fig. 5.5. La línea discontinua de color rojo indica el rango de valores en “y” del diagrama de la derecha.

b) Sierra de Picachos: Cr se presenta en concentraciones inferiores al límite de detección (10 ppm) en la mayoría de las muestras, teniendo solamente 15 y 16 ppm en RYe y Mon-1, respectivamente. Ni varía de 28 a 1 ppm, no mostrando correlación alguna. Rb varía de 12 a 547 ppm en RYe, con una tendencia ligeramente positiva.

Sr varía de 3 a 847 ppm, Y de 14 a 54 ppm, ambos sin correlación alguna. Zr varía de 116 a 918 ppm, observándose de manera general una tendencia positiva. Nb varía de 45 a 393 ppm, teniendo una tendencia positiva. La varía de 18 a 84 ppm, sin ninguna correlación. Ce varía de 37 a 156 ppm, comportándose similar a La. Pb varía de 2.5 a 92 ppm, sin tendencia alguna. Th varía de 2.6 a 15 ppm (tabla 5.1b), con excepción de RYe que posee una alta concentración en este elemento (72 ppm), sin observarse tendencia alguna.

La relación Rb/Sr es muy baja (0.02) en los gabros RFGb y RFPx, aumentando a valores entre 0.11 y 0.22 en las rocas sieníticas FRDi, SJ-1, Mon-1 y Mon-2, teniendo valores entre 4.9 y 9.0 para la cuarzosienita de feldespatos alcalinos (RFSi) y las sienitas nefelínicas (Nog-1 y Sard-1). Existe una cuarzosienita de feldespatos alcalinos (RYe) extremadamente diferenciada con una relación Rb/Sr de 182.3.

c) Sierra de San Carlos-Cruillas:

Rocas con alto LILE/HFSE:

Cr varía desde 35 ppm hasta concentraciones en el límite de detección (10 ppm) y Ni de 36 a 5 ppm, mostrando ambos una tendencia negativa en la cual se desvía levemente la muestra SCGb. Rb varía de 10 a 185 ppm, con una tendencia positiva que indica su acumulación en el líquido residual. Sr varía de 544 a 1546 ppm, Y de 10 a 31 ppm, Zr de 24 a 288 ppm, Nb de 4 a 44 ppm, La de 17 a 40 ppm, y Ce de 44 a 74 ppm (tabla 5.1c). Tanto Sr como Y, Zr, Nb, La y Ce, no muestran correlación alguna, teniendo que La y Ce se comportan de una manera muy similar. Pb varía de 5.1 a 7.0 ppm. Th varía levemente desde el límite de detección (5 ppm) hasta solo 11 ppm (tabla 5.1c).

La relación Rb/Sr en estas rocas varía de 0.01 a 0.07 en los gabros y de 0.11 a 0.15 en las monzonitas y monzodioritas, que incluye los datos según NICK (1988).

Rocas con bajo LILE/HFSE:

Cr varía desde 245 ppm hasta concentraciones en el límite de detección (10 ppm) en buena parte de las muestras, no observándose ninguna correlación. Ni varía de 203 a 2 ppm,

observándose aparentemente una tendencia negativa en las rocas intrusivas, al igual que en las rocas volcánicas que constituyen cuellos volcánicos, aunque esto no es totalmente claro por tratarse solamente de dos muestras (CPaz y PAN).

Rb varía de 23 a 1,360 ppm, con una tendencia ligeramente positiva a excepción de la muestra PAN por acumulación en el magma residual. Sr varía de 32 a 1,379 ppm, graficando los datos en forma muy dispersa. Y varía de 15 a 269 ppm, siendo casi constante a excepción de la muestra PAN. Zr varía de 61 a 550 ppm, graficando de manera muy dispersa. Nb varía de 2 a 140 ppm, La de 28 a 151 ppm, y Ce de 17 a 170 ppm, sin ninguna correlación. Pb varía desde el límite de detección (0.1 ppm) hasta 15 ppm y Th de 2 a 30 ppm (tabla 5.1c), ambos sin presentar correlación alguna.

La relación Rb/Sr es baja (0.02–0.05) para el monzogabro Pata-01 y para las rocas volcánicas y subvolcánicas del área. Para el caso de las rocas sieníticas varía de 0.13 a 1.42.

d) Sierra de Tamaulipas:

Rocas con alto LILE/HFSE:

Cr varía desde 20 ppm hasta el límite de detección (10 ppm) y Ni de 8 a 1 ppm, ambos sin ninguna correlación. Rb varía de 78 a 151 ppm, observándose una tendencia positiva por acumulación en el magma residual. Sr varía de 1,456 a 669 ppm, con una tendencia levemente negativa por fraccionación de Plg. Y varía de 24 a 10 ppm, con tendencia negativa por fraccionación de anfíbol. Zr varía de 130 a 209 ppm, sin observarse correlación alguna. Nb es casi constante (variación de 5 a 7 ppm). La varía de 17 a 39 ppm (tabla 5.1d), sin tendencia alguna. Ce se comporta similar a La y varía de 41 a 85 ppm. Pb varía de 1.0 a 4.8 ppm (tabla 5.1d), sin mostrar tendencia alguna. Th varía levemente de 3 a 8 ppm, sin mostrar correlación alguna.

La relación Rb/Sr varía de 0.05 a 0.07 en las rocas clasificadas como gabro y monzodiorita (RS-85, RS-56 y Sal-14), y de 0.20 a 0.22 en las rocas sieníticas (RS-42 y RS-143).

Rocas con bajo LILE/HFSE:

a) CIRP (Complejo Ígneo del Rancho El Picacho): Cr varía desde 586 ppm hasta el límite de detección (10 ppm) y Ni de 239 a 3 ppm, sin mostrar ninguna cierta correlación. Rb varía de 11 a 131 ppm, teniendo una tendencia positiva para las muestras PiGb, PiSN y PiGr por

acumulación en el magma residual, quedando fuera de dicha tendencia las muestras PiRN y PiAl. Sr varía de 250 a 1,091 ppm, sin mostrar correlación alguna. Y se mantiene casi constante variando de 19 a 29 ppm. Zr varía de 135 a 1,086 ppm, con una tendencia más o menos positiva a excepción de PiRN, relacionándose con fraccionación de zircón y anfíbol. Nb varía de 30 a 398 ppm, La de 22 a 82 ppm, y Ce de 48 a 177 ppm, sin mostrar correlación alguna. Pb varía de 3.4 a 19.0 ppm, mostrando una tendencia positiva por acumulación en el magma residual. Th varía de 3 a 19 ppm (tabla 5.1e) con una tendencia positiva por acumulación en el magma residual.

Estas rocas muestran una relación Rb/Sr de 0.02 a 0.08 para los gabros PiGb y PiAl, y de 0.12 a 0.36 para las rocas sieníticas PiSN, PiGr y PiRN.

b) Vulcanismo Periférico y Rocas Intrusivas del CICST: las mayores concentraciones de Cr se presentan en las rocas volcánicas clasificadas como basalto alcalino (371–227 ppm), mientras que en las muestras restantes se presentan en el límite de detección (10 ppm). Ni se comporta de manera similar al Cr, es alto en las muestras de basalto alcalino variando de 203 a 169 ppm (tabla 5.1d). En las muestras restantes es menor a 11 ppm, llegando a tener hasta solo 1 ppm (muestra Gor-3). Rb se mantiene casi constante en las muestras de basalto alcalino, variando solo de 10 a 19 ppm; en las rocas intrusivas varía de 78 a 121 ppm, mostrando más o menos una tendencia positiva por acumulación en el magma residual, de la cual se separa un poco la muestra Cau. Sr se presenta en alta concentración en las muestras de basalto alcalino (800–411 ppm), teniendo en Cau solamente 154 ppm; mientras que en las rocas intrusivas es menor a 12 ppm con excepción de la sienita con feldespatoides RCV-1 con 482 ppm, se observa una tendencia más o menos negativa que indica su incorporación en la estructura cristalina de Plg que fracciona. Y varía de 19 a 97 ppm, mostrando una tendencia más o menos positiva, indicando su acumulación en el magma residual. Zr se presenta bajo en las muestras de basalto alcalino (131–222 ppm), es alto en Cau (759 ppm) y en las rocas intrusivas varía de 250 a 719 ppm, observándose una tendencia casi positiva. Nb es bajo en las muestras de basalto alcalino (26–62 ppm), alto en Cau (172 ppm) y en las rocas intrusivas varía de 79 a 108 ppm, sin tendencia alguna. La es bajo en las muestras de basalto alcalino (18–41 ppm), alto en Cau (104 ppm) y varía de 73 a 93 ppm en las rocas intrusivas, mostrando una tendencia más o menos positiva. Ce se comporta similar a La y varía de 38 a 84 ppm en las muestras de basalto alcalino, 198 ppm en Cau, mientras que en las rocas intrusivas varía de 127 a 195 ppm. Pb

varía de 1.7 a 23 ppm, sin mostrar tendencia alguna. Th varía de 2 a 5 ppm en las muestras de basalto alcalino, 20 ppm en Cau y en las rocas intrusivas varía de 11 a 18 ppm (tabla 5.1d), sin mostrar tendencia alguna.

Las rocas volcánicas de esta sierra presentan una relación Rb/Sr de 0.02 para las muestras de basalto alcalino y de 0.69 para la traquita Cau, mientras que en las rocas del CICST dicha relación varía de 0.13 a 15.13 para la sienita con feldespatoides RCV-1 y las muestras de granito Nub-6 y Gor-3.

e) Planicie de Tampico: Cr presenta una alta concentración en la basanita Auza (228 ppm) y concentraciones menores a 15 ppm en la fonolita de olivino Horc y la fonolita CP. Ni varía de 144 a 18 ppm, Rb de 18 a 56 ppm, Sr de 4,807 a 861 ppm, Y de 30 a 90 ppm, Zr de 230 a 1,528 ppm, Nb presenta baja concentración en Auza (94 ppm) y alta en CP (378 ppm), La de 64 a 372 ppm, Ce de 129 a 782 ppm, Pb de 2.9 a 41.0 ppm, y Th de 7 a 53 ppm (tabla 5.1f). En ninguno de los elementos indicados se observa correlación alguna que represente acumulación en el magma residual o fraccionación de minerales, ya que se trata de cerros aislados. La relación Rb/Sr varía de 0.01 para la fonolita CP a 0.05 en la fonolita de olivino Horc.

f) Sierra de Otontepec: Cr presenta altas concentraciones en el basalto alcalino Tant (245 ppm), en la roca subvolcánica basáltica Mora (194 ppm) y en el traquibasalto SFra (176 ppm), presentando concentraciones en el límite de detección (10 ppm) en los traquibasaltos Oton y Camp, y en la basanita Cuam. Debido a que la variación en SiO₂ para estas muestras es muy pequeña (<2.7 %) se obtiene una recta casi vertical para Ni, Cr, V, Th, La y Ce, mientras que los elementos restantes grafican en un campo restringido quedando casi en contacto una muestra con otra. Ni varía de 5 a 131 ppm, Rb de 11 a 19 ppm, Sr de 524 a 906 ppm, Y de 22 a 29 ppm, Zr de 149 a 275 ppm, Nb de 28 a 73 ppm, La de 19 a 52 ppm, Ce de 43 a 104 ppm, Pb de 1.9 a 3.6 ppm, y Th de 2 a 6 ppm (tabla 5.1f). La relación Rb/Sr es muy baja y presenta una variación mínima (0.02–0.03), siendo rocas muy poco diferenciadas.

5.3.3 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Los diagramas multielementos contemplados en este trabajo se presentan en las figuras 5.10 a 5.15. Para diferenciar entre las rocas con alta y baja relación LILE/HFSE, se ha elaborado un diagrama de Ba/Nb vs. SiO₂ (no mostrado), donde a manera general las rocas con Ba/Nb >30 para el CCM, SSCC y ST coinciden con las rocas que en los diagramas multielementos presentan anomalías negativas para Nb y Ta (HFSE). Ésto, ha sido la base para describir por separado desde el apartado anterior (5.3.2) las rocas con alto LILE/HFSE (asociadas a subducción) y rocas con bajo LILE/HFSE (asociadas a procesos de intraplaca). Por otra parte, la descripción de los diagramas multielementos se ha realizado por separado para rocas poco diferenciadas y rocas evolucionadas, utilizando como criterio que las primeras tengan Mg# >52 y/o SiO₂ <50 % en peso ajustado.

a) Cinturón Candela-Monclova (Fig. 5.10): La única diferencia observable en el diagrama multielementos para la roca poco diferenciada (Marc-2) es la presencia de una anomalía positiva de P que indica acumulación de este elemento en el magma residual, mientras que en las rocas evolucionadas cambia a una ligera anomalía negativa, que se relaciona con fraccionamiento de apatito. Para todas las rocas de esta localidad se observa una anomalía negativa para Nb, Ta y Ti, así como una ligera anomalía positiva para Sr. Estas anomalías normalmente se han interpretado como características de magmas generados en un ambiente geotectónico de subducción, aunque, cabe aclarar que las anomalías negativas de los HFSE (Nb, Ta y Ti) también pueden ser generadas en parte, mediante fusión parcial de la corteza y mediante la mezcla de magmas evolucionados con magmas máficos (MORRIS *et al.*, 2000).

b) Sierra de Picachos (Fig. 5.11a y b): Las rocas menos diferenciadas (RFGb, RFPx y Sard-3) presentan patrones muy planos, sin observarse tendencias de fraccionación de minerales. Solamente en la muestra RFPx se observa una anomalía positiva de Sr que indicaría su acumulación en el magma residual. Patrones muy similares a éstos, pero con mayor enriquecimiento en elementos incompatibles, los presentan algunas rocas con grado de evolución intermedio (RFDi, Mon-1, Mon-2 y SJ-1).

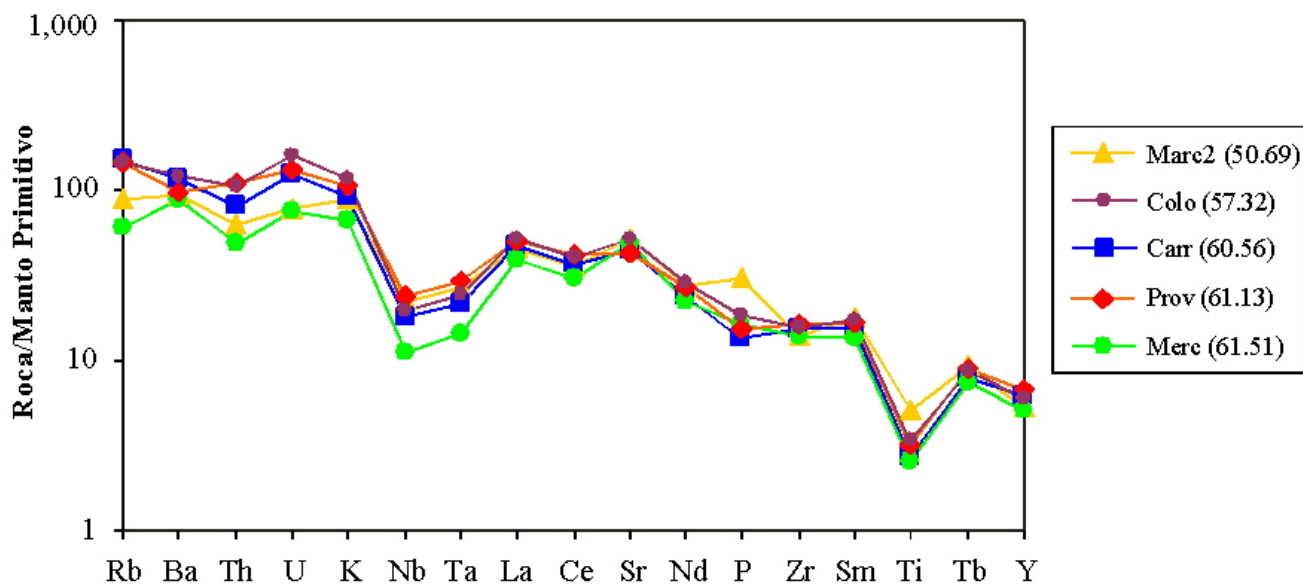


Fig. 5.10. Diagrama multielementos para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca.

En estas muestras empieza la aparición de una anomalía positiva para Ba en las sienitas de feldespato alcalino RFDi y SJ-1, esta última también con anomalía positiva para Sr, que indican acumulación de estos elementos en el magma residual. Así mismo, empieza la aparición de una anomalía negativa para: Sr en la sienita Mon-2, cuarzosienita Mon-1 y sienita de feldespato alcalino RFDi; P en SJ-1 y RFDi; y Ti en todas las muestras. Tales anomalías negativas se relacionan con fraccionamiento de plagioclasa, apatito y titanita, respectivamente. Las rocas más evolucionadas (sienitas nefelínicas Sard-1 y Nog-1, y cuarzosienitas de feldespato alcalino RFSi y RYe) muestran mayor grado de fraccionamiento en estos minerales (anomalías negativas más pronunciadas de Sr, P y Ti), además de observarse en todas ellas una anomalía negativa para Ba que se relaciona con fraccionamiento de mica y/o anfíbol. La roca más diferenciada de esta localidad (RYe) presenta además, una fuerte anomalía negativa para K, que se relaciona con fraccionamiento de feldespato potásico. No se observan anomalías negativas para Nb y Ta, por lo cual su génesis se relaciona con procesos de intraplaca.

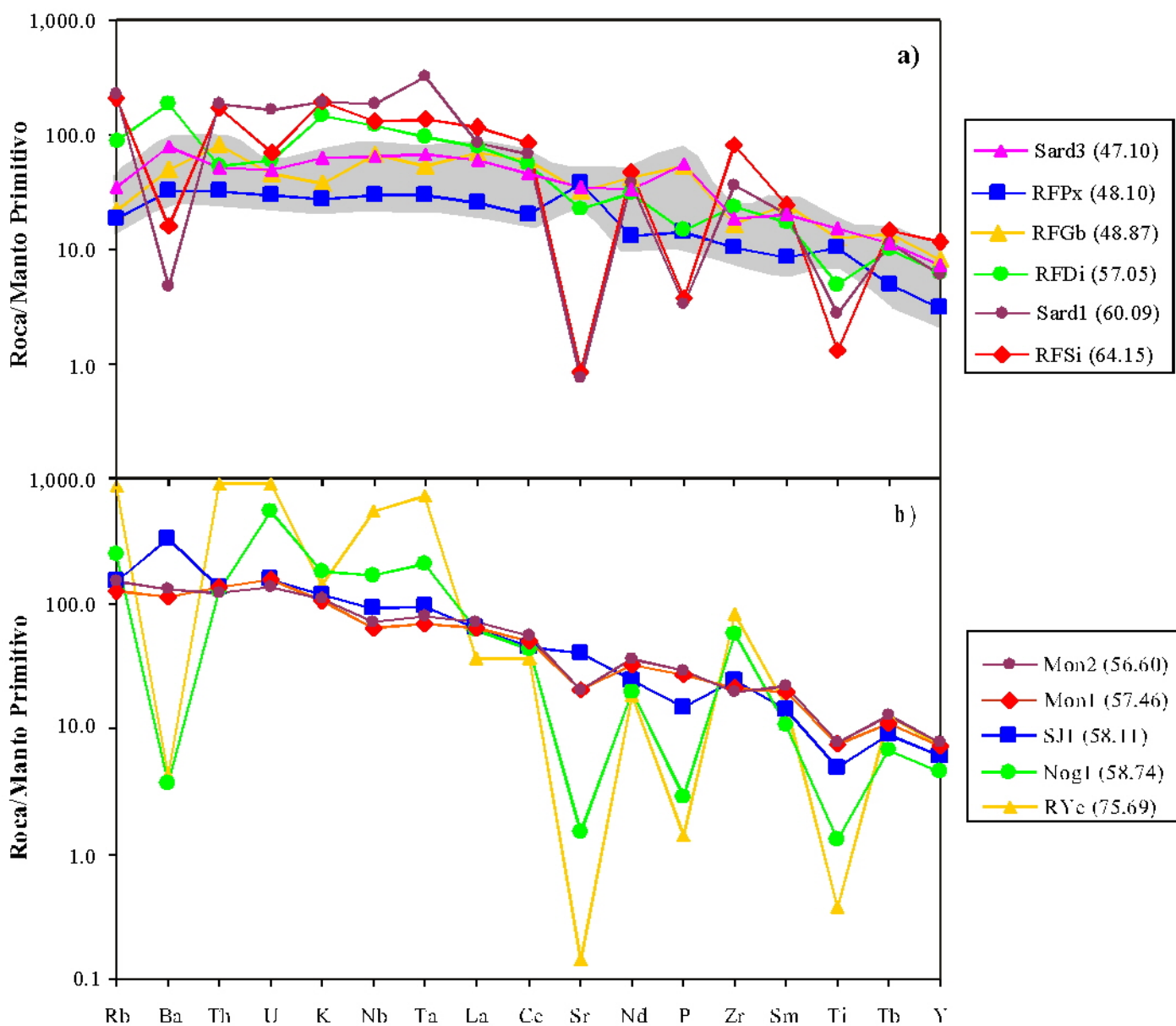


Fig. 5.11a y b. Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas poco diferenciadas.

c) Sierra de San Carlos-Cruillas (Fig. 5.12a y b): En las rocas intrusivas poco diferenciadas (monzogabro Pata-1, gabro SCGb y monzodiorita SCMD. Esta última con Mg# =58.64) se

observa una anomalía positiva para Ba, Nb, Sr y P en Pata-1, lo cual es indicativo de la acumulación de estos elementos en el magma residual. Por otra parte, las muestras SCGb y SCMD presentan las típicas anomalías negativas en HFSE (Nb, Ta y Ti) y la muestra SCMD la anomalía positiva para Sr, todas ellas relacionadas con componente de subducción. Además, la anomalía negativa para P y Ti en estas dos muestras, se relaciona con fraccionamiento de apatito y titanita, respectivamente; teniendo en la muestra SCMD las anomalías más pronunciadas. En las rocas más evolucionadas (sienita nefelínica Ros, microsienita de feldespato alcalino Sacr-1 y sienita de feldespato alcalino Ros) se observa una anomalía negativa para Ba en las muestras Sacr-1 y Ros, así como una anomalía negativa para Sr en las muestras Ros y SCSAG, relacionadas con el fraccionamiento de micas y/o anfíbol, y plagioclasa, respectivamente. En las tres muestras de rocas evolucionadas se observa anomalía negativa para P y Ti que se relacionan con fraccionamiento de apatito y titanita, respectivamente. Las rocas volcánicas (foidita CPaz, basanita PAN y basalto alcalino RBa; todas ellas poco diferenciadas) presentan patrones muy similares entre sí (Fig. 5.12b), a excepción de que solamente el basalto alcalino RBa presenta una ligera anomalía negativa para Sr que se relaciona con fraccionamiento de plagioclasa. En todas las muestras se observa una ligera anomalía negativa de Zr y Ti, que se relacionan con fraccionamiento de zircón y titanita, respectivamente. Además, en estas rocas volcánicas se presenta una fuerte anomalía negativa de K, que debido a la baja diferenciación de los magmas, se considera como una característica de la fuente magmática, ya que el K se queda en la flogopita o anfíbol residual a la fusión, siendo estables a profundidades del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999), pero como además se presenta anomalía negativa para Ti, es indicativo de una fuente residual rica en anfíbol (ROLLINSON, 1993). El patrón para la roca subvolcánica Guad es diferente al de las rocas volcánicas. En esta muestra se tiene un empobrecimiento en los elementos más incompatibles (Rb–La), desapareciendo prácticamente la anomalía negativa de K. Se observa además, que la concentración de los elementos menos incompatibles (Ce–Y) es similar a la que se tiene en las rocas volcánicas (p.e. RBa). Por lo tanto, las diferencias indicadas, se deben a que la muestra Guad, muy probablemente se originó por mayor grado de fusión parcial de una fuente similar a la que originó las rocas volcánicas.

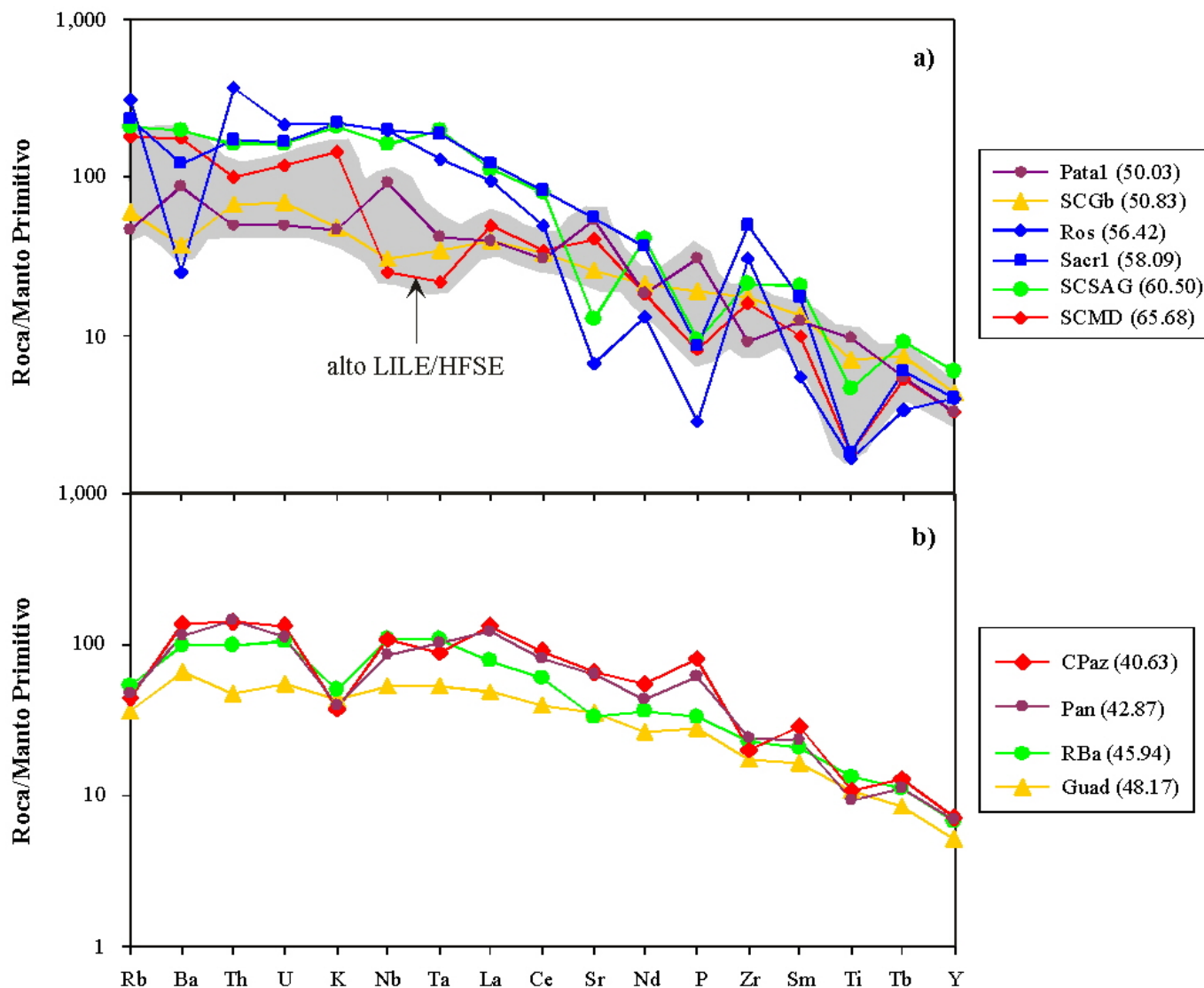


Fig. 5.12a y b. Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. **a)** Rocas intrusivas, **b)** Rocas volcánicas y subvolcánicas. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas intrusivas poco diferenciadas.

d) Sierra de Tamaulipas (Fig. 5.13a, b y c): Para las rocas intrusivas del CIRP (Fig. 5.13a) se observan patrones suaves en las rocas poco evolucionadas (gabros PiAl y PiGb), las cuales presentan menor contenido de elementos incompatibles (Rb–La) que las rocas restantes. Se observa solamente una pequeña anomalía negativa para Sr y P en la muestra PiAl, la cual se

relaciona con fraccionamiento de plagioclasa y apatito, respectivamente. Para las rocas intrusivas evolucionadas del CIRP (cuarzoesienita de feldespato alcalino PiGr, sienita de feldespato alcalino con feldespatoide PiSN y foidolita PiRN) los patrones están más enriquecidos en los elementos más incompatibles (Rb–La). Se observa fuerte anomalía positiva para Nb y Ta en la muestra PiRN por acumulación de estos elementos en el magma residual, así como una anomalía negativa para K que indica fraccionamiento de feldespato potásico, y una ligera anomalía negativa de Sr que indica fraccionamiento de plagioclasa. Además, se presenta anomalía negativa para P y Ti en estas tres rocas evolucionadas, lo que se relaciona con fraccionamiento de apatito y titanita, respectivamente.

Los patrones para las rocas volcánicas de la periferia de la sierra (Fig. 5.13b) son muy similares entre sí para las rocas clasificadas como basalto alcalino (LAg-1, SJu-2, JMM, MSFB y Huac), terminando incluso con la misma relación respecto al Manto Primitivo en el elemento menos incompatible (Y), no observándose fraccionación significativa de ningún mineral. A diferencia, la traquita Cau por su mayor grado de evolución, presenta mayor enriquecimiento en los elementos más incompatibles (Rb–Ce), teniendo fuertes anomalías negativas para Sr, P y Ti que se relacionan con fraccionamiento de plagioclasa, apatito y titanita, respectivamente. Además, presenta anomalía negativa para Ba que se relaciona con fraccionamiento de micas y/o anfíbol. La presencia de patrones subparalelos y el aumento en el contenido de elementos incompatibles con el aumento de SiO₂ es indicio de que las rocas de la porción oriental de la ST (SJu-2 y LAg-1) se desarrollaron por procesos de cristalización fraccionada, mientras que los patrones subparalelos y la disminución en el contenido de elementos incompatibles con el aumento de SiO₂ para las rocas de la porción occidental de la misma, se desarrollaron por diferentes grados de fusión parcial.

La mayoría de los basaltos (excepto MSFB) presentan una pequeña anomalía negativa de K, y que por la poca diferenciación de los magmas, se considera como una característica de la fuente con flogopita residual a profundidades del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999).

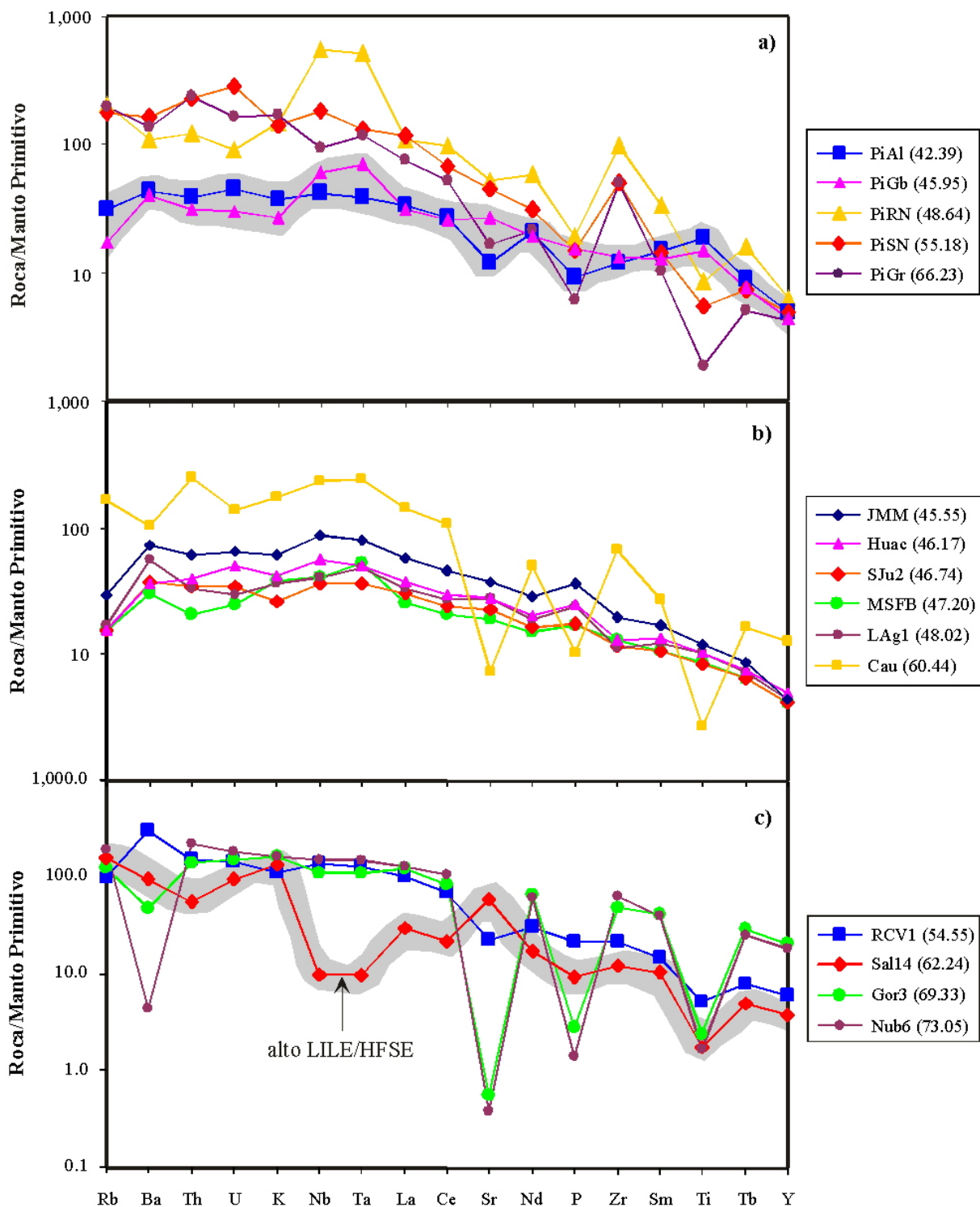


Fig. 5.13. Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas. **a)** Complejo Ígneo del Rancho El Picacho (CIRP), **b)** Vulcanismo periférico, **c)** Complejo Intrusivo Central (CICST). Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas intrusivas poco diferenciadas del CIRP (a) y con la roca asociada a subducción (c).

Los patrones para las rocas intrusivas del CICST (Fig. 5.13c) son muy similares en los elementos más incompatibles (Rb–Ce, con excepción del Ba) y con marcadas diferencias para los elementos menos incompatibles (Sr–Y) entre la roca con grado medio de diferenciación (sienita con feldespatoides RCV-1) y las rocas fuertemente diferenciadas (granito de feldespato alcalino Gor-3 y Nub-6). Las rocas más diferenciadas presentan fuertes anomalías negativas para Ba, Sr, P y Ti, que se relacionan con fraccionamiento de mica y/o anfíbol, plagioclasa, apatito y titanita, respectivamente. Las anomalías negativas para Sr, P y Ti también se observan en la muestra RCV-1 pero son menos pronunciadas. Un patrón totalmente diferente a los mencionados lo presenta la monzodiorita Sal-14 (campo gris, Fig. 5.13c), en el cual es posible observar anomalías negativas para elementos HFSE (Nb, Ta, P y Ti), así como una anomalía positiva para Sr, lo que indica características para rocas generadas en un ambiente geotectónico de subducción. Detalles que diferencian a este complejo del resto de la ST pueden consultarse en VIERA-DÉCIDA (1988).

e) Planicie de Tampico (Fig. 5.14): Las rocas poco diferenciadas (basanita Auza y fonolita de Olivino Horc) presentan un patrón muy similar con la excepción de que la muestra Auza tiene una anomalía negativa más pronunciada en K debido a una fuente magmática con anfíbol residual que se relaciona con profundidades del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999). Además, estas dos muestras presentan una pequeña anomalía negativa en Sr que se relaciona con fraccionamiento de plagioclasa. La roca más evolucionada (fonolita CP) presenta un mayor enriquecimiento en la mayoría de los elementos, con excepción de K, P y Ti, en los que presenta fuertes anomalías negativas debido a fraccionamiento de feldespato potásico, apatito y titanita, respectivamente.

f) Sierra de Otontepec (Fig. 5.15): Todas las rocas de esta localidad consisten de rocas volcánicas (excepto Mora, subvolcánica), teniendo bajo grado de diferenciación ($\text{SiO}_2 < 50\%$ p. aj.). Los patrones para las rocas volcánicas son muy similares y subparalelos, lo que sugiere su desarrollo a partir de una misma fuente magmática, y considerando que se presenta una anomalía negativa de K, se relaciona con la presencia de flogopita residual en la fuente, indicando profundidades del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999). El patrón para la roca subvolcánica Mora presenta un empobrecimiento en casi todos los

elementos, a excepción de los menos incompatibles (Ti–Y), y considerando que conserva aún la anomalía negativa de K, se sugiere una generación por mayor grado de fusión parcial de una fuente similar a la que originó las rocas volcánicas.

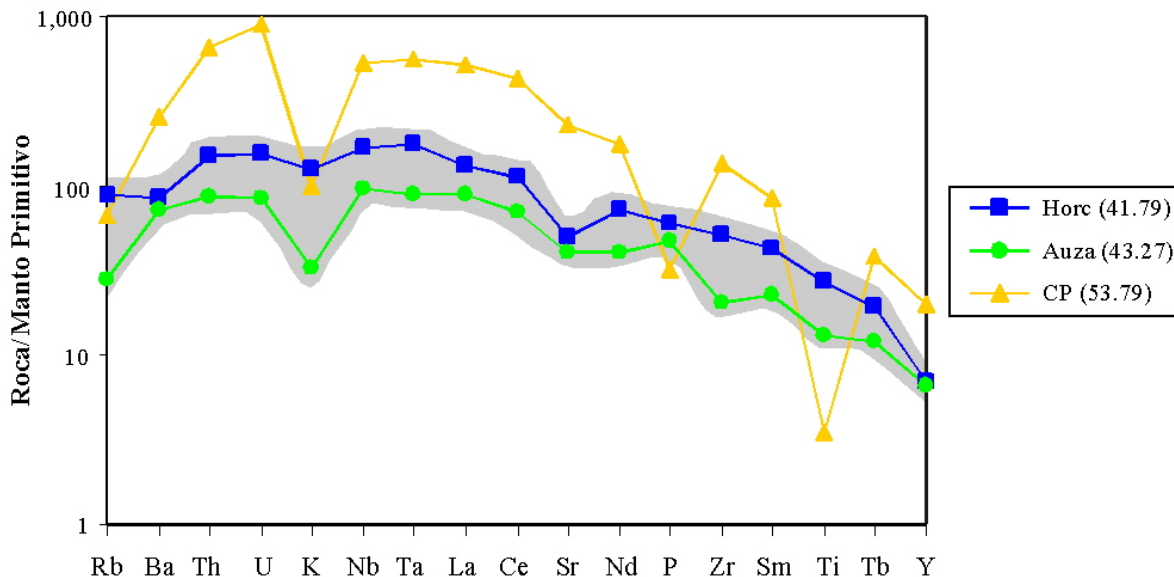


Fig. 5.14. Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico. Datos analíticos normalizados al Manto Primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca. El campo de color gris corresponde con las rocas poco diferenciadas.

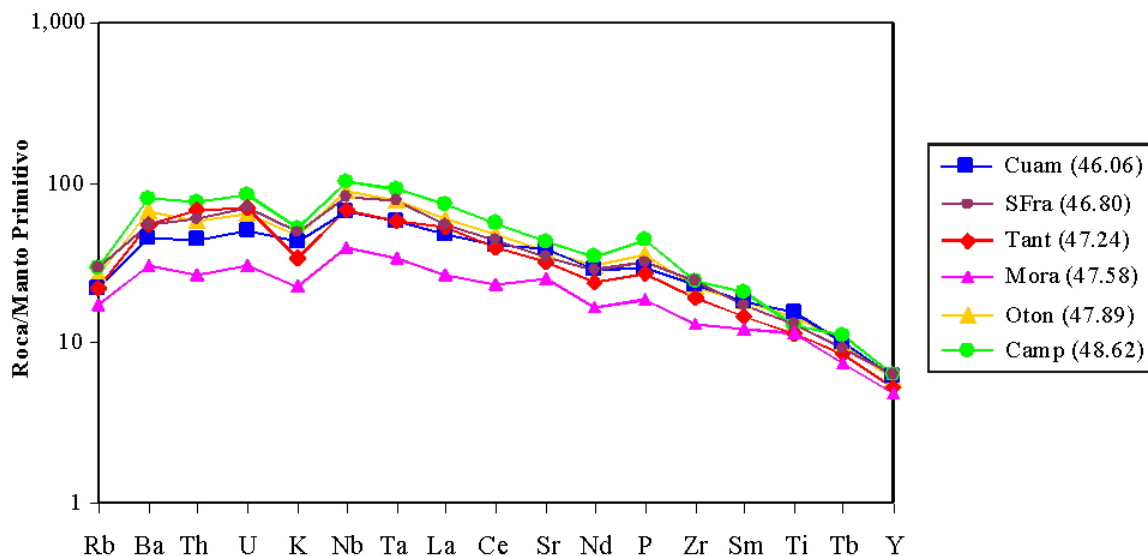


Fig. 5.15. Diagramas multielementos para las rocas magmáticas de la Sierra de Otontepec. Datos analíticos normalizados al manto primitivo con valores propuestos por SUN (1980) y McDONOUGH *et al.* (1992). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca.

Con excepción de la muestra Mora, todas las rocas presentan un patrón paralelo muy similar entre sí, las cuales se enriquecen ligeramente en los elementos incompatibles a medida que aumenta su contenido de SiO₂, lo que sugiere su desarrollo por medio de cristalización fraccionada. Todas las muestras presentan una ligera anomalía negativa de K, por lo que su fuente magmática debe ser de una profundidad del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999), similar al indicado para las rocas basálticas de la ST.

5.3.4 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TIERRAS RARAS

Los diagramas de REE para las rocas magmáticas contempladas en la presente tesis se presentan en las figuras 5.17 a 5.21, cuyos datos analíticos han sido normalizados a condritas utilizando los valores de TAYLOR y McLENNAN (1985).

a) Cinturón Candela-Monclova (Fig. 5.16): Se observa un patrón muy similar para todas las muestras analizadas, que indica un enriquecimiento fuerte para las LREE (La_n 76–101 veces mayor que en el Manto Primitivo) que disminuye en dirección de la HREE (Lu_n 9–12 veces mayor que en el Manto Primitivo), teniendo un patrón con pendiente negativa para las LREE con (La/Sm)_n que varía de 3.1 a 2.6, mientras para la HREE se presenta un patrón casi plano con (Tb/Lu)_n que varía de 1.9 a 1.4. Los patrones de REE para las muestras consideradas de esta localidad son muy paralelos entre sí, lo que podría indicar que las rocas fueron originadas a partir de una misma fuente magmática. La relación (La/Yb)_n varía levemente de 9.0 a 10.1, representando rocas con bajo grado de fraccionación en REE. No se observa anomalía de Eu.

b) Sierra de Picachos (Fig. 5.17a y b): Se observan patrones subhorizontales muy similares para las rocas básicas a intermedias con contenidos de SiO₂ <58.2 % p. aj. (Sard-3, RFPx, RFGb y RFDi en Fig. 5.17a; SJ-1, Mon-1 y Mon-2 en Fig. 5.17b), lo que indica que fueron formadas a partir de una misma fuente magmática.

Los patrones son muy similares a los que presentan las rocas del CCM, teniendo valores de La_n entre 49 y 56 y de Lu_n entre 5 y 12, donde los valores más pequeños corresponden con el cuarzogabro RFPx. Se observa mayor disminución en las HREE a partir de Tm para las rocas sieníticas SJ-1, Mon-1 y Mon-2.

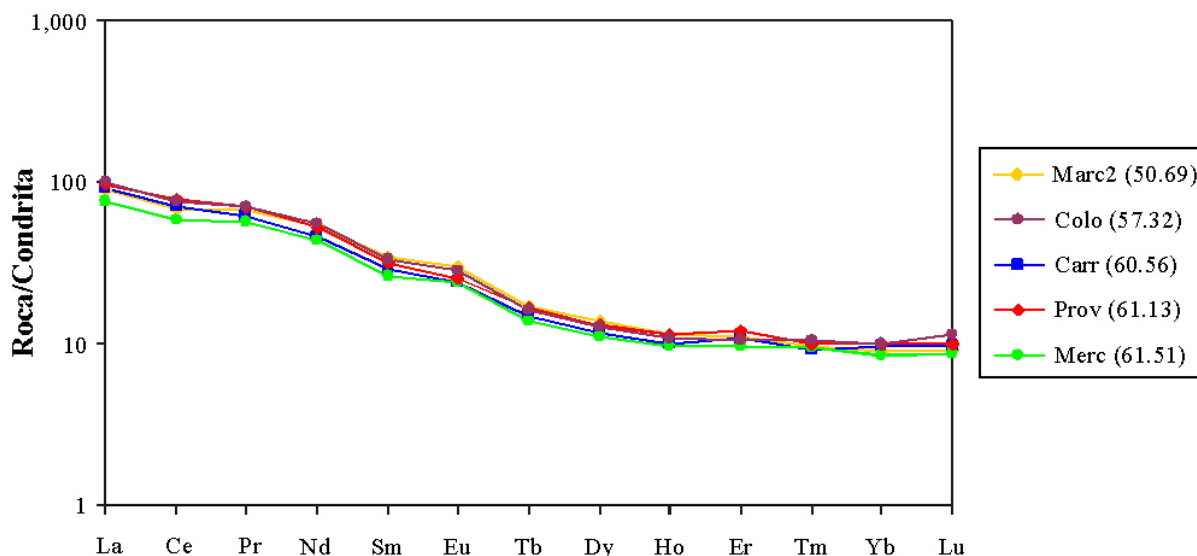


Fig. 5.16. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO_2 en base seca.

Todas las muestras con $\text{SiO}_2 < 58.2$ % p. aj. presentan anomalía positiva para Eu que se relaciona con acumulación de plagioclasa, siendo la muestra SJ-1 la que presenta la anomalía más pronunciada (Fig. 5.17a). Los patrones para las rocas más diferenciadas (Sard-1 y RFSi en Fig. 5.17a; Nog-1 y RYe en Fig. 5.17b) son similares a los de las muestras anteriores, con excepción de que presentan una anomalía negativa de Eu por fraccionación de plagioclasa. Además, las muestras Sard-1 y RFSi presentan a manera general mayor contenido en LREE (La–Sm) y las muestras Nog-1 y RYe menor contenido en esos mismos LREE que las muestras con $\text{SiO}_2 < 58.2$ % p. aj. La muestra RYe presenta la anomalía negativa más pronunciada para Eu, teniendo una relación 1:1 respecto al Manto Primitivo, lo cual en conjunto con la baja relación LILE/HFSE es típico para rocas de alto sílice. La relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ varía levemente de 10.1 a 14.9, teniendo mayor fraccionación en REE que las rocas del CCM. El patrón para LREE presenta una suave pendiente negativa con $(\text{La}/\text{Sm})_n$ que varía de 5.8 a 2.4, mientras que el patrón para HREE es casi plano con $(\text{Tb}/\text{Lu})_n$ que varía de 2.4 a 0.7.

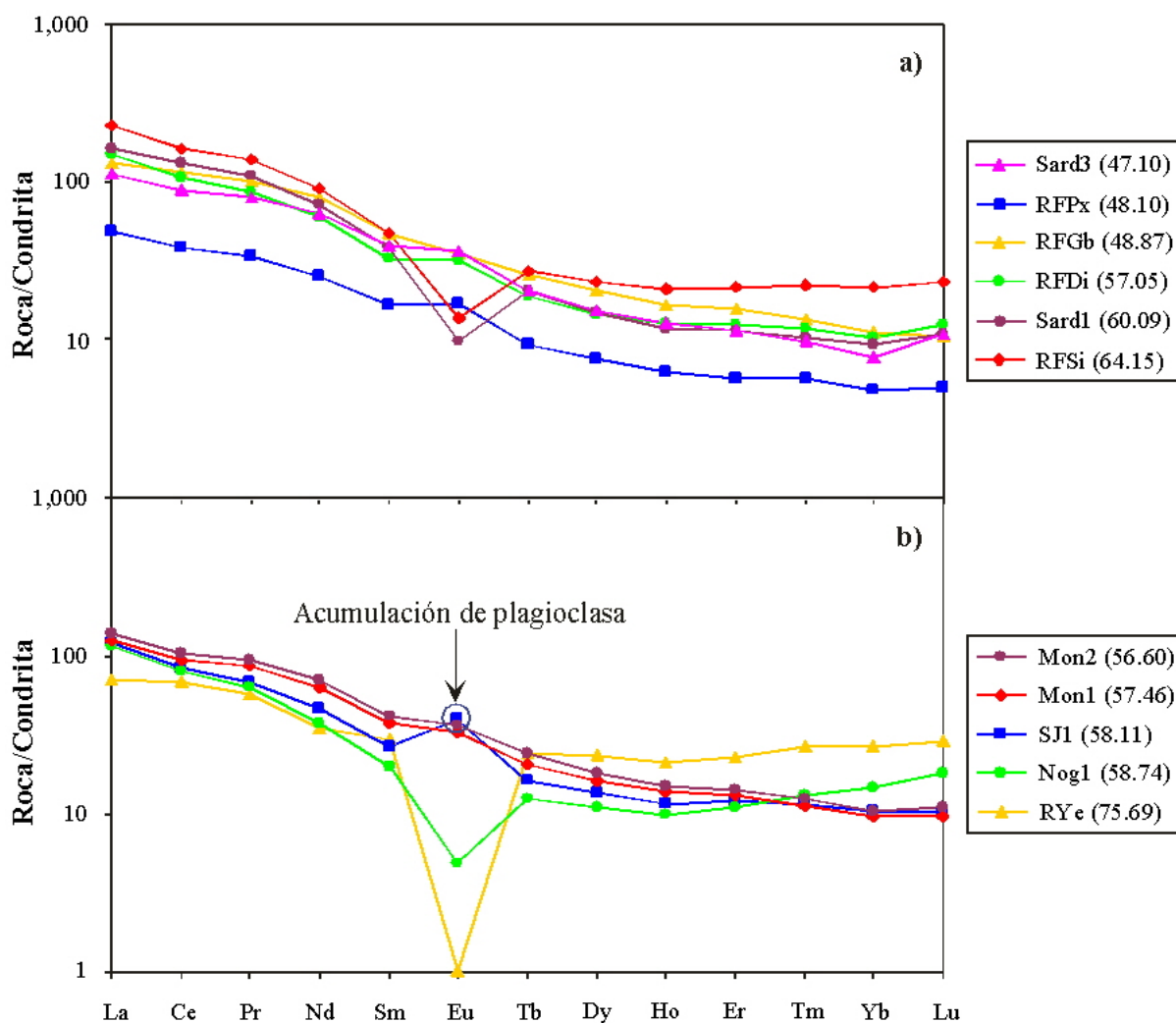


Fig. 5.17a y b. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO_2 en base seca.

Debido a que existen patrones con diferente grado de enriquecimiento entre LREE y HREE como el de la sienita Mon-2 y el de la cuarzosienita Mon-1 que se entrecruzan con los restantes en las REE más pesadas, se infiere la posible participación de fuentes magmáticas diferentes durante la generación de las rocas de esta localidad.

c) Sierra de San Carlos-Cruillas (Fig. 5.18a y b): Es posible diferenciar hasta tres grupos de muestras que presentan características geoquímicas diferentes en las rocas intrusivas, mientras que las rocas volcánicas se concentran en un solo grupo.

En el primer grupo se incluyen las rocas que en los diagramas multielementos muestran una alta relación en LILE/HFSE (gabro SCGb y monzodiorita SCMD), cuyos patrones son muy similares a los que presentan las rocas del CCM. Estas poseen un valor para $(La)_n$ de 76 y 95, con patrones empobrecidos en HREE, teniendo valores de $(Lu)_n$ de 7 y 8, respectivamente, y $(Tb/Lu)_n$ que varía de 2.0 a 1.3. El patrón para las LREE presenta una pendiente negativa con $(La/Sm)_n$ que varía de 5.0 a 2.9. Aunque, es importante mencionar que el patrón para la monzodiorita SCMD presenta un empobrecimiento en las REE de Sm a Tm, que por lo general se atribuye a fraccionación de anfíbol. La relación $(La/Yb)_n$ es de 10.5 y 13.1, respectivamente; lo cual las ubica en un grado de fraccionación mayor que las muestras del CCM.

En el segundo grupo se incluyen las rocas con baja relación LILE/HFSE, que se han generado en ambiente de intraplaca. En la Fig. 5.18a se puede observar que el monzogabro Pata-1 y la sienita alcalina SCSAG presentan patrones subparalelos, con mayor contenido en REE a medida que aumenta el contenido de SiO_2 , lo que es indicativo para muestras que se han generado por cristalización fraccionada de un magma en común. El valor para La_n es de 76 y 221, respectivamente; con una fuerte pendiente negativa hacia el Eu y $(La/Sm)_n$ que varía de 5.5 a 3.2. El patrón para las HREE no es tan plano, sino que muestra una pendiente negativa presentando $(Tb/Lu)_n$ entre 2.6 y 2.4. La relación $(La/Yb)_n$ es de 17.2 y 24.9, respectivamente, representando rocas con mayor grado de fraccionación en REE que las descritas con anterioridad.

El tercer grupo corresponde con las variedades sieníticas que contienen feldespatoides (sienita nefelínica Ros y microsienita de feldespato alcalino con feldespatoide Sac-1) que también presentan una baja relación LILE/HFSE, cuyo contenido de La_n es de 183 y 234, y el de Lu_n de 8 y 7, respectivamente. Los patrones para estas muestras indican un fuerte empobrecimiento (fuerte pendiente negativa) desde el La_n hasta el Eu_n con $(La/Sm)_n$ que varía de 17.6 a 7.0. La muestra Sac-1 presenta un patrón de HREE muy plano con $(Tb/Lu)_n=1.6$, mientras Ros es plano de Tb a Ho, enriqueciéndose en Er, y a partir de Tm es nuevamente plano hasta Lu, teniendo $(Tb/Lu)_n=0.8$.

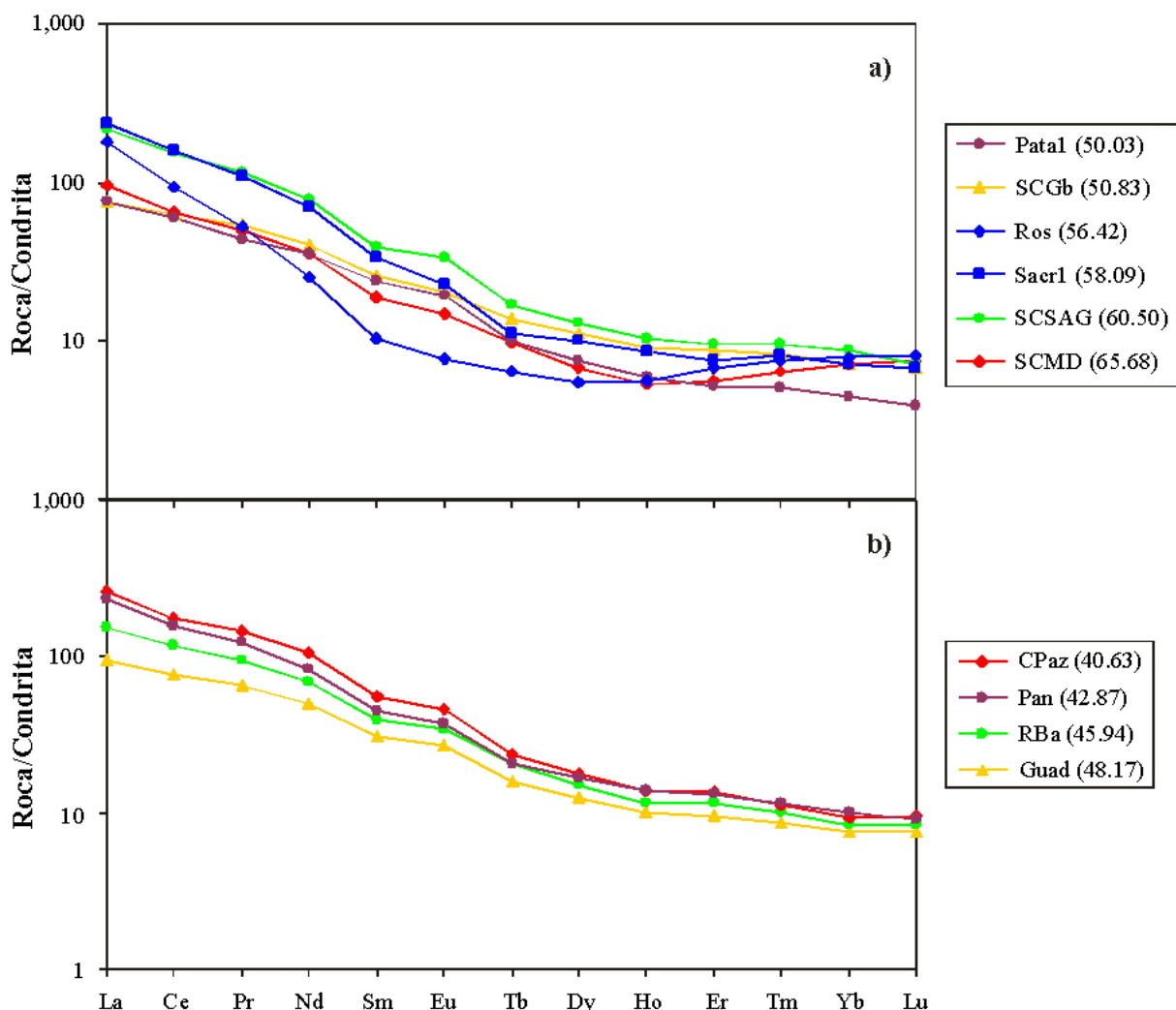


Fig. 5.18a y b. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO_2 en base seca.

La relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ es de 22.6 en Ros y 32.3 en Sacr-1, siendo rocas con alto grado de fraccionación en REE. El fuerte empobrecimiento en MREE que presentan las rocas sieníticas del área desde Sm hasta Tm, está relacionado con fraccionación de anfíbol.

Los patrones para rocas volcánicas (Fig. 5.18b) son muy paralelos entre sí, donde el contenido en REE disminuye con el aumento en SiO_2 , abriéndose además en forma de abanico hacia las LREE, lo que sugiere una génesis por diferentes grados de fusión parcial. El contenido de La_n varía de 262 a 95, mientras que Lu_n varía de 10 a 8, ambos elementos en

CPaz y Guad. Se presenta un patrón de LREE con una pendiente negativa y valores de $(La/Sm)_n$ que varían de 5.3 a 3.0. El patrón para las HREE presenta una leve pendiente negativa con $(Tb/Lu)_n$ de 2.5 a 2.1. La relación $(La/Yb)_n$ varía de 28.2 a 12.4, lo que indica un alto grado de fraccionación en REE.

d) Sierra de Tamaulipas (Fig. 5.19a, b y c): Los patrones para las rocas del CIRP (Fig. 5.19a) son muy distintos entre sí. Aunque, aparentemente para la sienita con feldespatoides PiSN y la cuarzosienita de feldespato alcalino PiGr, los patrones son muy paralelos, el contenido en REE es mayor en la roca con menor contenido de SiO_2 (PiSN), lo que sugiere una génesis por diferentes grados de fusión parcial. Los gabros PiGb y PiAl presentan valores de $(REE)_n$ casi idénticos entre sí. Las muestras PiSN y PiGr presentan un patrón de LREE con fuerte pendiente negativa, teniendo $(La/Sm)_n$ de 8.2 a 7.6. Respecto a las HREE, su patrón es casi plano entre MREE y HREE con $(Tb/Lu)_n$ entre 1.2 a 1.0, y una relación $(La/Yb)_n$ de 26.4 a 20.3, siendo correlacionable con un alto grado de fraccionación de REE. El empobrecimiento en REE desde Sm hasta Sm se relaciona con fraccionación de anfíbol. El patrón de REE para los gabros PiGb y PiAl, así como para la foidolita PiRN es más plano que las muestras anteriores. Para las LREE $(La/Sm)_n$ varía de 3.2 a 2.3, mientras que el patrón de HREE refleja una leve tendencia negativa entre MREE y HREE con $(Tb/Lu)_n$ que varía de 3.3 a 2.7. La relación $(La/Yb)_n$ varía de 25.7 a 10.1. Las LREE están menos enriquecidas, mientras que las HREE son muy similares a las muestras restantes del CIRP.

Debido al gran contenido de REE para la carbonatita PiSO, su patrón se presenta en la Fig. 19a con una escala distinta (lado derecho del diagrama) a fin de no comprimir los patrones para las otras muestras. A manera general, dicho patrón de REE refleja un fuerte enriquecimiento en estos elementos respecto al Manto Primitivo, la relación $(La/Yb)_n$ es de 48.5, y presenta una suave pendiente negativa para LREE con una relación $(La/Sm)_n$ de 6.4, así como una fuerte pendiente también negativa de HREE con una relación $(Tb/Lu)_n$ de 10.9. Estas características especiales de la soevita PiSO corresponden con aquellas indicadas por GRAF (1984 en: BELL, 1989) para rocas carbonatíticas, y las hacen distinguirse ampliamente del resto de rocas ígneas en el área.

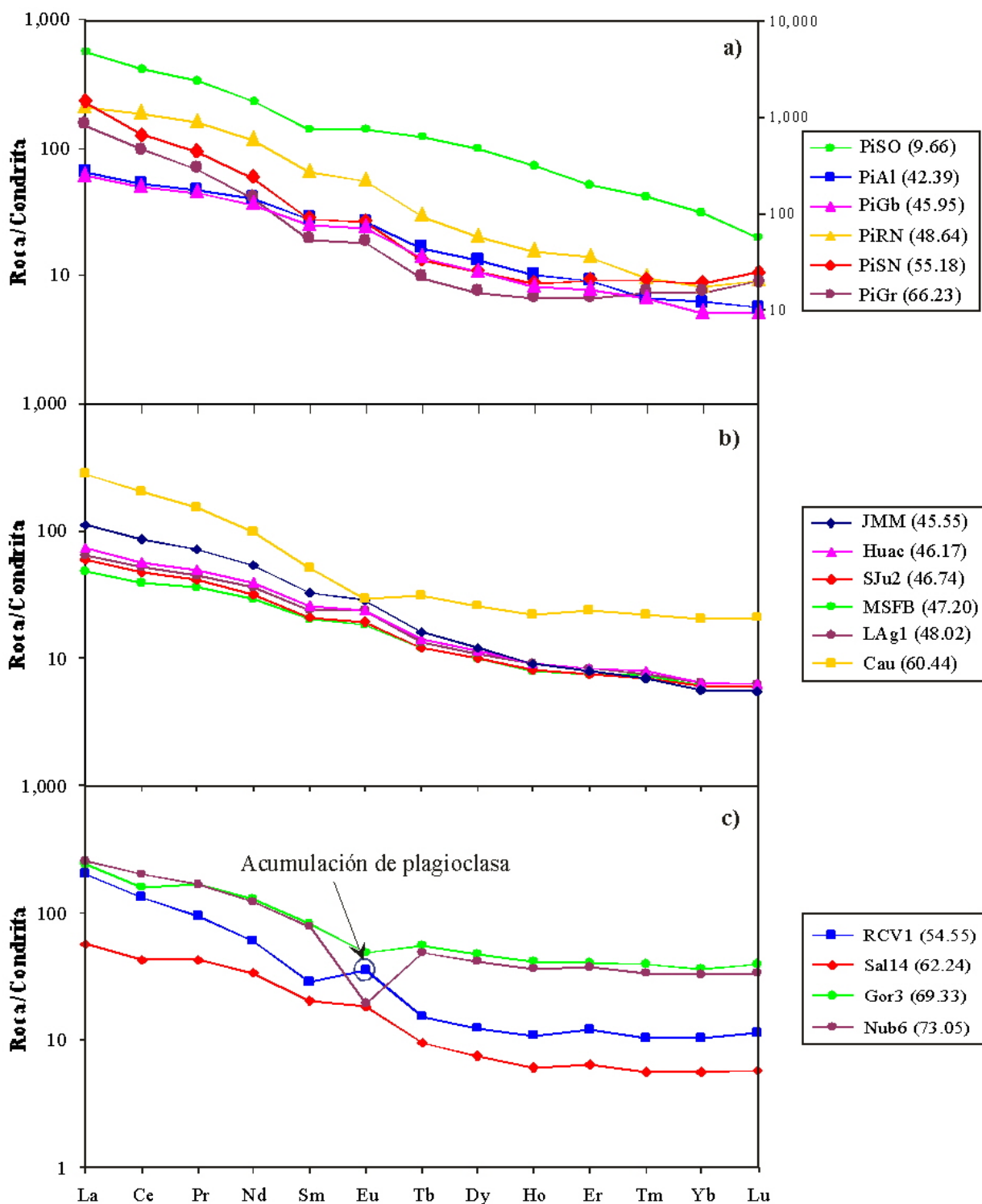


Fig. 5.19a, b y c. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas. **a)** Complejo Ígneo del Rancho El Picacho. **b)** Vulcanismo periférico. **c)** Complejo Intrusivo Central (CICST). Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca. La escala para la carbonatita PiSO se presenta en el lado derecho de la Fig. 5.19a.

Los patrones para las rocas volcánicas de la periferia de la ST (Fig. 5.19b) clasificadas como basalto alcalino (MSFB, SJu-2, LAg-1, Huac y JMM) son muy similares entre sí para las HREE, pero es posible diferenciar dos tendencias en cuanto a las LREE. Los patrones para las rocas del flanco occidental de la sierra (JMM, Huac y MSFB) se abren en forma de abanico hacia las LREE y se empobrecen en ellas a medida que el contenido de SiO₂ aumenta, lo que sería indicativo de diferentes grados de fusión parcial durante la generación de estas rocas, aunque cabe aclarar que la muestra MSFB presenta un ligero enriquecimiento en HREE a partir de Er, con lo que el patrón se entrecruza con las otras dos muestras. Para el caso de las rocas del flanco oriental de la sierra (SJu-2, LAg-1 y Cau) los patrones son subparalelos, y puede apreciarse a manera general un enriquecimiento en todas las REE (excepto Eu) a medida que aumenta el contenido de SiO₂, lo cual es indicativo de un proceso de cristalización fraccionada. El Eu se presenta como una anomalía negativa en la traquita Cau debido a fraccionación de plagioclasa por su alto grado de diferenciación magmática. Los valores de La_n para los basaltos alcalinos varían de 49 a 112 para MSFB y JMM, respectivamente; mientras que para Lu_n se mantiene en 6 para todas estas muestras. El patrón de LREE presenta una pendiente negativa con (La/Sm)_n que varía de 3.4 a 2.4, mientras que (Tb/Lu)_n varía de 2.9 a 2.0. La relación (La/Yb)_n es de 8.1 a 19.8 para MSFB y JMM, respectivamente. La traquita Cau presenta un valor de La_n de 283 y de 21 para Lu_n. El patrón de LREE presenta pendiente negativa con (La/Sm)_n de 5.5, mientras que el patrón de HREE es casi plano con (Tb/Lu)_n de 1.5. Su relación (La/Yb)_n es de 13.8, teniendo bajo grado de fraccionación de REE.

En la Fig. 5.19c se presenta el patrón de REE para las rocas intrusivas del CICST, donde la roca con menor contenido en estos elementos es la monzodiorita Sal-14, que según los diagramas de elementos incompatibles ha sido relacionada con procesos de subducción (alto LILE/HFSE) y corresponde con el CIRS (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998). Las muestras restantes (sienita con feldespatoides RCV-1 y granitos de feldespato alcalino Gor-3 y Nub-6) presentan mayores contenidos en todas las REE, con excepción de Nub-6 que refleja una fuerte anomalía negativa de Eu y en menor medida la muestra Gor-3, por fraccionación de plagioclasa. Además, la muestra RCV-1 presenta anomalía positiva de Eu por acumulación de plagioclasa. Los patrones de HREE son muy planos [(Tb/Lu)_n de 1.4 a 1.3], a excepción de Sal-14 que se empobrece desde Eu_n hasta Ho_n a partir del cual se mantiene como un patrón plano, presentando (Tb/Lu)_n=1.6. El valor para La_n

en la monzodiorita Sal-14 es de 57, mientras que para las restantes varía de 199 en RCV-1 a 253 en Nub-6; y para el Lu_n es de 6 para Sal-14 y de 12 a 39 para RCV-1 y Gor-3, respectivamente. Los patrones de LREE presentan una pendiente negativa con $(\text{La}/\text{Sm})_n$ que varía de 6.9 a 2.9, y para Sal-14 es de 2.8. La relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ es de 10.1 para Sal-14, variando de 6.7 a 19.0 para Gor-3 y RCV-1, respectivamente, indicando rocas con bajo grado de fraccionación de REE. Los patrones con empobrecimiento de REE intermedias (Sm, Eu y Tb) para las muestras Cau, Gor-3 y Nub-6 sugieren la probable fraccionación de anfíbol.

e) Planicie de Tampico (Fig. 5.20): Se observan patrones subparalelos, a excepción de que para la fonolita de olivino Horc y la basanita Auza se traslapan y entrecruzan a partir de Tm. Se observa una clara y constante disminución en el contenido de REE desde La_n hasta Lu_n , teniendo valores bajos de La_n en Auza y Horc de 174 y 256, Lu_n de 9 y 7, y una relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 19.7 y 31.8, respectivamente, lo que demuestra magmas con fuerte fraccionación en REE. La fonolita CP presenta mayor enriquecimiento en todas las REE, teniendo un valor para La_n de 1,014; Lu_n de 22 y relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 48.3, tratándose se una roca muy evolucionada. Los patrones de LREE presentan pendientes negativas teniendo $(\text{La}/\text{Sm})_n$ que varía de 6.2 a 3.1, mientras que los patrones de HREE muestran una pendiente un poco más suave con valores de $(\text{Tb}/\text{Lu})_n$ que varían de 4.9 a 2.4. Debido a que los patrones de HREE para las muestras Horc y Auza se entrecruzan, es probable la participación de al menos dos diferentes fuentes magmáticas durante la génesis de estas rocas.

f) Sierra de Otontepec (Fig. 5.21): El patrón con menor relación de LREE respecto al Manto Primitivo corresponde con la única roca subvolcánica analizada en esta zona (Mora), que para las HREE es solo ligeramente menor que en las rocas volcánicas. El valor para La_n en la muestra Mora es de 52, Lu_n de 7 y la relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 7.1. El patrón para LREE presenta una suave pendiente negativa con $(\text{La}/\text{Sm})_n=2.2$, mientras que el patrón para HREE se suaviza teniendo $(\text{Tb}/\text{Lu})_n=2.1$. Por otra parte, los patrones para HREE son muy similares, y se abren en forma de abanico hacia las LREE, lo cual es indicativo de rocas generadas por diferentes grados de fusión parcial.

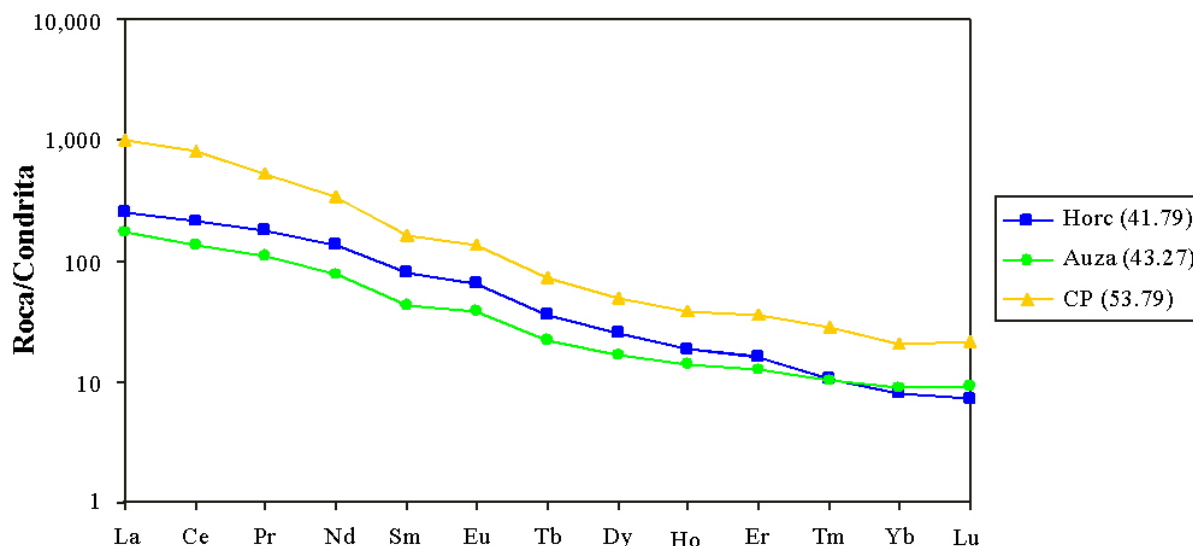


Fig. 5.20. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico. Datos analíticos normalizados a condrita con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO_2 en base seca.

Para las rocas volcánicas (Cuam, Tant, SFra, Oton y Camp) los patrones de LREE son más o menos paralelos, cuya relación respecto al Manto Primitivo aumenta conforme aumenta el contenido de SiO_2 , siendo indicativo de un proceso de cristalización fraccionada. A partir del Pr los patrones se entrecruzan ligeramente pero se mantiene siempre la mayor relación en la muestra con mayor contenido de SiO_2 (traquibasalto Camp). El valor de La_n para este grupo de rocas varía de 93 en Cuam a 142 en Camp, para Lu_n de 8 en Tant y SFra a 10 en Camp. La relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ varía de 10 en Cuam a 14.6 en Camp. La roca subvolcánica basáltica (Mora) presenta el mayor empobrecimiento en REE, con un patrón de menor pendiente en LREE que el que se presenta en el resto de las rocas. Los valores de $(\text{La}/\text{Sm})_n$ para las rocas volcánicas varían de 3.7 a 2.7, teniendo un patrón casi plano para HREE con $(\text{Tb}/\text{Lu})_n$ que varía muy poco (2.1–2.0).

Ninguna de las rocas de esta localidad presenta anomalía de Eu. La relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$ demuestra un bajo grado de fraccionación en REE, mientras que el paralelismo de los patrones corresponde con una misma fuente magmática durante la generación de los magmas.

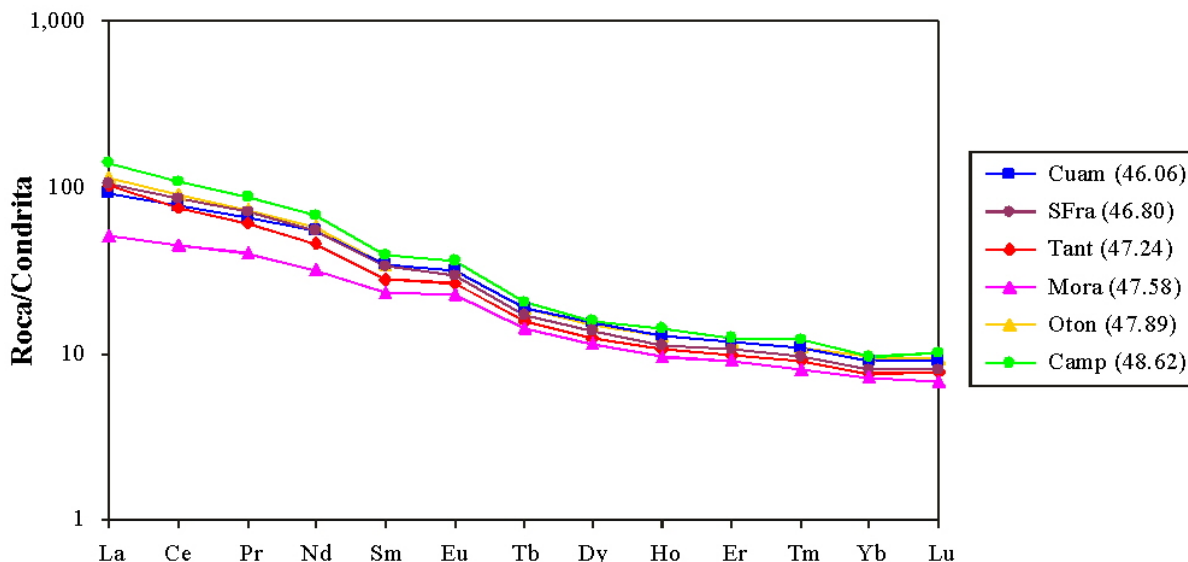


Fig. 5.21. Patrones de elementos tierras raras para las rocas magmáticas de la Sierra de Otontepec. Datos analíticos normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). Los valores en paréntesis se refieren al contenido de SiO₂ en base seca.

5.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

La Fig. 5.22 corresponde con el diagrama de discriminación para rocas basálticas de Zr vs. Zr/Y propuesto por PEARCE (1982). En este diagrama se incluye el basalto alcalino RBa, la basanita Pan y la roca subvolcánica Guad provenientes de la SSCC; los basaltos alcalinos JMM, Huac, SJu-2, MSFB y LAg-1 provenientes de la ST; la basanita Auza proveniente de la PT; y el basalto alcalino Tant, la basanita Cuam y los traquibasaltos SFra, Camp y Oton provenientes de la SOT. Todas estas rocas grafican en el campo de basaltos de intraplaca.

Para el caso de las rocas plutónicas que contienen más del 5 % de cuarzo modal, se ha utilizado el diagrama de discriminación para rocas graníticas de [Y + Nb] vs. Rb propuesto por PEARCE *et al.* (1984) que define el término de “roca granítica” como “cualquier roca plutónica que contenga más que 5 % Vol. de cuarzo modal”. En este diagrama (Fig. 5.23) se han considerado rocas del CCM, SP, SSCC y ST. Las cuarzomonzodioritas Merc y Carr del CCM caen en el campo de granitos de arco volcánico. Las cuarzoesenitas Sard-3 y Mon-1, y las cuarzoesenitas de feldespato alcalino RFSi y RYe de la SP, así como la cuarzoesenita de

feldespato alcalino PiGr y los granitos Nub-6 y Gor-3 de la ST caen en el campo de granitos de intraplaca.

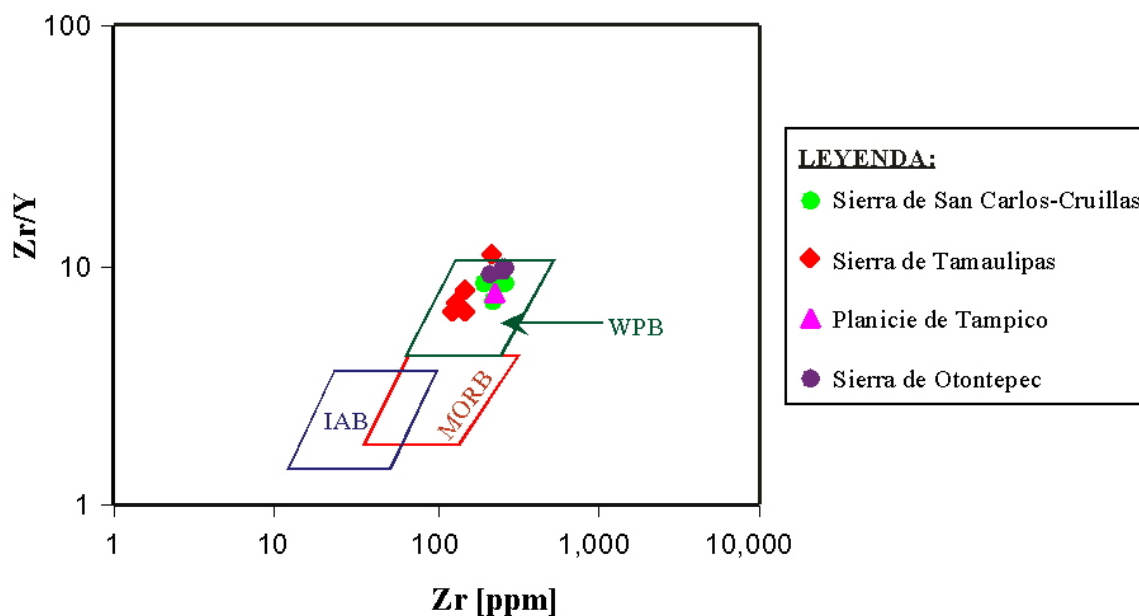


Fig. 5.22. Diagrama de Zr vs. Zr/Y para la discriminación tectonomagmática de los basaltos de la PAOM. Los campos corresponden con PEARCE (1982): WPB: basaltos de intraplaca, MORB: basaltos de crestas centro-oceánicas, IAB: basaltos de arcos de isla.

La cuarzomonzodiorita RS-123, las cuarzomonzonitas RS-61 y RS-138, las cuarzosienitas RS-42 y RS-143, y la cuarzosienita de feldespato alcalino RS-39, también de la ST pero del CIRS caen dentro del campo de granitos de arco volcánico, de acuerdo a los datos reportados por VIERA-DÉCIDA (1988).

Para el área de la SSCC, ninguna de las rocas plutónicas asociadas a subducción, incluso de la compilación realizada de NICK (1988), cumple con el contenido de cuarzo modal que se especifica para este diagrama. Con la finalidad de tener una idea de las rocas que mediante los diagramas de multielementos (sección 5.3.3) se relacionan a un evento de subducción, se ha considerado la monzodiorita SCMD que presenta 11.81 % de cuarzo normativo, cayendo en el campo de granitos de arco volcánico, similar a las rocas del CIRS en la ST. Por otra parte, se han incluido dos rocas graníticas de la SSCC (Pat-03 y REP-03),

clasificadas como cuarzosienita de feldespato alcalino por RODRÍGUEZ-SAAVEDRA (2003), las cuales grafican en el campo de granitos de intraplaca.

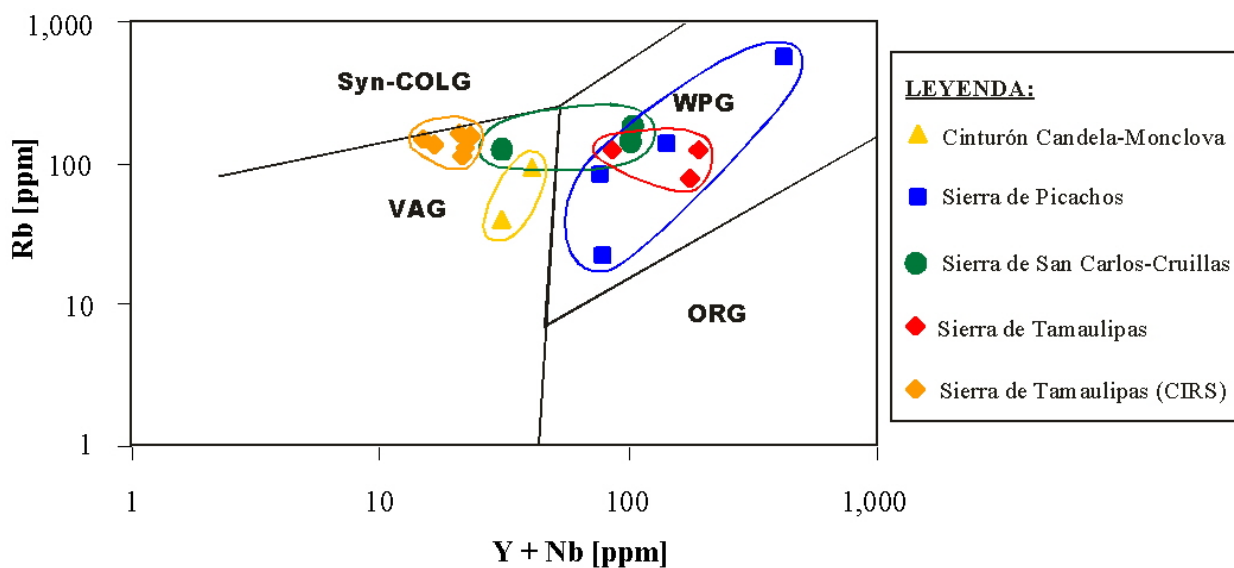


Fig. 5.23. Diagrama de discriminación para rocas graníticas de $(Y + Nb)$ vs. Rb , de acuerdo a PEARCE *et al.* (1984). Utilizado para la discriminación tectonomagmática de las rocas plutónicas de la PAOM con más del 5 % de cuarzo modal. Syn-COLG: granitos sincolisionales, WPG: granitos de intraplaca, VAG: granitos de arco volcánico, ORG: granitos de cordillera oceánica.

5.3.6 CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE Y PROCESOS MAGMÁTICOS

En el presente capítulo se pretende llevar a cabo una caracterización tanto mineralógica como geoquímica de las fuentes del Manto que contribuyeron a la generación de los magmas de la PAOM. Para tal propósito se han utilizado rocas representativas de magmas primarios para zonas continentales, de acuerdo a los criterios de LUHR (1997), así como aquellas rocas que han experimentado un bajo grado de diferenciación magmática ($Mg\# > 52$).

5.3.6.1 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

El análisis del comportamiento de los elementos de las tierras raras (REE) en los magmas, permite inferir características de la fuente original. Así por ejemplo, si se toman en cuenta los diferentes valores de D (coeficiente de partición), se puede postular la presencia de ciertas fases minerales. De acuerdo a ello, las HREE (p.e. Yb, Lu) serán retenidas más fuertemente por granate que las MREE (p.e. Tb, Dy). Por lo tanto, como los valores de D para Tb e Yb en granate, son de 0.705 y 6.160, respectivamente (ROLLINSON, 1993), los líquidos que estuvieron en equilibrio con granate residual, mantendrán una alta relación Tb/Yb y una baja concentración de Yb, indicando que los magmas provienen de gran profundidad donde es estable esta fase aluminica. Por el contrario, si la relación Tb/Yb es baja, se debe a que los magmas tuvieron equilibrio a una menor profundidad donde el granate es inestable, o bien que el este mineral fue consumido completamente durante la fusión (ROLLINSON, 1993; LÓPEZ-RUIZ y CEBRÍA-GÓMEZ, 1990).

Con la finalidad de caracterizar los magmas que estuvieron en equilibrio con una fase residual rica en granate, en la Fig. 5.24 se grafica $(Yb)_n$ vs. la relación $(Tb/Yb)_n$ a condritas con valores de TAYLOR y McLENNAN (1985), para las rocas de las diferentes localidades de la PAOM con $Mg\# > 52$.

Se puede apreciar que todas las rocas volcánicas y la roca intrusiva Pata-01 de la SSCC, todas las rocas basálticas y gabróicas de la ST, las rocas volcánicas de la PT y las rocas basálticas y traquibasálticas de la SOT presentan relaciones de $(Tb/Yb)_n > 2.0$, mientras que en las rocas intrusivas asociadas a subducción de la SSCC y del CCM dicha relación es < 2.0 . Las relaciones de $(Tb/Yb)_n > 2.0$, se atribuyen a que los magmas que generaron estas rocas estuvieron en equilibrio con granate como fase residual. Por lo tanto, estos magmas se generaron a mayor profundidad, ya que el granate es estable a profundidades > 50 km (MORSE, 1994). Por su parte, los magmas que generaron las rocas con $(Tb/Yb)_n < 2.0$ provienen de una menor profundidad donde el granate es inestable, o bien se formaron una vez que el granate fue consumido por completo durante la fusión.

Aparte de los REE, algunos elementos incompatibles (p.e. K y Ti) nos pueden proporcionar información sobre las características de la fuente original. Por ejemplo, la presencia de una anomalía negativa de K en los diagramas multielementos, es indicativa de

que el líquido estuvo en equilibrio con una fase residual como anfíbol y/o flogopita, ya que el K presenta altos valores de D en estos minerales. Si la anomalía de K es acompañada de una anomalía también negativa de Ti, se relaciona con anfíbol residual en la fuente. Si la anomalía de K ocurre sin la presencia de anomalía de Ti, se relaciona con flogopita residual en la fuente (ROLLINSON, 1993).

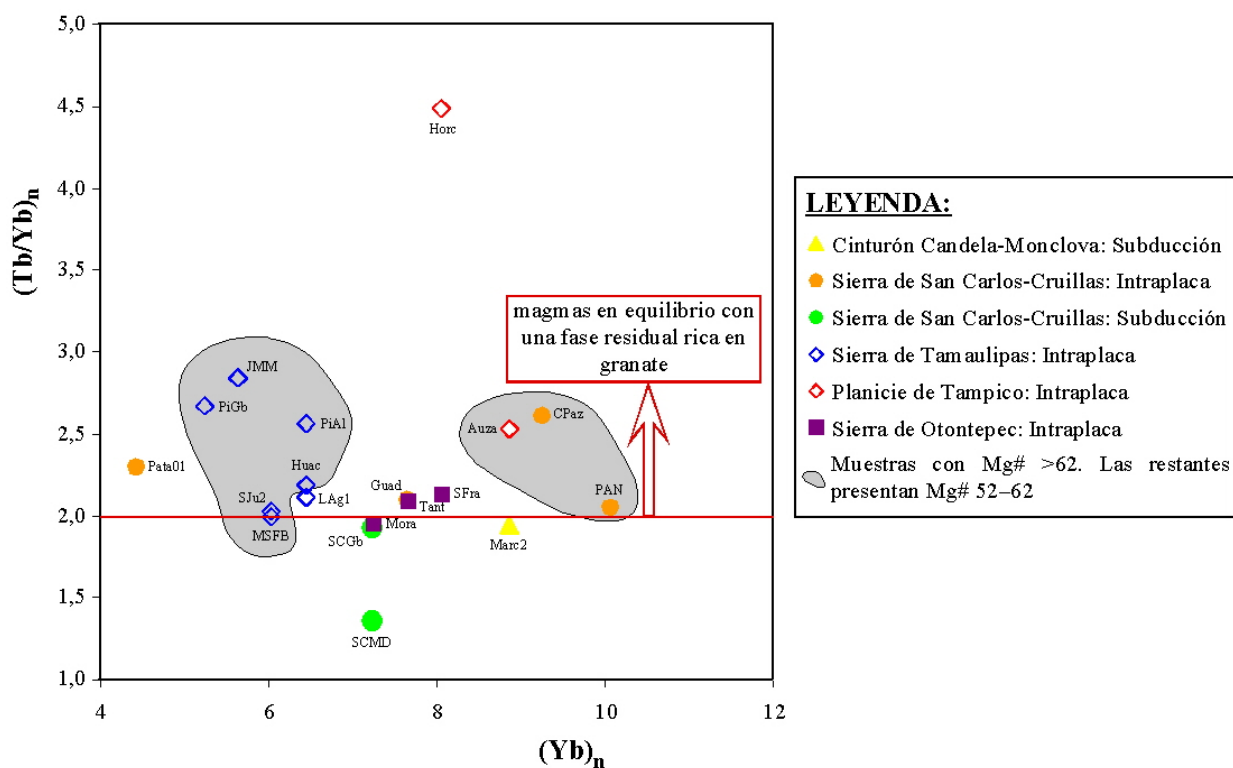


Fig. 5.24. Diagrama de $(Yb)_n$ vs. $(Tb/Yb)_n$ para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM con $Mg\# >52$. Los datos analíticos han sido normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985). La línea horizontal de color rojo separa las rocas cuyos magmas estuvieron en equilibrio con una fase residual rica en granate [$(Tb/Yb)_n > 2.0$] de las rocas cuyos magmas no tuvieron equilibrio con este mineral [$(Tb/Yb)_n < 2.0$].

De acuerdo a lo anterior, en los diagramas multielementos (sección 5.3.3) todas las rocas volcánicas de la SSCC con $Mg\# >52$ presentan anomalías negativas para K y Ti, por lo cual se deduce que los magmas de los que éstas se originaron, estuvieron en equilibrio con anfíbol como fase residual, que es estable a profundidades del Manto Litosférico (WEDEPHOL y BAUMANN, 1999), y a una temperatura máxima de 1,150°C y presión

de 30 Kb (WALLACE y GREEN, 1991). Sí el espesor de la Litósfera es suficientemente grande, el anfíbol puede coexistir con granate. A diferencia, las rocas volcánicas de la ST (excepto MSFB), PT y SOt con Mg# >52, solamente presentan anomalía negativa de K, lo que es indicativo para magmas que estuvieron en equilibrio con flogopita como fase residual.

Por lo tanto, si se consideran estas características, además de las observadas con los REE (Fig. 5.24), los magmas que originaron las rocas volcánicas de composición basáltica en la SSCC estuvieron en equilibrio con granate y anfíbol, mientras que en la ST (excepto MSFB), PT y SOt estuvieron en equilibrio con granate y flogopita, como fases residuales.

Por otra parte, de acuerdo a los xenolitos del Manto que se han encontrado en localidades de la PAOM, TREVIÑO-CÁZARES (2001) reporta composiciones de dunita, harzburgita, wherlita y lherzolita ricas en olivino para la SSCC; harzburgita y lherzolita de espinela, dunita y websterita de olivino para la ST, encontrando excepcionalmente cristales de granate; así como harzburgita, lherzolita y websterita de olivino para la PT. Con base en las temperaturas de equilibrio (900–1,150°C) se ha propuesto una profundidad aproximada de 45 km para las lherzolitas de espinela y de 55 km para los xenolitos con granate.

5.3.6.2 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Considerando las características geoquímicas de elementos incompatibles, WILSON (1989) indica que elementos como Zr y Nb, tienden a aumentar con los procesos de cristalización fraccionada, pero la relación entre ellos (Zr/Nb) a manera general, se mantiene constante, siempre y cuando no haya participación de contaminación cortical. Este par de elementos es poco sensible a diferentes grados de fusión parcial, que al igual que otros elementos del grupo HFSE como Y y Ti presentan una alta relación carga/radio y no son movilizados a través de fluidos (PEARCE y NORRY, 1979). Zr y Nb no están enriquecidos en los fluidos de la placa subducida, y se supone que no son afectados por los procesos de subducción, por lo que reflejarán la composición del Manto.

Si se grafica Zr vs. Nb para un grupo de muestras de la misma localidad magmática, y considerando que el Nb es más incompatible que el Zr durante la fusión parcial en el Manto, una disminución en la relación Zr/Nb comúnmente se atribuye a una fuente enriquecida, menor grado de fusión parcial o con una contaminación cortical (vector E, Fig. 5.25). Por el

contrario, un aumento (valores altos) en la relación de dichos elementos se relaciona con una fuente empobrecida, mayor grado de fusión parcial o a una componente de subducción (vector S, Fig. 5.25). Si la concentración de ambos elementos aumenta y la relación se mantiene constante se atribuye a cristalización fraccionada (vector CF, Fig. 5.25).

En la figura 5.25a–f, se presenta el diagrama de Zr vs. Nb de manera individual para cada una de las localidades consideradas en el presente trabajo. En este diagrama se han graficado los datos de la mayoría de las rocas que forman parte de la compilación bibliográfica de datos geoquímicos de las localidades del área de estudio, incluyendo además los nuevos datos obtenidos durante el desarrollo de la presente tesis (tablas 5.1a–f).

Para el CCM (Fig. 5.25a) la relación Zr/Nb varía de 13.7 a 34.1 de acuerdo a datos de MORTON-BERMEA (1995) y de 9.8 a 19.4 con los datos obtenidos para la presente tesis. Para la SP (Fig. 5.25b) varía de 0.6 a 44.9 de acuerdo a datos de MORTON-BERMEA (1990), teniendo las mayores relaciones que varían de 16.8 a 44.9 para algunas sienitas, algunas fonolitas y para las piroxenitas (muy probablemente sean cumulos), mientras que las muestras restantes tienen relaciones menores a 10; con los datos obtenidos para la presente tesis la relación Zr/Nb varía de 2.3 a 9.8. Para la SSCC (Fig. 5.25c), las rocas asociadas a subducción (alto LILE/HFSE) varía de 0.7 a 42.4 según datos de NICK (1988), donde los valores mayores que 15 corresponden a algunos gabros y cumulos; y de 8.8 a 9.9 con los datos obtenidos en la presente tesis. En las rocas asociadas a procesos de intraplaca (bajo LILE/HFSE) para la SSCC (Fig. 5.25c) la relación Zr/Nb varía de 1.5 a 12.6, donde los valores mayores que 10 corresponden a algunos diques según datos de NICK (1988), y de 1.5 a 5.2 con los datos obtenidos para la presente tesis. Para la ST (Fig. 5.25d), las rocas asociadas a subducción (alto LILE/HFSE) presentan una relación que varía de 27.6 a 51.8 según datos de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), de 19.5 a 35.5 en los datos de VIERA-DÉCIDA (1998) y se tiene una relación de 19.4 para los únicos análisis realizados para la presente tesis (Sal-14). Las rocas asociadas a procesos de intraplaca (bajo LILE/HFSE) de la ST (Fig. 5.25d) presentan una relación Zr/Nb que varía de 2.3 a 12.9 según datos de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) y de 2.5 a 8.5 con los datos obtenidos para la presente tesis. Para la PT (Fig. 5.25e) la relación Zr/Nb varía de 3.6 a 6.4 según datos de RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), de 4.2 a 6.7 en los datos de OROZCO-ESQUIVEL (1995) y de 3.3 a 4.9 con los datos obtenidos para la presente tesis. Para la SOt (Fig. 5.25f) la relación Zr/Nb varía de 4.5 a 12.5

según datos de OROZCO-ESQUIVEL (1995) y de 3.8 a 5.6 con los datos obtenidos para la presente tesis.

En este diagrama de Zr vs. Nb puede apreciarse que todas las rocas del CCM (Fig. 5.25a), así como las rocas de la SSCC (Fig. 5.25c) asociadas a procesos de subducción analizadas para la presente tesis, y en general todas las rocas de la ST (Fig. 5.25d) asociadas a procesos de subducción, se concentran en un campo estrecho del diagrama, aproximadamente entre las líneas con relaciones de Zr/Nb de 10 y 100. Por otra parte, las rocas de la SSCC asociadas a subducción de la compilación de NICK (1988) muestran una amplia dispersión.

A diferencia de las rocas anteriores, las rocas de la SP (Fig. 5.25b), de la SSCC (Fig. 5.25c), de la ST (Fig. 5.25d), de la PT (Fig. 5.25e) y de la SOT (Fig. 5.25f), todas ellas relacionadas con procesos de intraplaca, se ubican entre las líneas con relaciones de Zr/Nb de 1 y 10. Como excepción a lo anterior, algunas muestras de fonolita (OM-4), sienita (OM-5 y OM-20) y piroxenita (OM-18, OM-32 y OM-33) de la SP; además, algunas muestras de diques (SJ-21, SJ-52 y SJ-67) de la SSCC, algunas muestras de gabro (Pi-102 y 106a) y una muestra de basalto alcalino (Peñ-6) de la ST, así como una muestra de basalto alcalino (TX-143) de la SOT se ubican entre las líneas de relaciones Zr/Nb de 10 y 100 (Fig. 5.25c, d y f).

De los diagramas de Zr vs. Nb se puede generalizar que, las rocas asociadas a procesos de subducción por medio de los diagramas multielementos (alto LILE/HFSE), presentan relación $Zr/Nb > 10$, mientras que las rocas asociadas a procesos de intraplaca (bajo LILE/HFSE) presentan relación $Zr/Nb < 10$. Además, es importante mencionar que debido a la alta dispersión en que grafican las muestras de la SP, SSCC y ST relacionadas con procesos de intraplaca, haya existido la participación de diversas fuentes durante la generación de los magmas, o bien una contaminación cortical, a lo cual no corresponden las muestras de la PT y de la SOT, cuya génesis probablemente se deba a una sola fuente magmática en cada caso.

A manera general, en este diagrama se podría marcar como límite entre rocas generadas por procesos de intraplaca y subducción, la línea de relación $Zr/Nb=10$. Por lo tanto, se concluye que las rocas con alto LILE/HFSE (con componente de subducción) se generaron a partir de una fuente del Manto más empobrecida o por mayor grado de fusión parcial, mientras que las rocas con bajo LILE/HFSE (intraplaca) se generaron a partir de una fuente del Manto más enriquecida o por menor grado de fusión parcial.

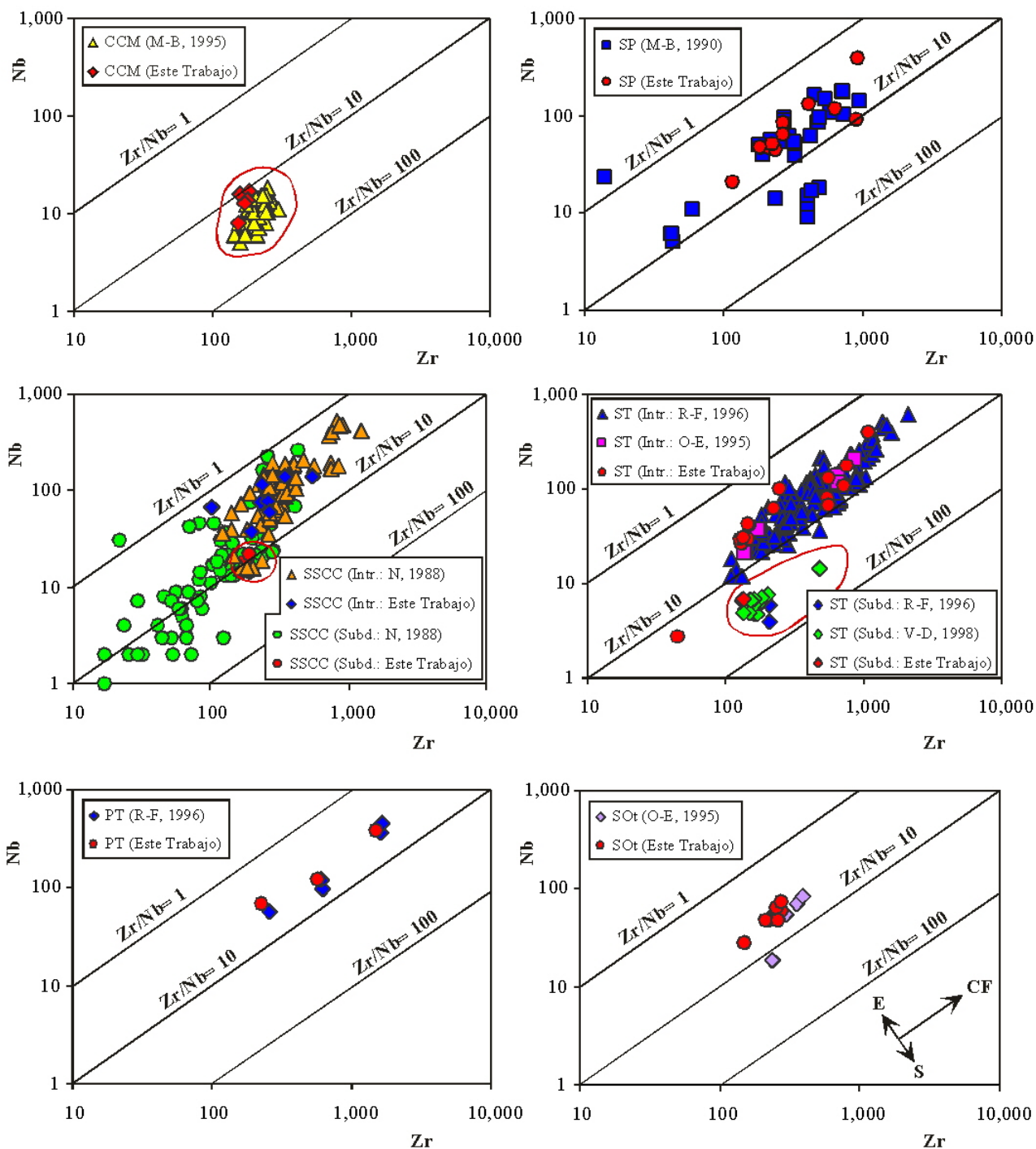


Fig. 5.25. Diagrama de Zr vs. Nb para las rocas magmáticas de la PAOM que incluye datos analíticos compilados de la literatura y los datos obtenidos mediante el presente trabajo. ABREVIATURAS: Intr.: rocas asociadas a procesos de intraplaca. Subd.: rocas asociadas a procesos de subducción. E: Fuente enriquecida, menor grado de fusión parcial o contaminación cortical; S: Fuente empobrecida, mayor grado de fusión parcial o subducción; CF: Cristalización fraccionada. Datos compilados de: M-B: MORTON-BERMEA (1990, 1995), N: NICK (1988), R-F: RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), V-D: VIERA-DÉCIDA (1998), O-E: OROZCO-ESQUIVEL (1995).

De acuerdo a los campos estrechos en que se concentran las rocas asociadas a subducción para el CCM y la ST (CIRS), se infiere la participación de un solo tipo de fuente magmática en cada localidad, mientras que para el caso de las rocas de subducción de la SSCC que muestran una alta dispersión hacia relaciones de $Zr/Nb < 10$, se sugiere la participación de diversas fuentes magmáticas durante la generación de sus magmas. Ésto también se puede atribuir a la presencia de una fuente enriquecida, menor grado de fusión parcial, contaminación cortical o cristalización fraccionada.

Considerando que elementos traza con muy bajo coeficiente de partición para líquidos basálticos tales como Rb, Ba, Th, U, K, Nb y La, son de gran ayuda para la caracterización geoquímica, las relaciones entre elementos similares fuertemente incompatibles, por regla general no experimentan ninguna fraccionación significativa mediante la formación del fundido o procesos de cristalización fraccionada, tal que la relación es representativa de la fuente magmática. Sin embargo, ésto es válido cuando el grado de fusión no es extremadamente pequeño (OROZCO-ESQUIVEL, 1995).

En la Fig. 5.26 se grafica la relación de los LILE/HFSE y LREE/HFSE, representado mediante el diagrama de La/Nb vs. Ba/Nb para rocas tanto volcánicas como plutónicas cuyo $Mg\#$ es mayor de 52, no incluyendo rocas muy diferenciadas con la finalidad de eliminar el efecto de fraccionación. En este diagrama puede observarse que las menores relaciones en estos elementos las presentan las rocas asociadas al régimen de intraplaca, mientras que las mayores relaciones las presentan las rocas asociadas a subducción del CCM, SSCC y ST.

Respecto a composiciones similares con basaltos de cresta centrooceánica enriquecidos (E-MORB) y basaltos de isla oceánica (OIB) se tiene que para la PT la fonolita del Bernal de Horcasitas (Horc) presenta relaciones en estos elementos muy similares a los basaltos mencionados, teniendo la basanita del Cerro Auza (Auza) con una relación intermedia entre estos basaltos y el Manto Primitivo (PRIMA).

Las rocas de la SOT clasificadas como basalto alcalino (Mora y Tant) y traquibasalto SFra presentan relaciones similares a E-MORB y OIB; así mismo una buena cantidad de las rocas de la ST presentan relaciones similares a estos basaltos, dentro de ellas las más similares a E-MORB son los basaltos alcalinos MFSB, JMM y Huac; mientras que las más similares a OIB son los basaltos alcalinos SJu-2 y LAg-1. Solamente el gabro PiGb del CIRP muestra una relación menor en estos componentes, siendo más diferente de los E-MORB y OIB. Las rocas

de la SSCC generadas mediante régimen de intraplaca (fonolita CPaz, basanita PAN y subvolcánica basáltica Guad) presentan relaciones en estos elementos que se asemejan un poco al PRIMA, teniendo la menor relación de los elementos mencionados en el monzogabro Pata-1.

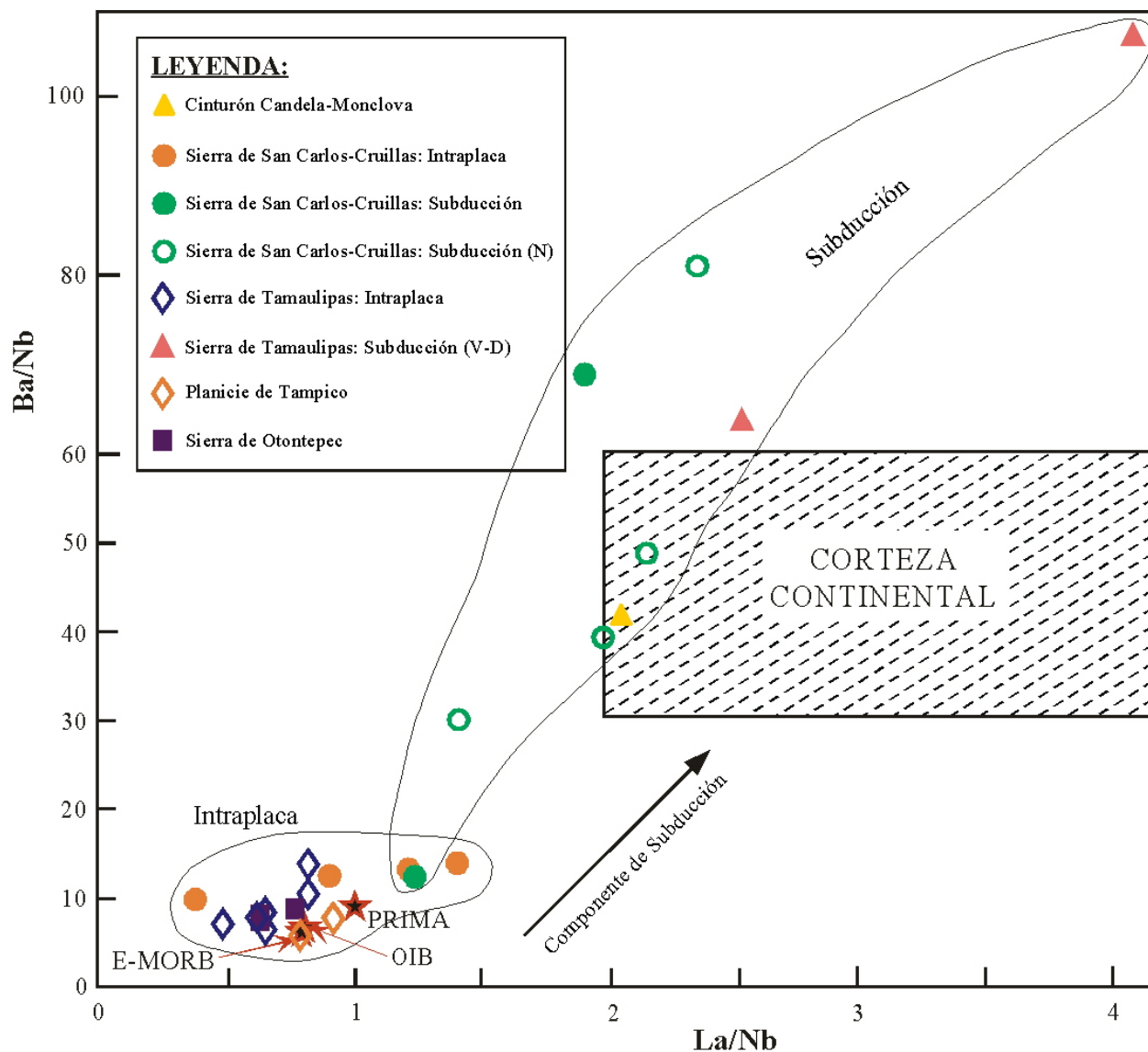


Fig. 5.26. Relación de los contenidos de Ba/Nb vs. La/Nb para las rocas magmáticas de las diferentes localidades de la PAOM con $Mg\# > 52$. Como puntos de comparación se incluyen las regiones para Manto Primitivo (PRIMA), MORB Enriquecido (E-MORB) y Basaltos de Isla Oceánica (OIB) de acuerdo a SUN y McDONOUGH (1989). El campo para la Corteza Continental corresponde con el propuesto por TAYLOR y McLENNAN (1985) y HICKEY *et al.* (1986). N: valores según NICK (1988), V-D: valores según VIERA-DÉCIDA (1998).

Las rocas asociadas a subducción para el CCM (diorita Marc-2) y dos muestras de la SSCC (gabros LG-1 y RM-18) caen en el campo de composición para la Corteza Continental de acuerdo a valores propuestos por TAYLOR y McLENNAN (1985) y HICKEY *et al.* (1986). Dos muestras asociadas a subducción de la SSCC (gabro SCGb y cumulato BA-1) presentan relaciones en La/Nb y Ba/Nb menores a este campo, incluso la primera es cercana a la composición del PRIMA y muy similar a la foidita CPaz asociada a procesos de intraplaca. Dos muestras más de la SSCC asociadas a subducción (monzodioritas SCMD y SJ-23), así como dos muestras de la ST del CIRS (monzogabro RS-222 y cuarzomonzonita RS-138) presentan relaciones superiores a las correspondientes con la Corteza Continental. Puede apreciarse que todas las rocas asociadas a subducción dentro del área de estudio (CCM, SSCC y ST) indican una tendencia en dirección de dicha componente, aunque en el CCM solamente se cuenta con una muestra con $Mg\# >52$. Cabe mencionar que la tendencia de subducción hacia una alta relación de los elementos que aquí se contemplan, también puede ocurrir debido a una contaminación cortical. Por otra parte, no es posible diferenciar entre OIB y E-MORB, ya que sus relaciones en los elementos mencionados son muy similares.

Para relacionar los tipos de fuentes que pudieron dar origen a las rocas magmáticas del área, y remarcar las similitudes y/o diferencias entre rocas generadas en ambiente de intraplaca (bajo LILE/HFSE) y rocas generadas en ambiente de subducción (alto LILE/HFSE), se ha utilizado el diagrama de relaciones Zr/Nb vs. Th/Nb (Fig. 5.27) para rocas con $Mg\# >52$, teniendo como característica esencial que las rocas magmáticas de intraplaca presentarán bajas relaciones en estos elementos, mientras rocas generadas por subducción tenderán a incrementar su relación Th/Nb en la dirección que lo muestra el vector (S) de esta figura, aunque es importante mencionar que el Th no es un LILE pero tenderá a enriquecerse en rocas asociadas a dicho tipo de ambiente. Así mismo, la relación Zr/Nb tenderá a ser mayor en rocas asociadas a subducción, por aumento en el grado de fusión parcial o por provenir de una fuente empobrecida. En este diagrama puede apreciarse claramente que las rocas asociadas con un proceso de subducción para las localidades CCM (aunque solo se tiene una muestra), SSCC y ST (CIRS) indican una clara tendencia al enriquecimiento en la relación Th/Nb (desde 0.2 hasta 1.2), manteniendo con muy poca variación la relación Zr/Nb (p.e. 7–10 para SSCC), donde las rocas correspondientes a las dos primeras localidades pudieron desarrollarse a partir de composiciones similares a un MORB enriquecido y las rocas correspondientes a la ST

(CIRS) pudieron desarrollarse a partir de una composición entre el Manto Primitivo (PRIMA) y un MORB tipo normal, ya que es posible simular una recta desde estas fuentes del Manto, a través y hasta la muestra con mayor relación Th/Nb en dirección de la componente de subducción para las localidades mencionadas.

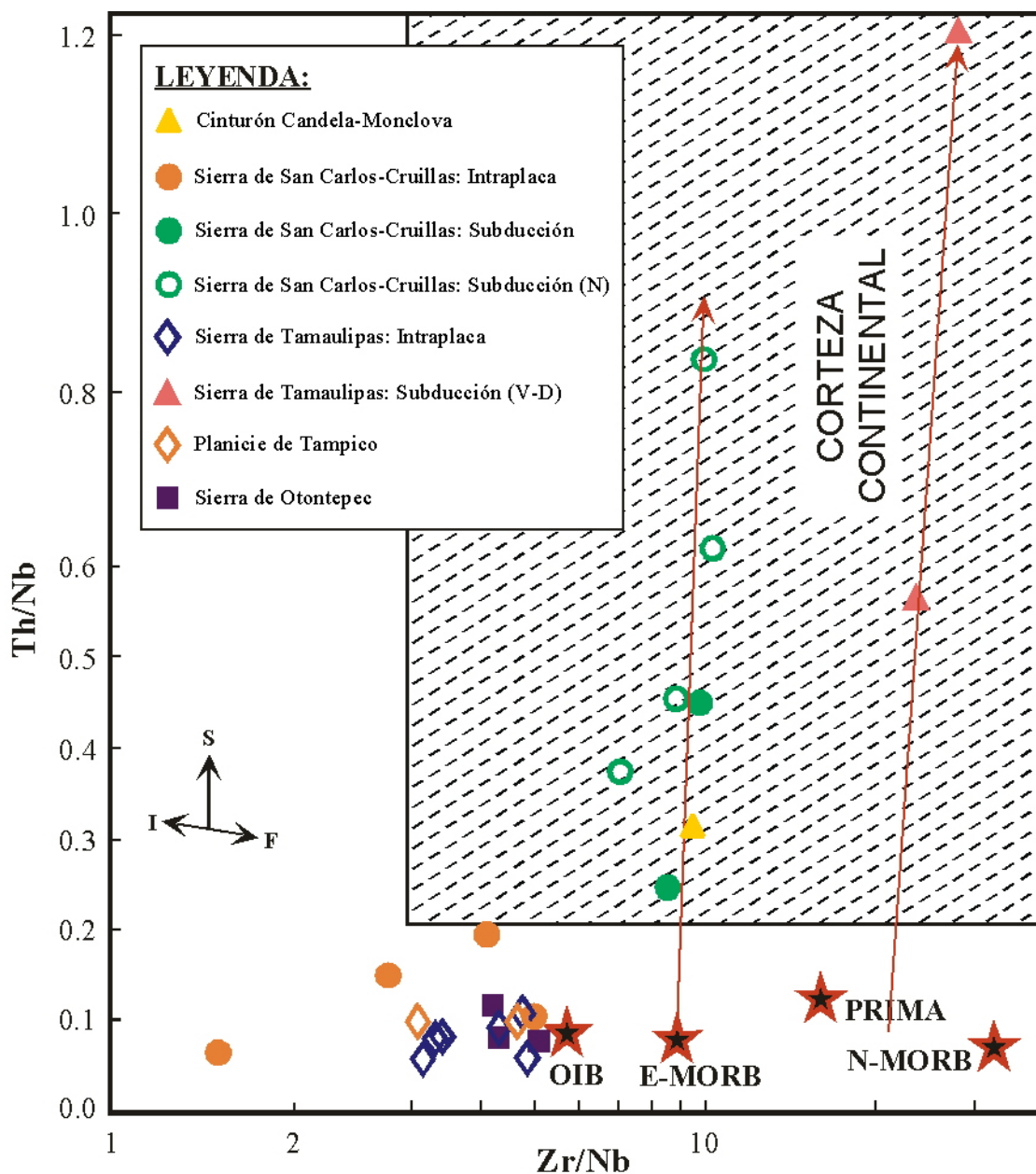


Fig. 5.27. Relación de los contenidos Zr/Nb vs. Th/Nb para rocas magmáticas con Mg# >52 de las diferentes localidades de la PAOM. Los vectores muestran la tendencia de: Componente de Subducción (S), Enriquecimiento de Intraplaca, e (I) aumento en el Grado de Fusión (F). N: valores según NICK (1988), V-D: valores según VIERA-DECIDA (1998).

Es importante considerar que al igual que en la Fig. 5.26, las rocas asociadas a subducción caen en el campo de composición para la Corteza Continental de acuerdo a los valores propuestos por TAYLOR y McLENNAN (1985), lo que podría ser también la causa responsable de las altas relaciones en LILE/HFSE observadas en la Fig. 5.26. Aunque, es conveniente hacer notar que los altos valores de Th/Nb indican la incorporación de Th a los magmas por la componente de subducción, la cual no alteraría la relación Zr/Nb, reflejando la composición del Manto a menos de que fraccione una fase que incluya a uno de ellos. Debido a que en la Fig. 5.27 los valores de esta relación se mantienen más o menos constantes (ver flechas), se descarta la contaminación cortical para las rocas asociadas a subducción.

A diferencia de las rocas asociadas a subducción, las rocas generadas en un ambiente de intraplaca correspondientes con las localidades SP, SSCC, ST, PT y SOT, presentan bajas relaciones tanto para Th/Nb (<0.2) como para Zr/Nb (<5). Todas estas rocas reflejan a manera general un empobrecimiento de Zr/Nb en la dirección del vector que indica enriquecimiento de intraplaca (I), que muy probablemente fueron generadas a partir de una fuente con composición similar a OIB.

Por otra parte, las relaciones de ciertos elementos cuyos coeficientes de distribución total son bajos y aproximadamente iguales (p.e Sm/Nd, Rb/Th, Rb/Ta y Th/Ta), son relativamente insensibles a fraccionación y pueden ser de utilidad para diferenciar grados de fusión parcial. Modelos de fusión parcial asumiendo una fuente de lherzolita de granate, indican que las relaciones en dichos elementos varían menos que las incertidumbres analíticas para fusiones que exceden el 1 %, por lo que dichas variaciones podrían reflejar diferencias en la fuente magmática (NELSON y NELSON, 1987). De acuerdo a esto, en la Fig. 5.28 se presenta la relación Rb/Th vs. la relación $(\text{Sm/Nd})_n$, utilizando los datos analíticos para Sm y Nd normalizados a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985) para las rocas magmáticas analizadas en este trabajo, además de algunas muestras compiladas que han sido asociadas a subducción.

En esta figura se observa que la relación $(\text{Sm/Nd})_n$ se mantiene casi constante para las rocas del CCM (0.61–0.64), mientras la relación Rb/Th varía levemente de 10.0 a 14.77. Las rocas de la SP muestran mayor variación para $(\text{Sm/Nd})_n$ (0.52–0.85) y 2.2 a 15.6 en Rb/Th.

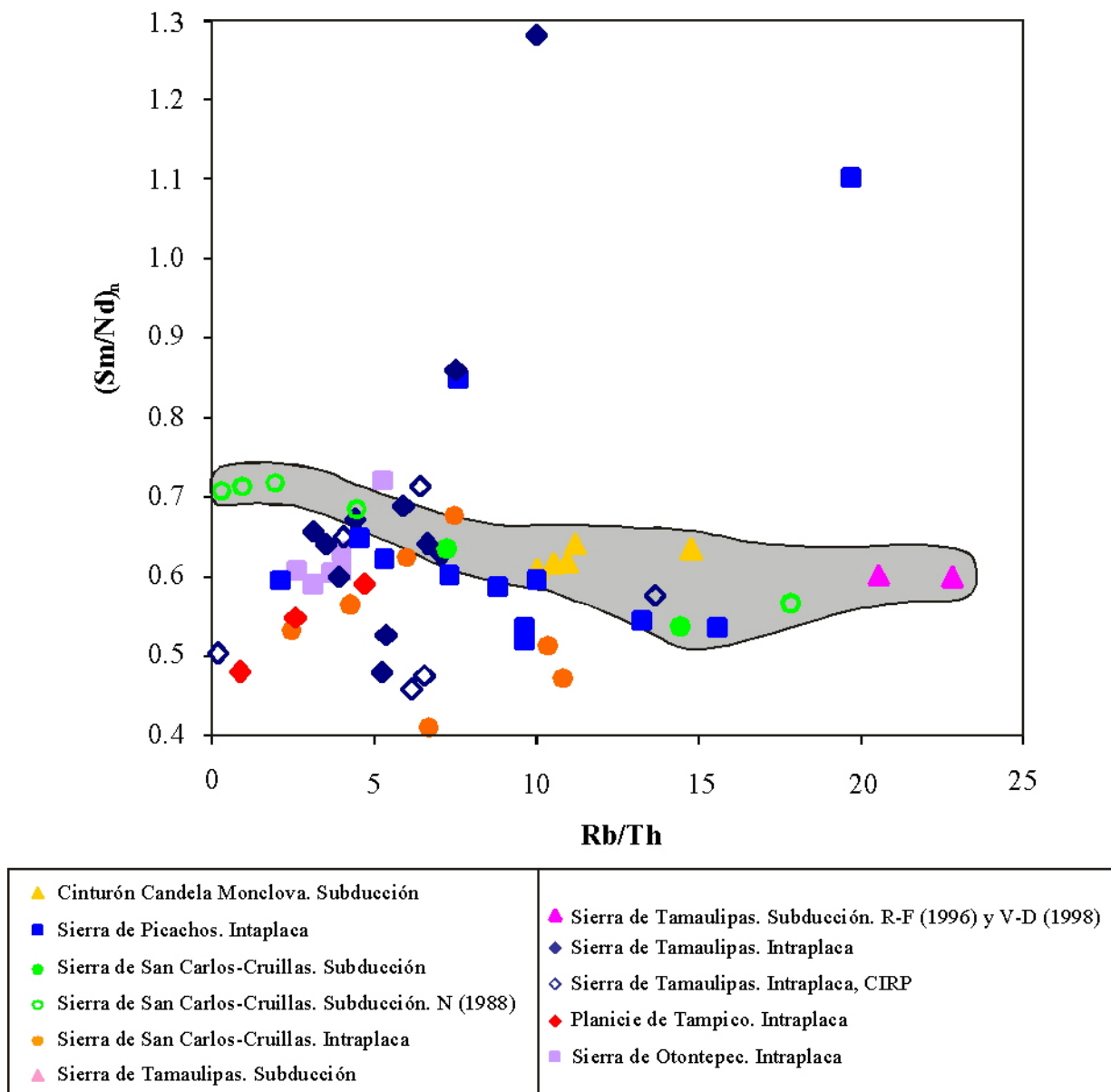


Fig. 5.28. Relación de Rb/Th vs. relación Sm/Nd normalizada a condritas con valores según TAYLOR y McLENNAN (1985) para las rocas magmáticas de la PAOM. El campo en color gris indica la gran variación en Rb/Th para las rocas asociadas a subducción, con una muy pequeña variación en $(Sm/Nd)_n$ para las rocas de las localidades CCM y ST (CIRS). N: valores según NICK (1988), R-F: valores según RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996), V-D: valores según VIERA-DÉCIDA (1998).

Las rocas de ambiente de intraplaca de la SSCC varían de 0.41 a 0.68 en $(Sm/Nd)_n$ y de 2.52 a 10.86 en Rb/Th, mientras que las rocas asociadas a subducción en esta misma localidad varían de 0.54 a 0.72 en $(Sm/Nd)_n$ y de 0.2 a 14.44 en Rb/Th. Para la ST las rocas de ambiente

de intraplaca varían de 0.46 a 0.69 para $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ y de 3.13 a 13.65 para Rb/Th, mientras que las rocas asociadas a subducción presentan relación $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ de 0.6 y Rb/Th varía de 20.51 a 22.73. Las rocas de la PT varían de 0.48 a 0.60 en $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ y de 0.81 a 4.67 para Rb/Th. Las rocas de la SOT presentan variaciones de 0.59 a 0.72 para $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ y de 2.55 a 5.24 para Rb/Th. Los mayores valores en la relación Rb/Th se manifiestan en las rocas que se han asociado a subducción debido a la mayor movilidad del Rb respecto al Th, en los fluidos generados por la deshidratación de los minerales presentes en la placa subducida.

Considerando las deducciones de NELSON y NELSON (1987) donde indica que un Manto inicial (sin haberse fraccionado) presentará una relación $(\text{Sm}/\text{Nd})_n=1.0$, y al sufrir procesos de fusión, el residuo presentará dicha relación mayor que 1.0, mientras que en el líquido será menor a dicho valor; se propone que la relación casi constante en las rocas del CCM sugieren su desarrollo a partir de una sola fuente magmática, mientras que para el caso de las rocas de la SP, la fuerte variación en la relación de estos elementos (0.5–1.1) sugiere la participación de diversas fuentes magmáticas, o bien, porcentajes de fusión parcial variables. A manera similar, las rocas de la SSCC tanto de ambiente de intraplaca como de subducción poseen una fuerte variación en $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ (0.4–0.75), así como las rocas de la ST asociadas con el evento de intraplaca (0.45–1.3), lo que también sugiere la participación de diversas fuentes magmáticas, o bien, porcentajes de fusión parcial variables. En las únicas dos muestras de la ST (CIRS) asociadas a subducción en que se cuenta con análisis de estos elementos, la relación $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ se mantiene constante lo que sugiere la participación de una sola fuente magmática. Una variación pequeña en esta relación se presenta en las rocas de la PT (0.48–0.6) y de la SOT (0.6–0.7), lo que podría implicar la participación de una misma fuente magmática para cada una de las localidades en particular.

El campo en color gris de la Fig. 5.28, corresponde con las rocas asociadas a subducción de las localidades CCM, SSCC y ST (CIRS), las cuales presentan una amplia variación en la relación Rb/Th y una muy pequeña variación en la relación $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$. Es probable que los valores casi constantes de $(\text{Sm}/\text{Nd})_n$ para las rocas de ambiente de subducción, estén relacionados a su evolución en una cámara magmática que permite homogeneizar las composiciones. Por el contrario, las fuertes variaciones en esta relación para las rocas de ambiente de intraplaca, pueden deberse a un ascenso rápido del magma que tomó composiciones diferentes de un Manto heterogéneo, considerando la propuesta de NELSON y

NELSON (1987) para el magmatismo de las Islas Clarion y de la Provincia Magmática de Trans-Pecos, respecto a la variación en la relación de dichos elementos.

Las deducciones aquí obtenidas coinciden con lo que se propone a partir de las figuras 5.26 y 5.27, respecto a los tipos de fuentes magmáticas que generaron estas rocas, que por ejemplo, para todas las rocas de ambiente de intraplaca (SP, SSCC, ST, PT y Sot) se propone una fuente tipo OIB, mientras que para las rocas de ambiente de subducción del CCM y de la SSCC se propone un desarrollo a partir de una fuente con composición similar a E-MORB, y para las rocas de ambiente de subducción de la ST muy probablemente un desarrollo a partir de una fuente de composición con similitudes entre N-MORB y PRIMA.

En resumen, las localidades magmáticas de la PAOM consideradas en la presente tesis están constituidas por rocas volcánicas, subvolcánicas e intrusivas, teniendo carácter geoquímico tanto alcalino como calcoalcalino, lo cual no es específico para rocas generadas en un tipo de ambiente geotectónico determinado. En cuatro de las localidades (SSCC, ST, PT y Sot) se han encontrado rocas representativas de magmas primarios, que se han utilizado para deducir fuentes magmáticas que generaron las rocas estudiadas.

Las rocas asociadas a subducción (alto LILE/HFSE) que se han identificado en el CCM, parte de la SSCC y en la ST (CIRS), han sido relacionadas a este proceso debido a las anomalías negativas de Nb y Ta, y positivas de Sr que estas rocas presentan en los diagramas multielementos, por graficar en el campo de rocas de arco volcánico en diagramas de discriminación tectonomagmática, así también por su comportamiento en diagramas bivariados de relación de elementos traza (Fig. 5.26 y 5.27) que corresponden con una componente de subducción, además de presentar relaciones $Zr/Nb > 10$. La alta relación LILE/HFSE se ha establecido con $Ba/Nb > 30$. Sin embargo, todas las rocas asociadas a subducción son plutónicas, no teniendo magmas basálticos de tipo primarios con estas características que nos reflejen de manera más fiel la génesis de los magmas. Por otra parte, es conveniente señalar que tanto las anomalías mencionadas como el comportamiento que se observa en los diagramas bivariados, también se han reportado para rocas generadas en ambientes netamente de intraplaca donde se tiene participación de Corteza Continental durante el ascenso y cristalización de los magmas (MARZOLI *et al.*, 1999; MORRIS *et al.*, 2000). No obstante, datos aún no publicados de relaciones isotópicas de Rb/Sr y Sm/Nd obtenidos mediante el proyecto CONACYT 28653-T (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, Com. Pers.)

demuestran que la contaminación cortical en estas rocas caracterizadas como de subducción, no es significativa. Además, en localidades en que se han identificado rocas asociadas a subducción, rocas muy evolucionadas (sienitas, cuarzosienitas y granitos) tanto de la SSCC como de la ST asociadas con procesos de intraplaca no presentan tales características, lo cual debería ocurrir puesto que han tenido mayor contacto con la Corteza Continental durante su evolución. Así también, los altos valores de Th/Nb indican la incorporación de Th por la componente de subducción, que no altera la relación Zr/Nb (se mantiene constante), pero que sí se vería afectada por contaminación cortical.

Las rocas asociadas a procesos de intraplaca (bajo LILE/HFSE) se presentan en SP, buena parte de SSCC y ST, así como en PT y SOT. Se han relacionado con este proceso por la ausencia de anomalías negativas de Nb y Ta en los diagramas multielementos, por graficar en el campo para rocas de intraplaca en diagramas de discriminación tectonomagmática, por presentar las más bajas relaciones en LILE/HFSE ($Ba/Nb < 30$) y por su comportamiento en diagramas bivariados de relación de elementos traza (Fig. 5.26 y 5.27) con muy bajos valores de Th/Nb, Ba/Nb y La/Nb con lo que grafican en dirección de la componente de intraplaca, además de presentar relaciones $Zr/Nb < 10$. Por otra parte, es importante mencionar que los datos de relaciones isotópicas de Rb/Sr y Sm/Nd obtenidos mediante el proyecto mencionado, indican que rocas muy evolucionadas (cuarzosienitas y granitos) de la SP, SSCC y ST generadas por procesos de intraplaca, sí fueron afectadas por contaminación cortical.

CAPÍTULO 6

FECHAMIENTOS POTASIO-ARGÓN

El presente capítulo consiste en un complemento de los objetivos planteados en el anteproyecto inicial de la tesis y nace a partir del anteproyecto presentado en el “Segundo Concurso Nacional de Geoquímica Isotópica” efectuado por el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM en el año 2000. El anteproyecto en cuestión se sometió en la categoría No. 3 a nivel postgrado con el título “Caracterización Temporal de la Transición del Magmatismo Orogénico a Anorogénico en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, México” con base en la justificación que se presenta en la sección 6.4. El anteproyecto sometido fue agraciado en la categoría mencionada, cuyo premio consistió en el análisis geoquímico de elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos-X y fechamientos mediante el método Potasio-Argón para cinco muestras de rocas magmáticas.



Vista panorámica de la parte Occidental de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas.

6.1 INTRODUCCIÓN

La determinación de edades en materiales geológicos se lleva a cabo mediante métodos radiométricos que se basan en la desintegración radiactiva de un isótopo inestable (padre), que después de cierto tiempo se transforma en otro isótopo (hijo), el cual puede ser estable o inestable. Experimentalmente, se ha determinado que la cantidad de átomos (N) que se descomponen por unidad de tiempo (t) es proporcional al número de átomos presentes y está dado por la siguiente ecuación:

$$dN/dt = -\lambda N$$

Donde N es el número de átomos del isótopo padre al tiempo t y λ es la constante de decaimiento del isótopo en cuestión, que se refiere al número de átomos del isótopo que decaen por unidad de tiempo. Si se integra la ecuación de decaimiento de $t=0$ a t y de N_o a N , y se obtiene el antilogaritmo se tendrá:

$$N = N_o e^{-\lambda t}$$

Donde N_o es el número de átomos del isótopo padre presentes al tiempo $t=0$. De acuerdo a esta ecuación el tiempo necesario para que un isótopo radiactivo decaiga a la mitad de sus átomos originales es considerado como tiempo de vida media ($t_{1/2}$), por lo que a este tiempo, $N = N_o/2$, que sustituido en la ecuación anterior daría:

$$1/2 = e^{-\lambda t_{1/2}} \text{ ó } t_{1/2} = \ln 2/\lambda = 0.6931/\lambda$$

Considerando que a $t_{1/2}$ los átomos originales de un isótopo radiactivo decaerán en un 50 %, se tendrá un decaimiento en forma exponencial (p.e. para tener 25 % de los átomos originales del isótopo radiactivo se requiere de dos vidas medias y para 12.5 % se requiere de 3 vidas medias, etc.).

Si en la muestra en estudio se determinan las concentraciones de los dos isótopos (padre e hijo), conociendo el valor de λ para el isótopo original y si se sustituye para N con el número de átomos del isótopo padre presentes actualmente en el mineral (P) y para N_o con el número de átomos del isótopo padre presentes al formarse el mineral (P_o). El número de átomos del isótopo hijo presentes en la actualidad (D) será igual a P_o menos P ya que la desintegración de un átomo de P produce un átomo de D . Por lo tanto $P_o = P + D$, teniendo entonces la ecuación de decaimiento como:

$$P = (P + D)e^{-\lambda t} \text{ y } D = P(e^{\lambda t} - 1)$$

Reordenando y resolviendo para t se tiene:

$$P/(P + D) = e^{-\lambda t} \text{ y } e^{\lambda t} = (P + D)/P$$

$$\lambda t = \ln[1 + (D/P)] \text{ y } t = 1/\lambda \ln [1 + (D/P)]$$

Si en la ecuación anterior se sustituyen los valores para D/P y λ , se puede determinar el tiempo transcurrido desde la formación de la muestra (edad) hasta el presente.

Algunos de los pares isotópicos (padre-hijo) más utilizados para datar materiales geológicos son: $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, entre otros (FAURE, 1991; BROWNLOW, 1996; HALL, 1996).

En el presente trabajo se ha utilizado el método de potasio-argón (K-Ar), que se basa en la desintegración radiactiva del isótopo del ^{40}K , que da como producto final el isótopo del ^{40}Ar . El principio y particularidades de este método se incluyen en el subtema siguiente.

6.2 PRINCIPIO DEL MÉTODO

El potasio posee tres isótopos: ^{39}K , ^{40}K y ^{41}K con abundancias de 93.26 %, 0.01 % y 6.73 %, respectivamente. El ^{40}K es radiactivo, produciendo dos isótopos hijos: ^{40}Ar y ^{40}Ca , debido a la desintegración de ~11 % del ^{40}K mediante captura electrónica y a la desintegración de ~89 % del ^{40}K por decaimiento β^+ , respectivamente. Las constantes de decaimiento para tales desintegraciones son: λ_e para ^{40}Ar (0.581×10^{-10} /año) y λ_β para ^{40}Ca (4.962×10^{-10} /año).

El par isotópico (^{40}K - ^{40}Ar) se utiliza para determinar la edad de materiales geológicos ya que para medir ^{40}Ca en presencia de grandes cantidades de ^{40}Ca ordinario contenido en la mayoría de las rocas, se presentan muchas dificultades. Por otra parte, considerando que el Ar es un gas inerte, no se integra a los minerales nuevamente formados, y la mayor parte o todo el Ar contenido en un mineral es el resultado del decaimiento radiactivo (BROWNLOW, 1996). Al mismo tiempo se mide el ^{36}Ar no radiogénico con la finalidad de corregir la posible contaminación de la muestra por ^{40}Ar atmosférico. La ecuación para determinar la edad de la muestra sería:

$$t = 1/\lambda \ln [(^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K})(\lambda/\lambda_e) + 1]$$

$$t = 1.804 \times 10^9 \ln [1 + 9.540 (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K})]$$

Siendo λ la constante de decaimiento total del ^{40}K y λ_e la constante de decaimiento del ^{40}K a ^{40}Ar .

Tomando en cuenta la vida media del ^{40}K (1,250 Ma), su constante de decaimiento ($0.581 \times 10^{-10}/\text{año}$), y además que para acumular una cantidad medible de Ar radiogénico se requiere de muchos miles de años, mediante este método será posible determinar edades desde casi 100,000 años (0.1 Ma) hasta alrededor de 4,500 Ma, que es la edad aceptada al presente para la formación de nuestro planeta (FAURE, 1986). Se ha logrado medir edades de alrededor de 5,000 años pero con baja precisión debido a la gran corrección aplicada por ^{40}Ar atmosférico (HALL, 1996).

De acuerdo a FAURE (1986), la edad que se obtenga mediante este método para una muestra dada, será confiable siempre y cuando se cumpla con los siguientes requisitos:

- 1) No debe existir pérdida de ^{40}Ar producto del decaimiento del ^{40}K desde la cristalización del mineral hasta el momento del análisis. Las causas para la pérdida de ^{40}Ar son: incapacidad de una celda mineral para retener ^{40}Ar , fusión parcial o total de las rocas con la posterior cristalización de nuevos minerales, metamorfismo a elevadas presiones y temperaturas, incremento de la temperatura debido a metamorfismo de contacto, meteorización química y alteración por fluidos acuosos, que cambian también el contenido de potasio de los minerales.
- 2) El mineral debe permanecer como un sistema cerrado al ^{40}Ar después de su formación, por lo que debe haberse enfriado rápidamente después de su cristalización.
- 3) No debió incorporarse ^{40}Ar en el mineral al momento de su formación o durante un evento posterior.
- 4) Debe aplicarse una corrección apropiada por la presencia de ^{40}Ar atmosférico.
- 5) El mineral estuvo cerrado al potasio durante todo su tiempo de vida.
- 6) La composición isotópica del potasio en el mineral es normal y no fue cambiada por fraccionamiento u otros procesos, excepto por decaimiento del ^{40}K .
- 7) Debe conocerse con exactitud las constantes de decaimiento del ^{40}K y que no hayan sido afectadas por las condiciones físicas y químicas del ambiente en el cual el potasio ha existido desde que fue incorporado en la Tierra.
- 8) Las concentraciones del ^{40}Ar y del ^{40}K deben determinarse lo más exacto posible.

La corrección por la presencia de ^{40}Ar de origen atmosférico en la muestra, indicada en el punto 4, se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{Tot}} - ^{40}\text{Ar}_{\text{Atm}}$$

El valor de $^{40}\text{Ar}_{\text{Atm}}$ se obtiene en base al contenido de ^{36}Ar en la muestra, el cual se determina midiendo la relación $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en el argón extraído de la misma (FAURE, 1986; DICKIN, 1995).

El método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ se aplica principalmente en petrología ígnea para fechar rocas volcánicas jóvenes (p.e. del Terciario y Cuaternario) ya que las rocas más antiguas son más susceptibles a la pérdida de argón, para las cuales se recomienda el uso del método $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$.

El método contempla la determinación de ^{40}Ar mediante la técnica de Espectrometría de Masas, mientras que el ^{40}K se obtiene ya sea por su medición directa con un Espectrómetro de Masas, o bien, midiendo el contenido de potasio total, donde el ^{40}K se obtiene por la relación $^{40}\text{K}/\text{K total}$, la cual permanece esencialmente constante en muestras naturales, donde $^{40}\text{K} = 0.01167\%$ del K total (FAURE, 1986; BROWNLOW, 1996).

Los minerales más recomendados para ser datados por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ son sanidino, anortoclasa, plagioclasa, biotita, hornblenda y roca total en rocas volcánicas; mientras que para rocas plutónicas se recomienda biotita, muscovita y hornblenda (FAURE, 1986, 1991; BROWNLOW, 1996).

6.3 SOBREVISTA GEOCRONOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Como ya se ha mencionado en capítulos anteriores (1. Generalidades y 3. Geología de la PAOM), con los diversos estudios petrológicos que se han llevado a cabo en las distintas localidades de la PAOM, se han postulado varios modelos geotectónicos para la génesis del magmatismo de esta provincia. Los modelos así propuestos, indican la presencia de rocas magmáticas generadas en un ambiente geotectónico de subducción (orogénico) en las localidades del CCM y determinadas porciones de la SSCC y ST (MORTON-BERMEA, 1995; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998; OROZCO-ESQUIVEL, 1995). De igual manera, se han propuesto modelos que relacionan rocas magmáticas generadas en un ambiente geotectónico de intraplaca (anorogénico) en las localidades de la SP, SSCC, ST, PT, y SOT (MORTON-BERMEA, 1990 y MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; OROZCO-ESQUIVEL, 1995). Es notorio, que en algunas de estas localidades (SSCC y ST) coexistieron en espacio, más no es posible deducir si también coexistieron en el tiempo los dos tipos de

ambientes geotectónicos durante la generación de las rocas magmáticas, ya que al momento no se dispone de fechaientos para las rocas asociadas con el evento de subducción.

Tomando en cuenta los trabajos desarrollados en el área de estudio sobre fechaientos de rocas magmáticas, se ha elaborado la tabla 6.1 que contempla las diferentes localidades; en la cual se indica la clasificación, ubicación y edad de las rocas que han sido fechadas hasta antes del presente trabajo. Esto ha sido la base para la propuesta del anteproyecto sobre los fechaientos en la Sierra de San Carlos.

Como puede observarse en la tabla mencionada, el magmatismo de la PAOM ha sido generado en un amplio rango de edades, abarcando épocas geológicas que van desde el Eoceno hasta el Pleistoceno. Según los datos geocronológicos disponibles hasta la fecha, el magmatismo ocurrió en una mayor cantidad de localidades entre el Oligoceno y Mioceno, siendo de gran importancia mencionar que la mayoría de las rocas fechadas se han relacionado genéticamente con un ambiente de intraplaca, con excepción de las rocas del CCM, cuya génesis se relaciona con un ambiente de subducción. Desgraciadamente no se dispone de fechaientos para la SP.

De acuerdo a las edades de las rocas del CCM que varían de 42.4 Ma (PÉREZ-ALEJO, 1994) a 38.64 Ma (IRIONDO *et al.*, 2003), puede diferenciarse a manera general, que el evento de subducción fué anterior al evento de intraplaca, cuyas edades en este último varían de 31.6 Ma (ROMER y HEINRICH, 1998) a 27.9 Ma (BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973) para la SSCC; de 32.6 a 0.24 Ma para la ST (CAMACHO-ANGULO, 1993); de 28.0 a 20.0 Ma para la PT (CANTAGREL y ROBIN, 1979); y de 6.91 a 6.57 Ma para la SOT (FERRARI *et al.*, 2005). Puede observarse una contemporaneidad entre el magmatismo de intraplaca ocurrido en la SSCC, ST y PT desde el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior, encontrándose rocas del Mioceno Superior solamente en la ST, además de tener en esta localidad rocas del Plioceno y Pleistoceno, que no han sido reportadas hasta el momento para las localidades restantes de la PAOM consideradas en el presente trabajo.

Es importante mencionar que mediante estudios de susceptibilidad magnética realizados por JORDAN-POLLARD (1999) para zonas que incluyen rocas asociadas a los dos ambientes geotectónicos en la SSCC, con base en NICK (1988), todas las rocas se han interpretado ser menores a 30 Ma.

Tabla 6.1. Fechamientos disponibles en la literatura para diferentes tipos de rocas magmáticas de la PACM

LOCALIDAD	IDENTIFIC.	CLASIF. PETROGRÁFICA	USAR DE MUESTREO	EDAD (Ma)	ÉPOCA GEOLÓGICA	REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA
Ciudad Cuatrecasas	CA-01	Granodiorita	Cerro Colorado	58.64 ± 1.8	Eoceno	IRENDO et al. (2003)
	CA-02	Granodiorita	Cerro San Mateo	59.1 ± 1.9		
	CA-03	Granodiorita (?)	Cerro San Mateo	40.8 ± 1.6		
	CA-04	Granodiorita (?)	Cerro Colorado	40.8 ± 1.6		
Sierra de San Carlos-Cañitas	CA-05	Granodiorita (?)	Cerro Colorado	42.4 ± 2.6	Oligoceno	BLOOMFIELD y CERRILLO-DÁVILA (1973)
	CA-06	Granodiorita (?)	Cerro Colorado	47.9 ± 1.1		
	CA-07	Granodiorita (Monzonita)	Cerro de Las Nubes	58.9 ± 1.4		
	CA-08	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	58.78 ± 0.98		
Sierra de Tamatlapan	CA-09	Granodiorita (Monzonita)	Cerro de Las Nubes	59.3 ± 1.2	Mioceno	BLOOMFIELD y CERRILLO-DÁVILA (1973)
	CA-10	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	59.6 ± 1.2		
	CA-11	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	50.45 ± 0.66		
	CA-12	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	51.6 ± 0.3		
	CA-13	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	52.44 ± 0.82		
	CA-14	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	53.2 ± 0.64		
	CA-15	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	59.90 ± 0.90		
	CA-16	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	5.981 ± 0.65		
	CA-17	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.0 ± 0.90		
	CA-18	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.2 ± 0.26		
	CA-19	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.3 ± 0.36		
	CA-20	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.4 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan	CA-21	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.4 ± 0.36	Mioceno	CAMACHO-ÁNGULO (1999)
	CA-22	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.4 ± 0.36		
	CA-23	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.8 ± 0.46		
	CA-24	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	1.9 ± 0.97		
	CA-25	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.0 ± 0.79		
	CA-26	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.4 ± 0.19		
	CA-27	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.19		
	CA-28	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-29	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-30	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-31	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	Sierra de Tamatlapan	CA-32	Granodiorita	Cerro de Las Nubes		
CA-33		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-34		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-35		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-36		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-37		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-38		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-39		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-40		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-41		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-42		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan		CA-43	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	Oligoceno
	CA-44	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-45	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-46	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-47	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-48	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-49	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-50	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-51	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-52	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-53	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	Sierra de Tamatlapan	CA-54	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	
CA-55		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-56		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-57		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-58		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-59		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-60		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-61		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-62		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-63		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
CA-64		Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan		CA-65	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	Oligoceno
	CA-66	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-67	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-68	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-69	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-70	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-71	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-72	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-73	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-74	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-75	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-76	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan	CA-77	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	Mioceno	CAMACHO-ÁNGULO (1999)
	CA-78	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-79	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-80	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-81	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-82	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-83	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-84	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-85	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-86	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-87	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-88	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan	CA-89	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	Oligoceno	CAMACHO-ÁNGULO (1999)
	CA-90	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-91	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-92	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-93	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-94	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-95	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-96	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-97	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-98	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-99	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-100	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
Sierra de Tamatlapan	CA-101	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36	Mioceno	CAMACHO-ÁNGULO (1999)
	CA-102	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-103	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-104	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-105	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-106	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-107	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-108	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-109	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-110	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-111	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		
	CA-112	Granodiorita	Cerro de Las Nubes	2.6 ± 0.36		

ABRVIATURAS: Hb: hornblenda, Qt: cuarzo, Px: piroxeno

6.4 ELECCIÓN DE LA LOCALIDAD PARA LOS FECHAMIENTOS

Con base en los datos geocronológicos ya discutidos, se ha planteó como principal objetivo para el presente capítulo, el determinar el tiempo de transición entre el magmatismo de subducción a magmatismo de intraplaca, o bien, el período de contemporaneidad de ambos. Para tal propósito, considerando que las únicas localidades donde hasta el momento se ha determinado la coexistencia de los dos tipos de ambientes geotectónicos mencionados son la SSCC y la ST, y que de acuerdo a las interpretaciones de NICK (1988), RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) y VIERA-DÉCIDA (1998), respecto a las relaciones de campo en estas localidades, las rocas relacionadas a procesos de intraplaca son más jóvenes que las rocas asociadas a subducción; se propuso durante la marcha de la presente tesis el anteproyecto ya mencionado con anterioridad. Debido a la factibilidad geológico-petrográfica que se tiene en la SSCC, además de considerar que en esta localidad se presenta una mayor área de afloramientos de ambos tipos de magmatismo en comparación con la ST, en la que hasta el momento solamente se ha detectado un área pequeña ($\sim 9 \text{ km}^2$) con magmatismo típico para un ambiente de subducción, se eligió la SSCC para el objetivo mencionado.

De las investigaciones petrológicas, NICK (1988) clasifica las rocas magmáticas de la parte central de la Sierra de San Carlos como gabro, monzodiorita, monzonita, sienita (nefelínica y alcalina), granito y basalto; donde la mayoría de ellas presentan un carácter geoquímico alcalino. Según este autor, las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos fueron formadas en dos etapas, las cuales se diferencian por sus características geoquímicas que las ubican en medios geotectónicos diferentes. La primera etapa corresponde con el emplazamiento de rocas clasificadas como gabro, monzodiorita y monzonita en las partes Sur y Norte, respectivamente. La génesis de estas rocas ha sido relacionada con la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica durante la Orogenia Laramide. La segunda etapa engloba las diferentes variedades de sienita (alcalina y nefelínica) y granito, localizados en la parte central de la sierra. En la fase más tardía de esta segunda etapa, se generaron rovas volcánicas clasificadas como basalto alcalino (*sensu lato*) en forma de sills, diques y derrames en diferentes zonas de la sierra. Todos los tipos petrográficos de esta segunda etapa magmática son relacionados a un régimen geotectónico de intraplaca.

En la parte correspondiente con la periferia de la SSCC y con la zona de la Serranía de Cruillas, en el presente trabajo de tesis y en el de RODRÍGUEZ-SAAVEDRA (2003) desarrollado como tesis de licenciatura en esta localidad, se han identificado cuellos volcánicos, pequeñas mesetas que representan coladas, cuerpos subvolcánicos, gran cantidad de diques y sills, cuya génesis se relaciona con un ambiente geotectónico de intraplaca.

Tomando en cuenta que al iniciar con el presente trabajo de tesis, los únicos fechamientos disponibles hasta ese momento en la SSCC fueron efectuados en rocas sieníticas relacionadas genéticamente con un ambiente de intraplaca, donde las edades varían de 31.6 a 27.9 Ma (BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973; ROMER y HEINRICH, 1998), se decidió combinar estos datos con nuevas aportaciones referentes a la edad de emplazamiento de al menos cinco tipos de rocas magmáticas, mediante lo cual se determinará si realmente los magmas asociados a subducción son más antiguos que los magmas asociados con procesos de intraplaca, o bien, si hubo coexistencia entre estos dos tipos de magmatismo en la SSCC. Es importante mencionar que durante el proceso de revisión de esta tesis se tuvo acceso a nuevos fechamientos, los cuales fueron efectuados en rocas que según NICK (1988) están relacionadas con el ambiente de subducción. Tales fechamientos ubican a una diorita y a una monzonita en el Oligoceno, con edades de 30.45 y 28.78 Ma, respectivamente (IRIONDO *et al.*, 2003), pero en ningún momento se hace referencia al tipo de ambiente geotectónico.

6.5 MUESTREO

Como al momento de someter el anteproyecto para los fechamientos mediante el método K-Ar, aún no se habían obtenido los resultados analíticos para las muestras inicialmente consideradas en la presente tesis, se tomaron en cuenta las aportaciones de NICK (1988) respecto a los tipos petrográficos existentes en el área y a la génesis de las rocas.

Las muestras magmáticas que se consideraron para este propósito consisten de un gabro (SCGb) del área de Rincón Murillo, una monzodiorita (SCMD) del área del antiguo pueblo minero de San José, una sienita alcalina de grano fino (SCSAF) y una sienita nefelínica (SCRN), ambas del área del Rancho El Rosario, y una basanita (SCBP) del Rancho El Panaderal. A excepción de la muestra identificada como SCBP que es una roca extrusiva proveniente de un cuello volcánico, las muestras restantes consisten de rocas intrusivas que

forman stocks. Las muestras SCGb y SCMD se han relacionado con ambiente de subducción, mientras las tres restantes se han relacionado con ambiente de intraplaca, según las interpretaciones geoquímicas (ver Cap. 5). La ubicación de estas muestras se representa en la Fig. 6.1.

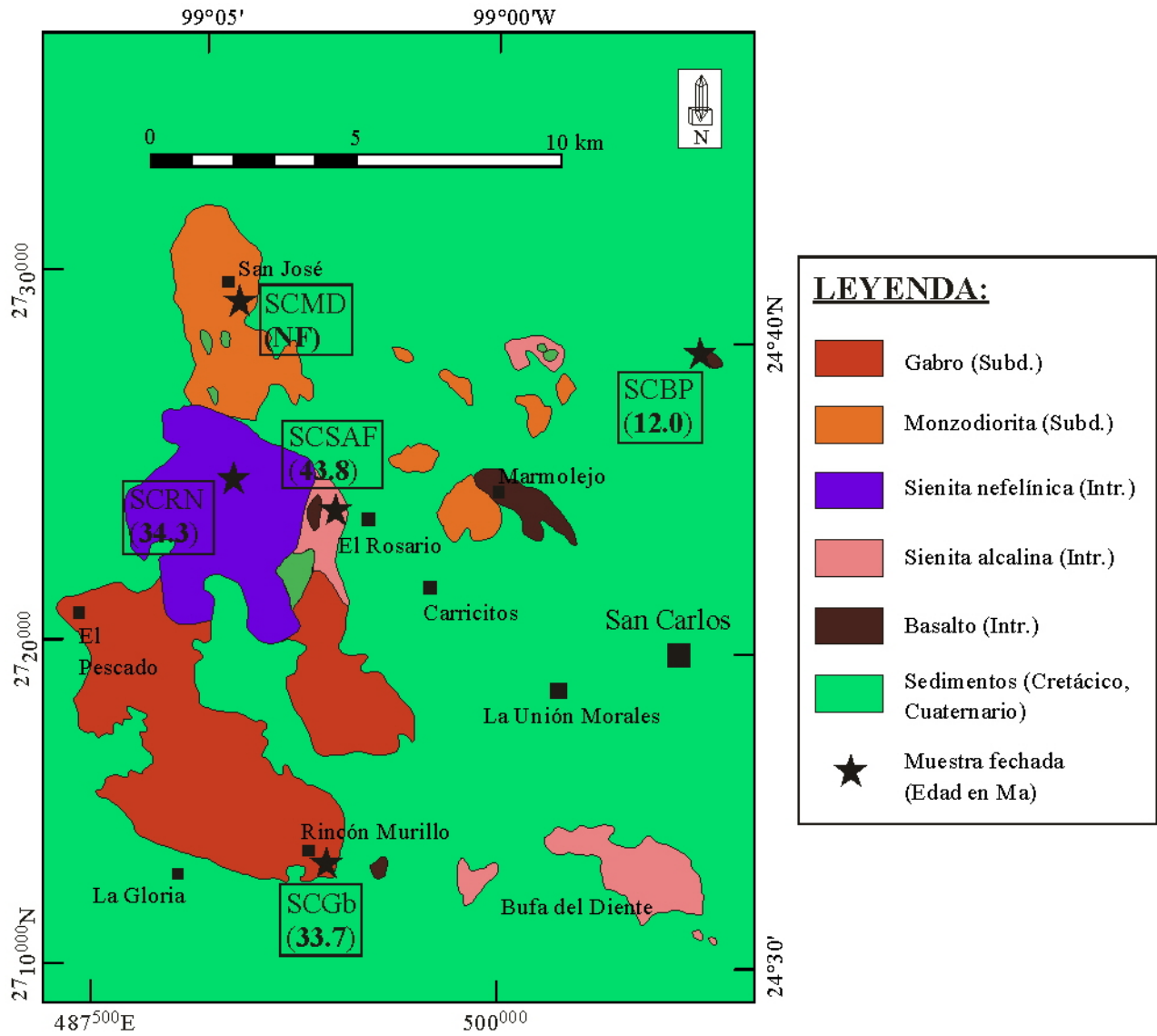


Fig. 6.1. Mapa geológico generalizado de la parte central de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamps. en el que se ubican los puntos de muestreo para fechamientos mediante el método K-Ar. Intr.: rocas asociadas al régimen de intraplaca, Subd.: rocas asociadas a subducción, NF: muestra no fechada. Modificado de NICK (1988) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1992).

Aprovechando la oportunidad de realizar las mediciones en la UNAM, se decidió incluir una muestra de la Sierra de Tamaulipas, específicamente del CIRS, cuya génesis ha sido relacionada con procesos de subducción (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998), ya que este tipo de magmatismo no ha sido fechado hasta el momento. La muestra en cuestión fue identificada como Sal, que petrográficamente se ha clasificado como una monzodiorita que aflora en forma de sill en las inmediaciones del Rancho El Salvador.

Durante la toma de muestras se consideraron algunos aspectos de importancia para asegurar que los resultados fueran representativos de los eventos magmáticos. Los aspectos así mencionados consistieron en coleccionar muestras libres de intemperismo y fracturamiento interno relleno con materiales secundarios, lejos de la influencia de la roca encajonante, sin indicios de procesos metamórficos, hidrotermales, etc. Además se tomó en cuenta que se coleccionara una cantidad suficiente de muestra que fuera adecuada para separar una cantidad significativa del mineral a datar, obteniendo alrededor de 10 kg por muestra.

6.6 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

6.6.1 SELECCIÓN DE LOS MINERALES PARA FECHAR

Se preparó una lámina delgada representativa de cada muestra en cuestión, la cual fue analizada mediante microscopía de luz transmitida con la finalidad de identificar los minerales de interés para los análisis de ^{40}K y ^{40}Ar y para determinar la proporción en que estos se encuentran en cada una de las muestras. Los resultados petrográficos son muy similares a los que se indican en la tabla 4.1 del Cap. 4 (Petrografía), siendo necesario aclarar que en esta tabla la muestra Ros corresponde con la muestra SCR N y la muestra PAN corresponde con la muestra SCBP, ya que esas fueron las claves de identificación para los demás estudios contemplados en la presente tesis.

Con base en los resultados petrográficos se decidió que los minerales a fechar en las muestras son: biotita (10 %) en el gabro SCGb, hornblenda (10 %) en las monzodioritas SCMD y Sal, augita aegirínica (10 %) en la sienita nefelínica SCR N, feldespato alcalino (90 %) en la sienita alcalina SCSAF, y roca total en la basanita SCBP debido a que su tamaño de

grano es muy fino. Los valores entre paréntesis indican el porcentaje en volumen de cada mineral en la roca analizada.

6.6.2 SEPARACIÓN DE LOS MINERALES PARA FECHAR

Los grandes especímenes de muestras coleccionados en el campo, fueron quebrados con un marro geológico de 5 kg de peso, hasta tener tamaños entre 10 y 15 cm de diámetro, fácilmente manipulables. Estos fragmentos fueron triturados a base de golpes sobre una placa de acero inoxidable con ayuda de un marro geológico de 1 kg de peso, hasta tener fragmentos menores a 3 cm de diámetro y una cantidad de ~8 kg de muestra. Esta parte fue realizada en la Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L.

Las muestras fueron transportadas en bolsas de plástico al Instituto de Geofísica de la UNAM donde se realizaron los tratamientos que se indican a continuación:

- Cada muestra fue llevada a fragmentos menores a 0.5 cm. de diámetro utilizando una quebradora de quijadas de la marca BICO BRAUN INTERNATIONAL.
- Posteriormente la muestra fue tratada con un molino de disco rotatorio de la misma marca, hasta tener partículas menores a 3 mm.
- La muestra fue tamizada utilizando mallas con apertura de 500, 400 y 210 μm , empleando un vibrador de cribas RO-TAR de la marca W.S. TYLER, guardando cada fracción por separado con su respectiva identificación. Teóricamente en la fracción $<210 \mu\text{m}$ quedarán el apatito y el zircón que pueden utilizarse para otro tipo de fechamiento. Los minerales de interés para fechar por el método K-Ar quedarán en las fracciones de 210 a 397 μm y de 397 a 500 μm , mientras que la fracción $>500 \mu\text{m}$ se conserva por si la cantidad de minerales separados no es suficiente para los análisis, se vuelve a moler y se separa de la misma manera que las fracciones restantes.
- Se colocó la fracción de 210 a 397 μm sobre una hoja de papel, envolviendo en una bolsa de plástico un imán que posteriormente se hizo pasar sobre el polvo de la muestra, arrastrando con él los minerales magnéticos tales como pirita y óxidos de hierro, identificando el material como Magn-1.
- La muestra restante se pasó a través de un separador magnético tipo FRANTZ de la marca ISODYNAMIC modelo L-1, haciendo varias pruebas con cambios en el amperaje,

velocidad y ángulo de magnetismo hasta obtener la mejor separación de los minerales de interés (anfíbol o mica). El material así separado fue identificado como Magn-2, mientras que el restante se identificó como no magnético, con la respectiva clave de las muestras. El control del grado de pureza del mineral magnético separado se llevó a cabo bajo una lupa de luz transmitida.

- Los minerales así obtenidos se lavaron con agua normal de la llave (~175 ml.), seguido de acetona de pureza analítica (10–30 ml.), colocándolos después de cada lavado en un baño de ultrasonido de la marca FISHER modelo FS-30 por un tiempo de 5 minutos y se secaron inicialmente bajo una lámpara de luz incandescente, para posteriormente terminar su secado en una estufa a 105°C.
- Debido a que la separación de los minerales de interés en la sienita nefelínica (SCRN) y en las monzodioritas SCMD y Sal no fue tan pura, estas se trataron en el Laboratorio de Geoquímica de la F.C.T. con bromoformo ($\rho = 2.82\text{--}2.84 \text{ g/cm}^3$) para separar por densidad ya que este tipo de minerales es más denso ($\rho = 3.0\text{--}3.4 \text{ g/cm}^3$) que tal reactivo (KLEIN y HURLBUT, 1997). Posteriormente fueron lavados con acetona hasta eliminar los rastros de bromoformo y se secaron en una parrilla eléctrica.
- El mineral libre de humedad se destinó para los análisis de ^{40}K y ^{40}Ar .

Es importante mencionar que la separación de la biotita fechada en la muestra de gabro SCGb se llevó a cabo con gran facilidad ya que éste mineral se quedaba adherido a una hoja de papel al deslizar sobre él la muestra pulverizada. Solo hubo la necesidad de lavar con acetona para su purificación.

Por otra parte, no fue posible separar totalmente la hornblenda de la plagioclasa en la monzodiorita SCMD, no logrando la purificación al 100 %, por lo cual no se llevó a cabo su fechamiento.

6.7 ANÁLISIS DE POTASIO TOTAL

La determinación de K total se llevó a cabo mediante el método propuesto por SOLÉ y ENRIQUE (2001), de acuerdo al cual se pesaron 100 mg del mineral purificado, secado por toda la noche a 110°C. El mineral fue fundido con una mezcla de metaborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) y tetraborato de litio (LiBO_2) en una relación 1:1 dentro de un crisol de Pt/5 % de

Au de 30 ml, el cual fue llevado a una temperatura de 1,100°C por un tiempo de 10 min. utilizando un equipo de fusión (Fluxy Claisse) compuesto por mecheros Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (pastillas fundidas). Previo al calentamiento se añadieron 2 gotas de LiBr en solución acuosa (250 g/L), la cual actúa como agente no-mojante y favorece el despegue del molde durante el proceso de enfriamiento. La perla así obtenida se llevó al Espectrofotómetro Secuencial de Fluorescencia de Rayos-X de la marca SIEMENS, modelo SRS 3000 del LUGIS. Se utilizó un tubo de Rodio (Rh) a 45 kV y 50 mA para la generación del haz de rayos-x primarios, un cristal analizador de LIF200 y un detector tipo contador de flujo, aplicando una corrección por Mg. De esta manera se determinó la concentración del K total del mineral de interés. El equipo fue calibrado con diversos estándares internacionales preparados de la misma manera, obteniendo reproducibilidades de $1\sigma=1\%$ ó mejores. Condiciones más detalladas sobre la técnica de FRX pueden consultarse en LOZANO-SANTA CRUZ *et al.* (1995). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 6.2, cuya concentración como ^{40}K fue obtenida multiplicando el resultado de K Total por la abundancia del ^{40}K expresado como fracción decimal.

6.8 ANÁLISIS DE ^{40}Ar

El ^{40}Ar fue determinado mediante la técnica de Espectrometría de Masas por Dilución Isotópica (MS-ID) utilizando un Espectrómetro de Masas de Gas Noble VG1200B, operado en modo estático. Los minerales purificados para realizar los fechamientos en cada una de las muestras fueron tratados de la siguiente manera:

- La muestra en cuestión se secó por toda la noche en una estufa a 105°C.
- Se pesó una cantidad de 20 mg para biotita, 100 mg para hornblenda y augita aegirínica, 20 mg para feldespato alcalino y roca total.
- Se envolvió cada muestra en folio de aluminio y se colocó nuevamente en la estufa con su correspondiente identificación hasta el momento en que se llevó al equipo.
- Se colocaron las muestras en la cámara de vidrio, se cerró la cámara y se dejaron durante toda la noche para eliminar el aire de la tubería. En la cámara se dispone de un trozo de metal que es utilizado para manipular las muestras.

- Se transfirió el mineral a analizar a un horno de tantalio con doble vacío, llevándolo a la temperatura adecuada (1,300°C para hornblenda y 1,600°C para el resto de los minerales).
- Se fundió el mineral y en un recipiente de aluminio conteniendo nitrógeno líquido, se llevó a cabo la condensación del H₂O, CO₂ y SO₃ proveniente de la muestra. Estos componentes son eliminados mediante la apertura de una válvula colocada en seguida del recipiente.
- En seguida existe un segundo horno con un tubo de titanio puro que se calienta a 600°C, en el cual se atraparon los gases reactivos como el N₂, de manera similar a como ocurre en un catalizador de autos.
- El Ar de la muestra se mezcló con un Spike de ³⁸Ar/³⁶Ar que fluye hacia un cubo de oro que tiene un orificio donde chocan los átomos ionizados de Ar. Estos átomos ionizados de Ar son neutralizados por un flujo de electrones equivalente a su concentración.
- La señal fue obtenida con un colector Faraday, la cual es amplificada muchas veces para enviarla al sistema de lectura que sería equivalente al flujo de los electrones, mismos que pueden convertirse a moles de Ar/g de muestra. Se realizaron en forma secuencial 8 series de mediciones de cada masa y se extrapolaron hasta el tiempo de la introducción del gas.
- El programa del equipo convierte las lecturas a valores de ⁴⁰Ar, ³⁸Ar y ³⁶Ar, además de corregir el Ar atmosférico y calcular la edad del mineral.
- Los coeficientes de variación para ⁴⁰Ar y ³⁸Ar son generalmente inferiores a 0.1 % y menores a 0.5 % para ³⁶Ar.

6.9 RESULTADOS

Los resultados de las concentraciones de potasio y argón obtenidos, así como la edad de las rocas fechadas se presentan en la tabla 6.2.

A continuación se presentan las ecuaciones utilizadas para realizar las conversiones necesarias, así como el cálculo de la edad de las rocas analizadas.

La concentración de argón en el mineral analizado (⁴⁰Ar*) en unidades de ppm fué obtenido con la siguiente ecuación:

$$^{40}\text{Ar}^*[\text{ppm}] = (\text{moles Ar}^*/\text{g M})(39.9623 \text{ g Ar/mol Ar})(1000 \text{ mg Ar/1 g Ar})(1000 \text{ g M/1 kg M})$$

Siendo M: muestra

$$^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K} = [(\text{ppm Ar}^*)(39.0983 \text{ g/mol K})(A)]/[\% \text{ K})(10^4)(0.0001167)(39.9623 \text{ g/mol Ar})]$$

$$\text{Edad de la roca (t)} = 1/\lambda \ln [(^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K})(\lambda/\lambda_e) + 1]$$

Donde,

A: es el número de Avogadro = 6.023×10^{26} átomos

0.0001167: abundancia del ^{40}K expresado como fracción decimal

λ : constante de decaimiento total del ^{40}K

λ_e : constante de decaimiento del ^{40}K a ^{40}Ar

10^4 : factor para convertir el % de K a ppm

Tabla 6.2. Resultados de los fechamientos mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ para las rocas magmáticas de la SSCC y ST (CIRS).

Muestra	Clasificación	Mineral Datado	K [% peso]	$^{40}\text{Ar}^*$ [moles/g]	$^{40}\text{Ar}^*$ [ppm]	Edad [Ma]	Época Geológica
SCBP	Basanita	Roca Total	8,10	1,695E-10	0,0068	12.0 ± 1.8	Mioceno
SCGb	Gabro	Biotita	7,13	4,206E-10	0,0168	33.7 ± 0.7	Eoceno
SCRN	Sienita Nefelínica	Augita Aegirínica	7,00	4,207E-10	0,0168	34.3 ± 2.9	
Sal	Monzodiorita	Hornblenda	1,51	1,064E-10	0,0042	40.2 ± 1.5	
SCSAF	Sienita Alcalina	Feldespató Potásico	4,57	3,512E-10	0,0140	43.8 ± 1.3	

NOTA: La muestra SCSAF fue analizada por duplicado.

6.10 DISCUSIÓN

De las muestras consideradas para los fechamientos mediante el método ya discutido, desgraciadamente, sólo se pudo obtener la edad para una de las rocas asociadas a subducción (SCGb). Como ya se mencionó con anterioridad se tuvieron problemas analíticos para la separación de cristales de hornblenda en estado puro en la muestra SCMD, también asociada a este ambiente geotectónico. Las tres muestras restantes de la SSCC han sido asociadas a procesos de intraplaca. Por otra parte, se tiene un primer valor de edad para una monzodiorita (Sal) asociada a un ambiente geotectónico de subducción en la ST (CIRS). Las características geoquímicas de las rocas relacionada con los ambientes geotectónicos así deducidos se discuten en el capítulo 5 (Geoquímica).

Con base en los datos compilados de la literatura y los resultados obtenidos en el presente trabajo, y bajo ciertas reservas debido a que para las rocas de subducción solamente se cuenta con un fechamiento, se propone la siguiente historia para el desarrollo del magmatismo en la Sierra de San Carlos-Cruillas:

- El magmatismo de esta localidad inicia en el Eoceno (43.8 Ma), cuya edad corresponde con la sienita alcalina (SCSAF) de la zona del Rosario con características geoquímicas de intraplaca. Considerando que durante la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica en la margen del Pacífico, en este tiempo, el arco magmático migraba hacia el Este (ATWATER, 1970, 1989; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997), y teniendo en cuenta que durante el esfuerzo compresivo producto de la Orogenia Laramide que tuvo lugar entre el Cretácico Tardío y Terciario Temprano (80 a 45 Ma), según PADILLA Y SÁNCHEZ (1986) y SEDLOCK *et al.* (1993), la Placa Farallón pudo haber sufrido fracturamiento, lo que permitió el ascenso de magmas generados en la porción del Manto localizado bajo dicha placa, de manera similar al “*slab window*” que maneja McCULLOCH y GAMBLE (1991), imprimiendo en el magma características geoquímicas de intraplaca. El magma así generado, probablemente ascendió hacia la superficie aprovechado como vías los fallamientos pre-Cretácicos tales como la falla Tamaulipas-Oaxaca (ver Fig. 2.1) indicada por PINDELL (1985) y GOLDHAMMER *et al.* (1993).
- En el límite Eoceno–Oligoceno, una vez que desapareció la porción fracturada de la Placa Farallón se generó plutonismo con características geoquímicas de subducción, el cual está representado por el gabro (SCGb) fechado en 33.7 Ma. Este dato debe tomarse con cautela ya que se trata de una sola muestra que nos representa el evento de subducción. Además, podría ser posible que existan rocas de este ambiente con mayor antigüedad. Por otra parte, de acuerdo a fechamientos de IRIONDO *et al.* (2003) para una diorita y una monzonita, que aunque no discute el ambiente geotectónico, es probable que sean rocas asociadas a subducción según los antecedentes de NICK (1988), el magmatismo asociado a este evento pudo continuar hasta el Oligoceno (30.45–28.78 Ma).
- Considerando que a principios del Oligoceno (~30 Ma) el ángulo de la placa subducida aumentó hasta 30–35° como respuesta a la disminución en la velocidad de subducción URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986) y URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA

(1997), se infiere que el arco magmático se retrae hacia el W de manera similar a lo que indica LIPMAN (1992) para la porción SW de los Estados Unidos. Con los fechamientos obtenidos en esta tesis, se propone que el arco magmático pudo iniciar su retroceso hacia la trinchera hace ~33 Ma. Durante el retroceso de dicho arco magmático, al hundirse la placa subducida se permitió la convección de material astenosférico no afectado por la componente de subducción, desde las partes traseras del arco hacia la cuña del Manto (“*slab rollback*”), teniendo así la fuente enriquecida para la generación de las rocas con características de intraplaca, cuyo inicio está representado muy probablemente por la sienita nefelínica (SCRN) fechada en 34.3 Ma. La movilización del material del Manto Astenosférico por el “*slab rollback*” pudo contribuir a la transferencia de calor, suficiente para fundir el Manto Litosférico metasomatizado.

- Este magmatismo con características geoquímicas de intraplaca continuó durante el Oligoceno, generando sienitas nefelínicas con edades de 31.6–27.9 Ma (BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973 y ROMER y HEINRICH, 1998). Es notorio que el cambio en el magmatismo de subducción a magmatismo de intraplaca presenta similitudes con el indicado por HENRY *et al.* (1991) en 31 Ma para la Provincia Magmática de Trans Pecos en U.S.A.
- Durante el Mioceno, después de un tiempo de ~16 Ma de inactividad magmática, se generó vulcanismo tipo efusivo con características geoquímicas de intraplaca, el cual está representado por la basanita (SCBP) con una edad de 12.0 Ma, proveniente del cuello volcánico del Rancho El Panaderal, ubicado casi en los límites entre la Sierra de San Carlos y la Serranía de Cruillas. Existe la posibilidad de que los cuellos volcánicos de la Serranía de Cruillas en la parte N-NE de esta localidad, así como las series de diques internos y de diques periféricos (radiales y circulares) de la sierra, se hayan generado también durante el Mioceno, o más recientemente. Además, se propone que algunos de los cuerpos subvolcánicos pudieron generarse muy probablemente a finales del Terciario o a principios del Cuaternario.
- La reorganización de placas tectónicas y los eventos relacionados con la generación de estos magmas se discuten a manera general en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO 7

MODELO GEOTECTÓNICO

7.1 INTRODUCCIÓN

Con base en los resultados obtenidos en los capítulos anteriores y considerando los datos de la literatura compilados durante el presente trabajo, respecto a las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas del magmatismo ocurrido en la PAOM, se ha llegado a proponer un modelo genético generalizado sobre el emplazamiento de los diversos tipos de magmas en esta provincia.

Los modelados geoquímicos representan una herramienta adecuada para determinar la composición del Manto a partir del cual fue generado un magma determinado. Un método directo para definir la composición del Manto terrestre superior se basa en el estudio de rocas máficas y ultramáficas provenientes del mismo, tales como los xenolitos transportados a la superficie por eventos volcánicos y las rocas orogénicas emplazadas en la superficie terrestre mediante procesos tectónicos (GARRIDO *et al.*, 1997). En la actualidad la composición del Manto puede inferirse a través de métodos indirectos aplicando modelos de fusión parcial a magmas primarios. Por otro lado, puede modelarse la evolución de los magmas mediante cristalización fraccionada, mezcla de magmas o procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), de acuerdo a LÓPEZ-RUIZ y CEBRIÁ-GÓMEZ (1990).

La generación de modelos de fusión parcial requiere de una cantidad significativa de muestras que presenten características de magmas primarios, los cuales son identificados de acuerdo a los parámetros establecidos en la literatura como pueden ser: Mg# >63 (GREEN, 1971), Ni >235 ppm (SATO, 1977), $\text{FeO}_{\text{Tot}}/\text{MgO} < 1.0$ (TATSUMI *et al.*, 1983), $\text{SiO}_2 < 50\%$ y Cr >1,000 ppm (WILSON, 1989), para el caso de basaltos generados en zonas oceánicas. Por otra parte, LUHR (1997) propone valores de Mg# ≥ 62 y MgO >6 % para identificar magmas primarios generados en zonas continentales. Los modelos por cristalización fraccionada requieren de la existencia de correlaciones en diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. elementos mayores y traza, así como también al graficar elementos altamente incompatibles en sistemas bivariados; además de mostrar un escalonamiento en los patrones de REE por

enriquecimiento de los mismos a medida que las rocas se van diferenciando (MINSTER y ALLÉGRE, 1978).

Para el caso específico de la PAOM, es posible la aplicación de un modelo directo para las localidades SSCC, ST y PT, ya que en ellas se han localizado xenolitos del Manto que nos reflejan la composición de la fuente (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TREVIÑO-CÁZARES, 2001). Además, es factible la aplicación de modelados de fusión parcial de forma individual para cada una de las localidades de la PAOM (excepto para el CCM), considerando para ello las rocas con características de magmas primarios propuestas por LUHR (1977). De acuerdo a los diagramas bivariados y los patrones de REE que se han generado para cada una de las localidades aquí contempladas, se han observado correlaciones y escalonamientos que justifiquen un proceso de cristalización fraccionada solamente en algunas áreas de la ST como son el Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador asociado a subducción y el Complejo Volcánico de Villa Aldama asociado a procesos de intraplaca.

Debido a que los modelados cuantitativos por medio de elementos traza quedan fuera de los objetivos planteados durante la presente tesis, éstos no se llevaron a cabo, pero se pretenden realizar en un futuro, dentro de este mismo proyecto. Sin embargo, se propone un modelo geotectónico que contempla las características expuestas al inicio del presente capítulo.

7.2 MODELO GEOTECTÓNICO PROPUESTO

De manera muy generalizada y esquemática se propone un modelo para la génesis de los magmas que se han emplazado desde el Cinturón Candela-Monclova, en el estado de Coahuila, hasta la Sierra de Otontepec, en el estado de Veracruz.

La geoquímica de elementos traza y los diagramas de discriminación tectono-magmática que se discuten en el capítulo 5, indican que los magmas emplazados en la PAOM han tenido dos orígenes diferentes:

- a) **Magmatismo con alta relación LILE/HFSE:** este tipo de magmatismo se ha identificado en las localidades del Cinturón Candela-Monclova, parte de la Sierra de San Carlos-Cruillas y una porción reducida de la Sierra de Tamaulipas (Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador). Sus características geoquímicas lo relacionan con un ambiente

geotectónico de subducción, aunque existe la posibilidad de que la alta relación LILE/HFSE se deba, al menos en parte, a contaminación cortical durante el emplazamiento de los plutones o el ascenso de los magmas hacia la superficie.

- b) Magmatismo con baja relación LILE/HFSE:** este tipo de magmatismo se manifiesta en las localidades de la Sierra de Picachos, parte de la Sierra de San Carlos-Cruillas, en la mayor parte de la Sierra de Tamaulipas, en la Planicie de Tampico y en la Sierra de Otontepec. Sus características geoquímicas lo relacionan con un ambiente geotectónico de intraplaca.

La figura 7.1a–g corresponde con el modelo geotectónico que se propone para el magmatismo de la PAOM, en el cual se considera la siguiente secuencia de eventos magmáticos:

1. Durante el Cretácico Temprano (~125 Ma) el proceso de subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica, produjo un arco magmático cercano a la trinchera (Fig. 7.1a) con el emplazamiento de andesitas y granodioritas en la SMOcc (DAMON *et al.*, 1981), el cual migró lentamente hacia el oriente (CLARK *et al.*, 1982).
2. Durante el Cretácico Tardío (a partir de 80 Ma) el arco magmático incrementa su velocidad de migración hacia el oriente (CLARK *et al.*, 1982), debido a una disminución en el ángulo de subducción de la Placa Farallón hasta 20° (Fig. 7.1b; ATWATER, 1970; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986). Esta etapa es contemporánea con la Orogenia Laramide que ocurrió entre 80 y 45 Ma (CONEY, 1978). Los factores como la edad de la placa subducida, la inclinación del plano de Benioff, la velocidad de convergencia, el movimiento absoluto de la placa superior, la acreción de sedimentos de la trinchera, entre otros (URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997), jugaron un papel importante para la migración del arco magmático hacia el Este indicada por ATWATER (1970) y CLARK *et al.* (1982).
3. Durante el avance de la subducción hacia el Este en las etapas finales de la Orogenia Laramide (~45 Ma, CONEY, 1978), la Placa Farallón subducida pudo haber sufrido fracturamiento que permitió el ascenso de magmas generados en la porción del Manto localizado bajo dicha placa, de manera similar al modelo de “*slab window*” que maneja McCULLOCH y GAMBLE (1991). Estos magmas con características de intraplaca

ascendieron muy probablemente a través de fallas antiguas presentes en la corteza (p.e. Falla Tamaulipas-Oaxaca, PINDELL, 1985; PADILLA y SÁNCHEZ, 1986 y GOLDHAMMER *et al.*, 1993; ver Fig. 2.1), dando lugar al plutonismo generado durante el Eoceno en la SSCC (Fig. 7.1c), reflejado por las sienitas alcalinas del área del Rancho El Rosario, fechadas en 43.8 Ma (este trabajo).

4. En forma casi contemporánea al plutonismo de intraplaca generado en la SSCC, la Placa Farallón, subduciendo con bajo ángulo (20° según URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997) alcanzó la profundidad para adquirir la presión y temperatura necesarias para la deshidratación de los minerales presentes en ella. Los fluidos así generados migraron hacia la cuña del Manto localizada por arriba de dicha placa y contribuyeron a la disminución del punto de fusión de los minerales localizados en esa porción del Manto. De esta manera, durante el Eoceno también se generó plutonismo con características geoquímicas de subducción (Fig. 7.1c) en el CCM fechado en 42.4–38.6 Ma (PÉREZ-ALEJO, 1994; IRIONDO *et al.*, 2003) y en la ST fechado en 40.2 Ma (este trabajo).
5. La subducción de la Placa Farallón continuó su trayectoria hacia el Este, con lo que la porción de la placa no fracturada alcanzó el área de la SSCC en el límite Eoceno–Oligoceno (Fig. 7.1d), generándose en este lugar plutonismo con características geoquímicas de la componente de subducción, el cual está representado por el gabro SCGb fechado en 33.7 Ma (este trabajo).

El magmatismo asociado a subducción en la PAOM, presenta carácter geoquímico tanto subalcalino como alcalino, siendo este último atribuido a la posición más profunda de la fuente o bien a la presencia de una zona continental tras arco de acuerdo a las ideas de ATWATER (1970), LIPMAN *et al.* (1972), PICHLER y WEIL (1976), DAMON *et al.* (1981), NEGENDANK *et al.* (1985) y ATWATER (1989). Puede observarse que el magmatismo de subducción es de mayor antigüedad en la ST que en la SSCC, no teniendo indicios de un “*slab window*” en la ST. Por lo tanto, el magmatismo asociado a subducción en la SSCC pudo haberse originado cuando la Placa Farallón no fracturada continuó su movimiento en dirección Este y ocupó potencialmente el espacio que ocupaba anteriormente el “*slab window*” indicado en la Fig.7.1d,

6. Las aportaciones de URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986) y URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA (1997), indican que a partir del Oligoceno Inferior (~30 Ma) el ángulo de subducción aumentó hasta 30–35° como respuesta a la disminución en la velocidad de subducción, por lo que el arco magmático se retrae hacia el W de manera similar a lo que infiere LIPMAN (1992) para la porción SW de los Estados Unidos.

Si se consideran los datos geocronológicos de las rocas asociadas a subducción, el arco magmático estuvo presente en la PAOM al menos entre los 42.4 y 33.7 Ma. Por lo anterior, se propone que el arco magmático pudo iniciar su retroceso hacia la trinchera hace ~33 Ma (Fig. 7.1e), de manera similar a lo que dedujeron CLARK *et al.* (1982), URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986) y URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA (1997).

Durante el retroceso de dicho arco magmático, el hundimiento de la placa subducida permitió la convección de material astenosférico no afectado por la componente de subducción, desde las partes traseras del arco hacia la cuña del Manto (“*slab rollback*”), teniendo así la fuente enriquecida para la generación de las rocas con características de intraplaca. La movilización del material del Manto Astenosférico por el “*slab rollback*” pudo contribuir a la transferencia de calor, suficiente para fundir el Manto Litosférico metasomatizado (ver deducciones en Cap. 5.3.6), aunado al hecho que la corteza es más delgada en la PAOM (25 km, CAMPOS-ENRÍQUEZ y SÁNCHEZ-ZAMORA, 2000) lo que facilitó el ascenso de los magmas generados por descompresión del Manto Astenosférico durante esa movilización del material del Manto.

Al inicio de esta etapa, muy seguramente se tuvo el cambio de un régimen de subducción a uno de intraplaca (Fig. 7.1d), generándose las sienitas nefelínicas de la SSCC (área del Rancho El Rosario) fechadas en 34.3 Ma (este trabajo), y que por las incertidumbres analíticas (± 2.9 Ma) para esta muestra, muy probablemente se hayan generado ~2.0–1.6 Ma después que la monzodiorita SCMD generada en las etapas finales de la subducción.

Aunque en el caso de la PAOM no se trata de un “*rift*”, un proceso con ciertas similitudes es propuesto por LAWTON y McMILLAN (1999) para el Rift del Río Grande en el límite W de la PMTP.

7. Durante el Oligoceno (<30 Ma) continuó el magmatismo con características de intraplaca, dando lugar a la generación de plutonismo y vulcanismo en casi todas las localidades de la PAOM a excepción del CCM (Fig. 7.1e). El magmatismo asociado a este evento ha sido fechado en 31.6–27.9 Ma para la SSCC (BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA, 1973; ROMER y HEINRICH, 1998), 32.6–24.0 Ma para la ST (CANTAGREL y ROBIN, 1979; CAMACHO-ÁNGULO, 1993; IRIONDO *et al.*, 2003) y 28.0–23.5 Ma para la PT (CANTAGREL y ROBIN, 1979). Este evento de plutonismo y vulcanismo de intraplaca continuó hasta el Mioceno Medio, como lo atestiguan edades de 23.0–16 Ma para la ST (CANTAGREL y ROBIN, 1979; CAMACHO-ÁNGULO, 1993) y 20 Ma para la PT (CANTAGREL y ROBIN, 1979). Muy probablemente entre el Oligoceno y Mioceno se generó el plutonismo de la SP.

El delgado espesor de la corteza en la PAOM que permitió el ascenso de los magmas con características de intraplaca, puede sustentarse con los estudios gravimétricos realizados por CAMPOS-ENRÍQUEZ y SÁNCHEZ-ZAMORA (2000), mediante un perfil que se extiende desde Acapulco, Gro. hasta el Golfo de México, donde se estima un espesor de 25 km para la corteza localizada bajo la Sierra de Tamaulipas. En contraste, se ha estimado que el espesor de la Corteza Continental bajo la Sierra Madre Oriental varía de 41 a 35 km, y se propone que la Corteza Transicional se extiende desde el frente de la Sierra Madre Oriental (desde el límite entre el Anticlinorio Huizachal-Peregrina y la Cuenca de Magiscatzin) hacia la porción oriental de la Planicie Costera del Golfo de México (MICKUS y MONTANA, 1999).

El retroceso del arco magmático hacia el poniente está evidenciado por el vulcanismo explosivo en la SMOcc (Fig. 7.1e), representado por ignimbritas con edades de ~23 Ma (DAMON *et al.*, 1981; ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 1997).

8. Después de un período de ~3 Ma de inactividad magmática vuelve a manifestarse vulcanismo de intraplaca que prevalece desde el Mioceno Medio hasta el Mioceno Tardío (Fig. 7.1f), con edades de 12.0 Ma para la SSCC representado por la basanita del Cerro el Panaderal (SCBP, este trabajo), 13.3–7.0 Ma para la ST (CANTAGREL y ROBIN, 1979; CAMACHO-ÁNGULO, 1993) y 6.91–6.57 Ma para la SOT (FERRARI *et al.*, 2005). Es importante mencionar que el vulcanismo de la SOT ha sido relacionado por FERRARI *et al.*, (2005) con el CVM.

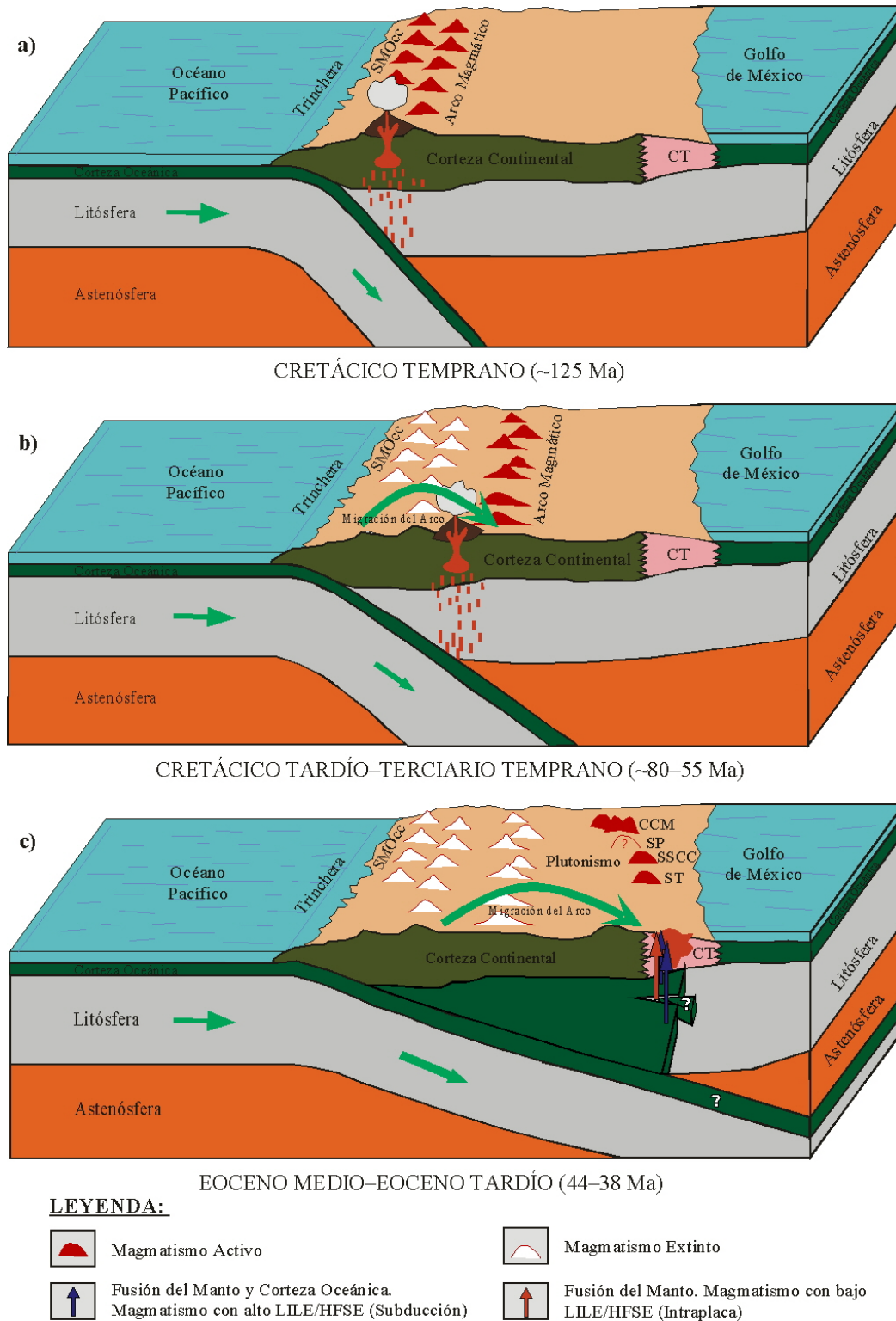
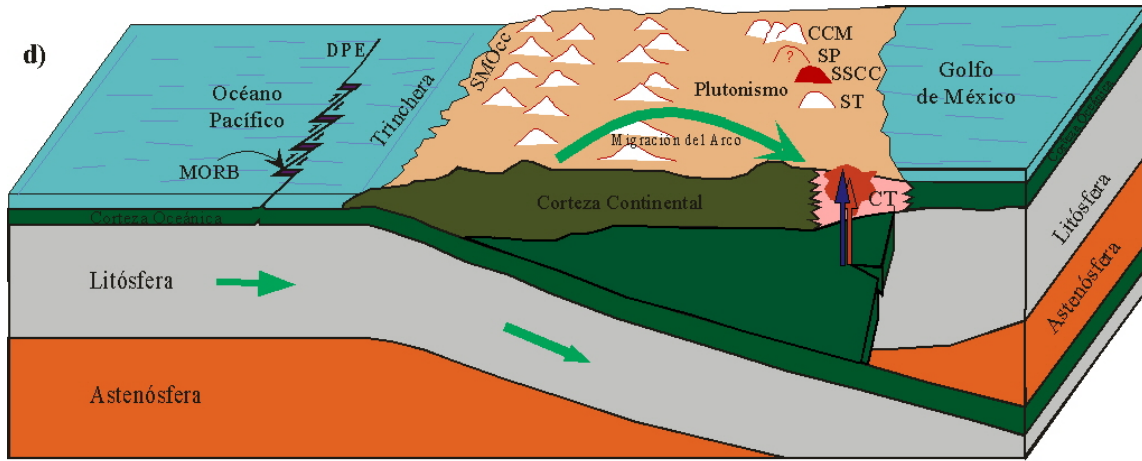
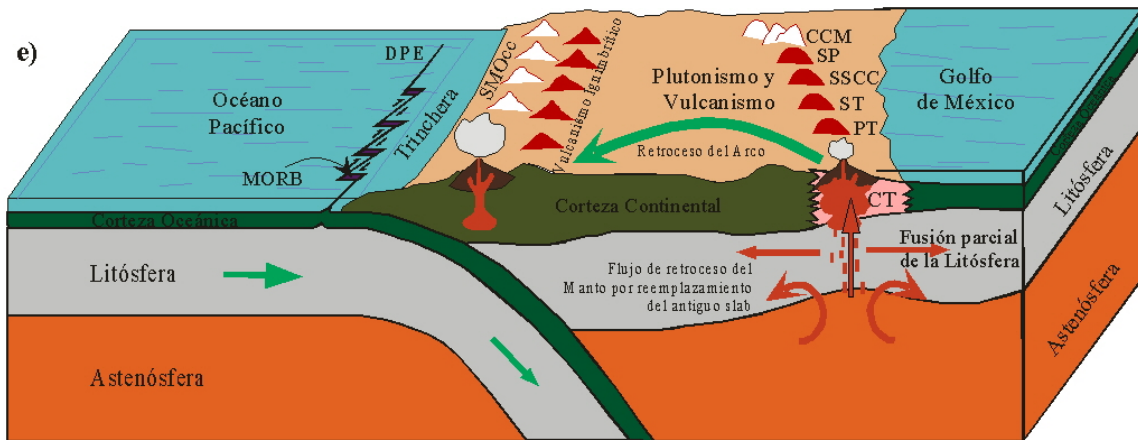


Fig. 7.1. Modelo geotectónico para el desarrollo del magmatismo en la PAOM. **a)** Cretácico Temprano, **b)** Cretácico Tardío–Terciario Temprano, **c)** Eoceno Medio–Eoceno Tardío. La Corteza Oceánica subducida se presenta en tres dimensiones para poder representar el “slab window”. CT: Corteza Transicional.



LÍMITE EOCENO-OLIGOCENO (34-33 Ma)



OLIGOCENO INFERIOR-MIOCENO MEDIO (33-16 Ma)



MIOCENO MEDIO-MIOCENO SUPERIOR (<16-6.5 Ma)

Fig. 7.1. Continuación. **d)** Límite Eoceno-Oligoceno, la Corteza Oceánica subducida se presenta en tres dimensiones para explicar el magmatismo con alto LILE/HFSE ocurrido en este tiempo en la SSCC, **e)** Oligoceno Inferior-Mioceno Medio, **f)** Mioceno Medio-Mioceno Superior. DPE: Dorsal del Pacífico del Este. Ver leyenda en Fig. 7.1a-c.

Durante este período, la Dorsal del Pacífico del Este colisiona con la margen poniente de la Placa de Norteamérica, provocando cambios importantes en la geometría de la subducción y propiciando el desplazamiento de la Placa Pacífica hacia el NW. En este proceso se crea el Proto-Golfo de California entre los 13 y 5 Ma. Además en este período inicia el sistema del *Basin and Range* y desaparece por completo la Placa Farallón hace ~12.5 Ma, con lo que se inició el sistema de fallas transformantes San Andrés (Fig. 7.1f) y posteriormente la apertura del Golfo de California hace ~11–10 Ma (ATWATER, 1970)

9. Posterior a otro período de inactividad magmática de ~4.0 Ma, durante el Plioceno y hasta el Pleistoceno, se reactiva el vulcanismo con características de intraplaca en la ST. Este vulcanismo es de tipo explosivo y sus edades oscilan de 2.6–0.24 Ma (CAMACHO-ÁNGULO, 1993, Fig. 7.1g). Esta última fase del vulcanismo puede estar relacionada con la Provincia de *Basin and Range*, ya que sus edades son comparativamente similares con las reportadas por ARANDA-GÓMEZ *et al.* (2005) para los campos volcánicos de la porción Norte y Noreste de México generados durante este evento extensional. Dentro de estos campos volcánicos se pueden mencionar: Moctezuma (1.7–0.53 Ma), Potrillo (1.23–1.18 Ma), Camargo (4.7–0.09 Ma), Durango (<0.8 Ma), Las Esperanzas (~2.8 Ma) y Ocampo (3.4–1.8 Ma).

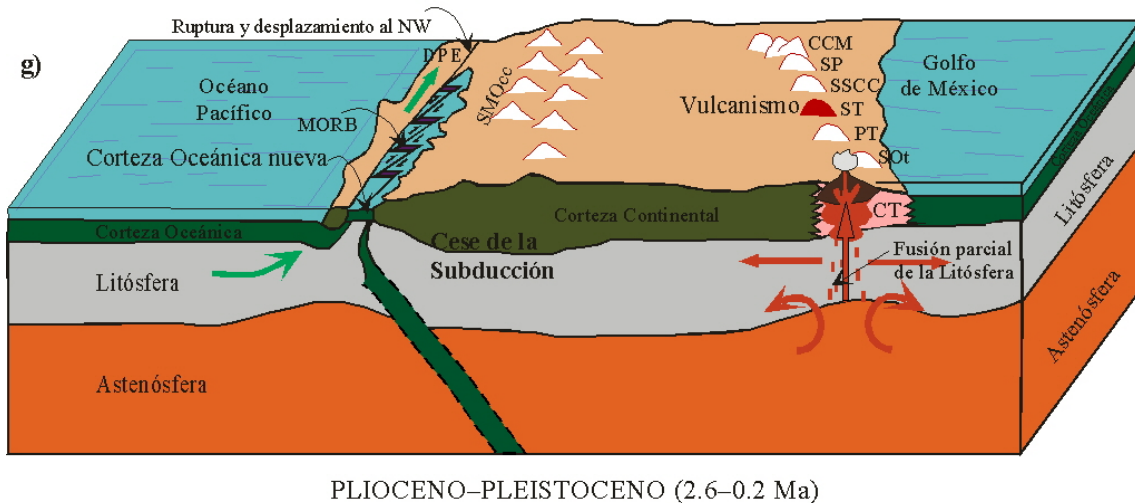


Fig. 7.1. Continuación. **g)** Plioceno–Pleistoceno. DPE: Dorsal del Pacífico del Este. Ver leyenda en Fig. 7.1a–c.

Además, para este tiempo ya se tenía en mayor medida la apertura del Golfo de California, continuando el desplazamiento de la Placa Pacífica hacia el NW hasta tener lo que en la actualidad es la Península de Baja California. Tal desplazamiento continúa en la actualidad (URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986).

Es importante mencionar que hasta el momento, solamente en la periferia oriental de la ST se ha identificado vulcanismo explosivo a diferencia del efusivo localizado en las localidades restantes de la PAOM. Además, el vulcanismo explosivo solamente se ha manifestado en el Plioceno–Pleistoceno.

7.3 COMPARACIÓN GEODINÁMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EL SUR DE LOS ESTADOS UNIDOS

El modelo que se propone en el presente trabajo es comparado con los trabajos desarrollados por diversos autores sobre el magmatismo generado en la porción Sur de los Estados Unidos. Ésto es, la Provincia Magmática de Transpecos (PMTP) y la Provincia del Rift del Río Grande (RGR).

Autores como BARKER (1987) y NELSON *et al.* (1987), considerando las aportaciones de BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973) y ROBIN (1974), indican que la PMTP se extiende por una distancia no definida hacia el interior de México. Sin embargo, DEMANT y ROBIN (1975), ROBIN (1976b) y ROBIN (1982) consideran que se extiende por alrededor de 2,000 km dentro de la República Mexicana.

La PMTP representa vulcanismo continental que se desarrolló durante el Terciario al disminuir la compresión Laramídica (NELSON y NELSON, 1987). La edad para este magmatismo ha sido reportada entre 48 y 16 Ma por McDOWELL y CLABAUGH (1979), PARKER y McDOWELL (1979 en: NELSON *et al.*, 1987), mientras que el magmatismo de la PAOM varía de 43.8 a 0.24 Ma con base en los fechamientos realizados en este trabajo y en los datos geocronológicos que se han compilado en el mismo (Cap. 6. Fechamientos). En ninguna de estas dos provincias se manifiesta una disminución en edad de un extremo a otro (N a S) como lo proponían anteriormente algunos autores (p.e. ROBIN, 1982) que pudiera explicar el movimiento de una placa litosférica sobre una pluma del Manto o punto caliente

(*hot spot*). Por otra parte, en la Provincia de *Basin and Range* (Chihuahua, Coahuila y San Luis Potosí) el vulcanismo de intraplaca se ha manifestado hasta tiempos cuaternarios.

Las rocas volcánicas emplazadas en la PMTP consisten de flujos y acumulaciones de lavas, debris piroclásticos en escudos volcánicos y tobas de flujos de ceniza, así como tobas de caída y flujos menores, además de domos asociados genéticamente con calderas. Sus composiciones consisten de basaltos alcalinos, traquibasaltos (hawaiitas), traquiandesitas (benmoreitas), traquiandesitas basálticas (mugearitas), fonolitas y riolitas (BARKER, 1987). En la PAOM las rocas volcánicas se presentan en forma de flujos de lava que forman mesetas y derrames (p.e. ST y SOT; ROBIN, 1976a; OROZCO-ESQUIVEL, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996), cuellos volcánicos (p.e. SSCC, ST, PT y SOT; ROBIN, 1976a; OROZCO-ESQUIVEL, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, 2003), cráteres, conos de escoria y anillos de toba (p.e. CVVA en ST; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, 2006 en preparación). No se han reconocido estructuras caldéricas ó sus productos. Las composiciones determinadas consisten de basaltos alcalinos, traquibasaltos (hawaiitas), traquiandesitas (benmoreitas), traquiandesitas basálticas (mugearitas), basanitas, fonolitas y traquitas (ROBIN, 1976a; NICK, 1988; OROZCO-ESQUIVEL, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, 2003).

Las rocas intrusivas de la PMTP consisten de sienitas, sienitas nefelínicas, cuarzosienitas y granitos, como los que se localizan en el Plateau del Diablo (BARKER *et al.*, 1977; BARKER, 1987), las cuales cristalizaron a ~2 km de la superficie (BARKER, 1987). A manera general, las rocas intrusivas de la PAOM varían desde gabros, dioritas, monzodioritas, monzonitas y sus variedades con más de 5 % de cuarzo modal, hasta diferentes variedades de sienitas (sienitas de feldespató alcalino, cuarzosienitas y sienitas nefelínicas) y granitos. De acuerdo a la posición que guardan con las rocas encajonantes, estas rocas también cristalizaron a profundidades menores a 2 km (NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998).

La mayor parte del magmatismo de la PMTP se clasifica geoquímicamente como alcalino (BARKER, 1977), quedando en la misma clasificación buena parte de los magmas emplazados en la PAOM (este trabajo; MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991; NICK, 1988; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989, 1996; OROZCO-

ESQUIVEL, 1995). El magmatismo alcalino conforma el cinturón de la porción oriental de la PMTP, que presenta una orientación NW-SE, burdamente paralela al límite de la placa Norteamericana (BARKER, 1977). Este magmatismo cenozoico es contemporáneo con la más rápida apertura del límite divergente entre la Placa Pacífica y Farallón (LARSON y PITMAN, 1972). El cinturón occidental de la PMTP es de carácter geoquímico calcoalcalino (PRICE y HENRY, 1984), que inicialmente ha sido denominado por BARKER (1977) como metaluminoso. Este último cinturón ha sido relacionado por LIPMAN *et al.* (1972) a la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica, durante el evento de máxima compresión hacia el E-NE, donde se generaron magmas máficos a silícicos hace 39–32 Ma (HENRY y McDOWELL, 1982 en: PRICE y HENRY, 1984). Por otra parte, BARKER (1977) lo relaciona a un ambiente continental de tipo rift, sin ninguna relación con procesos de subducción, mientras que BARKER (1979a) lo relaciona a una zona tras-arco o a otro ambiente extensional. En la PAOM también se ha generado magmatismo calcoalcalino en las localidades del CCM (MORTON-BERMEA, 1995), SP (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991), SSCC (NICK, 1988) y ST (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998). A diferencia de la PMTP, el magmatismo calcoalcalino de la PAOM no está específicamente relacionado a la subducción mencionada, sino que en buena parte corresponde con magmatismo de intraplaca.

En la PMTP se ha logrado una subdivisión del cinturón magmático en alcalino (porción oriental) y calcoalcalino (porción occidental) por McDOWELL y CLABAUGH (1979), lo cual no es posible definir en la PAOM. No obstante, el conjunto de localidades magmáticas que conforman la PAOM se alinea también burdamente en forma paralela al límite de la Placa Norteamericana (ATWATER, 1970; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986). Es importante mencionar que en la República Mexicana existe un cinturón de rocas batolíticas representativas de magmatismo calcoalcalino relacionado a la subducción de la Placa Farallón, y que ha dado lugar a la formación de la Sierra Madre Occidental (p.e. Bloque Jalisco, Sierra Madre del Sur). Este magmatismo inició mucho antes que en la PMTP y se manifestó desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno.

Las rocas del cinturón calcoalcalino (sills circulares) han sido fechadas en el área del Solitario, dando una edad de 37.5 Ma (HENRY *et al.*, 1986). Estas rocas calcoalcalinas, incluyendo el magmatismo félsico (38–32 Ma) de esta provincia, se han relacionado a la

convergencia de la Placa Farallón con la Norteamericana durante el Terciario Temprano a Medio (LIPMAN *et al.*, 1972 en: NELSON *et al.*, 1987; LIPMAN *et al.*, 1972; KEITH, 1978; HENRY y PRICE, 1984 en: BARKER, 1987), donde se tuvo un proceso de acortamiento E-NE que persistió al menos hasta hace 32 Ma (PRICE y HENRY, 1984). También se ha considerado como un producto de apertura tras-arco sobre un diapiro astenosférico (BARKER, 1979b).

Las rocas del cinturón alcalino que han sido fechadas en la PMTP pertenecen a la parte Sur (área de Bofecillos), arrojando edades de 26.8–28.3 Ma. Su génesis se ha relacionado con extensión cortical al disminuir la compresión producida tanto por la Orogenia Laramide como por la subducción, esta última debido al regreso del arco magmático hacia la trinchera, con lo que HENRY *et al.* (1991) proponen que el cambio de la tectónica compresional (arco continental) a la extensional ocasionó cambios en el magmatismo hace 31 Ma. El evento de contracción o acortamiento reactivó fallas que afectan al basamento con dirección W-NW con desplazamiento lateral izquierdo y produjo algunos plegamientos, fallas inversas de alto ángulo y empujes de bajo grado. También, el evento extensional reactivó fallas del basamento, produciendo en este caso grábenes tipo pull-apart (BARKER, 1987). Las evidencias estructurales demuestran que la PMTP no es un rift continental debido a que no muestra evidencia de adelgazamiento cortical ni de un cuerpo subyacente de rocas máficas o ultramáficas cercanas a la superficie (BARKER, 1987).

Para el caso específico de la PAOM, las rocas magmáticas con alta relación LILE/HFSE (signatura de subducción) se han encontrado en las localidades del CCM (MORTON-BERMEA, 1995); SSCC (NICK, 1988) y ST (CIRS; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; VIERA-DÉCIDA, 1998). Los autores aquí mencionados también han asociado este magmatismo a la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica, debido a un ángulo de subducción relativamente bajo (ATWATER, 1970; CLARK *et al.*, 1982; ATWATER, 1989), para el cual URRUTIA-FUCUGAUCHI (1986) y URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA (1997) proponen 20°. Por su parte, las rocas magmáticas que han sido relacionadas con el régimen de intraplaca se distribuyen en la SP (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA y ALTHERR, 1991), SSCC (NICK, 1988, RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1989), ST y PT (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; OROZCO-ESQUIVEL, 1995), y Sot (OROZCO-ESQUIVEL, 1995). Este magmatismo ha

sido asociado a un evento extensional, donde se ha producido un abombamiento del manto, teniendo una corteza adelgazada (Corteza Transicional) con un espesor de 25 km (CAMPOS-ENRÍQUEZ y SÁNCHEZ-ZAMORA, 2000), cuyo marco tectónico no ha sido bien definido hasta el momento. Los fechamientos disponibles en la literatura, y los obtenidos en la presente tesis, indican que durante el Eoceno se generó magmatismo de intraplaca en la SSCC (43.8 Ma) y magmatismo de subducción en el CCM, SSCC y ST (42.4–33.7 Ma). Con los fechamientos obtenidos en este trabajo y los compilados de la literatura, se propone que el cambio en el tectonismo (compresional a extensional) tuvo lugar hace 33 Ma, similar al tiempo en que ocurrió en la PMTP (31 Ma). Con edades más jóvenes a 32.6 Ma, solamente se presentó magmatismo de intraplaca.

MOSSMAN y VINIEGRA (1976) relacionan el magmatismo pliocénico (<2.6 Ma) presente en el borde oriental de la ST con la subsidencia del Golfo de México, que debido a la gran presión ejercida por los sedimentos acumulados en su margen occidental (2–10 km de espesor), contribuyeron a la generación de fallas normales por donde probablemente ascendió el magma. El magmatismo que podría ser relacionado con este tipo de eventos, ha logrado observarse en la carretera Villa Aldama-Barra del Tordo en el estado de Tamaulipas, el cual está asociado a una serie de escalonamientos que representan las fallas normales, pero como las fallas son de tipo lístrico, éstas no llegan a profundidad y solamente sirvieron para que el magma se manifestara en la superficie y no precisamente que hayan sido los conductos para el transporte del magma desde grandes profundidades (ver RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996). Esta última fase del magmatismo (Plioceno–Pleistoceno) está representada por vulcanismo exclusivamente de tipo explosivo y está relacionada con el vulcanismo extensional de la Provincia de *Basin and Range* de porción Norte y Noreste de México (ARANDA-GÓMEZ *et al.* (2005).

Se considera que la composición de las rocas ígneas cenozoicas de la PMTP fue influenciada por variaciones en el basamento, localizado bajo una sección de 2–3 km de rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. Para el caso del basamento precámbrico bajo el cinturón metaluminoso o calcoalcalino (en el cinturón tectónico de Van Horn), BARKER (1977) indica la existencia de una sección de al menos 6 km de espesor compuesta por areniscas, arcosas y calizas metamorfozadas, intrusionadas por dioritas y granitos, las cuales hace 1,000 Ma fueron plegadas y empujadas contra el cratón de Texas, un terreno totalmente

homogéneo de granito y riolita, donde se emplazó el cinturón de rocas alcalinas. Las rocas asociadas con el evento de subducción en la PAOM, aparentemente no muestran ninguna relación con los bloques del basamento (STEWART *et al.*, 1999).

El manto localizado bajo la PMTP ha sido estudiado a través de xenolitos ultramáficos que ocurren en rocas volcánicas máficas. Estos xenolitos se han clasificado como lherzolita de espinela, dunita, harzburgita y websterita (St. JOHN, 1966; SCHIEFFER y NELSON, 1981 en: BARKER, 1987). Para el caso de la PAOM, xenolitos de wherlita, lherzolita, harzburgita y dunita han sido descritos en la Sierra de San Carlos-Cruillas (TREVINO-CÁZARES, 2001); lherzolita de espinela, dunita y harzburgita en la Sierra de Tamaulipas (PETTUS, 1979; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TREVINO-CÁZARES, 2001); y dunita en la Planicie de Tampico (ROBIN, 1976a; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TREVINO-CÁZARES, 2001). Como puede observarse en los trabajos disponibles en la actualidad, la composición petrográfica de los xenolitos del Manto es similar en ambas provincias magmáticas, aunque se han reportado heterogeneidades en el Manto Litosférico subcontinental (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; TREVINO-CÁZARES *et al.*, 2005), además de las interpretaciones realizadas con la presente tesis (Cap. 5.3.6). Por otra parte, la existencia de lherzolita de granate o lherzolita de espinela en diferentes localidades, indica diferentes profundidades durante la generación de los magmas.

CONCLUSIONES

Con base en los estudios petrográficos y geoquímicos realizados durante la presente tesis, así como con los trabajos efectuados por otros autores en las diversas localidades de la Planicie Alcalina Oriental Mexicana, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

- 1) Las localidades magmáticas consideradas en el presente trabajo se ubican fisiográficamente en su mayor parte en la Llanura Costera del Golfo Norte, con excepción de las dos primeras localidades (CCM y SP) que quedan dentro de la Cuenca de Sabinas y del Arco de Picachos, respectivamente. Ésto difiere con la consideración clásica de ubicar la PAOM totalmente dentro de la Planicie Costera del Golfo de México.
- 2) La actividad magmática está representada principalmente por cuerpos intrusivos en forma de plutones, diques y sills en las localidades del CCM, SP, SSCC y ST. En la PT se presentan principalmente cuerpos extrusivos en forma de cuellos, mientras que la SOT se compone de cuerpos extrusivos en forma de coladas y en la periferia se localizan conos volcánicos y cuerpos subvolcánicos en forma de diques y sills. Además, en la SSCC se presenta vulcanismo tipo efusivo en forma de cuellos (p.e. CPaz y CBurg) y coladas (p.e. Mesa Monteríos y Marmolejo), así como cuerpos subvolcánicos en forma de diques y sills, los cuales se ubican principalmente en la porción periférica. En la ST el vulcanismo efusivo está representado por grandes volúmenes de lavas que forman mesetas (p.e. las Mesetas de Llera) y cuellos o taponos (p.e. el Bernal de Horcasitas y los BERNALES de Llera). Además, se presenta vulcanismo explosivo (CVVA) que constituye cráteres, conos, anillos de toba y coladas. Como actividad ígnea especial para la ST se presentan rocas carbonatíticas en la porción intermedia de la sierra (CIRP).
- 3) El emplazamiento de los cuerpos ígneos intrusivos de la PAOM, ha ocurrido a profundidades someras (<2.0 km) de acuerdo a las secuencias sedimentarias que éstos cortan en las diversas localidades magmáticas.
- 4) El carácter geoquímico de los magmas en general varía de alcalino a subalcalino. Para el caso del CCM predominan magmas de carácter subalcalino, en la SP el carácter es casi exclusivamente alcalino, en la SSCC las rocas volcánicas y las intrusivas diferenciadas presentan carácter alcalino, mientras que las rocas intrusivas asociadas a subducción

(gabros y monzodioritas) presentan carácter subalcalino. En la ST algunas rocas intrusivas intermedias (monzodioritas) y diferenciadas (sienitas y granitos), así como algunas rocas volcánicas de la periferia presentan carácter subalcalino, teniendo las rocas restantes con un carácter alcalino. En la PT y SOT los magmas son puramente alcalinos.

- 5) La clasificación normativa permite determinar rocas normativas en Qz e Hy para la mayoría de las rocas del CCM, en cambio en la SP, SSCC y ST se presenta normatividad tanto en Qz e Hy como en Ne. Para el caso de la PT y SOT las rocas son exclusivamente normativas en Ne.
- 6) De acuerdo a los diagramas de variación Harker, se pueden estimar tendencias de fraccionación o acumulación de elementos en el magma residual que muestran una “*línea de descenso líquido*” desde las dioritas hasta las granodioritas para las rocas del CCM, lo cual no sucede con las rocas de la SP por tratarse de rocas con carácter bimodal. De manera muy generalizada se observa esta característica para las rocas generadas en ambiente de subducción en la SSCC, mientras que para las rocas generadas en ambiente de intraplaca no logra apreciarse. En la ST las rocas generadas en ambiente de subducción indican también “*línea de descenso líquido*”, mientras que las rocas generadas en ambiente de intraplaca no presentan dicha característica, seguramente por las pocas muestras colectadas, o bien por lo disperso del muestreo, ya que RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) indica esta característica para las rocas volcánicas de la porción oriental de esta sierra (CVVA). Para el caso de las rocas de la PT y SOT, debido a que la variación de SiO₂ es muy estrecha no es posible observar una “*línea de descenso líquido*”.
- 7) Considerando los diagramas multielementos y los diagramas bivariados, es posible observar una alta relación LILE/HFSE (Ba/Nb >30) para las rocas del CCM, parte de las rocas de la SSCC (gabros y monzodioritas) y de la ST (Complejo Intrusivo del Rancho El Salvador), con lo que su génesis ha sido asociada a un ambiente de subducción. Por otra parte, se observa una baja relación LILE/HFSE (Ba/Nb <30) para las rocas de la SP, PT, SOT, así como para las rocas intrusivas (intermedias y diferenciadas) y para las rocas extrusivas de la SSCC, así también para las rocas intrusivas del Complejo Ígneo Central y las rocas extrusivas de la ST, con lo que su génesis ha sido asociada a un ambiente de intraplaca.

- 8) Las deducciones realizadas mediante los diagramas multielementos son apoyadas por diagramas de discriminación con los que se confirman tales ambientes geotectónicos.
- 9) Una característica muy notoria que se ha encontrado en las rocas magmáticas de la PAOM, es que las rocas asociadas a subducción presentan una relación $Zr/Nb > 10$, mientras que en las rocas asociadas a procesos de intraplaca dicha relación es menor que 10. Esta relación > 10 para las rocas de subducción concuerda con rocas de alta relación LILE/HFSE, indicando que se generaron en fuentes del Manto más empobrecidas o por mayor grado de fusión parcial que las rocas de intraplaca.
- 10) Las relaciones de MREE/HREE [$(Tb/Yb)_n > 2.0$] y las anomalías negativas de K en los diagramas multielementos para rocas poco evolucionadas, son indicativas de que los magmas que generaron las rocas basálticas de la PAOM provienen de profundidades del Manto Litosférico (~45–55 km) y para la SSCC estuvieron en equilibrio con granate y anfíbol como fases aluminicas residuales, mientras que para la ST (excepto los basaltos de la Mesa San Fernando), PT y SOT estuvieron en equilibrio con granate y flogopita como fases aluminicas residuales.
- 11) Los diagramas de relaciones de elementos incompatibles (p.e. La/Nb vs. Ba/Nb, Zr/Nb vs. Th/Nb) confirman los ambientes geotectónicos propuestos, aunque es evidente que las rocas asociadas a un ambiente de subducción (alto LILE/HFSE) traslapan con el campo de composición de la Corteza Continental. Pero, es importante mencionar que datos de relaciones isotópicas Rb/Sr y Sm/Nd, obtenidos en el proyecto CONACYT 28653-T, aún no publicados (RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, Com. Pers.) permiten suponer una mínima contaminación cortical. Por lo tanto, queda en mayor evidencia el ambiente de subducción para la generación de las rocas mencionadas. Además, las altas relaciones Th/Nb y los valores casi constantes en Zr/Nb para las rocas con alto LILE/HFSE, ponen de manifiesto la participación de la componente de subducción.
- 12) Mediante los diagramas que se indican en el punto anterior, se define que las rocas asociadas al régimen de intraplaca de la SSCC, ST, PT y SOT muy probablemente se desarrollaron a partir de una fuente del Manto enriquecida con características similares a un OIB, mientras que las rocas de ambiente de subducción del CCM y SSCC probablemente se desarrollaron a partir de una fuente más empobrecida con características geoquímicas similares a un E-MORB, y las rocas de ambiente de subducción de la ST

también a partir de una fuente más empobrecida pero de composición intermedia entre N-MORB y PRIMA.

- 13) Las rocas del CCM, SSCC y ST generadas en un ambiente de subducción presentan una variación muy estrecha en la relación $(Sm/Nd)_n$ (0.54–0.72) y una variación demasiado amplia en la relación Rb/Th (0–23). En cambio, las rocas generadas en un ambiente de intraplaca presentan una alta variación en las relaciones de dichos elementos.
- 14) De acuerdo a lo anterior y considerando la fuerte variación en la relación $(Sm/Nd)_n$, se propone la existencia de un Manto heterogéneo bajo la Planicie Alcalina Oriental Mexicana, ya que NELSON y NELSON (1987) indican que un Manto uniforme presentaría una variación en la relación $(Sm/Nd)_n \leq 0.10$. Dicha heterogeneidad del Manto ha sido corroborada también a partir de los estudios realizados en xenolitos del Manto por RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) y TREVIÑO-CÁZARES *et al.* (2005).
- 15) Las edades obtenidas y las disponibles en la literatura ponen de manifiesto que el magmatismo en la Planicie Alcalina Oriental Mexicana ha sido de larga duración y no muestra una disminución en edad hacia el Sur como se planteó anteriormente por algunos autores. El magmatismo más antiguo se asocia al régimen de intraplaca y se ha relacionado al fracturamiento de la Placa Farallón con el desarrollo de un probable “*slab window*”, el cual se ha manifestado específicamente en la SSCC. En forma casi contemporánea y también posterior a este magmatismo de intraplaca ocurrió el magmatismo asociado al evento de subducción ocasionado por la incorporación de la Placa Farallón bajo Norteamérica, el cual se manifestó durante el Eoceno en el CCM y ST, ocurriendo en la SSCC en el límite Eoceno–Oligoceno una vez que cesó el magmatismo asociado con el “*slab window*”. Durante este tiempo (~33 Ma) se propone el cambio del tectonismo compresional (subducción) al tectonismo extensional (intraplaca).
- 16) El magmatismo de intraplaca producto del relajamiento cortical durante la retracción del arco magmático hacia el Oeste, se manifestó durante el Oligoceno en la SSCC, ST, PT y muy probablemente en SP, continuando hasta el Mioceno Tardío en la SSCC y ST. Durante el Mioceno Tardío, ocurrió magmatismo con características geoquímicas de intraplaca en la SOT asociado al CVM (FERRARI *et al.*, 2005). Específicamente en la ST, este magmatismo de intraplaca se extiende hasta el Plioceno y Pleistoceno, y se ha

relacionado con la Provincia de *Basin and Range* (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2005). No se descarta la posibilidad de que magmatismo de este tipo también haya ocurrido en la SSCC.

- 17) La reconstrucción del modelo geotectónico indica que la subducción de la Placa Farallón con un ángulo de $\sim 20^\circ$ (ATWATER, 1970, 1989; CLARK *et al.*, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1986; URRUTIA-FUCUGAUCHI y MORTON-BERMEA, 1997), ocasionó el arco magmático que tuvo su máximo progreso hacia el oriente durante el Eoceno–límite Eoceno/Oligoceno (42.4–33.7 Ma), manifestándose magmatismo con características geoquímicas de subducción en las localidades del CCM, SSCC y ST. Posterior a este tiempo, durante el regreso del arco magmático hacia la trinchera indicado por CLARK *et al.* (1982), debido a la descompresión y relajamiento cortical, se produjo un ascenso del Manto que en conjunto con el espesor de la corteza adelgazada (Corteza Tansicional), ocasionó el magmatismo del régimen de intraplaca que se manifestó en la SP, SSCC, ST, PT y SOt desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno (32.6–0.24 Ma), con períodos de inactividad magmática entre 16.0–13.3 y 6.5–2.6 Ma.

RECOMENDACIONES

El trabajo efectuado durante la presente tesis es demasiado amplio, por lo que las conclusiones obtenidas pueden ser flexibles a ciertas variaciones, y para tener una visión más representativa de los eventos que han ocurrido durante la generación de los magmas y emplazamiento de las rocas, sería muy importante considerar las siguientes recomendaciones:

- 1) Las posibles incertidumbres que han quedado sobre la firma de subducción en las rocas del CCM, SSCC y ST, deberán corroborarse mediante diagramas de los sistemas isotópicos de Rb/Sr, Sm/Nd y U/Pb, analizando un mayor número de muestras asociadas a este evento. Además, de realizar modelados cuantitativos de elementos incompatibles y determinar si las anomalías de Ta y Nb son producto de subducción o de contaminación cortical.
- 2) Considerando los datos generados durante el presente trabajo y los compilados de la literatura, será necesario seleccionar rocas que cumplan los requisitos establecidos por LUHR (1997) para magmas primarios generados en áreas continentales, con los cuales se propone efectuar modelados de fusión parcial, procesos AFC y cristalización fraccionada,

para cada una de las localidades en forma individual. Es probable que tengan que efectuarse análisis geoquímicos de elementos mayores, traza y REE para las muestras así seleccionadas ya que para algunas de las muestras compiladas no se dispone de datos sobre REE.

- 3) En las mismas muestras que se indican en el punto anterior, se recomienda realizar análisis isotópico de los sistemas mencionados en el punto 1, que en combinación con la geoquímica de elementos traza, sean de utilidad para determinar las fuentes del Manto que dieron lugar a la formación de los magmas de las diversas localidades.
- 4) Es recomendable efectuar trabajos sobre geología estructural, ya que como es sabido, son muy escasos en el área. Ésto es muy importante para poder determinar los sistemas estructurales que han servido como vías para el ascenso y emplazamiento de los magmas. Con ello, además, se podría determinar si el último magmatismo del régimen de intraplaca (Plioceno–Pleistoceno) de la ST se podría asociar directamente con el sistema del *Basin & Range* como lo proponen ARANDA-GÓMEZ *et al.* (2005).
- 5) Debido a que los fechamientos existentes hasta el momento sobre las rocas asociadas a subducción (alto LILE/HFSE) son limitados, se recomienda fechar muestras máficas y de preferencia de grano grueso para las localidades del CCM, SSCC y ST, y de esta manera determinar con más precisión el rango de edades en que el arco magmático se manifestó en la PAOM. Así también, sería de gran ayuda realizar fechamientos de las rocas volcánicas de la periferia de la SSCC para corroborar la idea de que el magmatismo de intraplaca en esta localidad se pudo extender hasta finales del Terciario (Plioceno) o principios del Cuaternario (Pleistoceno). Por otra parte, es importante fechar rocas intrusivas de la SP ya que al momento no se cuenta con ninguna edad para el magmatismo de esta localidad.
- 6) Con los nuevos fechamientos que se proponen para rocas asociadas a subducción de la SSCC, se podrá definir con mayor claridad si las rocas de ambiente de intraplaca fechadas en más de 43.8 Ma, corresponden en realidad con un “*slab window*”.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, T.H. y SCHMIDT, V.A. (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, Vol. 94: 941-966.
- ARANDA-GÓMEZ, J.J., HENRY, Ch.D., LUHR, J.F. y MCDOWELL, F.W. (1997): El Legítimo Tesoro de la Sierra Madre Occidental. Vulcanismo Cenozoico y Tectónica en el NW de México. Int. Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Jal., México: 94 p.
- ARANDA-GÓMEZ, J.J., LUHR, J.F., HOUSH, T.B., VALDÉZ-MORENO, G. y CHÁVEZ-CABELLO, G. (2005): El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3: 187-225.
- ATWATER, T. (1970): Implications of Plate Tectonics for the cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 3513-3536.
- ATWATER, T. (1989): Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. En: WINTERER, E.L., HUSSONG, D.M. y DECKER R.W. (Eds.). The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. N: 21-72.
- BARKER, D.S. (1977): Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1421-1427.
- BARKER, D.S. (1979a): Magmatic evolution in the Trans-Pecos province. En: WALTON, A.W. y HENRY, C.D. (Eds.). Cenozoic geology of the Trans-Pecos volcanic field of Texas: Austin, University of Texas, Bureau of Economic Geology, Guidebook, 19: 4-9.
- BARKER, D.S. (1979b): Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos Province: relation to the Rio Grande Rift. En: RIECKER, R.E. (Ed.). Rio grande Rift: Tectonics and Magmatism. Am. Geophys. Union: 382-392.
- BARKER, D.S. (1987): Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. En: FITTON, J.G. y UPTON, B.G.J. (Eds.). Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Am. Sp. Publ., 30: 415-431.
- BARKER, D.S., LONG, L.E., HOOPS, G.K. y HODGES, F.N. (1977): Petrology and Rb-Sr isotope geochemistry of intrusions in the Diablo Plateau, northern Tans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1437-1446.
- BASTIN, E.S. (1937): Ore deposits of the San Carlos Mountains. En: KELLUM, L.B. (Ed). The geology and biology of the San Carlos, Mountains, Tamaulipas, Mexico. Univ. Michigan Stud., Sci. Ser., 12: 159-213.
- BELL, K. (1989): Carbonatites.- Genesis and Evolution. 1a. Publ., Ed. Unwin Hyman, London: 618 p.
- BEST, M.G. (1982): Igneous and metamorphic petrology. Ed. W.H. Freeman, Nueva York, U.S.A.: 325 p.
- BEST, M.G. y CHRISTIANSEN, E.C. (2001): Igneous Petrology. Department of Geology, Brigham Young University. Ed. Black Science: 458 p.
- BISHOP, B.A. (1970): Stratigraphy of Sierra de Picachos and Vecinity, Nuevo León, México. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 54. No. 7: 1245-1270.
- BLATT, H. y TRACY, R.J. (2001): Petrology. Igneous, Sedimentary and Metamorphic. 2a. Ed., Editorial Freeman, Nueva York, U.S.A.: 529 p.

- BLOOMFIELD, K. y CEPEDA-DÁVILA, L. (1973): Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. *Geol. Mag.*, 110: 551-555.
- BROWNLOW, A.H. (1996): *Geochemistry*. Editorial Prentice Hall, 2a. Ed., Nueva Jersey, USA: 580 p.
- BUFFLER, R.T. y SAWYER, D.S. (1985): Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Vol. 35: 333-344.
- CAMACHO-ANGULO, F. (1993): *Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México, Área I: Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo, G43: 169 p.*
- CAMPOS-ENRÍQUEZ, J.O. y SÁNCHEZ-ZAMORA, O. (2000): Crustal structure across southern México inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 479-489.
- CANO-GONZÁLEZ, A. (2002): *Geología y Geoquímica del Intrusivo Cerro La Soledad, Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 144 p.*
- CANTAGREL, J.M. y ROBIN, C. (1979): K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5: 99-114.
- CASTILLO-RODRÍGUEZ, H. (1988): *Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental - insbesondere des Granjeno-Schiefer-Komplexes - im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, México). Universidad de Münster, Alemania. Tesis de Maestría: 138 p.*
- CENTENO-GARCÍA, E. y SILVA-ROMO, G. (1997): Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time. *Rev. Mex. Ciencias Geol. UNAM*, Vol. 14: 244-260.
- CEPEDA-DÁVILA, L., PADILLA-LARA, P. y BLOOMFIELD, K. (1975): Complejo Alcalino de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas.- *Conv. Nac. Acapulco, Gro., AIMMGM, Mem. XI: 332-372.*
- CLARK, K.F., DAMON, D.E., SCHUTTER, S.R. y SCHAFIQUILLAH, M. (1979b): Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. *Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de México, Mem. Técnica XIII: 8-57.*
- CLARK, K.F., FOSTER, C.T. y DAMON, P.E. (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 533-544.
- CONDIE, K.C. (2001): *Mantle Plumes and their record in Earth History*. Ed. Cambridge, Nueva York: 306 p.
- CONEY, P.J. (1978): *Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: Geological Society of America. Memoria 152.*
- COREMI (1994): *Monografía Geológico-Minera del Estado de Veracruz. Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas. Primera Edición, México, D.F.: 123 p.*
- COREMI (1999): *Informe de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica, Hoja Valladares G-14A55, escala 1:50,000, Estados de Coahuila y Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra, CRM (COREMI). Oficina Regional Saltillo: 70 p.*
- COSSÍO-TORRES, T. (1988): *Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental – insbesondere des Novillo-Gneis-Komplexes – im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, México). Universidad de Münster, Alemania. Tesis de Maestría: 99 p.*

- COX, K.G., BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. (1984): The interpretation of igneous rocks. George Allen y Unwin, London.: 450 p.
- DAMON, P.E., SHAFIQUZZAH, 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.W. (1963): La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74: 1429-1438.
- DE LA FUENTE-GARCÍA, J. (1976): Exploración Geológica-Geoquímica de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Estado de Tamaulipas. I.P.N., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, México, D.F. Tesis de Licenciatura: 67 p.
- De PAOLO, D.J. (1981): Trace-elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53: 189-202.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1992): An Introduction to the Rocks Forming Minerals. 2a. Ed., Ed. Longman, London: 696 p.
- DEGOYLER, E. (1932): Oil associated with Igneous Rocks in Mexico. *Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geologists*, Vol. 16, 8: 799-808.
- DEMANT, A. y ROBIN, C. (1975): Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 1: 70-83.
- DENISON, R.E., BURKE, W.H., HETHERINGTON, E.A. y OTTO, J.B. (1971): Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico. En: SEEWALD, K. y SUNDEEN, D. (Eds.). *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt*. Corpus Christi, Texas. West Texas Geol. Soc., 59: 3-13.
- DICKIN, A.P. (1995): Radiogenic Isotope Geology. 2ª. Ed. Cambridge University Press: 490 p.
- DICKINSON, W.R. y LAWTON, T.F. (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, Vol. 113, No. 9: 1142-1160.
- EGUILUZ DE A., S., ARANDA-G., M. y MARRETT, R. (2000): Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. LIII: 1-26.
- ELLIOT, T.L. (1979): Deposition and Diagenesis of Carbonate Slope Deposits, Lower Cretaceous, Northeastern Mexico: University of Texas, Ph. D. Dissertation: 330 p.
- ELÍAS-HERRERA, M. (1984): Rocas alcalinas y mineralización de lantánidos en el área El Picacho, Sierra de Tamaulipas. *Geomimet*, 127: 61-75.
- ELÍAS-HERRERA, M., RUBINOVICH-KOGAN, R., LOZANO-SANTA CRUZ, R. y SÁNCHEZ-ZAVALA, J.L. (1990): Petrología y mineralización de Tierras Raras del complejo Ígneo El Picacho, Sierra de Tamaulipas. En: *Estudios sobre Tierras Raras en México*. Instituto de Geología, UNAM, Bol. 108: 24-97.
- ELÍAS-HERRERA, M., RUBINOVICH-KOGAN, R., LOZANO-SANTA CRUZ, R. y SÁNCHEZ-ZAVALA, J.L. (1991): Nepheline-rich foidolites and rare-earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, Northeastern Mexico. *Can. Miner.*, 29: 319-336.
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology. Ed. John Wiley, New York: 589 p.
- FAURE, G. (1991): Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. Springer Verlag, Berlín: 496 p.

- FERRARI, L., TAGAMI, T., EGUCHI, M., OROZCO-ESQUIVEL, M.T., PETRONE, Ch.M., JACOBO-ALBARRÁN, J. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, M. (2005): Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 03283 (en prensa): 23 p.
- FINLAY, G.I. (1904): The geology of the San José District. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 14: 247-318.
- FLETCHER, W.K. (1981): *Analytical Methods in Geochemical Prospecting*. Editorial Elsevier, Netherlands, Amsterdam: 255 p.
- FODOR, R.V. y VETTER, S.K. (1984): Rift-zone Magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, south-eastern Brazil-margin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 307-321.
- FRIES, C., SCHMITTER, E., DAMON, P.E. y LIVINGSTON, D.E. (1962): Edad de las rocas metamórficas de los Cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas. México, D.F., *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 64: 55-59.
- GARRIDO, C.J., GREVILLA, F., FENOLL HACH-ALÍ, P. y TORRES-RUIZ, J. (1997): Asociaciones de rocas ultramáficas en el Manto Superior. En: MELGAREJO, J.C. (1977): *Atlas de asociaciones de minerales en lámina delgada*. Ediciones Universidad de Barcelona, España: 79-89.
- GITTINS, J. (1978): The Origin and Evolution of Carbonatite Magma, in "Carbonatites", Eds. K. Bell and K. Blenkinsop, George Allen and Unwin: 580-600.
- GOLDHAMMER, R.K. (1999): "Mesozoic Sequence Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of northeast Mexico". En: BARTOLINI, C., WILSON, J.L. y LAWTON, T.F. (Eds.). *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 340: 1-58.
- GOLDHAMMER, R.K., LEHMANN, P.J., TODD, R.G., WILSON, J.L., WARD, W.C. y JOHNSON, C.R. (1993): *Estratigrafía Secuencial y Cicloestratigrafía del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental, Noreste de México*. AAPG Annual Convention, Houston, Tx: 1-101 p
- GÓMEZ-TUENA, A., LaGATTA, A.B., LANGMUIR, C.H., GOLDSTEIN, S.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. y CARRASCO-NÚÑEZ, G. (2003): Temporal Control of Subduction Magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (sometido): 62 p.
- GREEN, D.H. (1971): Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin applications to oceanic volcanism. *Phil. Trans., R. Soc. London*, 268: 707-725.
- GUEVARA, M. y VERMA, S.P. (1987): Comparison of matrix effect correction and direct Intensity-Concentration relationship methods for mayor elements analysis on geological material by X-ray Fluorescence Spectrometry. *X-ray Spectrom.*, 16: 87-94.
- HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A. y WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): *Grunlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)*. Editorial Friedr. Vieweg & Sohn, Alemania: 253 p.
- HALL, A. (1996): *Igneous Petrology*, Longman Group Limited: 551 p.
- HANCHAR, J.M. y HOSKIN, W.O. (Eds.) (2003): Zircón. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 53: 1-3.
- HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., HERGT, J.M. y McDERMOTT, F. (1994): Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation. *Lithos* 33: 169-188.

- HEIM, A. (1933/1934): El Bernal de Horcasitas, a volcanic plug in the Tampico plain, Mexico. *Zeit. f. Vulkanologie*, XV: 254-260.
- HEINRICH, E.W.M. (1970): Identificación Microscópica de los Minerales. URMO, Bilbao, España: 456 p.
- HEINRICH, W. y RAMIREZ-FERNANDEZ, J.A. (1988): Infiltration und Pufferung von fluiden Phase in der Kontaktaureole des Bufa del Diente. Sierra de San Carlos, Tamps., México. *Fortschritte der Mineralogie*, Stuttgart, 66-1: 54 p.
- HEINRICH, H. y HERRMANN, A.G. (1990): *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Editorial Springer, Berlin, Alemania: 669 p.
- HENRY, C.D. (Eds.): *Cenozoic Geology of the Trans-Pecos Volcanic Field of Texas*. *Economic Geology*, University of Texas at Austin. Guidebook 19: 4-9.
- HENRY, C.D. y ARANDA-GÓMEZ, J.J. (2000): Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, Vol. 318: 1-26.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 96: 13545-13560.
- HENRY, C.D., McDOWELL, F.W., PRICE, J.G. y SMYTH, R.C. (1986): *Compilation of Tertiary igneous rocks, Trans-Pecos, Texas*. The University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology Geological Circular, 86-2: 34 p.
- HIBBARD, M.J. (1995): *Petrography to Petrogenesis*. Ed. Prentice Hall, Nueva Jersey, U.S.A.: 587 p.
- HICKEY, R.L., FREY, F.A. y GERLACH, D.C. (1986): Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *J. Geophys. Res.* 91: 5963-5983.
- HOFMANN, A.W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.
- HUBBERTEN, H.W. (1985): The Sierra de San Carlos, Tamaulipas – An Igneous Complex of the Eastern Mexican Alkaline Province. *Zbl. Geol. Paläont. Stuttgart, Alemania*. Teil 1, H. 9/10: 1183-1191.
- IMLAY, R.W. (1937): Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 48: 587-630.
- INEGI (1983): *Síntesis Geográfica del Estado de Tamaulipas*- Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática de la Secretaría de Programación y Presupuesto, México: 158 p.
- INEGI (1986): *Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León*. Primera Reimpresión. Secretaría de Programación y Presupuesto, México, D.F.: 170 p.
- INEGI (1991): Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. *Carta Geológica Monclava, G14-4*, Esc. 1:250,000.
- IRIONDO, A., KUNK, M.J., WINICK, JEFFREY, A. and CRM (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I). U.S. Geological Survey, Open-File Report 03-020: 79 p.

- IRIONDO, A., KUNK, M.J., WINICK, JEFFREY, A. and CRM (2004): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): *U.S. Geological Survey*, Open-File Report 04-1444: 46 p.
- JACOBO, A.J., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PASQUARE, G., VAGGELI, G., TONARINI, S. y SUÁREZ R.G. (1994): Caracterización geoquímica de los magmas del sistema volcánico “Alto de Anegadas - Los Tuxtlas”, Edo. de Veracruz. Memoria del 4° Congreso Nacional de Geoquímica, Juitepec, Morelos: 11-13.
- JARVIS, K.E. (1990): A critical evaluation of two sample preparation techniques for low-level determination of some geologically incompatible elements by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 83: 89-103.
- JASSO-RIVERA, J.R. (1994): Estudio Mineralógico de las Paragénesis Metamórficas, Aureola de la Bufa del Diente, Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Fac. de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 57 p.
- JOESTEN, R. (1977): Mineralogical and chemical evolution of contaminated igneous rocks at a gabbro-limestone contact, Christmas Mountains, Big Bend Region, Texas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1515-1529.
- JORDAN POLLARD, J.P. (1999): Paleomagnetism of late Cenozoic volcanics from east-central Mexico – Implications for regional tectonic evolution. John Moores University, Liverpool. Tesis Doctoral: 268 p.
- KEITH, S. B. (1978): Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*, Vol. 6: 516-521.
- KELLUM, L.B. (1937): Geology of the sedimentary rocks of the San Carlos Mountains. En: L.B. KELLUM, (Ed.): *The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico*. Univ. Michigan Stud., Sci. Ser., 12: 3-98.
- KEMP, J.F. (1905): The Cooper Desposits of San José, Tamaulipas, Mexico. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, 36: 178-203.
- KEPPLER, H. (1996): Constrains from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380: 237-240.
- KLEIN, C., HURLBUT, C.S. Jr. (1997): *Manual de mineralogía (basado en la obra de J.D. Dana)*, 4ª Ed. Tomo II. Reverté: 360-679.
- KRAMAR, U. (1993): Methoden zur Interpretation von Daten der geochemischen Bachsediment-prospektion am Beispiel der Sierra de San Carlos/Tamaulipas, Mexiko, *Karlsruher Geochem. H.* 01: 149 p.
- KUNO, H. (1966): Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. En: POOLE, W. H. (Ed). *Continental Margins and Island Arcs*. *Can. Geol. Surv. Pap.*, 66-15: 317-336.
- LARSON, R.L. y PITMAN, W.C. (1972): World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83: 3645-3662.
- LAWTON, T.F. y McMILLAN, N.J. (1999): Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology*, Vol. 27: 779-782.
- Le BAS, M.H. (1977): *Carbonatite-nephelinite volcanism: An African History*. Wiley-Interscience, New York: 347 p.

- Le BAS, M.J. (1987): Nephelinites and carbonatites. En: FITTON, J.G. y UPTON, B.G.J. (Eds.). Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Sp. Publ., 30: 53-83.
- Le BAS, M.J. (1989): Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrol.* 30: 1299-1312 .
- Le BAS, M.J. (2000): IUGS reclassification of the high Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* 41: 1467-1470.
- Le BAS, M.J., Le MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Le MAITRE, R.W. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17: 589-637.
- Le MAITRE, R.W. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms* – Blackwell, Oxford: 193 p.
- Le MAITRE, R.W. (1993): *MinXPet – a Petrological Package*, V. 1.04.
- Le MAITRE, R.W., Editor con BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LEMEYRE, J., Le BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R. y ZANETTIN, B. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Blackwell, Oxford: 161 p.
- LICHTE, F.E., MEIER, A.L. y CROCK, J.G. (1987): Determination of the rare earth-elements in geological materials by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Chem.* 59, 1150-1157.
- LIPMAN, P.W. (1992): Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits-recent work and future problems. *U. S. Geological Survey Bulletin*: 2012-L, L1-L12.
- LIPMAN, P.W., PROTSKA, H.J. y CHRISTIANSEN, R.L. (1972): Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States -1: Early and middle Cenozoic. *Roy. Soc. London Phil. Trans. Serie A*, 271: 217-248.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1980): *Geología de México*, Tomo II, 2ª. Ed., México, D. F.: 454 p.
- LÓPEZ-RUIZ, J. y CEBRIÁ-GÓMEZ, J.M. (1990): *Geoquímica de los Procesos Magmáticos*. Editorial Rueda, Madrid, España: 165 p.
- LOYO-HERNÁNDEZ, G. (1966): *Geología general de la Sierra de Tamaulipas*. ESIA-IPN, México. Tesis de licenciatura (no publicada): 72 p.
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S.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 Igneas. *Actas INAGEQ*, Facultad de Química, Universidad de Guanajuato, Vol. 1: 203-208.
- LUGO-HUBB, J. (1990): El relieve de la República Mexicana. *Inst. de Geología, U.N.A.M., Revista* 9 (1): 82-111.
- LUHR, J.F. (1997): Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Can. Mineral.*, 35: 473-500.
- MACKENZIE, W.S. y GUILFORD, C. (1981): *Atlas of rock-forming minerals in thin section*. Editorial Longman, Essex: 98 p.

- MARFIL-BERNAL, F.J. (1983): Cartografía Geológica de la Sierra de San Carlos Cruillas, Estado de Tamaulipas. Escuela de Ingeniería Área Ciencias de la Tierra, U.A.S.L.P. Tesis de Licenciatura: 62 p.
- MÁRQUEZ-DOMÍNGUEZ, B.B. (1970): Geología de las Sierras de San Carlos Cruillas. UNAM, México, D.F. Tesis profesional (no publicada): 83 p.
- MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICCIRILLO, E.M., ERNESTO, M., BELLINI, G. y De MIN, A. (1999): Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, Vol. 284: 616-618.
- McCULLOCH, M.T. y GAMBLE, J.A. (1991): Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- McDONALD, G.A. (1968): Composition and origin of Hawaiian lavas. En: COATS, R.R., HAY, R.L. y ANDERSON, C.A. (Eds.). *Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116: 477-522.
- McDONALD, G.A. y KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5: 82-133.
- McDONOUGH, W.F., SUN, S.-S., RINGWOOD, A.E., JAGOUTZ, E. y HOFMANN, A.W. (1992): Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 1,001-1,012.
- McDOWELL, F.W. y CLABAUGH, S.E. (1979): Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of Western Mexico. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 180: 113-124.
- McKEE, J.W., JONES, N.W. y ANDERSON, T.H. (1988): Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, Vol. 16: 37-40.
- McKEE, J.W., JONES, N.W. y LONG, L.E. (1990): Stratigraphy and Provenance of Strata along The San Marcos Fault, Central Coahuila, Mexico. *GSA Bull.*, Vol. 102: 593-614.
- McKENZIE, D.P. (1978b): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40: 25-32.
- McKNIGHT, J.F. (1963): Igneous rocks of Sombrerito area, northern Sierra de Picachos, Nuevo Leon, Mexico. University of Texas, Austin. Tesis de maestría (no publicada): 83 p.
- MELGAREJO, J.C. (1999): Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada. 1ª. Ed. Ediciones de la Universitat de Barcelona, España: 1076 p.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- MICHALZIK, D. (1985): Stratigraphy and Paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic-Lowermost Cretaceous). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 9/10: 1161-1169.
- MICHALZIK, P. (1987): Sedimentación y sucesión de facies en un margen continental pasivo – del Triásico al Cretácico temprano del Noreste de la Sierra Madre Oriental, México. *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L.*, 2, Linares, N. L.: 27-32.
- MICHALZIK, D. (1991): Facies sequence of Triassic–Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedim. Geol.*, 71: 243-259.

- MICKUS, K. y MONTANA, C. (1999): Cristal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. En: BARTOLINI, C., WILSON, J.L. y LAWTON, T.F. (Eds.). *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Geol. Soc. of Am., Sp. Paper 340: 357-371.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77: 19-26.
- MINSTER, J.F. y ALLEGRE, C.J. (1978): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 37-52.
- MORRIS, G.A., LARSON, P.B. y HOOPER, P.R. (2000): "Subduction style" magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington state, USA. *J. Petrol.*, 41: 43-67.
- MORSE, S.A. (1994): *Basalts and Phase Diagrams. An introduction to the quantitative use of Phase Diagrams in igneous petrology*. Ed. Krieger: 493 p.
- MORTON-BERMEA, O. (1990): *Zur Petrologie des Alkaligesteins-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko)*. Univ. de Karlsruhe, Alemania. Tesis de Maestría: 115 p.
- MORTON-BERMEA, O. (1995): *Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko)*. Univ. de Hamburgo. Tesis Doctoral: 100 p.
- MORTON-BERMEA, O. y ALTHERR, R. (1991): *Petrología de las Rocas Alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picachos (Nuevo, León, México)*. *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares*, 6: 77-82.
- MOSSMAN, R.W. y VINIEGRA, F. (1976): Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico, Am. *Asoc. Petr. Geol. Bull.*, 85: 379-388.
- MUIR, J.M. (1936): *Geology of the Tampico Region México*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: 280 p.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- NEGENDANK, J.F.W., EMMERMMAN, R., KRAWCZYK, R., MOOSER, F., TOBSCHALL, H. y WERLE, D. (1985): Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, 24-4: 477-575.
- NELSON, D.O. y NELSON, K.L. (1987): Geochemical comparison of alkaline volcanism in oceanic and continental settings; Clarion Island versus the eastern Trans-Pecos magmatic province. *Geol. Soc. of Am., Sp. Paper 215*: 317-333.
- NELSON, D.O., NELSON, K.L., REEVES, 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.
- NELSON, S.A., GONZÁLEZ-CAVER, E. y KYSER, T.K. (1995): Constraints of the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 191-211.
- NICK, K. (1988): *Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko)*. Univ. Karlsruhe, Alemania. Tesis Doctoral: 167 p.

- NIETO-SAMANIEGO, A.F., FERRARI, L., ALANIZ-ÁLVAREZ, S.A., LABARTHE-HERNÁNDEZ, G. y ROSAS-ELGUERA, J.G. (1999): Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 111: 347-363.
- OROZCO-ESQUIVEL, M.T. (1995): Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. Univ. de Karlsruhe, Alemania. Tesis Doctoral: 167 p.
- PADILLA y SÁNCHEZ, R.J. (1986): Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geof. Int.*, 25: 157-206.
- PATCHETT, P.J. y RUIZ, J. (1987): Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 523-528.
- PEARCE, J.A. (1976): Statistical analysis of mayor element patterns in basalts. *J. Petrol.*, 17: 15-43.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed.). *Andesites*. John Wiley and Sons, New York: 525-548.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, J.A., GORMAN, B.E. y BIRKETT, T.C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-orogenic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-429.
- PEARCE, J.A., GORMAN, B.E. y BIRKETT, T.C. (1977): The relationship between mayor element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediant volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 121-131.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PÉREZ-ALEJO, D. (1994): Geology of the Candela-Bolsa de Judas Area, Nuevo Leon and Coahuila, México. Texas AEM University: 72 p.
- PETTUS, D.S. (1979): Ultramafic xenoliths from Llera de Canales, Tamaulipas, México. Univ. of Houston, U.S.A. Tesis de Maestría: 65 p.
- PICHLER, H. y SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*. Editorial Enke, Stuttgart: 230 p.
- PICHLER, H. y WEYL, R. (1976): Quaternary alkaline volcanic rocks in eastern Mexico and Central America. *Muenster Forsch. Geol. Palaeont.*, 38: 159-178.
- PINDELL, J.L. (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamans and Proto-Caribbean.- *Tectonics*, Vol. 4, No. 1: 1-39.
- 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*, Vol. 1, No. 2: 179-211.
- POOTS, P.J. (1987): *A handbook of silicate rock analysis*. Ed. Blackie, Londres: 622 p.

- POWELL, R. (1984): Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equation: Characterization of contaminants from isotope and trace elements relationships in volcanic suites. *J. Geol. Soc. Lond.* 141: 447-452.
- PRICE, J.G. y HENRY, Ch.D. (1984): Stress orientations during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas: Timing the transition from Laramide compression to Basin and Range tension. *Geology*, Vol. 12: 238-241.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (1989): Geologische Neukartierung und Petrographische Untersuchung der Kontaktmetamorphose des Bufa del Diente-Intrusiv, Sierra de San Carlos (Tamaulipas, Nordost-Mexiko). Univ. de Hamburgo, Alemania. Tesis de Maestría: 132 p.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (1992): Sobre la Geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería. MEMORIAS, Tema 4, Palacio de Minería, México, D.F., Facultad de Ingeniería, UNAM: 201-206.
- RAMIREZ-FERNANDEZ, J.A. (1996): Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko. Facultad de Geociencias, Univ. de Freiburg. Tesis Doctoral: 317 p.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (1997): Volcanismo de Intraplaca típico en la Planicie Costera del Golfo de México: La Sierra de Tamaulipas. *Actas INAGEQ*, Instituto de Geología, U.N.A.M., Vol. 3, No. 1: p. 323.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., ROMER, R., VIERA-DÉCIDA, F. y OROZCO-ESQUIVEL, M.T. (2000): Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Caracterización de las Fuentes Magmáticas a través de Análisis Isotópicos y su Relación Geodinámica Regional. *GEOS*, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 2ª. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Vol. 20, No. 3, Resúmenes: p. 252.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. y HEINRICH, W. (1991): Petrología y metamorfismo de contacto del intrusivo de la Bufa del Diente, Sierra de San Carlos, Tamaulipas. En: S.P. VERMA, J.A. RAMÍREZ, C.O. RODRÍGUEZ, J.M. BARBARÍN C., G. IZQUIERDO M., M.A. ARMIENTA H. y D.J. TERREL (Eds.). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, N.L.* (6): 89-91.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., KELLER, J. y HUBBERTEN, H.W. (2000): Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del Complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, U.N.A.M., Vol. 17, Núm. 1: 45-65.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., VIERA-DÉCIDA, F. y VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, J.M. (2002): Magmatic rocks in northeastern Mexico and their importance to the geological processes during the Tertiary. *Texas Academy of Sciences*. <http://www.tpwd.state.tx.us/tas/abstracts.htm>, N° 94.
- ROBIN, C. (1974): Premières données sur les séries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est mexicanin). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279:1741-1744.
- ROBIN, C. (1976a): El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (Este de México). Datos geoquímicos y petrográficos. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 96: 55-92.
- ROBIN, C. (1976b): Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 6: 1637-1645.
- ROBIN, C. (1982): Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale). *Ann. Sci. De l'Univ. Clermont-Ferrand II*, 70: 503 p.

- ROBIN, C. y TOURNON, J. (1978): Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 15: 1633-1641.
- RODRÍGUEZ-GARCÍA, J.F., VERMA, S.P. y VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, M. (1996): Basaltos Normativos en Hiperstena: Nuevos Diagramas de Discriminación para los Ambientes de Arcos, Rifts e Islas Oceánicas. *Actas INAGEQ, Instituto de Geología, U.A.S.L.P.*, Vol. 2, No. 1: 33-38.
- RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, P. (2003): Petrografía y Geoquímica de las Rocas Magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, N.L. Tesis de Licenciatura: 134 p.
- ROLLINSON, H.R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Essex, Inglaterra: 352 p.
- ROMER, R.L. y HEINRICH, W. (1998): Transport of Pb and Sr in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131: 155-170.
- ROSS, M.L. (1986): K, Rb, Ba, REE and Sr isotope geochemistry of alkalic rocks from Trans-Pecos Magmatic Province, Texas: evidence for multiple source regions. *GSA Abstracts*: p. 734.
- SALVADOR, A. (1987): Late Triassic-Jurassic paleogeography and on of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin*, Vol. 71: 419-451.
- SALVADOR, A. (Ed.) (1991): The Gulf of Mexico Basin. *The Geology of North America*. Geol. Soc. Am., J: 568 p.
- SATO, H. (1977): Nickel content of basaltic magmas: Identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*. 10: 113-120.
- SEDLICK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., y SPEED, R.C. (1993): Tectonostratigraphic Terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 278: 153 p.
- SEDLICK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., y SPEED, R.C. (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Chapter 5. DNAG Continent-Ocean transect Volume Phanerozoic tectonic evolution of North American Continent-Ocean Transitions. *The Geol. Soc. of America*: 265-306.
- 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 la Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México). *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, U.N.A.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, México. *A. Mtg. Geol. Soc. Amer. Abstr.*: 273 p.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 108-118.
- SOHL, N.P., MARTÍNEZ, E. SALMERÓN-URENA, P., SOTO-JARAMILLO, F. (1991): Upper Cretaceous. En SALVADOR, A. (Ed.). *The Gulf of Mexico Basin*. Boulder, Geol. Soc. of Am., *The Geology of North America*, Vol. J.: 205-544.
- SOLÉ, J. y ENRIQUE, P. (2001): X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440:199-205.
- SØRENSEN, H. (Ed.) (1974): *The Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons, London: 622 p.

- S.P.P. (1982): Secretaría de Programación y Presupuesto. Carta Geológica Tamiahua, F-14-9, Esc. 1:250,000.
- S.P.P. (1983): Secretaría de Programación y Presupuesto. Carta Geológica Cd. Mante, F-14-5, Esc. 1:250,000.
- STEWART, J.H., BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J., CARTER, J.L. y LOPEZ, R. (1999): Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. En: RAMOS, V.A. y KEPPIE, J.D. (Eds.). *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. Geol. Soc. of Am. Sp. Paper, 336: 227-252.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- STRECKEISEN, A. (1978): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melitic rocks. Recommendations and suggestions. *N. Jb. Miner. Abh.* 134: 1-14.
- SUN, S.-S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-oceanic ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, A297: 409-445.
- SUN, S.-S. y McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: SAUNDERS, A.D. y NORRY, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins* Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42: 313-345.
- TARDY, M., LAPIERRE, H., BOURDIER, J.L., COULON, C., ORTIZ-HERNÁNDEZ, L.E. y YTA, M. (1992): Intraoceanic setting of the western México Guerrero terrane – Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 19: 118-128.
- TATSUMI, Y. y EGGINS, S. (1995): *Subduction Zone Magmatism*. Editorial Blackwell Science, Massachusetts, E.U.A.: 211 p.
- TATSUMI, Y., SAKUYAMA, M., FUKUYAMA, H., KUSHIRO, I. (1983): Generation of arc basalt magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.* 88: 5815-5825.
- TAYLOR, R.S. y McLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Editorial Blackwell Scientific Publications, London: 312 p.
- TERRAZAS-CALDERÓN, G. D. (2002): *Cartografía, Petrografía y Geoquímica del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México*. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 102 p.
- THOMPSON, T.B. (1972): Sierra Blanca igneous complex, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 2341-2355.
- THORPE, R.S. (1977): Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics*, 40: 19-26.
- TOVAR-CORTÉS, J.A. (2002): *Geología y Geoquímica del Intrusivo Cerro Marcelinos, Porción Occidental del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana*. Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 139 p.
- TREVIÑO-CÁZARES, A. (2001): *Xenolitos del Manto en la Planicie Costera del Golfo de México*. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 113 p.
- TREVIÑO-CÁZARES, A., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A., VELASCO-TAPIA, F. y RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, P. (2005): Mantle Xenoliths and Their Host Magmas in the Eastern Alkaline Province, Northeast Mexico. *Int. Geol. Rev.*, Vol. 47, No. 12: 1260-1286.

- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. (1986): Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of México – Preliminary Report. *Geof. Int.* 25-4: 559-573.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y MORTON-BERMEA, O. (1997): Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. *Geof. Int.*, 36: 87-110.
- VALDÉZ-REYES, M.A. (2002): Petrografía y Geoquímica del Intrusivo Cerro Providencia, margen Este del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 109 p.
- VARGAS-BADILLO, J. (1981): Estudio geológico-minero de la Sierra de Tamaulipas. Facultad de Ingeniería-U.N.A.M., México, D.F. Tesis de licenciatura (no publicada): 70 p.
- VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, J.M. (2006): Estudios Geológicos y Petrológicos del Campo Volcánico de Villa Aldama Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, N.L., México. Tesis de Maestría (en proceso).
- VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, J.M. y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (2004): Geología y Petrología del Complejo Volcánico de Villa Aldama, Tamaulipas. Parte I: Estructuras y Litología. *Rev. Ciencia UANL*, Vol. VII, No. 1: 40-44.
- VASCONCELOS-FERNÁNDEZ, M., VERMA, S.P. y RODRÍGUEZ-GARCÍA, J.F. (1996): Basaltos Normativos en Nefelina: Nuevos Diagramas de Discriminación para los Ambientes de Arcos, Rifts e Islas Oceánicas. *Actas INAGEQ*, Instituto de Geología, U.A.S.L.P., Vol. 2, No. 1: 27-32.
- VERMA, S.P. (1995): Nueva Metodología para la Evaluación de Errores en Técnicas Analíticas en Geoquímica. *Actas INAGEQ*, Facultad de Química, Universidad de Guanajuato, 1: 215-220.
- VERMA, S.P. (1997): Estado actual de los Diagramas de Clasificación Magmática y de Discriminación tectonomagmática. *Actas INAGEQ*, Instituto de Geología, U.N.A.M., 3: 49-78.
- VERMA, S.P. y NAVARRO-L, I. (1993): Norma CIPW: nuevo programa de cómputo. *Memorias 3^{er}. Congreso Nacional de Geoquímica*, México, D. F.: 117-119.
- VERMA, S.P., TORRES-ALVARADO, I.S. y SOTELO-RODRÍGUEZ, Z.T. (2002): Programa de cómputo SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System. Coordinación de Geoenergía, Centro de Investigación en Energía-UNAM, México.
- VIERA-DÉCIDA, F. (1998): Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los Cuerpos Intrusivos del Rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., México. Tesis de Licenciatura: 96 p.
- VIERA-DÉCIDA, F. y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (1998): Geología y Geoquímica del Rancho El Salvador: Un Complejo Igneo de Subducción en la Sierra de Tamaulipas. *GEOMIMET*, XXV Epoca, Noviembre-Diciembre 1998, No. 216: 32-60.
- VIERA-DECIDA, F., RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. y RODRÍGUEZ-SAAVEDRA, P. (2002): Orogenic and anorogenic magmatism in the Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas, México. *Texas Academy of Sciences*. <http://www.tpwd.state.tx.us/tas/abstacts.htm>. No. 98.
- WALLACE, M.E. y GREEN, D.H. (1991): The Effect of Bulk Rock Composition on the Stability of Amphibole in the Upper Mantle: Implications for Solidus Positions and Mantle Metasomatism. *Mineralogy and Petrology* 44: 1-19.
- WATSON, E.H. (1937): Igneous rocks of the San Carlos Mountains. En KELLUM, L.L. (Ed): *The geology*

- and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico. Univ. Michigan Stud., Sci. Ser., 12: 99-156.
- WEDEPOHL, K.H. y BAUMANN, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. Contrib. Mineral. Petrol., 136: 225-239 p.
- WENTWORTH (1913): The San Nicolas Mining District, San Nicolás, Tamaulipas México.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. y GILBERT, CH.M. (1983): Petrografía - Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. Editorial C.E.C.S.A., 1ª. Ed., México, D.F.: 430 p.
- WILSON, J.L. (1985): A Field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin system, Monterrey Saltillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section SEMP: 76 p.
- WILSON, J.L. (1990): Basement structural controls on mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico - a review. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 4: 5-45.
- WILSON, J.R., WARD, W.C. y FINNERAN, J. (1984): A Field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 76 p.
- WILSON, M. (1989): Igneous petrogenesis. A global Tectonic Approach. Ed. Harper Collins, London: 466 p.
- WINDLEY, B.F. (1996): The Evolving Continents. 3ª. Ed., Editorial Wiley, Nueva York: 526 p.
- WOOD, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 11-30.
- WOODS, R.D., SALVADOR, A. y MILES, A.E. (1991): Pre-Triassic. En: SALVADOR, A. (Ed.): The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America. Geol. Soc. Am., J: 109-130.

ANEXOS

Tabla A1.1. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova.

Tabla A1.2. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos.

Tabla A1.3. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas.

Tabla A1.4. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas.

Tabla A1.4. Continuación.

Tabla A1.5. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico y de la Sierra de Otontepec.

Tabla A1.1. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas del Cinturón Candela-Monclova.

Muestra	Marc-2	Merc	Prov	Colo	Carr
Tipo de roca	Dio	CMDio	Granod	MDio	CMDio
SiO ₂ aj	50.69	61.51	61.13	57.32	60.56
TiO ₂ aj	1.11	0.56	0.69	0.73	0.60
Al ₂ O ₃ aj	17.63	17.94	17.47	18.41	18.24
Fe ₂ O ₃ aj	2.32	1.38	1.46	1.74	1.46
FeOaj	6.64	3.96	3.64	4.35	3.66
MnOaj	0.21	0.19	0.16	0.17	0.15
MgOaj	4.32	1.86	1.76	2.36	1.69
CaOaj	10.01	6.17	5.77	6.63	6.01
Na ₂ Oaj	3.80	4.13	4.48	4.47	4.69
K ₂ Oaj	2.63	1.96	3.13	3.45	2.66
P ₂ O ₅ aj	0.65	0.34	0.32	0.39	0.30
Q	-----	13.34	8.78	1.34	8.00
Or	15.50	11.59	18.50	20.35	15.70
Ab	24.11	34.88	37.84	37.76	39.62
An	23.27	24.63	18.30	19.97	20.86
Lc	-----	-----	-----	-----	-----
Ne	4.34	-----	-----	-----	-----
C	-----	-----	-----	-----	-----
Ac	-----	-----	-----	-----	-----
Di	17.53	2.72	6.41	7.93	5.38
Hy	-----	8.83	5.84	7.60	6.31
Ol	8.00	-----	-----	-----	-----
Mt	3.36	2.01	2.11	2.52	2.12
Il	2.10	1.05	1.31	1.38	1.13
Ap	1.51	0.79	0.75	0.91	0.69
Cc	0.27	0.17	0.17	0.25	0.19
Ns	-----	-----	-----	-----	-----
Cs	-----	-----	-----	-----	-----
Mg#	53.69	45.60	46.30	49.13	45.12
FeOT/MgO	2.02	2.80	2.81	2.51	2.95
Siálico	62.88	84.43	83.42	79.42	84.18
Fémico	23.69	13.22	12.59	15.79	12.26
CI	49.53	30.31	27.48	31.96	28.74
DI	43.95	59.80	65.12	59.45	63.32
SI	21.91	14.00	12.17	14.40	11.92
AR	1.61	1.68	1.97	1.93	1.87

Tabla A1.2. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de Picachos.

Muestra	Sard-1	Sard-3	Nog-1	RFGb	RFPx	RFSi	RFDi	Mon-1	Mon-2	SJ-1	RYe
Tipo de roca	SieNef	CSie	SieNef	Gb	CGb	CSieFA	SieFA	CSie	Sie	SieFA	CSieFA
SiO ₂ aj	60.09	47.10	58.74	48.87	48.10	64.15	57.95	57.46	56.60	58.11	75.69
TiO ₂ aj	0.59	3.51	0.28	2.76	2.27	0.29	1.06	1.63	1.73	1.08	0.08
Al ₂ O ₃ aj	19.72	16.28	20.24	17.59	20.69	16.57	18.03	16.54	16.47	19.60	12.54
Fe ₂ O ₃ aj	1.04	2.84	1.36	2.57	1.50	1.76	1.96	2.23	2.37	1.43	0.62
FeOaj	2.07	9.48	2.73	8.58	7.50	3.53	4.91	5.58	5.93	3.57	1.24
MnOaj	0.13	0.24	0.16	0.21	0.12	0.15	0.16	0.17	0.19	0.11	0.03
MgOaj	0.36	4.65	0.27	3.52	4.08	0.12	1.17	2.46	2.51	1.35	0.07
CaOaj	0.85	8.75	1.19	9.63	10.94	1.65	3.61	5.25	4.93	3.49	0.08
Na ₂ Oaj	9.26	3.93	9.67	4.03	3.70	6.03	6.50	4.96	5.36	7.51	5.37
K ₂ Oaj	5.83	1.98	5.30	1.11	0.80	5.67	4.35	3.15	3.28	3.44	4.25
P ₂ O ₅ aj	0.07	1.24	0.06	1.13	0.30	0.08	0.32	0.58	0.63	0.31	0.03
Q	----	1.32	----	----	----	4.91		2.52	0.16	----	28.98
Or	34.42	11.25	31.17	6.55	4.70	33.11	25.67	18.62	19.25	20.27	25.10
Ab	38.51	31.96	36.64	34.01	27.82	50.45	45.22	41.94	45.13	49.74	40.84
An	----	8.68	----	26.53	37.30	0.01	7.17	13.53	11.13	9.60	----
Lc	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ne	16.49	----	20.38	----	1.79	----	5.27	----	----	7.44	----
C	----	4.17	----	----	----	0.49	----	----	----	----	----
Ac	3.00	----	3.92	----	----	----	----	----	----	----	1.80
Di	2.97	----	2.23	9.70	9.55	----	6.90	6.66	4.66	3.96	0.16
Hy	----	20.44	----	4.13	----	5.07	----	8.84	10.28	----	2.30
Ol	1.85	----	3.30	6.80	10.55	----	4.00	----	----	3.82	----
Mt	----	3.96	----	3.72	2.16	2.53	2.84	3.23	3.42	2.07	----
Il	1.13	6.39	0.53	5.23	4.29	0.54	2.00	3.09	3.27	2.06	0.15
Ap	0.17	2.77	0.14	2.62	0.69	0.18	0.73	1.34	1.45	0.72	0.07
Cc	0.10	9.06	1.05	0.72	1.14	2.72	0.18	0.23	1.25	0.32	----
Ns	1.39	----	0.65	----	----	----	----	----	----	----	0.59
Cs	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Mg#	23.70	46.66	15.06	42.22	49.24	5.76	29.79	43.98	42.95	40.21	9.61
FeOT/MgO	8.32	2.59	14.58	3.10	2.17	42.25	5.71	3.09	3.22	3.60	24.32
Sialico	72.93	53.21	67.80	67.09	69.83	88.47	78.06	76.61	75.66	79.61	94.93
Fémico	3.72	30.79	4.14	24.87	22.40	8.13	11.33	18.74	19.43	9.94	2.47
CI	2.00	16.48	1.04	41.80	54.26	0.22	13.75	24.38	19.98	15.61	0.16
DI	89.41	44.53	88.18	40.56	34.31	88.46	76.17	63.08	64.54	77.45	94.93
SI	1.95	20.32	1.40	17.75	23.22	0.71	6.18	13.37	12.88	7.79	0.64
AR	6.51	1.62	5.64	1.47	1.33	4.59	3.01	2.19	2.35	2.80	7.42

Tabla A1.3. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos-Cruillas.

Muestra	Pata01	Sacr1	CPaz	SCMD	SCGb	SCSAG	Ros	RBa	Guad	PAN
Tipo de roca	MGb	μSieFA	FOI, np	MDio	Gb	SieFA	SieNef	BA	SubMGb	Bas
SiO ₂ aj	50.03	58.09	40.63	65.68	50.83	60.50	56.42	45.94	48.17	42.87
TiO ₂ aj	2.11	0.39	2.42	0.39	1.53	1.01	0.36	2.95	2.39	2.06
Al ₂ O ₃ aj	20.73	20.96	12.92	17.48	15.91	18.76	22.32	17.50	17.87	14.25
Fe ₂ O ₃ aj	1.69	0.88	1.91	0.65	1.49	1.12	0.82	1.82	2.36	1.90
FeOaj	5.63	1.76	9.56	1.30	7.47	2.24	1.65	9.10	7.86	9.48
MnOaj	0.12	0.12	0.21	0.06	0.15	0.15	0.15	0.24	0.17	0.20
MgOaj	3.48	0.56	11.36	1.03	6.68	1.01	0.32	5.04	5.02	10.97
CaOaj	10.04	2.03	13.53	4.10	10.96	2.27	0.97	12.02	10.35	11.74
Na ₂ Oaj	4.14	8.53	4.57	4.91	3.17	6.35	10.31	3.18	3.90	4.00
K ₂ Oaj	1.38	6.50	1.12	4.23	1.41	6.39	6.62	1.50	1.31	1.19
P ₂ O ₅ aj	0.67	0.18	1.78	0.17	0.40	0.21	0.06	0.72	0.61	1.35
Q	----	----	----	11.81	----	----	----	----	----	----
Or	8.14	38.41	----	25.00	8.30	37.75	39.01	8.88	7.76	7.01
Ab	31.57	27.92	----	41.53	26.85	41.38	20.52	15.05	25.14	3.47
An	33.93	----	11.41	13.18	25.01	3.80	----	29.02	27.38	17.43
Lc	----	----	5.21	----	----	----	----	----	----	----
Ne	1.86	23.68	20.95	----	----	6.70	31.01	6.43	4.24	16.46
C	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ac	----	0.46	----	----	----	----	2.38	----	----	----
Di	9.40	7.32	29.62	4.92	21.78	5.00	2.54	21.30	16.39	25.84
Hy	----	----	----	1.49	0.81	----	----	----	----	----
Ol	7.10	----	19.05	----	11.25	1.35	1.66	9.40	9.73	20.01
Mt	2.45	1.05	2.77	0.94	2.16	1.63	----	2.64	3.42	2.75
Il	4.01	0.75	4.59	0.75	2.90	1.92	0.69	5.61	4.55	3.91
Ap	1.54	0.42	4.12	0.39	0.93	0.48	0.14	1.67	1.40	3.13
Ce	----	----	----	----	----	----	0.52	----	----	----
Ns	----	----	----	----	----	----	1.53	----	----	----
Cs	----	----	2.29	----	----	----	----	----	----	----
Mg#	52.40	36.06	67.93	58.64	61.48	44.40	25.94	49.68	53.22	67.36
FeOT/MgO	2.06	4.58	0.99	1.82	1.32	3.24	7.38	2.13	1.99	1.02
Sialico	73.65	66.33	11.41	91.52	60.17	82.93	59.52	52.96	60.28	27.91
Fémico	19.54	4.79	47.85	6.58	31.31	7.98	3.00	29.83	27.83	45.00
CI	50.96	6.47	70.53	21.23	62.67	11.20	1.75	60.14	54.71	70.18
DI	41.57	90.00	26.16	78.34	35.15	85.83	90.54	30.36	37.14	26.94
SI	21.32	3.06	39.82	8.51	33.06	5.87	1.64	24.41	24.54	39.85
AR	1.44	4.77	1.55	2.47	1.41	4.05	6.32	1.38	1.45	1.50

Tabla A1.4. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Sierra de Tamaulipas.

Muestra	SJu2	Cau	Nub6	RCV1	Sal14	JMM	MSFB	MSF25a	MSF3	Huac
Tipo de roca	BA	T	μGrFA	SieFoi	MDio	BA	BA	Xen	Xen	BA
SiO ₂ aj	46.74	60.44	73.05	54.55	62.24	45.55	47.20	44.56	44.60	46.17
TiO ₂ aj	1.88	0.59	0.38	1.18	0.40	2.66	1.88	0.10	0.09	2.24
Al ₂ O ₃ aj	14.39	17.89	11.38	18.77	18.47	13.98	14.55	3.13	3.02	14.34
Fe ₂ O ₃ aj	1.84	1.93	1.88	2.15	1.23	1.94	2.06	1.12	1.08	1.95
FeOaj	9.20	3.87	3.77	5.37	2.45	9.71	10.29	7.47	7.19	9.74
MnOaj	0.17	0.20	0.32	0.23	0.16	0.17	0.18	0.14	0.13	0.17
MgOaj	10.92	0.65	0.12	2.27	1.15	10.60	10.13	40.43	40.69	10.44
CaOaj	10.54	1.74	0.27	4.27	4.61	9.73	8.93	2.70	2.84	9.52
Na ₂ Oaj	3.16	7.27	4.04	7.44	5.04	3.01	3.28	0.28	0.30	3.64
K ₂ Oaj	0.79	5.22	4.77	3.29	4.04	1.85	1.14	0.02	0.02	1.25
P ₂ O ₅ aj	0.38	0.22	0.03	0.49	0.21	0.80	0.37	0.03	0.03	0.54
Q	----	----	28.73	----	6.26	----	----	----	----	----
Or	4.68	30.82	28.19	19.47	23.86	10.93	6.73	0.12	0.12	7.36
Ab	17.46	48.84	31.99	38.51	42.66	12.99	21.27	2.40	2.57	16.15
An	22.73	0.79	----	8.10	15.85	19.17	21.63	7.22	6.81	19.14
Lc	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ne	5.03	6.85	----	13.23	----	6.75	3.51	----	----	7.92
C	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ac	----	----	1.90	----	----	----	----	----	----	----
Di	21.86	5.48	0.98	8.19	4.71	19.29	16.48	4.71	5.56	19.92
Hy	----	----	5.65	----	3.63	----	----	16.16	14.99	----
Ol	21.13	2.80	----	6.02	----	21.15	22.98	67.50	68.14	21.19
Mt	2.67	2.80	1.78	3.11	1.78	2.82	2.98	1.63	1.56	2.82
Il	3.56	1.11	0.72	2.24	0.77	5.05	3.57	0.19	0.16	4.26
Ap	0.89	0.51	0.07	1.14	0.48	1.86	0.86	0.07	0.07	1.24
Ce	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ns	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Cs	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Mg#	67.90	23.03	5.46	43.00	45.41	66.05	63.70	90.60	90.98	65.64
FeOT/MgO	0.99	8.64	44.76	3.21	3.11	1.08	1.20	0.21	0.20	1.10
Siálico	44.86	80.44	88.90	66.07	88.64	43.09	49.63	9.74	9.50	42.64
Fémico	42.93	8.22	8.20	15.44	8.59	42.78	40.53	89.72	89.88	42.18
CI	70.32	4.68	0.31	19.53	22.27	62.89	59.45	85.55	87.05	62.84
DI	27.17	86.51	88.90	71.20	72.79	30.67	31.50	2.52	2.69	31.43
SI	42.13	3.43	0.84	11.07	8.23	39.10	37.66	81.96	82.56	38.65
AR	1.38	4.49	5.51	2.74	2.30	1.52	1.46	1.11	1.12	1.51

Tabla A1.4. Continuación.

Muestra	LAg1	Gor3	PiSN	PiGr	PiGb	PiRN	PiAl
Tipo de roca	BA	GrFA	SieFAFoi	CSieFA	Gb	Foid	Gb
SiO ₂ aj	48.02	69.33	55.18	66.23	45.95	48.64	42.39
TiO ₂ aj	2.24	0.54	1.20	0.41	3.28	1.86	4.16
Al ₂ O ₃ aj	15.33	11.99	19.34	17.14	11.37	20.06	7.54
Fe ₂ O ₃ aj	1.92	2.24	1.53	0.97	1.95	1.83	1.95
FeOaj	9.62	4.47	3.82	1.94	9.74	4.57	12.98
MnOaj	0.17	0.24	0.18	0.08	0.17	0.15	0.18
MgOaj	8.43	0.10	1.86	0.57	12.20	1.78	12.27
CaOaj	8.99	0.80	4.46	1.44	11.73	5.71	15.69
Na ₂ Oaj	3.69	5.47	7.91	6.19	2.48	10.66	1.53
K ₂ Oaj	1.08	4.77	4.22	4.92	0.80	4.32	1.10
P ₂ O ₅ aj	0.51	0.06	0.32	0.13	0.33	0.41	0.20
Q	----	18.68	----	7.23	----	----	----
Or	6.38	28.16	24.94	29.08	4.73	25.05	----
Ab	25.79	35.13	31.37	52.36	13.99	----	----
An	22.06	----	4.80	4.45	17.52	----	10.47
Lc	----	----	----	----	----	0.39	5.10
Ne	2.95	----	19.26	----	3.79	42.86	7.01
C	----	----	----	----	----	----	----
Ac	----	6.47	----	----	----	5.29	----
Di	15.63	3.19	12.54	1.55	30.91	20.74	45.96
Hy	----	6.32	----	2.87	----	----	----
Ol	18.98	----	1.87	----	19.25	----	17.38
Mt	2.79	----	2.21	1.40	2.83	----	2.82
Il	4.25	1.02	2.27	0.78	6.22	3.54	7.91
Ap	1.19	0.14	0.75	0.30	0.77	0.95	0.47
Cc	----	----	----	----	----	----	----
Ns	----	0.89	----	----	----	1.19	----
Cs	----	----	----	----	----	----	2.88
Mg#	60.96	3.80	46.44	34.27	69.06	41.05	62.76
FeOT/MgO	1.35	65.50	2.80	4.96	0.94	3.48	1.20
Siálico	54.22	81.97	61.11	93.11	36.24	25.05	10.47
Fémico	36.24	7.45	13.42	5.69	51.69	13.12	59.87
CI	55.50	0.38	20.98	6.62	81.67	20.68	90.07
DI	35.12	81.97	75.57	88.67	22.50	68.30	12.11
SI	34.06	0.58	9.60	3.88	44.90	7.70	41.14
AR	1.49	9.02	3.08	3.98	1.33	3.78	1.26

Tabla A1.5. Datos analíticos ajustados al 100 % en base seca y resultados de la norma CIPW para las rocas magmáticas de la Planicie de Tampico y de la Sierra de Otontepec.

Muestra	Horc	CP	Auza	Mora	Tant	SFra	Oton	Camp	Cuam
Tipo de roca	FOI	F	Bas	SubB	BA	Haw	Haw	Haw	Bas
SiO ₂ aj	41.79	53.79	43.27	47.58	47.24	46.80	47.89	48.62	46.06
TiO ₂ aj	6.00	0.79	2.89	2.51	2.55	2.86	3.23	2.84	3.37
Al ₂ O ₃ aj	11.77	16.65	13.64	16.95	15.34	15.95	17.11	17.10	16.53
Fe ₂ O ₃ aj	3.18	2.52	2.07	1.76	1.96	2.68	2.92	2.79	2.13
FeOaj	10.60	5.04	10.35	8.80	9.79	8.92	9.73	9.31	10.64
MnOaj	0.16	0.31	0.19	0.16	0.18	0.18	0.20	0.22	0.18
MgOaj	7.85	2.02	9.66	5.77	8.41	7.73	4.80	4.13	6.29
CaOaj	9.60	4.36	11.58	11.49	9.17	8.80	7.62	7.38	8.57
Na ₂ Oaj	4.00	10.79	4.35	3.92	3.76	3.94	4.36	5.13	4.32
K ₂ Oaj	3.74	3.03	0.98	0.67	1.01	1.44	1.38	1.54	1.27
P ₂ O ₅ aj	1.31	0.71	1.04	0.40	0.60	0.70	0.77	0.95	0.63
Q	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Or	18.52	17.88	5.80	3.97	5.97	8.53	8.15	9.09	7.52
Ab	----	26.36	6.38	22.10	24.25	23.24	32.88	33.59	22.81
An	3.09	----	14.78	26.69	21.98	21.56	23.01	19.09	21.96
Lc	2.82	----	----	----	----	----	----	----	----
Ne	18.35	23.00	16.48	5.98	4.11	5.48	2.19	5.33	7.45
C	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ac	----	7.29	----	----	----	----	----	----	----
Di	28.89	14.29	29.14	22.73	15.97	14.21	8.07	9.39	13.52
Hy	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ol	9.30	4.73	16.53	10.29	18.67	16.06	13.56	11.89	15.80
Mt	4.61	----	3.00	2.55	2.84	3.88	4.23	4.05	3.08
Il	11.39	1.50	5.48	4.77	4.84	5.42	6.14	5.39	6.40
Ap	3.04	1.65	2.40	0.92	1.38	1.62	1.77	2.19	1.46
Cc	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ns	----	3.32	----	----	----	----	----	----	----
Cs	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Mg#	56.90	41.70	62.46	53.90	60.50	60.70	46.81	44.12	51.32
FeOT/MgO	1.72	3.61	1.26	1.80	1.37	1.47	2.57	2.87	2.00
Siálico	21.61	44.24	26.96	52.76	52.20	53.33	64.04	61.77	52.29
Fémico	47.14	12.00	44.89	31.32	36.86	35.21	28.50	26.29	33.25
CI	56.80	14.11	68.04	61.88	55.92	53.09	39.77	35.38	47.52
DI	39.69	67.23	28.66	32.06	34.33	37.24	43.22	48.01	37.78
SI	26.72	8.64	35.24	27.59	33.74	31.28	20.71	18.01	25.52
AR	2.14	4.85	1.54	1.39	1.48	1.56	1.61	1.75	1.57

ABREVIATURAS PARA ANEXO (tablas A1.1–A1.5):

“aj”: se refiere a los datos ajustados al 100 % en base anhidra

Siálico: suma de minerales normativos siálicos

Fémicos: suma de minerales normativos fémicos

CI: índice de cristalización

DI: índice de diferenciación

SI: índice de solidificación

AR: relación de alcalinidad

Mg#: $100\text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2})$, atómico

FeO_T: hierro total expresado como FeO

Los tipos de roca se definen de acuerdo al diagrama de total de álcalis vs. sílice (Le BAS *et al.*, 1986; Le BAS, 1989, 2000). Los minerales de la norma CIPW son ajustados al 100 % en una base anhidra y utilizando la relación Fe₂O₃/FeO de acuerdo a MIDDLEMOST (1989), con el programa de cómputo SINCLAS (VERMA *et al.*, 2002). Los valores están dados en porcentaje en peso.

BA: basalto alcalino

Bas: basanita

CGb: cuarzogabro

CMDio: cuarzomonzodiorita

CSie: cuarzosienita

CSieFA: cuarzosienita de feldespato alcalino

Dio: diorita

F: fonolita

FOI: foidita

Foid: foidolita

FOI: fonolita de olivino

Gb: gabro

Granod: granodiorita

GrFA: granito de feldespato alcalino

Haw: hawaiiita

MDio: monzodiorita

MGb: monzogabro

μGrFA: microgranito de feldespato alcalino

μSieFA: microsienita de feldespato alcalino

Sie: sienita

SieFA: sienita de feldespato alcalino

SieFAFoi: sienita de feldespato alcalino con feldespatoide

SieFoi: sienita con feldespatoide

SieNef: sienita nefelínica

SubB: subvolcánica basáltica

SubMGb: subintrusiva monzogabroica

T: traquita

Xen: xenolito