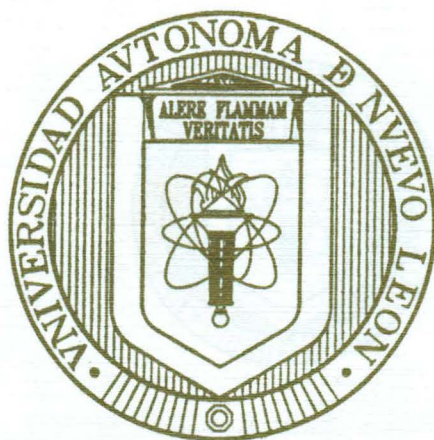


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE SAN JUAN DE
MATANZAS EN LA PORCIÓN NOROCCIDENTAL DE LA SIERRA
DE CATORCE, SAN LUIS POTOSÍ Y CORRELACIÓN
ESTRATIGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS
VOLCANOGÉNICAS PRE-OXFORDIANAS DEL NORESTE DE
MÉXICO.

TESIS:

REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

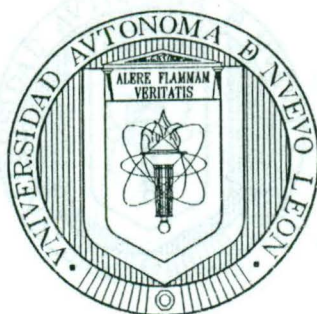
PRESENTA:

MARTÍN GÓMEZ ANGUIANO

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO, 2001

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



**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE SAN JUAN DE
MATANZAS EN LA PORCIÓN NOROCCIDENTAL DE LA SIERRA
DE CATORCE, SAN LUIS POTOSÍ Y CORRELACIÓN
ESTRATIGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS
VOLCANOGÉNICAS PRE-OXFORDIANAS DEL NORESTE DE
MÉXICO**

TESIS:

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA:

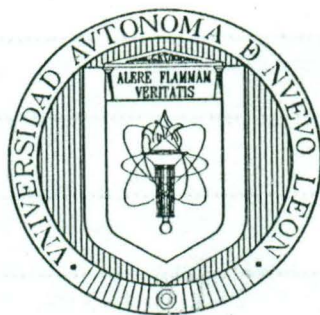
MARTÍN GÓMEZ ANGUIANO

Vo.Bo.

ASESOR


DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDINO

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



**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE SAN JUAN DE
MATANZAS EN LA PORCIÓN NOROCCIDENTAL DE LA SIERRA
DE CATORCE, SAN LUIS POTOSÍ Y CORRELACIÓN
ESTRATIGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS
VOLCANOGÉNICAS PRE-OXFORDIANAS DEL NORESTE DE
MÉXICO**

TESIS:

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA:

MARTÍN GÓMEZ ANGUIANO

Vo.Bo. COMISIÓN DE REVISIÓN DE TESIS

M.C. TOMÁS COSSÍO TORRES

DRA. MA. TERESA OROZCO ESQUIVEL

DR. JOSÉ ROSBEL CHAPA GUERRERO

DR. JOSÉ ANTONIO ARZ SOLA

CONTENIDO

	Página
Dedicatoria.....	I
Agradecimientos.....	II
Resumen.....	IV
Lista de figuras.....	VI
Lista de fotografías.....	VIII
Lista de tablas.....	XI
1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos del trabajo.....	1
1.2 Metodología de trabajo.....	1
1.3 Trabajos previos.....	2
2. Geografía.....	3
2.1 Localización y extensión del área.....	3
2.2 Acceso y vías de comunicación.....	3
2.3 Clima y vegetación.....	5
2.3.1 Clima.....	5
2.3.2 Vegetación.....	10
3. Fisiografía.....	13
3.1 Provincia fisiográfica.....	13

3.2 Geomorfología.....	13
3.3 Hidrografía.....	16
4. Estratigrafía.....	16
4.1 Período Jurásico.....	18
4.1.1 Formación Nazas.....	18
4.1.2 Formación La Joya.....	24
4.1.3 Formación Zuloaga.....	29
4.1.4 Formación La Caja.....	34
4.2 Período Cretácico.....	39
4.2.1 Formación Taraíses.....	39
4.2.2 Formación Tamaulipas Inferior.....	44
4.2.3 Formación La Peña.....	48
4.2.4 Formación Tamaulipas Superior.....	52
4.2.5 Formación Cuesta del Cura.....	57
4.2.6 Formación Indidura.....	60
4.2.7 Formación Caracol.....	63
4.3 Período Terciario.....	65
4.3.1 Diques cuarzo-monzoníticos.....	65
4.3.2 Riolitas.....	68
4.3.3 Conglomerado polimíctico.....	69

4.4 Período Cuaternario.....	71
4.4.1 Aluvión.....	71
5. Aspectos estructurales.....	73
5.1 Plegamiento.....	73
5.2 Esquistosidad o clivaje.....	76
5.3 Fallas de bajo ángulo (<i>décollement</i>).....	79
5.4 Fallas normales.....	81
5.5 Fracturas.....	85
5.6 Diques.....	86
6. Recursos naturales.....	88
6.1 Minería.....	88
6.2 Recursos hidráulicos.....	89
7. Geología histórica.....	90
8. Estudios sobre la Formación Nazas.....	94
8.1 Objetivo.....	94
8.2 Tipos de estudios.....	94
8.3 Trabajos previos.....	95
9. Localidades de la Formación Nazas.....	102
10. Edades absolutas de la Formación Nazas.....	110

10.1 Edad de la Formación Nazas en el área de estudio.....	111
11. Petrografía de rocas volcánicas de la Formación Nazas (Sierra de Catorce, San Luis Potosí).....	114
11.1 Objetivo.....	114
11.2 Recolección y preparación de muestras.....	114
11.3 Interpretación.....	125
12. Geoquímica.....	127
12.1 Áreas de muestreo para análisis geoquímicos.....	127
12.2 Análisis geoquímicos.....	129
12.3 Clasificación química de rocas.....	131
12.4 Discusión.....	133
12.5 Cálculo de la norma CIPW.....	133
12.6 Diagramas de Harker.....	136
12.7 Diagramas multielementos.....	138
12.8 Diagramas de tierras raras (REE).....	139
12.9 Diagramas de discriminación tectonomagmática.....	141
13. Conclusiones y recomendaciones.....	146
13.1 Conclusiones.....	146
13.2 Recomendaciones.....	148
Bibliografía.....	149

Anexos

Anexo 1.- Mapa Geológico de la Porción Noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí.

Anexo 2.- Mapa Estructural de la Porción Noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí.

JOSÉ BACILIO Y MARÍA

Por darme la vida y poder disfrutar de este maravilloso mundo.

A MI ESPOSA:

ISIDRA

Por ser una maravillosa compañera y por apoyarme en todo momento durante la realización de mis estudios y tesis, mil gracias.

A MI HIJO:

AMAURI JOSAFAT

A MIS HERMANOS:

ISABEL, JUAN, REYMUNDO, ARTURO, ROSA VERONICA, SERGIO
ALMA DELIA.

DEDICATORIA:

Agradezco al CONACYT por haberme otorgado una beca para continuar mis estudios de posgrado en la Facultad de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Mi agradecimiento al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de

A MIS PADRES:

JOSÉ BACILIO Y MARÍA
Por darme la vida y poder disfrutar de este maravilloso mundo.

A MI ESPOSA:

ISIDRA
Quiero expresarle mi agradecimiento de forma especial al Dr. José Rafael Burbosa Godínez, quien amablemente aceptó la realización de la presente tesis, además de reaccionar con gratitud por haberme aceptado y dado la oportunidad de cooperar en la realización de mis estudios y tesis, mil gracias.

Hago patente mi agradecimiento a los integrantes de la comisión de revisión de tesis: Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel, Dra. José Rosbel Chapa Guerrero, José

A MI HIJO:

AMAURI JOSAFAT
A los Drs. José Rosbel Chapa Guerrero, Francisco Medina Barrera y Hector de León Gómez, por brindarme la oportunidad de trabajar como asistente de sus cursos. Y a todo el personal docente de la Facultad de Ciencia de la Tierra de la U.A.N.L.

Al maestro Roberto Soto mi agradecimiento por brindarme su amistad y apoyo económico durante mi estancia en Limerick, mil gracias maestro de maestros.

A MIS HERMANOS:

ISABEL, JUAN, REYMUENDO, ARTURO, ROSA VERONICA, SERGIO y ALMA DELIA.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al CONACYT por haberme otorgado una beca para continuar mis estudios de posgrado en la Facultad de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Mi agradecimiento al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí por haber aceptado mi estancia para la realización de esta tesis, así como los apoyos recibidos de esta institución como espacio, equipo de computo, vehículo para la realización del trabajo de campo, así como materiales didácticos.

Quiero expresar mi agradecimiento de forma especial al Dr. José Rafael Barboza Gudino, quien amablemente aceptó la dirección de la presente tesis, además debo mencionar mi gratitud por haberme aceptado y dado la oportunidad de cooperar en su proyecto de investigación (CONACYT 485100-5-25400 T) así como los apoyos recibidos por parte de él, como fueron los apoyos económicos sin los cuales no hubiera sido posible la terminación de este trabajo, además de sus críticas constructivas para el desarrollo de la presente tesis.

Hago patente mi agradecimiento a los integrantes de la comisión de revisión de tesis. Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel, Drs. José Rosbel Chapa Guerrero; José Antonio Arz Sola y al M.C. Tomás Cossío Torres, por sus valiosas observaciones y críticas constructivas al presente trabajo.

A los Drs. José Rosbel Chapa Guerrero, Francisco Medina Barrera y Hector de León Gómez, por brindarme la oportunidad de trabajar como asistente de sus cursos. Y a todo el personal docente de la Facultad de Ciencia de la Tierra de la U.A.N.L.

Al maestro Roberto Soto mi agradecimiento por brindarme su amistad y apoyo económico durante mi estancia en Linares, mil gracias maestro de maestros.

A mis compañeros de generación Javier Aguilar, Yolanda Pichardo, Angélica Oviedo, Carmen Mora, Miguel Hernández, Enrique Prado, Rolando Peterson, con quienes compartí, viajes, alegrías y clases.

A todos los compañeros de Linares, Martín, David, Alfredo, Iván, por los momentos agradables que pasamos en las aulas y en las prácticas de campo.

En el Instituto de Geología la Universidad Autónoma de San Luis Potosí al Ing. Guillermo Labarthe Hernández, Ing. Margarito Tristán González, Ing. José Luis Mata Segura, M.C. Ruben López Doncel, M.C. J. Ramón Torres Hernández, Dr. Rodolfo Rodríguez Ríos, C.P. Ma. Del Refugio Ojeda Olvera, Erasmo Mata, Melesio De La Cruz, Evangelina Herrera Sierra, Efren Román Guerrero Nava, por su amistad, compañerismo, consejos y apoyos recibidos.

Al colega de tesis Markus Hoppe, por su compañía durante los trabajos de campo y por su amistad

Y a todas aquellas personas que pudiera olvidar de manera involuntaria y que de alguna forma o manera me brindaron su amistad apoyo y entusiasmo para continuar con este trabajo de tesis.

RESUMEN

Se realizó una cartografía geológica en la Sierra de Catorce, San Luis Potosí. El área está limitada por los paralelos $23^{\circ}38'03''$ y $23^{\circ}40'45''$ latitud norte y los meridianos $100^{\circ}51'09''$ y $100^{\circ}56'16''$ longitud oeste. Fisiográficamente se ubica en la provincia de la Mesa Central y en el área afloran diversas rocas volcánicas y sedimentarias. Unidades de rocas del Período Jurásico están representadas por las unidades volcánicas y clásticas continentales de las formaciones Nazas y La Joya, así como por las secuencias marinas carbonatadas de las formaciones Zuloaga y La Caja. El período Cretácico lo constituyen las secuencias calcáreas y en parte clásticas marinas de las formaciones Taraíses, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Del Terciario se conocen intrusiones cuarzo-monzoníticas que se encuentran cortando a las unidades jurásicas y cretácicas. Rocas volcánicas terciarias (?) riolíticas ocurren en forma de cuellos. Depósitos de conglomerados polimícticos, se localizan en la periferia oeste del área cartografiada, compuestos principalmente por clastos de los diferentes tipos de rocas existentes en el área de estudio (Plioceno-Pleistoceno) y depósitos cuaternarios con predominancia de limos calcáreos, característicos de las planicies aluviales.

El área cartografiada se encuentra localizada en la Sierra de Catorce la cual puede ser descrita estructuralmente como un levantamiento tipo pilar tectónico de edad Terciario Inferior, de orientación general norte-sur, delimitado por fallas de la misma orientación. Los pliegues muestran ejes orientados de manera general norte-sur y en muchos casos con vergencia hacia el este, ocurriendo una serie de fallas y fracturas como producto del levantamiento progresivo de los sedimentos mesozoicos.

Con énfasis en el estudio regional de las unidades pre-Oxfordianas (Formación Nazas) se realizaron análisis petrográficos y geoquímicos de rocas volcánicas de diferentes localidades del centro y noreste de México. Los primeros se realizaron con la ayuda de un microscopio óptico de polarización optiphot2-pol, Nikon en el

laboratorio de petrografía del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P. Las clasificaciones se basaron principalmente en las observaciones al microscopio y auxiliándose con la química de las rocas, debido a que éstas muestran escasas propiedades ópticas como producto del grado de alteración y de un ligero metamorfismo. Los productos analizados varían de composición intermedia a ácida (traquiandesitas a riolitas) corroborando la ocurrencia similar en los distintos afloramientos de las regiones, centro y noreste de México.

La caracterización geoquímica y ubicación de las unidades volcanogénicas pre-Oxfordianas en un ambiente tectónico determinado de las unidades pre-Oxfordianas se basó en los análisis de elementos mayores y traza incluyendo tierras raras. El empleo de diagramas de discriminación basados en los elementos traza más estables, como $\text{Th-Hf}/3\text{-Ta}$ y Th/Yb-Ta/Yb permiten hacer interpretaciones y ubicarlas en un ambiente volcánico de arco, mostrando características similares de todas las rocas analizadas procedentes de los diferentes afloramientos de las regiones arriba mencionadas.

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Localización del área de estudio	4
Figura 2. Vías de comunicación	6
Figura 3. Carta de climas del área de estudio	7
Figura 4. Gráfica de temperatura y precipitación correspondiente a la estación climatológica de catorce, S.L.P.	9
Figura 5. Vegetación de la Sierra de Catorce y ubicación del área de estudio	12
Figura 6. Provincias fisiográficas y ubicación del área de estudio (basado en Moran-Zenteno, 1984)	14
Figura 7. Columna litológica del área de San Juan de Matanzas, Sierra de Catorce, S.L.P.	17
Figura 8. Diagramas de Schmidt, con polos de estratificación que muestran el rumbo general del plegamiento norte-sur a ligeramente noroeste perpendicular a un círculo π aproximado (línea punteada) que se puede interpretar principalmente en los diagramas A, B y C. En el diagrama D el círculo π muestra una dirección norte-sur debido a que en esta zona la estratificación se comporta de una manera horizontal. Los datos del diagrama A corresponden a la cubierta calcárea de la parte oeste, el diagrama B se construyó con los datos de la parte este y al sur de la falla de San Juan de Matanzas de la cubierta calcárea, el diagrama C corresponde a todos los datos generales de la Formación La Joya y D a datos del área del Cerro Grande	74
Figura 9. Diagrama de Schmidt que muestra, círculos máximos y polos de superficies de esquistosidad o clivaje de la Formación La Joya en el área cartografiada. Estos datos corresponden a un plegamiento general norte-sur en donde los planos de esquistosidad son subparalelos al plano axial de dicho plegamiento	78
Figura 10. Diagramas de sistemas de fallas normales en el área cartografiada, muestran direcciones predominantes NW-SE con echado al SW y NE. Otro sistema es en dirección NE-SW con echado al SE y sistemas de	143

- fallas con dirección E-W, con echado hacia el norte y sur. Estructuras mencionadas en el texto 81
- Figura 11. Diagramas de fallas normales con componentes laterales, que muestran una dirección NE-SW con componente lateral derecha. Otro sistema de fallas de este tipo ocurre con una dirección NW-SE con componente lateral izquierda 85
- Figura 12. Diagramas de fracturas en el área cartografiada, éstas muestran direcciones predominantes NW-SE y NE-SW 86
- Figura 13. Diagramas que muestran los sistemas de diques en el área cartografiada, donde se muestran las direcciones predominantes NE-SW, NW-SE y E-W, mencionadas en el texto 87
- Figura 14. Localidades con afloramientos de las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México 103
- Figura 15. Edades isotópicas de la Formación Nazas 113
- Figura 16. Áreas de muestreo geoquímico de las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México 128
- Figura 17. Clasificación de rocas volcánicas en el diagrama "TAS" (total álcalis vs sílice) propuesto por Le Bas et al. (1986) 132
- Figura 18. Diagramas de Harker de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México 137
- Figura 19. Diagrama multielementos, mostrando anomalías Nb, Ta, Sr, P y Ti. Los valores fueron normalizados al manto primitivo, según McDonough et al. (1991) 139
- Figura 20. Diagramas de tierras raras de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México 142
- Figura 21. Representación sobre el diagrama de Wood (1980) de las rocas volcánicas pre-Oxfordianas analizadas, que grafican en el campo de rocas calcoalcalinas de arcos volcánicos 144
- Figura 22. Discriminación del medio ambiente tectónico de las rocas volcánicas, mediante el diagrama Rb vs. T + Nb, propuesto por Pearce et al. (1984) 145

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

	Página
Fotografía No. 1. Vista panorámica del Cerro grande dentro del área cartografiada con 3180 m.s.n.m. (23°40'03'' N, 100°53'09'' W), viendo al norte	15
Fotografía No. 2. Aspecto general de la Formación Nazas, donde se observa foliación casi vertical y aparente pseudoestratificación de las rocas volcánicas con echado mediano a fuerte hacia el SW derecha de la foto (23°39'05'' N, 100°53'14'' W), viendo al este	20
Fotografía No. 3. Rocas volcánicas de la Formación Nazas que muestran foliación y fracturamiento. Estas rocas ocurren en forma de diques y derrames lávicos de composición intermedia a ácida (23°39'00'' N, 100°53'07'' W)	21
Fotografía No. 4. Conglomerado polimíctico en la base de la Formación La Joya, constituido por fragmentos de rocas volcánicas de la Formación Nazas y otros constituyentes como rocas sedimentarias, cuarzo lechoso y jasperoides de aspecto redondeado a subredondeado (23°38'53'' N, 100°53'35'' W)	26
Fotografía No. 5. Areniscas de la Formación La Joya, en estratos delgados de aproximadamente 30 a 40 cm de espesor, se presentan muy foliadas y fracturadas (23°39'10'' N, 100°53'26'' W), viendo al norte	27
Fotografía No. 6. Calizas de la Formación Zuloaga, con líneas estilolíticas, en estratos de aproximadamente 0.80 m, estos llegan alcanzar hasta 2.50 m de espesor. Algunos bancos presentan fracturas rellenas por calcita (23°38'36'' N, 100°53'12'' W), viendo al sur	31
Fotografía No. 7. Banco de caliza de la Formación Zuloaga, donde se observa fauna macroscópica de <i>Nerinea sp.</i> (23°38'39'' N, 100°53'19'' W)	33
Fotografía No. 8. Calizas de la Formación La Caja en estratos delgados con intercalaciones de capas delgadas de margas (23°38'30'' N, 100°53'53'' W), viendo al norte	36

- Fotografía No. 9. Fauna fósil de la Formación La Caja con algunas especies más o menos bien preservadas. Los ejemplares de esta fotografía no fueron determinados, por las dificultades para su recolección (23°38'20'' N, 100°53'14'' W) 36
- Fotografía No. 10. Estratos de calizas arcillosas, con alternancia de lutitas margosas y horizontes de materiales terrígenos de la Formación Taraises (23°38'15'' N, 100°53'58'' W), viendo al norte 42
- Fotografía No. 11. Bancos de calizas gruesas de la Formación Tamaulipas Inferior, presentan fracturas perpendiculares a los planos de estratificación (23°38'33'' N, 100°54'04'' W), viendo al noroeste 46
- Fotografía No. 12. Calizas margosas con intercalaciones de lutitas y limolitas de la Formación La Peña con un espesor aproximado de 15 a 20 cm (23°38'12'' N, 100°54'04'' W), viendo al sur 50
- Fotografía No. 13. Calizas en estratos delgados de la Formación Tamaulipas Superior. El espesor promedio es de 30 a 40 cm y el máximo observado es de aproximadamente 80 cm (23°38'34'' N, 100°54'37'' W), viendo al oeste 54
- Fotografía No. 14. Estratos de calizas de la Formación Tamaulipas Superior en el que se observa abundante fauna fósil de amonites pequeños reemplazados por calcita (23°38'55'' N, 100°54'46'' W) 55
- Fotografía No. 15. Pliegue *chevron* en sedimentos de la Formación Cuesta del Cura, constituida por calizas de estratos delgados con abundantes bandas de pedernal (23°39'44'' N, 100°55'50'' W), viendo al noroeste 58
- Fotografía No. 16. Aspecto general de un dique cuarzo-monzonítico muy intemperizado y fracturado (23°39'08'' N, 100°53'17'' W), viendo al oeste 66
- Fotografía No. 17. Depósitos de conglomerado polimíctico en la falda oeste de la Sierra de Catorce, estos depósitos se encuentran poco consolidados o no consolidados (23°38'19'' N, 100°55'52'' W), viendo al noroeste 70
- Fotografía No. 27. Luz polarizada, 5X, lava andesítica (RCSJM-5), se observan cristales de plagioclasa (PL), feldespato alcalino (FE), cuarzo (CU) y óxidos (OX) 123

- Fotografía No. 18. Vista general del Cerro Alto, se observan los contactos entre las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior. El eje del sinclinal del mismo nombre pasa por el centro de este cerro, con una orientación norte-sur ($23^{\circ}38'14''$ N, $100^{\circ}53'07''$ W), viendo al sur 76
- Fotografía No. 19. Estructura de esquistosidad o clivaje pizarroso en sedimentos de la Formación La Joya ($23^{\circ}39'52''$ N, $100^{\circ}54'21''$ W) 77
- Fotografía No. 20. Al fondo contacto entre la Formación La Joya y Zuloaga en una zona de *décollement* ($23^{\circ}39'21''$ N, $100^{\circ}54'37''$ W), viendo al norte 80
- Fotografía No. 21. Vista aérea del área cartografiada, se observa la falla San Juan de Matanzas perpendicular a la zona de *décollement*, entre las formaciones Zuloaga y la Joya 83
- Fotografía No. 22. Falla San Juan de Matanzas, pone en contacto a sedimentos de la Formación La Joya y rocas volcanogénicas de la Formación Nazas con la Formación Zuloaga ($23^{\circ}38'50''$ N, $100^{\circ}52'48''$ W), viendo al este 83
- Fotografía No. 23. Luz polarizada, 5X, toba de composición riolítica (RCSJM-1), al centro se observa pómez colapsada (PO) y cristales de cuarzo (CU) angulosos a subredondeados 117
- Fotografía No. 24. Luz polarizada, 5X, roca piroclástica posiblemente de composición riolítica (RCSJM-2), se observa pómez (PO), cuarzo (CU) y feldespato (fe) 117
- Fotografía No. 25. Luz natural, 10X, arenisca de grano fino (RCSJM-3), se observan cristales de cuarzo (CU) angulosos a subredondeados de grano fino 120
- Fotografía No. 26. Luz polarizada, 10X, roca intrusiva tonalita (RCSJM-4), se observan cristales de plagioclasa (PL), cuarzo (CU) y ferromagnesianos (FER) 120
- Fotografía No. 27. Luz polarizada, 5X, lava andesítica (RCSJM-5), se observan cristales de plagioclasa (PL), feldespato alcalino (FE), cuarzo (CU) y óxidos (OX) 123

Fotografía No. 28. Luz polarizada, 5X, toba cristalina de grano fino con estructuras de fluidez probablemente formadas por cizallamiento (RCSJM-7), se observa cuarzo (CU), calcita (CA) y minerales opacos tipo hematita (HE ?) 123

Fotografía No. 29. Luz polarizada, 5X, dique de composición riolítica (RC-5.1), se observa plagioclasa (PL ?), feldespato alcalino (FE ?) y cristales de cuarzo con bordes de reacción (CU) 125

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Resumen de características de los diferentes afloramientos de rocas volcánicas pre-Oxfordianas del centro y noreste de México	126
Tabla 2. Resultados de análisis químicos de rocas volcánicas	129 y 130
Tabla 3. Cálculo de la norma CIPW, de acuerdo al programa de computo CIPWCAL Ver. 1.3 de Schmidt (1993)	135

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Como primera actividad del presente estudio, se recopiló y revisó la información existente sobre el área de trabajo.

Para el trabajo de cartografía se realizó la interpretación de fotografías aéreas en escala 1:25,000 y como base topográfica se utilizó la hoja Real de México (14-A-24), ambas del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1981), habiéndose aumentado la escala 1:10,000.

De acuerdo a la interpretación geológica, se efectuaron caminamientos que tuvieron como finalidad verificar los datos interpretados en las fotografías aéreas, así como tener un panorama más amplio de la estratigrafía y tectónica del área.

Muestras de roca de las unidades del área fueron preparadas en láminas delgadas para su análisis petrográfico. Además se tomaron datos tectónicos de las estructuras geológicas en las diferentes unidades con el fin de detallar la estructura general y la evolución tectónica. Para interpretar la estratigrafía y petrografía de las rocas

1. INTRODUCCIÓN

1.1 OBJETIVOS DEL TRABAJO

Los objetivos del presente estudio fueron:

Realizar una cartografía geológica a escala 1:10,000 de un área de 37.5 km² en la parte noreste de la Sierra de Catorce, Estado de San Luis Potosí.

Detallar la estructura y relaciones estratigráficas de las unidades clásticas y volcanogénicas que subyacen en el área de estudio a la Caliza Zuloaga del Oxfordiano.

Aportar datos petrográficos y geoquímicos para establecer el significado tectónico regional de las unidades volcanogénicas pre-Oxfordianas del Noreste de México y sus implicaciones paleogeográficas y tectónicas.

1.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Como primera actividad del presente estudio, se recopiló y revisó la información existente sobre el área de trabajo.

Para el trabajo de cartografía se realizó la interpretación de fotografías aéreas verticales en escala 1:25,000 y como base topográfica se utilizó la hoja Real de Catorce (F-14-A-24), ambas del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1981), habiéndose aumentado la escala 1:10,000.

De acuerdo a la fotointerpretación geológica, se efectuaron caminamientos que tuvieron como finalidad verificar los datos interpretados en las fotografías aéreas, así como tener un panorama más amplio de la estratigrafía y tectónica del área.

Muestras de roca de las unidades del área fueron preparadas en láminas delgadas para su análisis petrográfico. Además se tomaron datos tectónicos de las estructuras geológicas en las diferentes unidades con el fin de detallar la estructura general y la evolución tectónica. Para interpretar la estratigrafía y petrografía de las rocas

volcánicas pre-Oxfordianas a nivel regional, se visitaron varios afloramientos, los cuales se describen en el capítulo correspondiente. Asimismo se interpretaron algunos análisis químicos de estas rocas volcánicas, los cuales fueron realizados en el "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, Francia" e incluyen 7 muestras analizadas por óxidos mayores, elementos traza y tierras raras.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

La Sierra de Catorce ha sido objeto de numerosos estudios geológicos con el fin de reconocer la estratigrafía, tectónica, evolución paleogeográfica y yacimientos minerales, destacando trabajos principalmente sobre estos últimos.

Los principales trabajos existentes que se localizaron y se revisaron son los siguientes:

Trabajos de geología fueron realizados por Martínez-Reyes (1969), describiendo la geología del área del extremo norte de la Sierra de Catorce, con el objetivo de elaborar planos geológicos regionales que sirvieran de base para estudios posteriores.

Hernández-Hernández (1974), elaboró planos geológicos del extremo noroccidental de la misma sierra con énfasis en yacimientos de antimonio del área de Wadley. Otros estudios existentes sobre este distrito son los de Valencia-Davila (1979), Zarate del Valle (1979, 1982) y Carrizales-Ibarra (1989).

Trabajos de geología y estratigrafía fueron realizados por diversos autores describiendo con especial énfasis algunas de las unidades estratigráficas que afloran en la Sierra de Catorce, como la Formación Taraises (Blauser, 1979), la Formación Tamaulipas no diferenciada (Ross, 1979) y Formación Cuesta del Cura (Ice, 1979). Barboza-Gudino (1989, 1993) y estudiantes de la Universidad de Texas para la Gulf Coast Association of Geological Societies and Corpus Christi Geological Society (1989), efectuaron trabajos de cartografía, en escalas 1:10,000 y 1:25,000 respectivamente.

Estudios paleontológicos sobre fauna fósil del Titoniano fueron realizados por Verma y Westerman (1973), trabajos sobre amonites de la Formación Cuesta del Cura por Stinnesbeck (1993).

Trabajos en el aspecto hidrogeológico fueron realizados por Medina-Rivero (1983) y Acevedo-Oliva (1983).

2. GEOGRAFÍA

2.1 LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA

El área de estudio se localiza en la parte noreste de la Sierra de Catorce. Administrativamente pertenece al municipio de Catorce del estado de San Luis Potosí. Las coordenadas geográficas entre las que se sitúa son: Los paralelos $23^{\circ} 38' 03''$ y $23^{\circ} 40' 45''$ latitud norte; y los meridianos $100^{\circ} 51' 09''$ y $100^{\circ} 56' 16''$ longitud oeste de Greenwich. Comprende un área de 37.5 km^2 (Figura 1). La altitud máxima dentro del área es de 3,180 metros sobre el nivel del mar en el denominado Cerro Grande, mientras que la altitud mínima es de 1800 metros sobre el nivel del mar hacia la planicie de Wadley.

2.2 ACCESO Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

El área de estudio cuenta con importantes vías de acceso desde la ciudad de San Luis Potosí por la autopista federal No. 57; siguiendo por el tramo Matehuala-Cedral-entronque a Estación Vanegas por la carretera estatal pavimentada No. 62 y el tramo Estación Vanegas-Estación Catorce-Estación Wadley por carretera pavimentada, siguiendo desde aquí una terracería transitable en todas las épocas del año hasta el poblado de San Juan de Matanzas.

Figura 1. Localización del área de estudio

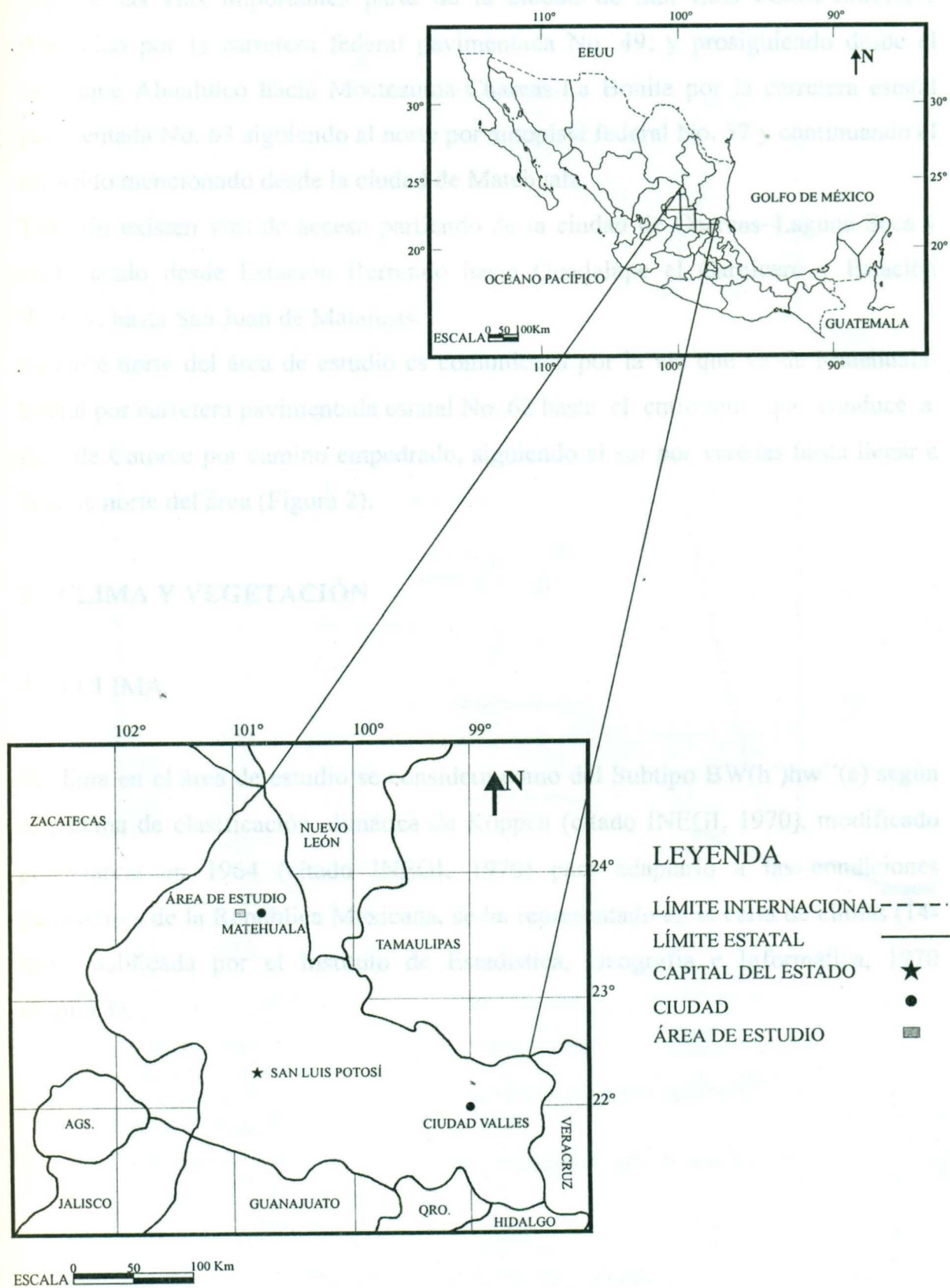


Figura 1. Localización del área de estudio

Otra de las vías importantes parte de la ciudad de San Luis Potosí-entronque Ahualulco por la carretera federal pavimentada No. 49; y prosiguiendo desde el entronque Ahualulco hacia Moctezuma-Charcas-La Bonita por la carretera estatal pavimentada No. 63 siguiendo al norte por autopista federal No. 57 y continuando el recorrido mencionado desde la ciudad de Matehuala.

También existen vías de acceso partiendo de la ciudad de Charcas-Laguna Seca y continuando desde Estación Berrendo hacia Guadalupe el Carnicero y Estación Wadley, hasta San Juan de Matanzas.

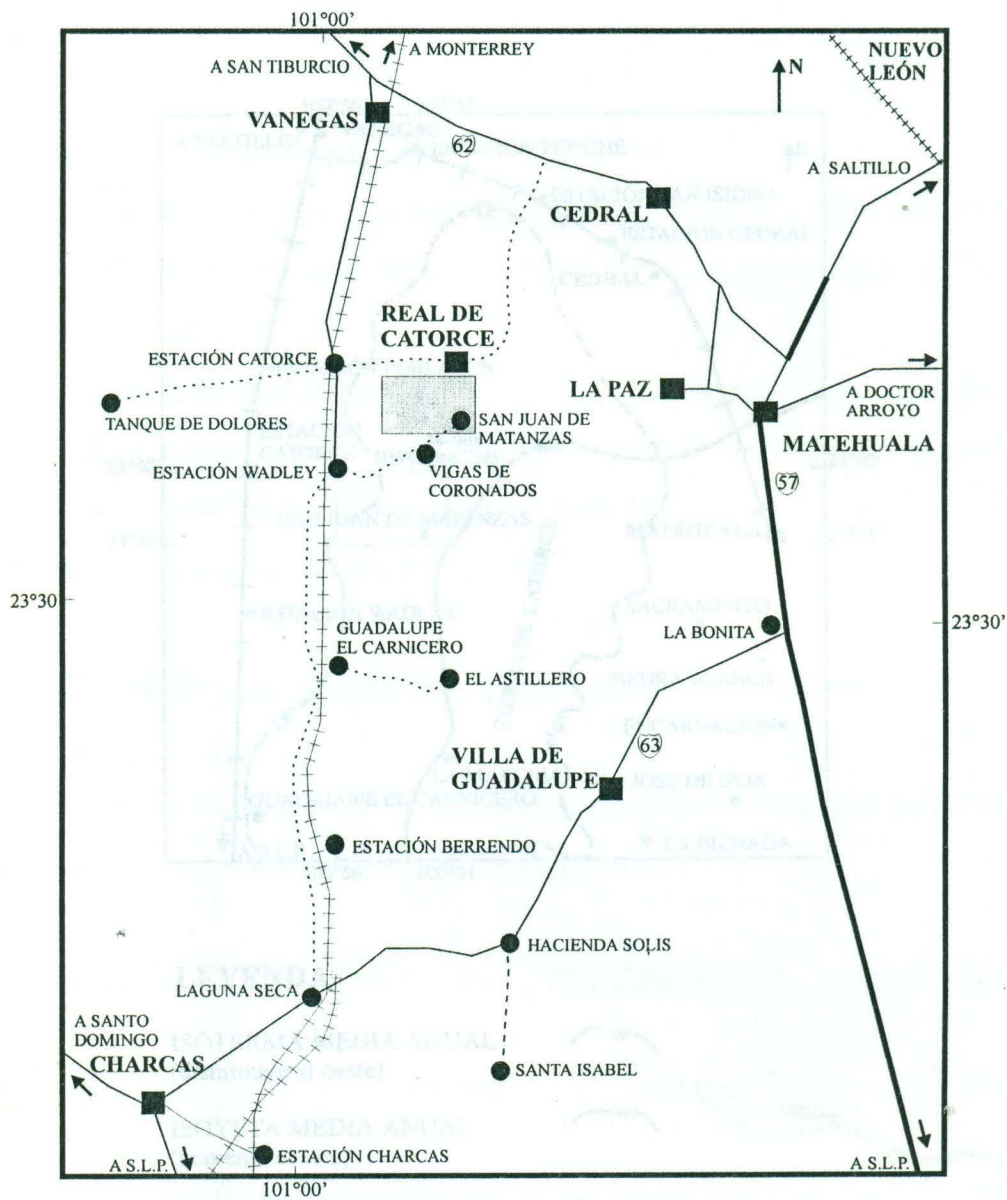
La parte norte del área de estudio es comunicada por la vía que va de Matehuala-Cedral por carretera pavimentada estatal No. 62 hasta el entronque que conduce a Real de Catorce por camino empedrado, siguiendo al sur por veredas hasta llegar a la parte norte del área (Figura 2).

2.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

2.3.1 CLIMA

El clima en el área de estudio se considera como del Subtipo BW(h')hw''(e) según el sistema de clasificación climática de Köppen (citado INEGI, 1970), modificado por García en 1964 (citado INEGI, 1970) para adaptarlo a las condiciones particulares de la República Mexicana, se ha representado en la carta de climas (14-Q-1), publicada por el Instituto de Estadística, Geografía e Informática, 1970 (Figura 3).

Figura 2. Vías de comunicación



LEYENDA

AUTOPISTA ———
 CARRETERA ———
 TERRACERÍA
 VÍA DE FFCC ++++
 CABECERA MUNICIPAL ■
 LOCALIDAD ●

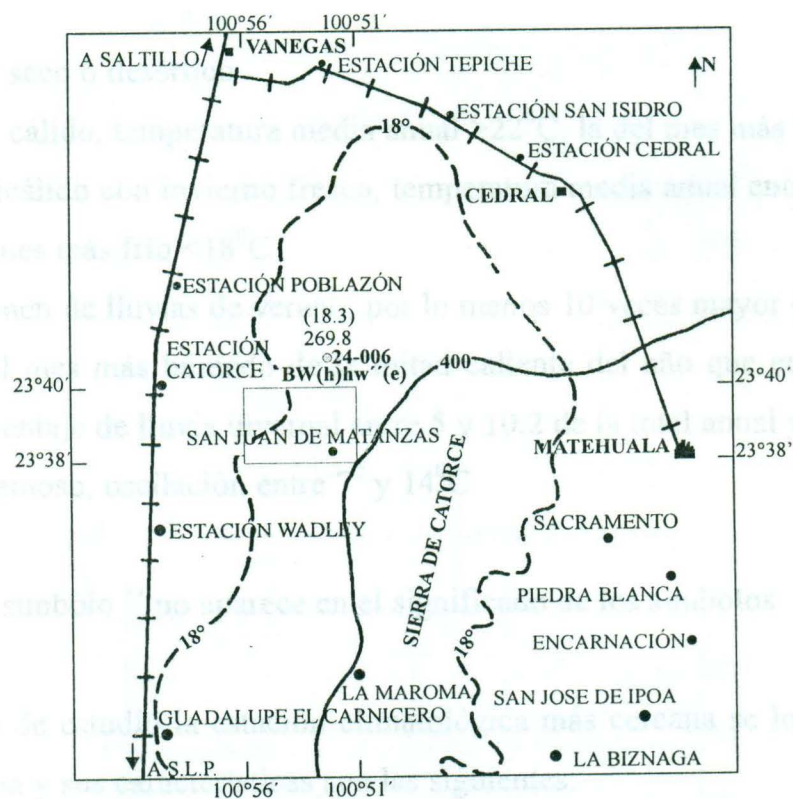
LÍMITE ESTATAL ++++++

ÁREA DE ESTUDIO

ESCALA 0 5 10 15 20 25Km

FUENTE: GOBIERNO DEL ESTADO DE S.L.P., (1998).

Figura 2. Vías de comunicación



LEYENDA

ISOTERMA MEDIA ANUAL
(disminuye al oeste)



ISOYETA MEDIA ANUAL
(aumenta al este)



ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA



VÍA DE FERROCARRIL



POBLACIÓN



CABECERA MUNICIPAL



CIUDAD



ÁREA DE ESTUDIO



ESCALA



FUENTE: CARTA DE CLIMAS SAN LUIS POTOSÍ, 14-Q-1 (INEGI, 1970)

Figura 3. Carta de climas del área de estudio

Donde:

BW = muy seco o desértico

(h') = muy cálido, temperatura media anual $>22^{\circ}\text{C}$, la del mes más frío $>18^{\circ}\text{C}$

h = semicálido con invierno fresco, temperatura media anual entre 18° y 22°C y la del mes más frío $<18^{\circ}\text{C}$

w = régimen de lluvias de verano, por lo menos 10 veces mayor cantidad de lluvia en el mes más húmedo de la mitad caliente del año que en el más seco, un porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 de la total anual y

(e) = extremoso, oscilación entre 7° y 14°C

NOTA: El símbolo '' no aparece en el significado de los símbolos

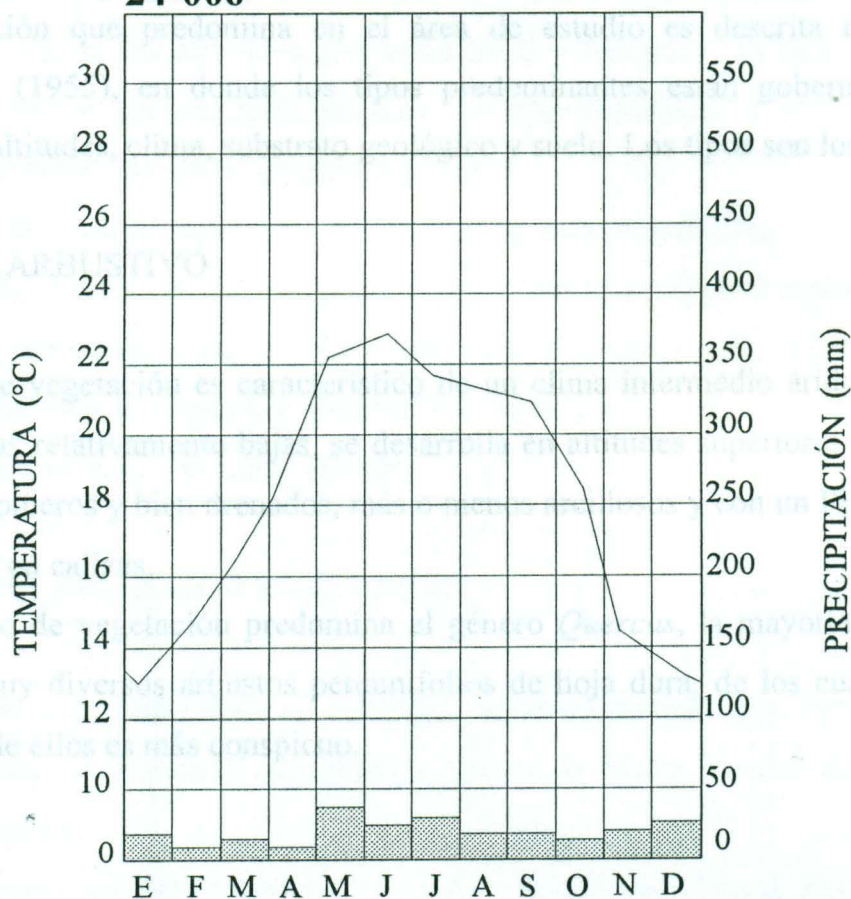
En la zona de estudio la estación climatológica más cercana se localiza en la parte norte de ésta y sus características son las siguientes:

ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA	No.	PRECIPITACIÓN	TEMPERATURA
CATORCE	24-006	400 mm	18°C

En la figura 4 se observa la gráfica correspondiente a la estación climatológica de Catorce.

Figura 4. Gráfica de temperatura y precipitación correspondiente a la estación climatológica de Catorce, S.L.P.

24-006

**LEYENDA**

TEMPERATURA EN (°C)

PRECIPITACIÓN EN (mm)

FUENTE: CARTA DE CLIMAS SAN LUIS POTOSÍ, 14-Q-I (INEGI, 1970)

Figura 4. Gráfica de temperatura y precipitación correspondiente a la estación climatológica de catorce, S.L.P.

2.3.2 VEGETACIÓN

La vegetación que predomina en el área de estudio es descrita de acuerdo a Rzedowski (1955), en donde los tipos predominantes están gobernados por las diferentes altitudes, clima, substrato geológico y suelo. Los tipos son los siguientes:

ENCINAR ARBUSTIVO

Este tipo de vegetación es característico de un clima intermedio árido, requiere de temperaturas relativamente bajas, se desarrolla en altitudes superiores a los 1500 m en suelos someros y bien drenados, más o menos arcillosos y con un PH cercano a la neutralidad en calizas.

En este tipo de vegetación predomina el género *Quercus*, la mayoría de las veces abundan muy diversos arbustos perennifolios de hoja dura, de los cuales es difícil decir cual de ellos es más conspicuo.

ZACATAL

Se desarrolla sobre suelos inmaduros, poco profundos de las laderas de los cerros.

Las características edafológicas pueden variar mucho.

En este tipo de vegetación se nota en gran escala la intervención del hombre, ya que puede haber aumento o disminución de especies vegetales, dependiendo del uso adecuado o inadecuado de los pastos. Especies como *Acacia tortuosa*, *Quercus microphylla* y *Yuca filífera*, pueden encontrarse entre el zacatal. En el área de estudio este tipo de vegetación se encuentra hacia la parte norte.

PIÑONAR

La agave (Agave tequilana), Palma Samandoca (Yucca caroliniana).

Este tipo de vegetación se caracteriza por un clima con precipitación anual de 400 a 700 mm y con un período de sequía entre los 6 y 7 meses. Las altitudes en que se desarrolla son de 2300 a 2800 m.s.n.m., las que corresponden a una temperatura media anual entre 13 y 16°C aproximadamente.

Se trata de un bosque bajo (3 a 8 m de altura) y más bien abierto, la cobertura es de un 30 a 60%. La dominación de pinos cembroides es siempre completa. El Piñonar es en ocasiones transicional con el Encinar y con el Encinar Arbustivo.

En el área de estudio es posible observar este tipo de vegetación en las partes medias a altas del Cerro Alto y el Cerro Grande.

MATORRAL DESÉRTICO ROSETÓFILO

Este tipo de vegetación debe su nombre a especies arbustivas o sub-arbustivas de hojas alargadas y estrechas, agrupadas a manera de roseta. Pueden distinguirse dos tipos principales:

Los que poseen un tallo (Caudex) alargado y manifiesto (*Yucca*, *Dasyllirion*) y las que carecen de tallo visible y el conjunto de hojas están en la base de la planta (*Agave*, *Hechtia*).

Este matorral ocupa las laderas de los cerros calizos y margosos, en ocasiones se le puede encontrar en lugares de poca inclinación siempre que el suelo contenga abundante grava con fragmentos de roca caliza.

El suelo es típicamente poco profundo e interrumpido por salientes de roca, su color varía de grisáceo a negro y el contenido de materia orgánica es abundante (4-6%), la reacción es ligeramente alcalina (7-8 PH) con contenido de carbonato de calcio elevado.

En este tipo de vegetación existen especies de plantas que el hombre ha explotado de una manera económica, algunas de las especies son las siguientes:

La Lechuguilla (*Agave lechuguilla*), Palma Samandoca (*Yucca carnerosana*), Candelilla (*Eupharbia antisyphilitica*) y Palma China (*Yucca Filífera*).

En el área de estudio este tipo de vegetación se localiza principalmente hacia la parte este. En la figura 5 se observan los diferentes tipos de vegetación predominantes en la Sierra de Catorce.

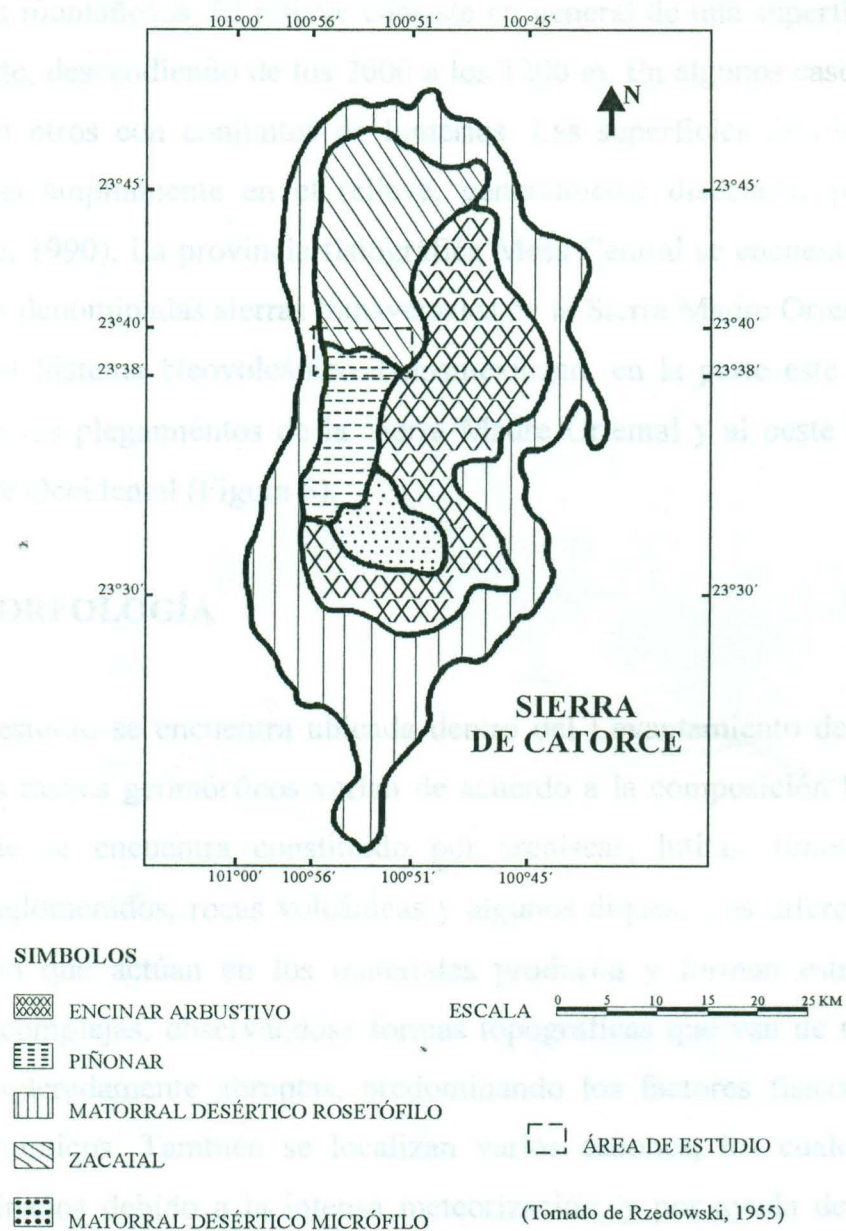


Figura 5. Vegetación de la Sierra de Catorce y ubicación del área de estudio

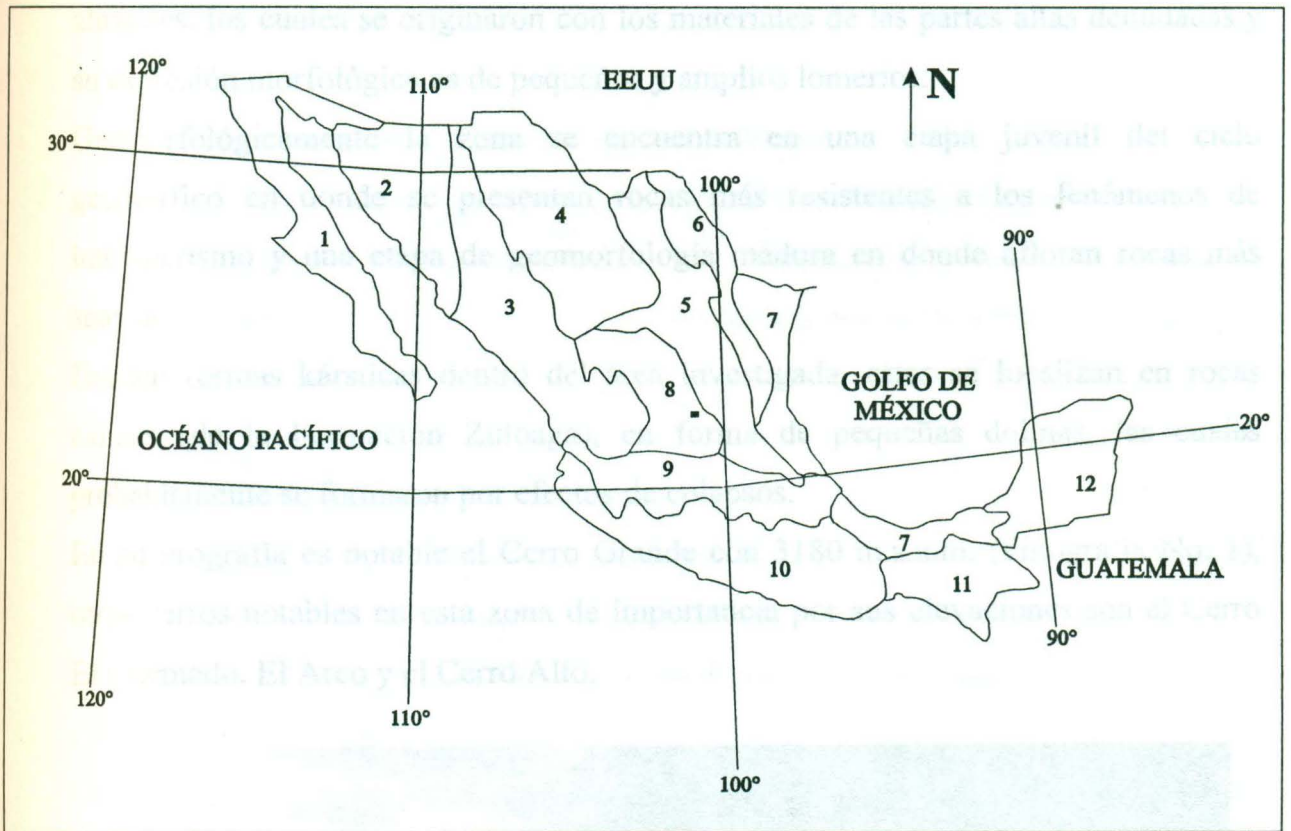
3. FISIOGRAFÍA

3.1 PROVINCIA FISIOGRÁFICA

El área de estudio está localizada en la parte norte de la provincia fisiográfica Mesa Central (Alvarez, 1956), la cual se caracteriza por una extensa altiplanicie rodeada por sistemas montañosos. El relieve consiste en general de una superficie inclinada de sur a norte, descendiendo de los 2000 a los 1200 m. En algunos casos, con partes elevadas; en otros con conjuntos de lomerios. Las superficies de piamonte están representadas ampliamente en el relieve, generalmente disectadas por barrancos (Lugo-Hubp, 1990). La provincia fisiográfica Mesa Central se encuentra limitada al norte por las denominadas sierras transversales de la Sierra Madre Oriental, en el sur limita con el Sistema Neovolcánico Transmexicano, en la parte este se encuentra limitada por los plegamientos de la Sierra Madre Oriental y al oeste limita con la Sierra Madre Occidental (Figura 6).

3.2 GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio se encuentra ubicada dentro del Levantamiento de la Sierra de Catorce, sus rasgos geomórficos varían de acuerdo a la composición litológica del terreno. Este se encuentra constituido por areniscas, lutitas, limolitas, calizas, margas, conglomerados, rocas volcánicas y algunos diques. Los diferentes tipos de intemperismo que actúan en los materiales producen y forman estructuras muy variables y complejas, observándose formas topográficas que van de relativamente suaves a moderadamente abruptas, predominando los factores físicos de erosión sobre los químicos. También se localizan varios cañones, los cuales se supone fueron originados debido a la intensa meteorización, y por ayuda de corrientes y flujos de agua intermitentes. Hacia las partes bajas de la sierra existen abanicos



LEYENDA

- 1 BAJA CALIFORNIA
- 2 SONORA
- 3 SIERRA MADRE OCCIDENTAL
- 4 SIERRAS Y VALLES
- 5 SIERRA MADRE ORIENTAL
- 6 PLANICIE DE NORTEAMÉRICA
- 7 PLANICIE COSTERA DEL GOLFO DE MÉXICO
- 8 MESA CENTRAL
- 9 SISTEMA NEOVOLCÁNICO TRANSMEXICANO
- 10 SIERRA MADRE DEL SUR
- 11 CHIAPAS
- 12 PLATAFORMA DE YUCATÁN

ÁREA DE ESTUDIO 

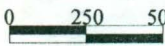
ESCALA  0 250 500 KM

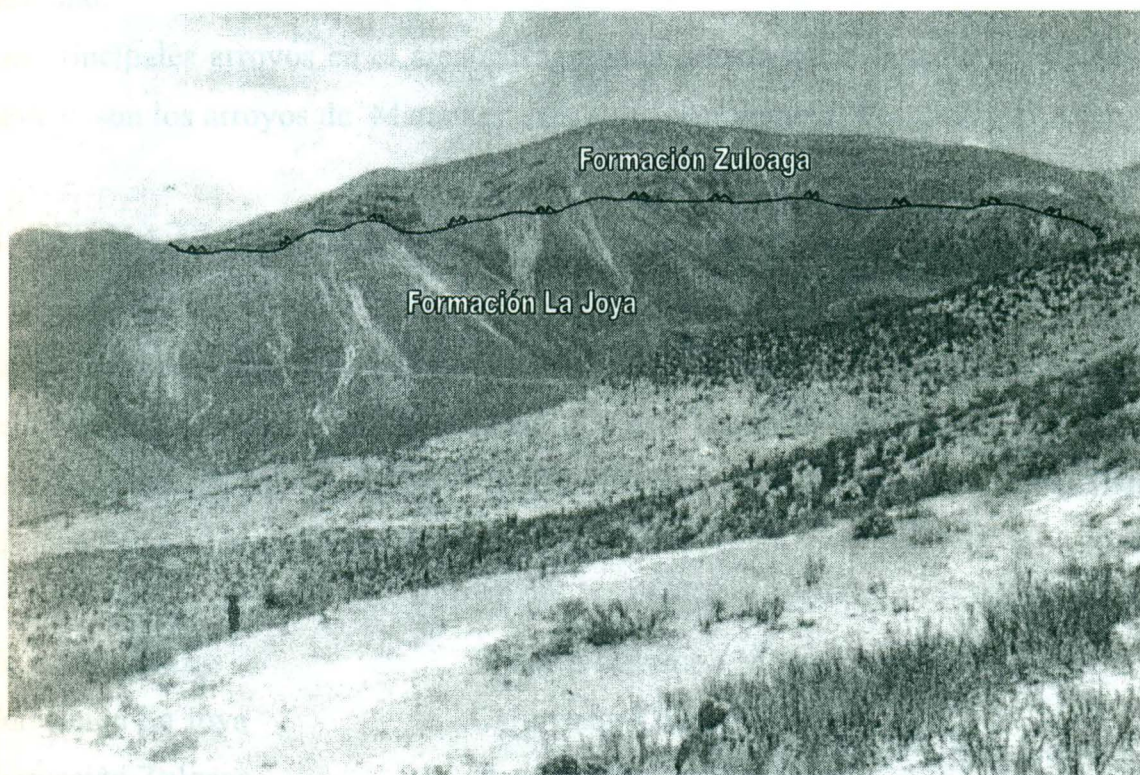
Figura 6. Provincias fisiográficas y ubicación del área de estudio (basado en Moran-Zenteno, 1984)

aluviales, los cuales se originaron con los materiales de las partes altas denudadas y su expresión morfológica es de pequeños y amplios lomerios.

Geomorfológicamente la zona se encuentra en una etapa juvenil del ciclo geomórfico en donde se presentan rocas más resistentes a los fenómenos de intemperismo y una etapa de geomorfología madura en donde afloran rocas más suaves.

Existen formas kársticas dentro del área investigada, estas se localizan en rocas calizas (de la Formación Zuloaga), en forma de pequeñas dolinas, las cuales probablemente se formaron por efectos de colapsos.

En su orografía es notable el Cerro Grande con 3180 m.s.n.m. (Fotografía No. 1), otros cerros notables en esta zona de importancia por sus elevaciones son el Cerro El Quemado, El Arco y el Cerro Alto.



Fotografía No. 1

Vista panorámica del Cerro Grande dentro del área cartografiada con 3180 m.s.n.m. (23°40'03'' N, 100°53'09'' W), viendo al norte

3.3 HIDROGRAFÍA

El área investigada se encuentra en la parte norte de la cuenca endorréica denominada "El Salado" que comprende la mayor parte del estado de San Luis Potosí y parte de los estados de Aguascalientes, Zacatecas, Coahuila y Tamaulipas. En esta cuenca no se observan cauces importantes, debido a que los arroyos que bajan de las sierras desaparecen en las partes bajas de las llanuras y planicies.

El desague en esta región es del tipo dendrítico, de flujo intermitente, con pendientes empinadas, las que descienden de las partes altas y con alto grado de erosión. La mayoría de estos arroyos desaparecen al llegar a los valles aluviales, llevando agua únicamente en época de lluvias, las que generalmente son torrenciales, estando secos los arroyos la mayor parte del año. La época de lluvias generalmente es en los meses de otoño.

Los principales arroyos en el área cartografiada drenan hacia el valle de Wadley al oeste y son los arroyos de Matanzas, Alamitos, San Ignacio, Tecolote y el Ánima.

4. ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio se encuentran expuestas unidades de rocas mesozoicas y cenozoicas. La columna litológica (Figura 7) está conformada por diversas unidades litoestratigráficas que abarcan desde el Jurásico Inferior al Cuaternario distinguiéndose las siguientes formaciones:

Formación Nazas
Formación La Joya
Formación Zuloaga
Formación La Caja
Formación Taraies

Jurásico Inferior a Medio?
Calloviano-Oxfordiano
Oxfordiano
Kimmeridgiano-Titoniano
Berriasiano-Hauteriviano

Figura 7. Columna litológica del área de San Juan de Matanzas, Sierra de Catorce, S.L.P.

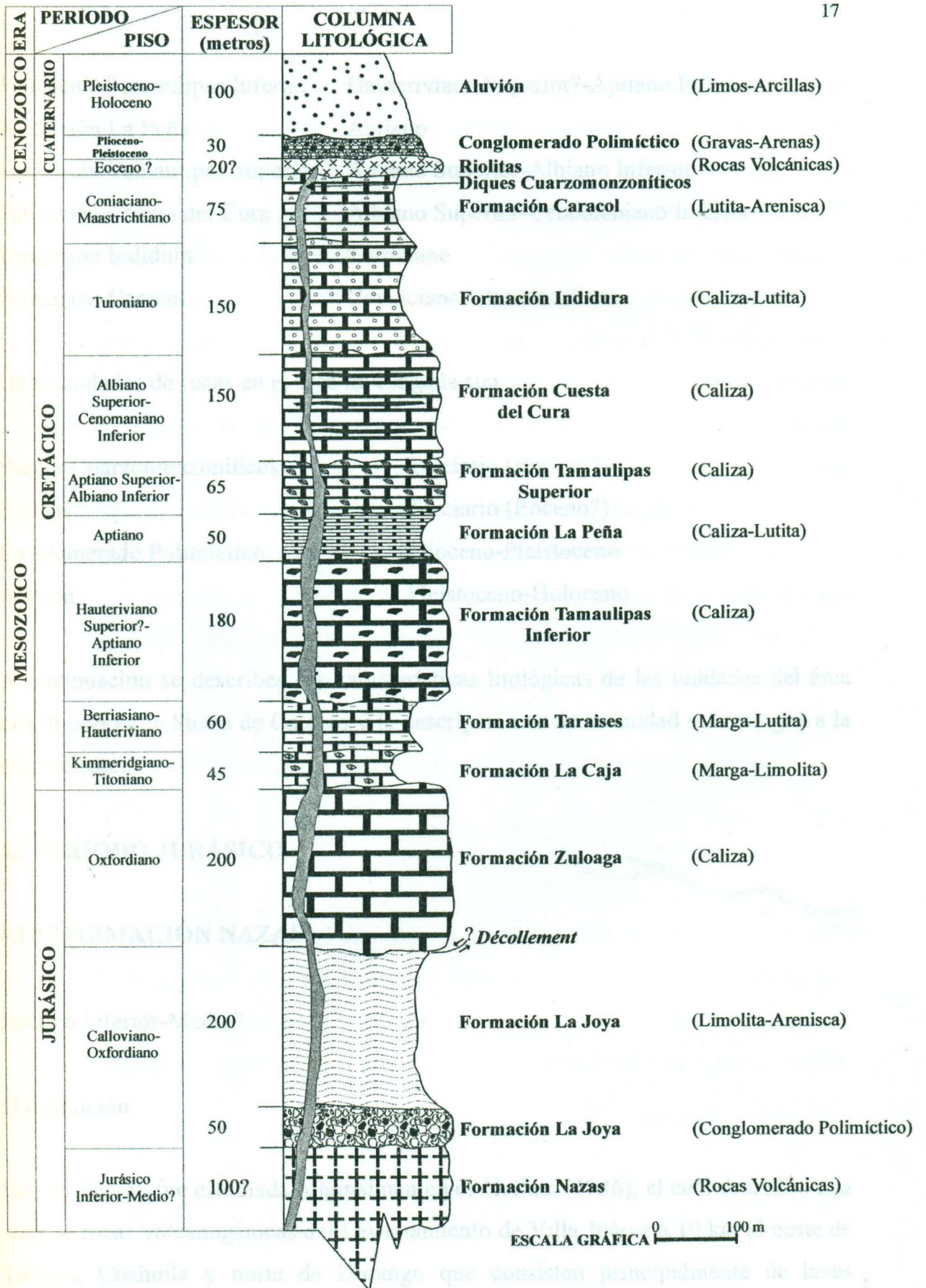


Figura 7.- Columna litológica del área de San Juan de Matanzas, Sierra de Catorce, S.L.P.

Formación Tamaulipas Inferior	Hauteriviano Superior?-Aptiano Inferior
Formación La Peña	Aptiano
Formación Tamaulipas Superior	Aptiano Superior-Albiano Inferior
Formación Cuesta del Cura	Albiano Superior-Cenomaniano Inferior
Formación Indidura	Turoniano
Formación Caracol	Coniaciano-Maastrichtiano

Otras unidades de rocas en el área investigada son:

Diques Cuarzomonzoníticos	Terciario (Eoceno?)
Riolitas	Terciario (Eoceno?)
Conglomerado Polimíctico	Plioceno-Pleistoceno
Aluvión	Pleistoceno-Holoceno

A continuación se describen las características litológicas de las unidades del área investigada en la Sierra de Catorce y la descripción es de la unidad más antigua a la más reciente:

4.1 PERÍODO JURÁSICO

4.1.1 FORMACIÓN NAZAS

Jurásico Inferior-Medio?

a) Definición

Está formación fue estudiada originalmente por Kellum (1936), el cuál describió una serie de rocas volcanogénicas del Levantamiento de Villa Juárez a 10 km al oeste de Torreón, Coahuila y norte de Durango que consisten principalmente de lavas

intercaladas con lutitas y areniscas derivadas de rocas volcánicas que nombró como "Capas Rojas". Posteriormente De Cserna (1956), se refiere a las mismas capas rojas de edad Triásico tardío a Jurásico temprano incluyendo las rocas volcanogénicas como Formación Huizachal. Córdoba-Méndez (1964, 1965), realizó trabajos de cartografía en la zona de Apizolaya, Zacatecas, utilizando informalmente el nombre de Formación Nazas para las series de rocas de capas rojas. Pantoja-Alor (1972), propone formalmente el nombre de Formación Nazas para la secuencia de sedimentos continentales que alternan con rocas volcánicas en los alrededores del Río Nazas, Cinco de Mayo y Cerro Redondo, en el Estado de Durango, considerando como localidad tipo el Levantamiento de Villa Juárez sobre el Río Nazas, donde la secuencia está constituida por lavas interestratificadas con tobas, lutitas y limolitas y conglomerados de color rojo. Blickwede (1981), estudió la Formación Nazas, en la Sierra de San Julián, Zacatecas, y la dividió en dos miembros: 1) 946 metros de una secuencia volcánica inferior y 2) 146 metros de lechos rojos. Otros autores que han descrito esta formación, son: Rogers et al. (1957, 1961), Belcher (1979), Tristán-González y Torres-Hernández (1992, 1994), Tristán-González et al. (1995) y Barboza-Gudino et al. (1997 a, b, 1998) y Bartolini (1998).

b) Distribución

En el área cartografiada sólo se encuentra un afloramiento, localizado en la parte sur, en los alrededores del poblado de San Juan de Matanzas. Otros afloramientos cercanos a la misma área son los localizados en la parte norte, en el Cañón General, en las cercanías del poblado Los Catorce y el Cañón del Ojo de Agua al este de Poblazón.

Fotografía No. 2

Aspecto general de la Formación Nazas, donde se observa foliación casi vertical y evidente pseudoestratificación de las rocas volcánicas con tachado inclinado a fuerte hacia el SW derecha de la foto (23°39'05" N, 100°53'14" W), viendo al este

c) Litología y Espesor

La litología está constituida por rocas volcánicas que varían de composición intermedia a ácida, las primeras están constituidas por andesitas de color morado oscuro a verde oscuro. Ocurren en forma de diques y derrames lávicos, (Fotografía No. 2 y 3) su textura varía de grano fino a grano medio. En su mineralogía se aprecian estructuras porfíricas con fenocristales de feldespatos de forma rectangular aunque muy alterados. Al microscopio se pueden apreciar plagioclasas con algunos tipos de maclas como la de la albita, minerales de cuarzo secundario, de forma subangulosa, algunos piroxenos, probablemente augita, muy alterados por oxidación y silicificación.



Fotografía No. 2

Aspecto general de la Formación Nazas, donde se observa foliación casi vertical y aparente pseudoestratificación de las rocas volcánicas con echado mediano a fuerte hacia el SW derecha de la foto ($23^{\circ}39'05''$ N, $100^{\circ}53'14''$ W), viendo al este



Fotografía No. 3

Rocas volcánicas de la Formación Nazas que muestran foliación y fracturamiento. Estas rocas ocurren en forma de diques y derrames lávicos de composición intermedia a ácida ($23^{\circ}39'00''$ N, $100^{\circ}53'07''$ W)

Rocas de composición ácida, como riolitas, ocurren en forma de diques que se encuentran atravesando la secuencia de rocas volcánicas, presentan colores claros, de color amarillo pálido a amarillo ocre, la textura es de grano fino a medio. En el área cartografiada estas rocas se encuentran muy alteradas y se aprecian algunos componentes de su mineralogía como fenocristales de cuarzo, de feldespatos muy alterados y óxidos de hierro.

También ocurren depósitos de rocas volcánicas de color verde claro a verde pistache que presentan estructuras laminadas y de fluidez, probablemente de depósitos de flujos piroclásticos de grano fino.

El espesor de la Formación Nazas en el área de estudio alcanza aproximadamente 100 m.

d) Relaciones Estratigráficas

El contacto inferior de la unidad no está bien expuesto en el área de estudio; sin embargo se pudo observar al norte del área, en el Cañón General en las cercanías del poblado Los Catorce, en donde descansa discordantemente sobre los sedimentos de la Formación Zacatecas y subyace, también de manera discordante, a los sedimentos de la Formación La Joya.

e) Edad y Correlación

La edad de la Formación Nazas ha sido investigada por diversos autores. La opinión de algunos de ellos es la siguiente:

Kellum (1936), tentativamente sugiere una edad Jurásico para las rocas de la Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez de Torreón, Coahuila. De Cserna (1956), considera que el depósito de los sedimentos de color rojo (Formación Huizachal), tuvo lugar durante la mayor parte del Jurásico y posiblemente se inició desde el Triásico Superior. Córdoba-Mendez (1964), asigna una edad tentativa del Triásico tardío a los afloramientos de la Formación Nazas del área de Apizolaya, Zacatecas.

Además de las edades relativas establecidas por los autores mencionados, se han reportado las siguientes edades radiométricas o isotópicas:

Fries y Rincón-Orta (1965), realizaron las primeras determinaciones por el método Rb-Sr en roca total, obteniendo para metariolitas del norte de Zacatecas (Esquisto Caopas), edades de 156 ± 40 , 195 ± 20 y 200 ± 30 Ma.

Pantoja Alor (1972), en el área de Villa Juárez, Durango, obtuvo muestras de derrames de riolitas de la parte inferior de la Formación Nazas, y fechándolas radiométricamente por el método Pb-alfa obtuvo una edad de 230 ± 20 Ma.

Jones et al. (1990), obtuvieron una edad de 165 ± 3 Ma, utilizando el método U-Pb en circones, en los afloramientos de la Formación Nazas del área de Caopas al norte del Estado de Zacatecas.

Bartolini y Spell (1997), obtuvieron muestras de riolitas de la Formación Nazas de la parte inferior de la secuencia expuesta en el Levantamiento de Villa Juárez, Durango, y por el método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en plagioclasas, obtuvieron una edad de 195 ± 5.5 Ma. Por último Fastovsky et al. (1997), reportan por el método U-Pb en circones una edad de 186 ± 2 Ma para rocas comparables que ocurren en el Cañón del Huizachal, al sur de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

De acuerdo con estos datos tendríamos para la Formación Nazas una edad que va del Triásico Superior hasta el Jurásico Medio. Tomando en consideración que los métodos más exactos son los isotópicos y tomando en cuenta que por las condiciones de alteración metamorfismo e hidrotermalismo es frecuente obtener edades anómalas, el autor considera las edades de los métodos U-Pb en circones y datos de $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en plagioclasas, como más confiables, para asignar a esta formación una edad del Jurásico Inferior a Medio.

La Formación Nazas se correlaciona con la Formación Huizachal del área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, y es cogenética con la Formación Rodeo y Esquisto Caopas del área de Caopas y Apizolaya, en el extremo norte del Estado de Zacatecas.

f) Ambiente del depósito

La Formación Nazas está constituida principalmente por paquetes de rocas volcánicas que se emplazaron en ambientes tectónicos continentales, con acumulaciones subaéreas y contenidos de bombas volcánicas (Silva-Romo, 1993).

De acuerdo a estudios de caracterización geoquímica de rocas volcánicas como andesitas e ignimbritas (Jones et al. 1995), se evidencia un ambiente de arco, que podría considerarse como parte del arco Jurásico de Norte América en un segmento posiblemente desplazado desde el oeste hasta esta región.

4.1.2 FORMACIÓN LA JOYA

Jurásico Superior (Calloviano-Oxfordiano)

a) Definición

La Formación La Joya, fue descrita originalmente por Mixon (1958), en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, designando como localidad tipo a los afloramientos del rancho La Joya Verde, localizado en el Valle del Huizachal, a 20 km al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. La secuencia en ese lugar consta de 65 m de espesor, cuya base está constituida por conglomerados, con horizontes de carbonatos secundarios. Su parte media la constituyen arcillas rojas, limolitas, areniscas de cuarzo y en la cima areniscas conglomeráticas. Mixon et al. (1959), introdujeron el nombre de Formación La Boca para las capas rojas del Triásico Superior y demostraron que una marcada discordancia angular separaba esta formación de la Formación La Joya, designando a ambas con el nombre de Grupo Huizachal. Carrillo-Bravo (1961), menciona la inconveniencia de utilizar el nombre de Grupo Huizachal de esa manera, debido a que en otras localidades del oriente de México, aparece entre estas dos formaciones una sucesión gruesa de rocas marinas del Jurásico Inferior, nombrada Formación Huayacocotla. Por consiguiente recomendó que el nombre de Formación Huizachal sea conservado para las capas del Triásico Superior y el nombre de Formación La Joya, para las capas rojas del Jurásico Superior, pero a la vez recomendó sea descartado el nombre de Grupo Huizachal. Bracken (1982) estudió el ambiente de depósito y diagénesis de la

Formación La Joya, interpretando el conglomerado basal y areniscas como posibles facies de depósitos de abanicos aluviales y las areniscas conglomeráticas como depósitos de sistemas de meandros. Otros autores que han realizado investigaciones sobre la Formación La Joya son: Michalzik (1988) y Götte (1986, 1990).

b) Distribución

La Formación La Joya aflora en la parte central del área cartografiada y tiene una amplia distribución. En la parte norte aflora en Alamitos del Palillo, en la parte central al este del Cerro El Arco y partes bajas del Cerro Grande, en la parte sur, al norte del poblado de Las Adjuntas, San Juan de Matanzas y sobre el arroyo Alamitos.

c) Litología y Espesor

En el área de estudio la Formación La Joya está constituida en su base por un conglomerado polimíctico y areniscas conglomeráticas (Fotografía No. 4 y 5). El conglomerado polimíctico está constituido por fragmentos volcánicos de la Formación Nazas y por granos de cuarzo de aspecto redondeado a subredondeado, con diámetros de 0.5 cm hasta 8 cm, con un color blanco a rojizo café. Mientras que las areniscas conglomeráticas muestran huellas de corriente y laminación cruzada oblicua, las que sugieren un ambiente fluvial.



Fotografía No. 4

Conglomerado polimíctico en la base de la Formación La Joya, constituido por fragmentos de rocas volcánicas de la Formación Nazas y otros constituyentes como rocas sedimentarias, cuarzo lechoso y jasperoides de aspecto redondeado a subredondeado ($23^{\circ}38'53''$ N, $100^{\circ}53'35''$ W)



Fotografía No. 5

Areniscas de la Formación La Joya, en estratos delgados de aproximadamente 30 a 40 cm de espesor, se presentan muy foliadas y fracturadas ($23^{\circ}39'10''$ N, $100^{\circ}53'26''$ W), viendo al norte

La unidad de conglomerado alcanza espesores entre 40 y 50 m y hacia la parte superior la secuencia esta constituida por areniscas, lutitas finas y limolitas de color rojo, con estratos delgados de aproximadamente 30 a 50 cm de espesor. Esta secuencia ha sido estimada aproximadamente en 200 a 210 m. Se encuentra muy foliada y fracturada debido a la competencia de la roca. En algunos lugares se observan materiales de la unidad con tonalidades de color amarillo pálido a amarillo ocre, debido a alteraciones hidrotermales o intemperismo. También ocurren en donde la secuencia es atravesada por diques de composición cuarzo-monzonítica, teniendo como resultado la alteración mencionada. Hacia la cima se observan materiales con un intenso cizallamiento y milonitización, así como los de la base de

la unidad que la sobreyace (Caliza Zuloaga) lo que es consecuencia de un corrimiento de bajo ángulo tipo "*decollement*" paralelo a la estratificación.

El espesor de la Formación La Joya en el área de estudio ha sido estimado aproximadamente en 250 m. Torres-Soto (1979), menciona espesores medidos en la misma Sierra de Catorce de 40 m en la localidad de San Bartolo de 40 m y de 120 m en el área de Tahonas.

d) Relaciones Estratigráficas

La base de la Formación La Joya, constituida por conglomerados polimícticos, descansa discordantemente sobre depósitos volcanogénicos de la Formación Nazas del Jurásico Inferior a Medio y las limolitas de la parte superior subyacen en forma concordante y transicional a las calizas oxfordianas de la Formación Zuloaga.

e) Edad y Correlación

Por su relación estratigráfica con la Formación Zuloaga, cuya edad es conocida, se le puede ubicar en el rango Calloviano-Oxfordiano Inferior. Reed y Silliman (en Imlay, 1936), le dieron una edad Calloviano-Oxfordiano, para la parte norte de Río Blanco Nuevo León. Carrillo-Bravo (1961), reporta haber encontrado los fósiles *Nática georgeana* y *Eonavícula*, los cuales corresponden en edad al Calloviano-Oxfordiano. Fries et al. (1962), opina que la Formación La Joya está relacionada estrechamente en edad con la Formación Zuloaga, por lo que le asigna una edad tentativa del Jurásico Superior.

La Formación La Joya se correlaciona en parte y en parte subyace a la Formación Minas Viejas, de la Sierra Madre Oriental, en el área de Monterrey y Galeana; se correlaciona también con la Formación Tepexi, del Anticlinorio de Huayacocotla;

con la Formación Cahuasas, del área de Zacualtipan; con la parte baja, de las formaciones Tamán y San Andres, del área Tampico-Mizantla. También, puede ser parcialmente equivalente con las formaciones Norphlet, Lovann Salt y Werner, del norte de la provincia Costera del Golfo.

f) Ambiente del depósito

La Formación La Joya es una unidad de transición de un ambiente continental a uno marino. El ambiente continental se puede deducir de las características observadas en campo como son conglomerados o fanglomerados que corresponden posiblemente a depósitos de abanicos aluviales pasando hacia la cima a areniscas con marcas de corriente y limolitas propias de terrazas y barras así como planicies de inundación y relacionado a un ambiente fluvial. El ambiente marino está representado posiblemente por una parte de la secuencia de la Formación La Joya, en donde se pueden observar estratos con estratificación bien marcada y con marcas de oleaje, pasando finalmente a calizas de aguas someras propias de la Formación Zuloaga.

4.1.3 FORMACIÓN ZULOAGA

Jurásico Superior (Oxfordiano)

a) Definición

Originalmente fue descrita por Burckhardt (1906, 1921), quien estudió una secuencia de calizas, equivalentes a la actual Formación Zuloaga, en las cercanías de Mazapil y la Sierra Symón, Zacatecas, dándole el nombre de "Caliza de Nerineas".

Imlay (1938), la describió en la Sierra de Sombreretillo de la siguiente manera: "La Caliza Zuloaga es el equivalente extralitoral de la Formación La Gloria, de la que se

distingue principalmente por la carencia de arenisca y lutita. Su base no está expuesta cerca de Melchor Ocampo, Zacatecas, pero 65 km al sureste, en las montañas al oeste de La Ventura, sobreyace a capas rojas. La localidad tipo es designada como la Sierra Sombreretillo al norte de la población de Melchor Ocampo, Zacatecas. La Caliza Zuloaga es la principal caliza formadora de montañas al sur de la Sierra de Parras y Jimulco, consta generalmente de capas gruesas. Se han observado capas hasta de 3.50 m de espesor, el color dominante es gris oscuro a gris claro y contiene nódulos de pedernal”.

Esta unidad fue redefinida por Humphrey (1949), como una secuencia calcárea que en su base presenta un contenido arcilloso muy alto, por lo que son auténticas margas con fragmentos de fósiles. La parte media se presenta como una alternancia de estratos de margas y calizas de 20 a 60 cm de espesor, un contenido alto de fósiles y con nódulos de hierro eventuales. La parte superior de la secuencia se considera a partir de donde empieza el predominio de las calizas y el espesor de las capas aumenta de 0.60 a 1.20 y hasta 2.00 m; luego continúan horizontes de lutita y caliza arcillosa, además de caliza de estratificación media con nódulos de pedernal negro.

b) Distribución

En el área cartografiada los principales afloramientos se localizan en el Cerro Grande, hacia la parte este en el Cerro La Misión y Cerro Alto, en la parte oeste en las partes altas del Cerro El Quemado y Cerro El Arco y a un lado de San Juan de Matanzas, en el Arroyo de Matanzas.

c) Litología y Espesor

La Formación Zuloaga en el área cartografiada, está constituida por una secuencia calcárea, consistente en su base de calizas cizalladas de estratificación delgada. En la

parte superior de la formación, la secuencia está representada por calizas de color gris claro a gris oscuro en estratos gruesos hasta de 2.5 m de espesor (Fotografía No. 6), de aspecto masivo, con nódulos de pedernal de color gris claro a gris oscuro de manera escasa. También presenta líneas estilolíticas en forma paralela a la estratificación y en algunos bancos presenta algunas fracturas, las cuáles se encuentran rellenas por calcita.



Fotografía No. 6

Calizas de la Formación Zuloaga, con líneas estilolíticas, en estratos de aproximadamente 0.80 m, estos llegan a alcanzar hasta 2.50 m de espesor. Algunos bancos presentan fracturas rellenas por calcita ($23^{\circ}38'36''$ N, $100^{\circ}53'12''$ W), viendo al sur

En algunos bancos de caliza se puede observar claramente fauna macroscópica, principalmente *Nerinea sp.* (Fotografía No. 7), así como algunos nódulos de hierro con un diámetro de 1 a 2 mm. Esta caliza de la parte superior corresponde a una

biomicrita (*mundstone*) con elementos biógenos como partes de algunos foraminíferos, gasterópodos y equinodermos.

El espesor de esta unidad alcanza aproximadamente 200 m al sur del poblado de San Juan de Matanzas.

d) Relaciones Estratigráficas

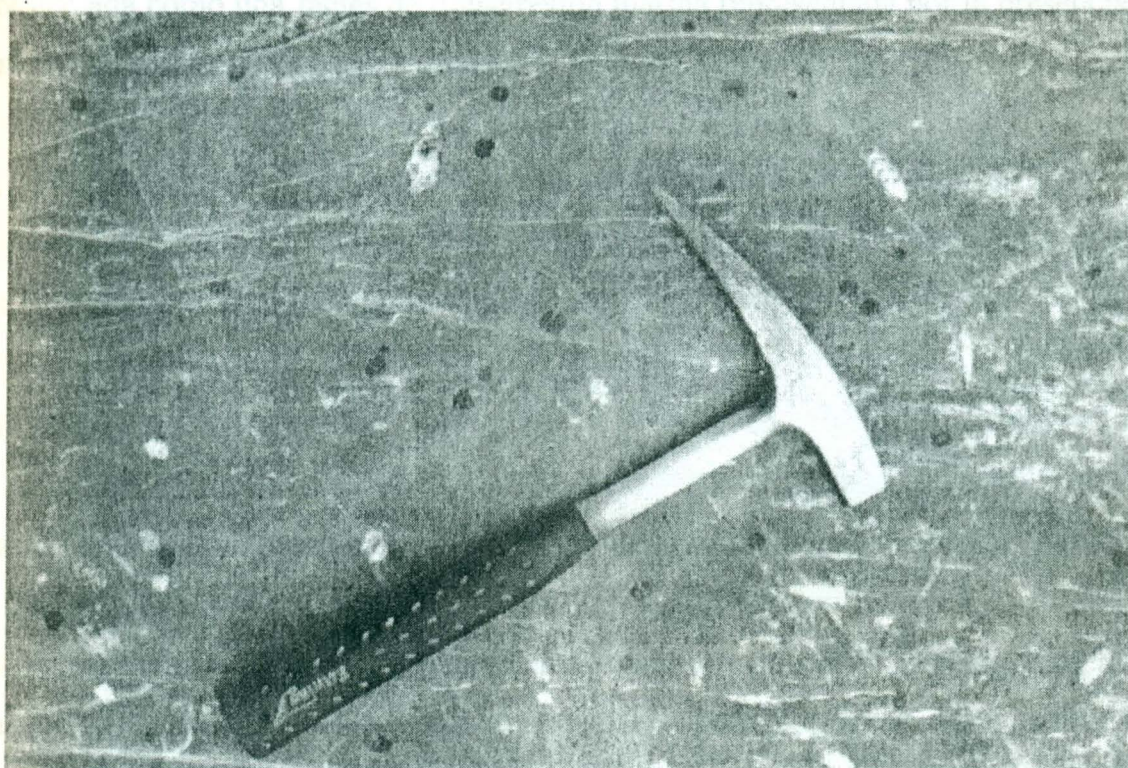
En la parte inferior se observan los sedimentos de la Formación Zuloaga sobreyaciendo en forma concordante a sedimentos de la Formación La Joya, este contacto se reconoce claramente por el contraste morfológico de las rocas involucradas. Por un lado, los tonos rojizos de la Formación La Joya contrastan bruscamente con calizas cizalladas de estratificación delgada de color gris claro (Formación Zuloaga), hacia la parte superior la secuencia se encuentra en contacto abrupto y concordante con sedimentos de la Formación La Caja. El contacto está definido por un cambio abrupto en el espesor de los estratos, en la desaparición de las calizas de plataforma y en la repentina aparición de estratos de calizas, areniscas, margas, limolitas y lutitas de estratificación delgada.

e) Edad y Correlación

Burckhardt (1906, 1921), estudió la "Caliza de Nerineas", en la Sierra de Symón, dándole una edad del Oxfordiano. Imlay (1938), situó la Formación Zuloaga en el Oxfordiano superior.

Humphrey (1956), considera una edad Divesiana (Oxfordiano inferior), para las capas de Yesos Minas Viejas. García Calderón (1968), en el área del Salado, le encontró abundantes gasterópodos *Nerinea sp.* y le asigna una edad del Oxfordiano. Aguayo et al. (1985) la consideran de edad Oxfordiano. Jiménez et al. (1982) le asignan una edad del Oxfordiano-Kimeridgiano.

En el área se le encontró contenido faunístico de gasterópodos *Nerinea sp.* bien preservados (Fotografía No. 7) y de otros no identificados en el campo. Por lo cual, se le ha asignado una edad igual a la dada por los otros autores (Burckhart, 1906, 1921; García Calderón, 1968 y Aguayo et al. (1985), correspondiente al Oxfordiano. La fauna de *Nerinea sp.* en el área se puede observar en las calizas del Cerro Grande, Cerro Alto y en las calizas de los arroyos de Matanzas, Alamitos y San Ignacio.



Fotografía No 7

Banco de caliza de la Formación Zuloaga, donde se observa fauna macroscópica de *Nerinea sp.* (23°38'39" N, 100°53'19" W)

La Formación Zuloaga se puede correlacionar con las siguientes formaciones: La Formación Novillo y Formación Olvido del área del Cañón de la Peregrina, Tamaulipas y Galeana, Nuevo León; la Formación La Gloria, de la Sierra de Parras, Coahuila y la Formación San Andrés de la Cuenca Tampico-Mizantla.

f) Ambiente del depósito

Las características litológicas de esta unidad y su contenido de fauna fósil sugieren que durante su acumulación prevalecieron condiciones propias de plataforma calcárea media (*Middle Shelf*), de acuerdo al esquema propuesto por Wilson (1970, 1974): Aguas de mar bien oxigenadas con salinidad relativamente normal, con profundidad de pocas decenas de metros, temperatura entre 10 y 30 °C y fondo marino con condiciones de oleaje normal. Además cabe destacar que esta unidad es considerada como una facies de transgresión marina representada por la presencia de lutitas y areniscas en su base.

4.1.4 FORMACIÓN LA CAJA

Jurásico Superior (Kimeridgiano –Titoniano).

a) Definición

Fue descrita originalmente por Imlay (1938), de la siguiente manera:

La Formación La Caja es el equivalente extralitoral de la Formación La Casita, aunque sus capas más hacia el techo pueden ser algo más jóvenes. Su contacto está agudamente discordante de las calizas gruesas de la subyacente Formación Zuloaga y de la sobreyacente Formación Taraises. La localidad tipo es designada como la Vereda del Quemado, en la Sierra de La Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas, donde está constituida por una secuencia de 83 m de calizas limolíticas de color ocre y blanquecino, bandas de pedernal, limolitas calcáreas, limolitas calcáreas con pedernal, calizas arcillosas fosfatadas, pedernal calcáreo fosfatado, calizas gris rojizas y limolitas calcáreas con concreciones fosilíferas.

b) Distribución

Los sedimentos de la Formación La Caja afloran en la parte este y sur del área de estudio, cerca del poblado de Las Adjuntas. En el Cerro Alto enfrente del poblado de San Juan de Matanzas, se presenta en una serie de franjas delgadas y largas de color rosa claro que forman hondonadas, debido a la susceptibilidad de esta unidad al intemperismo y erosión por lo que se puede identificar fácilmente en el área de estudio.

c) Litología y Espesor

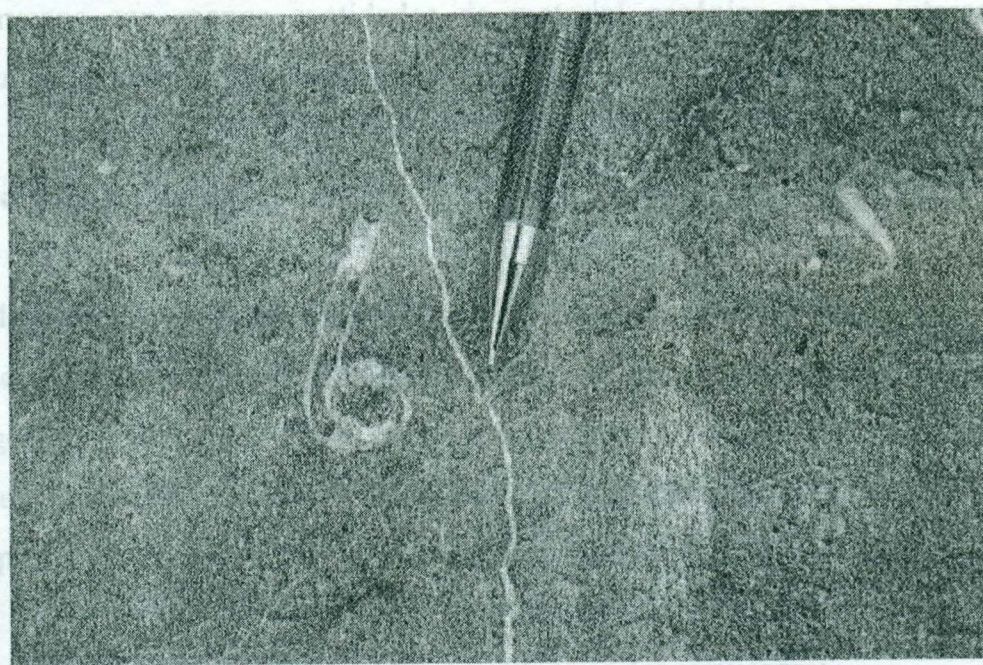
Los sedimentos de la Formación La Caja que se pudieron observar en los diferentes afloramientos, se caracterizan por la presencia de calizas de color negro en estratos de aproximadamente 20 a 30 cm. Al golpe de martillo son muy fétidas por el alto contenido de materia orgánica y se encuentran con intercalaciones de capas delgadas de margas de color gris claro, contienen hacia la parte superior limolitas calcáreas de color gris crema a gris claro, con algunas bandas de pedernal de color negro de manera escasa y pequeños nódulos de sulfuros de hierro como pirita o marcasita (Fotografía No. 8). En las calizas podemos encontrar abundante fauna fósil de macrofósiles representados por amonites, pelecípodos y gasterópodos (Fotografía No. 9), los cuales se encuentran en muy mal estado debido a los efectos del intemperismo. también existen capas de caliza que intemperizan en gris oscuro a violáceo.

Los afloramientos de la Formación La Caja en el área de estudio, se localizan en perfiles incompletos por efectos de la tectónica, de los cuáles se deduce su espesor en forma aproximada, que varía entre 15 y 45 m, estando prácticamente ausente en algunos lugares del área. Espesores de la Sierra de Catorce han sido reportados, por varios autores. Bacon (1978), reporta un espesor de 30 m en un perfil medido en un



Fotografía No. 8

Calizas de la Formación La Caja en estratos delgados con intercalaciones de capas delgadas de margas ($23^{\circ}38'30''$ N, $100^{\circ}53'53''$ W), viendo al norte



Fotografía No. 9

Fauna fósil de la Formación La Caja con algunas especies más o menos bien preservadas. Los ejemplares de esta fotografía no fueron determinados, por las dificultades para su recolección ($23^{\circ}38'20''$ N, $100^{\circ}53'14''$ W)

corte de la carretera a un kilómetro al oeste de la Mina Santa Ana; Verma y Westerman (1973), reportan un espesor medido de 50 m cerca del poblado Los Alamitos en el flanco este de la Sierra de Catorce y dividen a la Formación La Caja en dos miembros: El Pastor y El Verde, ambos miembros se observan en dicha localidad.

d) Relaciones Estratigráficas

En el área de estudio la Formación La Caja sobreyace en forma concordante a la Formación Zuloaga del Oxfordiano. El contacto se encuentra definido por un cambio abrupto en el espesor de los estratos y en la desaparición de calizas de aspecto grueso a masivo y la aparición de estratos delgados limosos a calcáreos. La Formación La Caja subyace a la Formación Taraises en forma concordante y transicional, definiéndose su límite en donde aparecen nuevamente estratos de caliza más gruesos con menos cantidades de material orgánico y con intercalaciones rítmicas de materiales limo-arcillosos.

e) Edad y Correlación

Basándose en los trabajos de Burckhardt (1930), Imlay (1943, 1952), le asignó una edad del Kimmeridgiano-Titoniano. Rogers et al. (1961), de acuerdo a su posición estratigráfica y contenido faunístico le asignaron una edad similar. En el área de la Sierra de Catorce la edad de la Formación La Caja está bastante bien documentada por la presencia de fauna fósil colectada por: Burckhardt (1930); Castillo y Aguilera (1895) y Verma y Westerman (1973). Algunas de las especies colectadas en la Sierra de Catorce por los autores mencionados son las siguientes:

<i>Haploceras</i>	<i>Catorcensis</i>	Castillo y Aguilera	Castillo y Aguilera	Kimmeridgiano – (1895) Portlandiano
<i>Hoplites</i>	<i>Mexicanus</i>	Castillo y Aguilera	Castillo y Aguilera	Kimmeridgiano – (1895) Portlandiano
<i>Phylloceras</i>	<i>Subplicatus</i>	Burckhardt	Verma y Westerman	Kimmeridgiano (1973)
<i>Corongoceras</i>	<i>Cordobai</i>	Verma y Westerman	Verma y Westerman	Titoniano (1973)
<i>Kossmatia</i>	<i>Purissima</i>	Verma y Westerman	Verma y Westerman	Titoniano (1973)
<i>Substeneroceras</i>	<i>Catorcence</i>	Verma y Westerman	Verma y Westerman	Titoniano (1973)
<i>Virgatos-phinctes</i>	<i>Sanchezi</i>	Verma y Westerman	Verma y Westerman	Titoniano (1973)

PERIODO CRETÁCICO

Concluyendo en sus investigaciones paleontológicas que los organismos antes mencionados de la Formación La Caja corresponden en edad al Kimmeridgiano superior-Titoniano.

Cretácico Inferior (Berriasiano - Hauteriviense)

En el área cartografiada se encontró fauna fósil en mal estado por lo que es imposible la identificación precisa de estos organismos y de acuerdo a su posición estratigráfica, con respecto de las formaciones Zuloaga y Teraises, se le asigna la edad dada por Burckhardt (1930), Castillo y Aguilera (1895), Imlay (1943, 1952) y Verma y Westerman (1973), correspondiente al Kimmeridgiano Superior-Titoniano.

Se puede correlacionar con la Formación Molone de la región de Ciudad Juárez, Chihuahua, Formación La Casita del noreste de México, Formación Cotton Valley del sur de Texas, Formación La Pimienta y parte superior del Grupo Tamán de la Cuenca Tampico – Mizantla.

f) Ambiente del depósito

Debido a la abundancia de fauna fósil que presenta la Formación La Caja, se sugiere un medio ambiente de depósito infranerítico, la superficie de depósito se infiere que fue ondulada y somera, con pendientes suaves. Rogers et al. (1957), sugieren que los mares debieron ser someros y sujetos a periodos de intensa agitación debido a la presencia de capas conglomeráticas. Imlay (1943), en cambio cree que la abundancia de fauna fósil de amonites y escasez de moluscos bentónicos puede más bien ser debida al exceso de material en forma de lodo y no a la profundidad del agua del medio de depositación.

4.2 PERÍODO CRETÁCICO

4.2.1 FORMACIÓN TARAISES

Cretácico Inferior (Berriasiano – Hauteriviano)

a) Definición

Fue definida originalmente por Imlay (1936), describiendo a dicha formación como sigue:

El nombre de Formación Taraises es aquí aplicado a una secuencia de caliza de edad Valanginiano, la cual aflora en la parte occidental de la Sierra de Parras. Yace con aparente conformidad, entre la Formación La Casita (abajo) y la Formación Las Vigas (arriba). Esta constituida por calizas delgadas y calizas lutíticas astilladas a nodulares y es diferenciada de ambas por un cambio cortante en el carácter de los sedimentos, este se observa en las calizas, donde los fósiles son abundantes especialmente cerca de la base con las subyacentes areniscas de la Formación La

Casita. Contiene fauna abundante y bien preservada, consistiendo principalmente en amonites. La localidad tipo está considerada en la parte superior del Cañon Taraises, donde la formación está usualmente expuesta.

Para Imlay (op. cit.), la Formación Taraises, está constituida por dos miembros:

Miembro Inferior: Es aproximadamente de un espesor de 81 m y está constituido por calizas grises y es más resistente a la erosión que el miembro superior, intemperizando en superficies de color gris claro.

Miembro Superior: Tiene un espesor aproximado de 74 m y contiene calizas de capas delgadas y calizas lutíticas astilladas a nodulares, de color gris claro a gris oscuro y sus superficies intemperizadas son de color gris claro a gris amarillento.

b) Distribución

En el área de estudio la Formación Taraises aflora en forma de franjas delgadas y de forma similar a la Formación La Caja, los afloramientos son pobremente expuestos. Se observan en la parte este del Cerro La Misión y al sur del mismo, en la parte sur del poblado de San Juan de Matanzas en el Cerro Alto, sobre el arroyo de Matanzas entre el poblado de San Juan de Matanzas y el poblado de Las Adjuntas. Otras exposiciones se localizan en la parte oeste del área cartografiada en las partes bajas de los Cerros El Quemado y El Arco. En esta parte los afloramientos son escasos.

c) Litología y Espesor

La litología de la Formación Taraises en el área de estudio se encuentra constituida por estratos de calizas margosas, con espesores aproximadamente de 30 a 60 cm, con alternancia de capas delgadas de lutitas margosas, de colores gris a gris claro,

horizontes de materiales terrígenos se presentan con coloraciones de gris claro a gris oscuro y violáceo. Presenta algunos lentes de pedernal y pequeños nódulos esporádicos de pirita (Fotografía No. 10). Las calizas contienen restos de fauna fósil, principalmente amonites y belemnites mal preservados y deformados. Las calizas pueden describirse como biomicritas con componentes biógenos, principalmente bioclastos de foraminíferos, posibles radiolarios y calpionélidos.

El espesor de la formación se estima 60 m aproximadamente en los afloramientos del Cerro Alto enfrente del poblado de San Juan de Matanzas. Según reportes de otros espesores medidos por Blauser (1979), al sur de la misma Sierra de Catorce, alcanza hasta 70 m de espesor.

d) Relaciones Estratigráficas

Los sedimentos de la Formación Taraises en el área de estudio se encuentran descansando en su parte inferior en forma concordante y transicional sobre los sedimentos de la Formación La Caja, el contacto se puede observar en donde desaparecen las margas y limolitas con alto contenido de materia orgánica y las calizas pasan a ser calizas margosas más gruesas, con alternancia de arcillas de la Formación Taraises. Hacia su parte superior se encuentra en contacto con sedimentos de la Formación Tamaulipas Inferior en forma concordante. Su contacto se aprecia en donde desaparecen las capas delgadas arcillosas y la secuencia pasa solo a calizas de estratos más gruesos con presencia de nódulos de pedernal de color gris claro.

Geología y Correlación



Fotografía No. 10

Estratos de calizas arcillosas, con alternancia de lutitas margosas y horizontes de materiales terrígenos de la Formación Taraises ($23^{\circ}38'15''$ N, $100^{\circ}53'58''$ W), viendo al norte

e) Edad y Correlación

Burckhardt (1930) e Imlay (1938) propusieron una edad Berriasiana para las capas inferiores de la Formación Taraises en la Sierra de Symón, Zacatecas. Este último encontró restos de amontes pertenecientes a las siguientes especies: *Olcostephanus coahuilensis*, *Madeira coronata*, *Mexicanoceras vigorosum* y *Spitidiscus boessi*, por lo que le asignó la edad antes mencionada. Para otras zonas Rogers et al. (1961), reportaron fósiles Valanginianos en las capas inferiores de esta formación, en las cercanías de Concepción del Oro, Zacatecas. Cordoba-Méndez (1964), en el área de Apizolaya, Zacatecas, encontró *Neocomites* de edad Berriasiano tardío al Hauteriviano temprano, aunque su desarrollo mayor fue durante el Valanginiano. En la Sierra de Catorce la edad de la Formación Taraises esta confirmada por Blauser (1981), basado en estudios bioestratigráficos de microfósiles de calpionelidos encontrando un rango que va del Berriasiano medio al Valanginiano-Hauteriviano.

La Formación Taraises se puede correlacionar con las siguientes formaciones: Las Vigas de Villa Ahumada, Chihuahua, con la parte inferior de la Hosston de la Serranía del Burro Coahuila, con la Caliza Padilla del Potrero de la Mula, Coahuila, con la Formación Carbonera del área Pedriceña Durango, con la parte inferior de la Formación San Marcos en Coahuila, con la parte superior de la Formación Durango del sur de Texas y noroeste de México y con la Houston del sur de Texas.

f) Ambiente del depósito

Blauser (1979), estima que la profundidad del agua durante el depósito de los sedimentos de la Formación Taraises alcanzó un rango entre 400 y 500 m. Sedimentación rápida y enterramiento bajo condiciones normales son supuestos por la existencia de nódulos de pirita, materia orgánica y sulfuros ferrosos diseminados en las calizas. Estas características indican un medio ambiente de depósito bajo

condiciones pobres en oxígeno y un medio reductor. De acuerdo a la profundidad estimada este depósito se puede situar en la zona de depositación en un medio batial.

4.2.2 FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR

Cretácico Inferior (Hauteriviano Superior?-Aptiano Inferior)

a) Definición

La Formación Tamaulipas Inferior fue originalmente llamada Caliza Tamaulipas por Stephenson (1921) (citado en Muir, 1936), quien incluyó a las calizas de cuenca del Albiano-Cenomaniano que están ampliamente distribuidas en la Sierra de Tamaulipas. Posteriormente Belt (1925) (citado en Muir, 1936), publica la primera cita proponiendo el nombre de Caliza Tamaulipas para una secuencia calcárea, cuyo desarrollo típico se presenta en la Sierra de Tamaulipas y en la Sierra Madre Oriental. Después de esta cita, Muir (1936) redefinió esta unidad diciendo que todas las rocas que infrayacen a la Formación Agua Nueva, incluyendo la Formación Cuesta del Cura en la Sierra de Tamaulipas, quedarían incluidas en la Caliza Tamaulipas, designando el Cañón de la Borrega en la misma Sierra de Tamaulipas como localidad tipo. Esta formación está constituida principalmente por calizas de color gris claro a gris oscuro con nódulos de pedernal que se presentan en color gris claro a blanquecino. Finalmente él dividió también a la Caliza Tamaulipas en Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior separadas por un horizonte al que denominó como Horizonte Otates, el cual posteriormente fue ascendido al rango de formación (Humphrey y Díaz, 1956), adquiriendo el nombre de Formación Otates del Aptiano. Bacon (1978) cartografió en la Sierra de Catorce una sola unidad equivalente a las formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior, la Peña u Otates y Tamaulipas Superior denominándolas Formación Tamaulipas no diferenciada. Ross (1979), estudió la Formación Tamaulipas en el noreste de México, usando el nombre

de Formación Tamaulipas para designar a las secuencias de calizas que se encuentran entre la Formación Taraises abajo y la Cuesta del Cura arriba, dividiéndola en tres unidades. La unidad 1 y la base de la unidad 2 corresponden a la Formación Tamaulipas Inferior (nombrada en otros trabajos como Formación Cupido).

b) Distribución

La Formación Tamaulipas Inferior aflora en el flanco oeste del área y en las cercanías del poblado de Las Adjuntas hacia la parte norte.

c) Litología y Espesor

La litología de la Formación Tamaulipas Inferior esta constituida por calizas micríticas tipo *mudstone* a *wackestone* de color gris claro a gris oscuro, en estratos de aproximadamente 60 cm hasta 1.20 m de espesor, con nódulos de pedernal de color gris claro a amarillo pálido y en ocasiones de color negro. Se observan también bandas de pedernal con las mismas tonalidades de los nódulos, con un espesor aproximado de 10 a 15 cm y pequeños nódulos de pirita en forma diseminada, algunos en forma de óxidos, dándole coloración rojiza a rosada a las calizas intemperizadas (Fotografía No. 11). El contenido faunístico es muy abundante y consiste principalmente de amonites y belemnites, el tamaño varía de 2 mm hasta 6 cm de diámetro, presenta comúnmente líneas estilolíticas y estructuras de disolución, ocasionalmente presenta también horizontes delgados de materiales arcillosos de 3 a 5 cm de espesor.



Fotografía No. 11

Bancos de calizas gruesas de la Formación Tamaulipas Inferior, presentan fracturas perpendiculares a los planos de estratificación ($23^{\circ}38'33''$ N, $100^{\circ}54'04''$ W), viendo al noroeste

El espesor de la Formación Tamaulipas Inferior en el área cartografiada se estima aproximadamente en 180 m cerca del poblado las Adjuntas. Ross (1979) midió secciones de la Formación Tamaulipas Inferior en la Sierra de Catorce que él considera como Unidad 1, alcanzando los perfiles de esta unidad espesores en promedio de 200 m.

d) Relaciones Estratigráficas

Las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior sobreyacen de manera concordante a los sedimentos de la Formación Taraises. El contacto se observa claramente en donde la alternancia de calizas con margas y lutitas termina y aparecen calizas en

estratos gruesos a bancos con bandas y nódulos de pedernal. En su parte superior subyace en forma concordante a la Formación La Peña. Su límite es marcado por la presencia de calizas, calizas margosas y alternancia de lutitas de estratos muy delgados de aproximadamente 10 a 15 cm de espesor y presencia de bandas delgadas de pedernal color negro.

e) Edad y Correlación

La edad de la Formación Tamaulipas Inferior esta basada principalmente en la presencia de fauna fósil que han estudiado varios autores. Böse (1923) y Rogers et al. (1961), identificaron fósiles en la Caliza Cupido (equivalente de plataforma de la Formación Tamaulipas Inferior), en la zona de Concepción del Oro y Sierra de Arteaga, en las cercanías de Saltillo, identificándolos como: *Monopleura sp.*, *Phylloceras (?) sp.*, *Nerinea sp.*, *Astieridisous sp.* característicos del Valanginiano al Barremiano y *Ancyloceras sp.* de edad Hauteriviano Superior y Aptiano Inferior. Blauser (1979), reportó la ocurrencia de *Tintinnopsella carpathica*, *Salpingellina levantina* y *Amphorellina subacuta* en la parte superior de la Formación Taraises en el Cañón de Santa Rosa, Nuevo León. Basado en esta evidencia, Ross (1979), ha puesto el contacto Taraises-Tamaulipas en el borde Valanginiano-Hauteriviano. Por lo tanto se piensa que la base de la Formación Tamaulipas es de edad Hauteriviano Inferior, la presencia de *Steinmanni* y *Globigerinilloides sp.* hacia la cima de la unidad 1 de Ross (op.cit; Tamaulipas Inferior), la sitúan en el Aptiano Inferior. En el presente se toma la edad Hauteriviano Superior?-Aptiano Inferior.

La Formación Tamaulipas Inferior se puede correlacionar con la Formación Cupido (plataforma) del Norte de México, con la parte baja de la Formación El Abra de la cuenca Tampico-Misantla y con la parte alta de la Formación Vigas del Río Conchos en Chihuahua.

f) Ambiente del depósito

Los sedimentos de la Formación Tamaulipas Inferior se interpretan como un depósito de cuenca y debieron depositarse en un medio pelágico de poca profundidad y aguas tranquilas con abundante oxígeno basándose en los siguientes criterios:

- 1) Predominio de lodo fino
- 2) presencia de microfósiles pelágicos como tintínidos, foraminíferos y calciesferas
- 3) Presencia de laminaciones muy delgadas
- 4) Organismos bentónicos
- 5) Asociación de pedernal
- 6) Ambiente paleogeográfico.

4.2.3 FORMACIÓN LA PEÑA

Cretácico Inferior (Aptiano)

a) Definición

Originalmente descrita por Imlay (1936), quién la describe de la siguiente manera:

La Formación La Peña incluye las porciones inferiores y medias de las montañas formadas por calizas, expuestas en la Sierra de Parras, yaciendo estratigráficamente entre la Formación Parritas (abajo) y la caliza Aurora (arriba). La mayor parte de las secciones contienen cantidades menores de lutita, pero en algunas la lutita constituye una tercera parte del espesor total. En el flanco norte de la Sierra de Taraies, aproximadamente 4.80 km al sureste de la Hacienda La Peña se encuentra la

localidad tipo. El autor dividió inicialmente en dos miembros a esta formación, los cuales fueron descritos como sigue:

1) Miembro Inferior

Difiere considerablemente en varias partes de la Sierra de Parras. En las partes al norte y al oeste, consiste aproximadamente de 427 m, de caliza gris oscura a gris clara, con estratos medios a gruesos, los cuales incluyen algunos pequeños estratos lutíticos. Las superficies intemperizadas son de color gris a gris amarillento.

2) Miembro Superior

Consiste de calizas en capas delgadas y lutitas. El espesor varía entre 15 a 24 m. El miembro es persistente a lo largo de toda la parte occidental de la Sierra de Parras, intemperiza fácilmente, formando leves depresiones topográficas.

Humphrey (1949) propuso que el término de la Formación La Peña, se restringiera al miembro superior de la unidad considerada por Imlay (1936) y el miembro inferior sería equivalente de la Formación Cupido. Ross (1979), en su estudio de la Caliza Tamaulipas en la Sierra de Catorce divide, a esta en 3 unidades, correspondiendo la unidad 2 a la Formación La Peña.

b) Distribución

En el área de estudio los sedimentos de la Formación La Peña se encuentran aflorando en las cercanías del poblado de Las Adjuntas, sobre el arroyo del mismo nombre, hacia la parte oeste aflora a lo largo del flanco de la Sierra.

Fotografía No. 12

Calizas masivas con intercalaciones de lutitas y limolitas de la Formación La Peña, con un espesor aproximado de 15 a 20 cm (23°38'12" N, 100°54'04" W), siendo el

c) Litología y Espesor

La Formación La Peña en el área de estudio aflora como una secuencia de estratos de calizas margosas con intercalaciones de lutitas y limolitas, en capas de espesor muy delgado de 15 a 20 cm. Se presentan en colores gris claro a rosa pálido, con bandas y lentes de pedernal de color gris claro a gris oscuro y negro, de espesor delgado de aproximadamente 5 a 10 cm (Fotografía No. 12). Se pueden observar en estas rocas amonites pequeños, reemplazados principalmente por calcita. Se observan también pequeños nódulos de pirita.

El espesor de los sedimentos de la Formación La Peña en el área de estudio alcanza aproximadamente 50 m. Cabe mencionar que la Formación La Peña es considerada como la unidad 2 definida por Ross (1979), donde obtuvo espesores de solo 28 m.



Fotografía No. 12

Calizas margosas con intercalaciones de lutitas y limolitas de la Formación La Peña con un espesor aproximado de 15 a 20 cm ($23^{\circ}38'12''$ N, $100^{\circ}54'04''$ W), viendo al sur

e) Relaciones Estratigráficas

La Formación La Peña, en su contacto inferior, sobreyace en forma concordante y abrupta a la Formación Tamaulipas Inferior. Este límite se observa claramente donde las calizas gruesas subyacentes entran en contacto con calizas de espesor muy delgado, con intercalación de materiales terrígenos. Hacia su parte superior esta unidad subyace a la Formación Tamaulipas Superior de manera concordante y transicional, el contacto se observa donde desaparecen las calizas delgadas de la Formación La Peña y empiezan las calizas menos arcillosas y en capas más gruesas de la Formación Tamaulipas Superior.

d) Edad y Correlación

Humphrey (1949), estudió la estratigrafía y paleontología de esta formación en la Sierra de los Muertos, donde le dio una edad del Aptiano. Ross (1979), en base a su posición estratigráfica y la presencia de biohorizontes de *Globigerinelloides sp.*, *Hedbergella sp.*, *Nannoconus wassalli* hacia la base y la culminación de la zona *Microcalamoides diversus* hacia la cima, la ubica en el Aptiano al Albiano Inferior. En el área de estudio no se observó fauna fósil y por su posición estratigráfica se ha decidido tomar la edad determinada por Ross (1979) correspondiente al Aptiano al Albiano Inferior.

Se le correlaciona con las formaciones Moritas y Conglomerado Glance, del NE de Sonora, con la parte superior de la Formación La Viga, de Palomas Chihuahua, con la Formación Cuchillo de Villa Aldamà, Chihuahua, con la parte superior de la Formación Pearsall, del norte de la Serranía del Burro de Coahuila, con la parte media de la Formación Eugenia, de la Sierra Viscaíno, de Baja California, con la Formación Uvas, de la región de Delicias-Acatita, Coahuila, con la Formación

Otates, de la Sierra de Cruillas, Tamaulipas y con la parte superior de la Formación Trinity, del sur de Texas y NE de México.

f) Ambiente del depósito

Las características calcáreo arcillosas de esta formación, permiten inferir que su depósito ocurrió en una zona nerítica en una cuenca con buena oxigenación y con aporte constante de materiales terrígenos, probablemente como consecuencia de una denudación intensiva de la fuente. La distribución horizontal de la Formación La Peña en la región central del país, sugiere que la depositación tuvo lugar bajo condiciones ambientales constantes.

4.2.4 FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR

Cretácico Inferior (Aptiano Superior-Albiano Inferior)

a) Definición

La Caliza Tamaulipas fue nombrada primeramente por Stephenson (1921) (citado en Muir, 1936), en un reporte privado para la Compañía Mexicana Petrolera del Golfo, donde incluye todas las calizas de cuenca del Albiano-Cenomaniano que afloran en la mayor parte de la Sierra de Tamaulipas y en las partes bajas de la zona de Tampico.

La descripción y la definición de la Formación Tamaulipas Superior se debe a Muir (1936), quién nombró como localidad tipo de esta formación al Cañón de la Borrega localizado a 75 km al suroeste de Ciudad Victoria, capital del Estado de Tamaulipas. Este autor dividió a la Caliza Tamaulipas en Caliza Tamaulipas Inferior y Caliza Tamaulipas Superior, separadas por un intervalo de poco espesor de calizas delgadas

de color negro el cuál llamó Horizonte Otates, ahora llamado Formación Otates, y midió una sección de 134 m de espesor, la cuál dividió en dos unidades litológicas:

- 1) Una unidad Inferior de 93 m de espesor, la cual esta compuesta por calizas de color gris a gris claro, de aspecto masivo, con presencia de líneas estilolíticas y con nódulos de pedernal de color gris a gris claro.
- 2) Una unidad Superior con un espesor de 43 m, compuesta por calizas delgadas de estratificación irregular con lentes de pedernal negro.

Posteriormente, Díaz (1953) correlaciona la Unidad Superior con la Formación Cuesta del Cura y recomienda el uso del nombre de Formación Tamaulipas Superior solamente para los 93 m de la Unidad Inferior descrita por Muir (1936).

Ross (1979) reconoce 3 unidades en la Caliza Tamaulipas de la Sierra de Catorce, correspondiendo la unidad 3 a la Formación Tamaulipas Superior.

b) Distribución

La Formación Tamaulipas Superior cartografiada se encuentra localizada hacia la margen oeste de la Sierra de Catorce, en las partes bajas de los cerros El Quemado y El Arco, y en las cercanías del poblado de Las Adjuntas.

c) Litología y Espesor

La litología de la Formación Tamaulipas Superior en el área de estudio está constituida por calizas de color gris claro a gris oscuro. Las calizas son micritas de tipo *mudstone* a *wackestone* con abundantes calciesferas, foraminíferos y pequeños amonites de color negro. Los estratos tienen espesores de aproximadamente 50 a 80

cm y presentan nódulos y bandas de pedernal de color gris a negro (Fotografía 13 y 14).

El espesor de la Formación Tamaulipas Superior se estima 40 a 65 m aproximadamente en el área cartografiada. En áreas adyacentes al área de estudio se tienen reportes de perfiles medidos para la formación antes descrita y algunos autores han reportado los siguientes espesores:



Fotografía No. 13

Calizas en estratos delgados de la Formación Tamaulipas Superior. El espesor promedio es de 30 a 40 cm y el máximo observado es de aproximadamente 80 cm (23°38'34'' N, 100°54'37'' W), viendo al oeste



Fotografía No. 14

Estrato de caliza de la Formación Tamaulipas Superior en el que se observa abundante fauna fósil de amonites pequeños reemplazados por calcita ($23^{\circ}38'55''$ N, $100^{\circ}54'46''$ W)

Bacon (1978), reporta para la Caliza Tamaulipas no diferenciada espesores totales de 250 m. Este espesor abarca el espesor de la Formación Tamaulipas Inferior, Formación La Peña y Formación Tamaulipas Superior, medido en la parte del flanco oeste del Anticlinal La Misión.

Ross (1979) midió en la Sierra de Catorce un perfil de la Caliza Tamaulipas, la cual dividió en 3 unidades, reportando para la unidad de la parte superior, la cual correspondería a la Formación Tamaulipas Superior, un espesor de 57 m.

d) Edad y Correlación

La edad de la Formación Tamaulipas Superior se ha investigado por medio de estudios bioestratigráficos, gracias a la presencia de organismos fósiles que se han localizado en estas calizas. Ross (1979) en una sección de la Sierra de Catorce subdivide a la Caliza Tamaulipas en 3 unidades, correspondiendo la unidad 3 a la Formación Tamaulipas Superior. En esta unidad identificó biohorizontes de *Colomiella recta*, *Pithonella innominata*, *Favusella washitensis* y *Microcalamoides diversus*, las cuáles la sitúan en una edad que va del Aptiano Superior al Albiano Inferior. Para el área de estudio se toma la edad determinada por Ross (1979), debido a la proximidad del área de estudio con la sección donde dividió la Caliza Tamaulipas (noreste de la Sierra de Catorce).

La Formación Tamaulipas Superior se puede correlacionar con la Formación Aurora de la Sierra de Tamaulipas, con la Formación Acatita del área de las Delicias en el Estado de Coahuila y con las formaciones Edwards y Glen Rose del sur de Texas.

e) Relaciones Estratigráficas

La Formación Tamaulipas Superior en el área de estudio se encuentra en contacto con la Formación La Peña, a la que sobreyace en forma concordante y transicional. Hacia la parte superior su contacto es con la Formación Cuesta del Cura, en forma igualmente concordante y transicional.

f) Ambiente del depósito

De acuerdo con Ross (1979), la Formación Tamaulipas Superior se depositó en un medio ambiente de cuenca con aguas tranquilas y condiciones regulares de oxigenación.

4.2.5 FORMACIÓN CUESTA DEL CURA

Cretácico Medio (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior).

a) Definición

Descrita originalmente por Imlay (1936). El texto de la descripción original es como sigue:

La caliza Cuesta del Cura incluye calizas compactas en capas delgadas y bandas de pedernal negro que constituyen las capas más altas que forman las montañas de caliza de la Sierra de Parras y yacen estratigráficamente entre las calizas arrecifales de la Formación Aurora (abajo) y calizas arcillosas en capas delgadas y lutitas de la Formación Indidura (arriba). La sección tipo ésta aproximadamente a 6.4 km al oeste de Parras, Coahuila. El espesor de esta formación es de aproximadamente 64 m.

b) Distribución

Los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura afloran en la margen oeste del área cartografiada, hacia las partes bajas de la Sierra de Catorce.

c) Litología y Espesor

La litología de la Formación Cuesta del Cura, está constituida por calizas de estratos delgados a medianos con espesores de 15 a 25 cm aproximadamente, de color gris claro a gris oscuro, con bandas de pedernal de color gris oscuro a negro y con espesores delgados de aproximadamente 5 a 10 cm (Fotografía No. 15). Las calizas contienen fauna fósil como fragmentos de moluscos, equinodermos, cefalópodos,

conchas de ostrácodos y amonites del tipo *Turrilites* sp. Ejemplares de estos organismos se encontraron en algunos bancos.



Fotografía No. 15

Pliegue chevron en sedimentos de la Formación Cuesta del Cura, constituida por calizas de estratos delgados con bandas de pedernal ($23^{\circ}39'44''$ N, $100^{\circ}55'50''$ W), viendo al noreste

En el área de trabajo el espesor de la Formación Cuesta del Cura alcanza 120 a 150 m. Para la parte norte de la misma Sierra de Catorce Ice (1979) reportó espesores de 150 m.

d) Relaciones Estratigráficas

La Formación Cuesta del Cura en el área de estudio sobreyace de manera concordante y transicional a los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior. Su límite superior se encuentra de igual manera en forma concordante y transicional subyaciendo a los sedimentos de la Formación Indidura.

e) Edad y Correlación

La edad de la Formación Cuesta del Cura está bien documentada por diversos investigadores en varias partes donde afloran estos sedimentos y está basada principalmente en amonites. Böse (1927) y Kellum y Robinson (1963) le asignan una edad general del Albiano tardío al Cenomaniano temprano. De acuerdo con Imlay (1938), su edad es del Albiano tardío. Lee Moreno et al. (1972), sugieren por posición estratigráfica que la Formación Cuesta del Cura tiene un rango de edad del Albiano al Cenomaniano. Ice (1979), en su estudio bioestratigráfico de la Formación Cuesta del Cura, la situó desde el Albiano medio hasta el Cenomaniano superior. Stinnesbeck (1992, 1993), realizó estudios sobre fauna fósil de la Formación Cuesta del Cura en las zonas de Galeana, Nuevo León y Sierra de Catorce, San Luis Potosí. De esta última determinó la siguiente fauna fósil característica:

Hamites zacatecanum

Hamites sp.

Mariella sp.

Esta fauna incluye solo algunas de las especies determinadas para la Sierra de Catorce, confirmando una edad que va del Albiano Superior al Cenomaniano Inferior. De acuerdo con las edades mencionadas en el área de estudio, en el presente trabajo, se le asigna una edad similar a la dada por Stinnesbeck (1992).

Se correlaciona en edad con las formaciones Tamabra y El Abra de la Plataforma Valles – San Luis Potosí y con la Kiamichi del grupo Washita del NE de México y oriente de Texas.

f) Ambiente del depósito

Las calizas de la Formación Cuesta del Cura fueron probablemente depositadas en un medio ambiente marino pelágico de cuenca con profundidades de más de 200 m, correspondientes a una zona epibatial. Se considera que capas similares, de edad Albiano, en el centro y norte de México, se formaron en la parte superior de la zona batial y la presencia de abundantes microfósiles planctónicos indica condiciones de mar abierto en aguas tranquilas y bien oxigenadas.

4.2.6 FORMACIÓN INDIDURA

Cretácico Superior (Turoniano)

En el presente estudio solo se hará breve mención de esta unidad, dado que no se encontraron afloramientos de la misma dentro del área cartografiada, suponiéndose su existencia, solamente en el subsuelo, por debajo de la cubierta de aluvión que se observa en la margen oeste de la Sierra de Catorce. En estas partes bajas ya propiamente de la planicie de Wadley, se llegaron a observar solo pequeños afloramientos de la Formación Caracol que sobreyace a la Formación Indidura.

Dado que los afloramientos pequeños de la Formación Caracol no se encuentran muy alejados de los afloramientos de la Formación Cuesta del Cura que ocurre al pie de la sierra, la ausencia de la Formación Indidura también podría ser explicada por la presencia de la falla normal de orientación norte-sur que constituye el frente occidental de la Sierra de Catorce.

a) Definición *estratigráficas*

Fue descrita originalmente por Kelly (1936), en la región de Delicias, Coahuila. Imlay (1936), midió varias secciones en la Sierra de Parras, dividiéndola en cinco miembros, constituidos en general por una alternancia de calizas y lutitas en capas delgadas. *Correlación*

b) Distribución *en el ámbito de la Sierra de Parras (coahuila) y en el área de Delicias*

En la Sierra de Catorce aflora en el área entre Vigas de Coronado y San Antonio Coronado, en el frente occidental de la sierra, al sur de Jaquis y en la zona de Tanque Colorado y La Joya (localidades fuera del área cartografiada).

c) Litología y Espesor *La Formación Indidura se correlaciona con la Formación Sycuá del occidente y sur de San Luis Potosí y con la Formación Agua Nueva de Galeana, Nuevo León.*

Los afloramientos de la Formación Indidura de la Sierra de Catorce constan de calizas arcillosas y lutitas, de colores gris intermedio a pardo con tonalidades rojo violáceo y amarillo verdoso en superficie intemperizada.

El espesor de las capas varía de capas gruesas en la base de esta unidad, a capas delgadas, de 5 a 10 cm, hacia la cima, llegándose a constituir en una secuencia rítmica de alternancia de capas de caliza y capas de arcillas con algunos horizontes terrígenos y materiales probablemente volcanoclásticos de color café, gris claro, amarillo y rojo, con contenido localmente abundante de *Inoceramus sp.*

El espesor de esta unidad es difícil de medir con precisión por los numerosos pliegues recumbentes que la afectan aunque se puede estimar mayor de 150 m.

d) Relaciones Estratigráficas

Sobreyace de manera concordante a la Formación Cuesta del Cura y de igual forma subyace a la Formación Caracol.

e) Definición

e) Edad y Correlación

Describe originalmente por Imlay (1936) en el Arroyo de Caracol, en la Sierra de Imlay (1936), en su estudio de la Sierra de Parras, Coahuila, reportó el fósil índice *Inoceramus labiatus* que sitúa a esta formación en el Turoniano. De acuerdo con la edad determinada por Imlay (1936) y por la presencia del fósil *Inoceramus labiatus* encontrados en algunos afloramientos de la Sierra de Catorce, se considera a la Formación Indidura de la edad mencionada.

La Formación Indidura se correlaciona con la Formación Soyatal del occidente y sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Agua Nueva de Galeana, Nuevo León.

f) Ambiente de Depósito

En su parte inferior se interpreta un medio batial a sublitoral de cuenca en donde se depositaron calizas en alternancias rítmicas con materiales terrígenos, depositados ambos en condiciones reductoras, como lo indica la presencia de nódulos posiblemente de pirita, en profundidades del orden de los 100 a 150 m.

4.2.7 FORMACIÓN CARACOL

Cretácico Superior (Coniaciano-Maastrichtiano) áreas cercanas se sabe que esta formación descansa directamente sobre la Formación Indidura, siendo su base la

a) Definición Se trata de la unidad que se encuentra en la zona de la Sierra de San Angel, al oriente de la Sierra de Parras, Coahuila, fue descrita por este autor como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.

Descrita originalmente por Imlay (1936), en el Arroyo de Caracol, en la Sierra de San Angel, al oriente de la Sierra de Parras, Coahuila, fue descrita por este autor como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.

b) Distribución Esta unidad es escasa, por lo que solamente de acuerdo a la posición cartográfica, se ha inferido una edad posterior al Turoniano (Formación

En el área cartografiada sólo existe un afloramiento de esta formación, el cual se encuentra localizado en la parte suroeste.

La Formación Caracol es correlacionable, con la Formación Cardenas de la zona de la Sierra de Catorce, con la Formación Mescal de la zona de la Sierra de Catorce, con la Formación Mescal de la zona de la Sierra de Catorce, con la Formación Mescal de la zona de la Sierra de Catorce.

c) Litología y Espesor Esta unidad consta de lutitas calcáreas y escasas areniscas. Las lutitas calcáreas son de color gris pardo en superficie fresca y amarillento en superficie intemperizada, y están afectadas por una intensa foliación o clivaje pizarroso.

Esta unidad consta de lutitas calcáreas y escasas areniscas. Las lutitas calcáreas son de color gris pardo en superficie fresca y amarillento en superficie intemperizada, y están afectadas por una intensa foliación o clivaje pizarroso.

Las areniscas son de grano fino y ocurren en forma de capas delgadas con laminación paralela y en algunas capas oblicua. Esporádicamente pueden ocurrir también delgadas capas margosas.

El espesor de esta unidad es difícil de medir por encontrarse en la mayoría de los afloramientos erosionada su cima, así como por el intenso plegamiento. En la parte norte de la Sierra de Catorce Martínez-Reyes (1969) reporta espesores aproximadamente de 75 m.

d) Relaciones Estratigráficas

Por definición y por los contactos vistos en áreas cercanas se sabe que esta formación descansa directamente sobre la Formación Indidura, siendo su contacto transicional. Esta formación es la unidad más joven de las unidades Mesozoicas reconocidas en el área cartografiada, ya que solamente se observa sobreyacida de manera discordante por unidades Cenozoicas, principalmente conglomerados de posible edad pliocuaternaria.

e) Edad y Correlación

La fauna fósil de esta unidad es escasa, por lo que solamente de acuerdo a su posición estratigráfica, se ha inferido una edad posterior al Turoniano (Formación Indidura) sin alcanzar el límite Cretácico-Terciario, que en ninguna localidad en donde aflora esta unidad ha sido hasta ahora reportado.

La Formación Caracol es correlacionable, con la Formación Cárdenas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, con la Formación Mezcala del área de Guerrero y con la Formación Creta Austin del noreste de México.

f) Ambiente de Depósito

Por su litología y rasgos sedimentológicos, estos depósitos ocurrieron en una cuenca poco profunda, con libre circulación y parcial influencia del oleaje, dentro de una zona sublitoral a menos de 50 a 100 m de profundidad.

4.3 PERIODO TERCIARIO

4.3.1 DIQUES CUARZOMONZONÍTICOS

Terciario (Eoceno?)

a) Definición

Rocas de composición cuarzomonzonítica de colores verdes claros que intemperizan a blanco amarillento. Aflora en diferentes puntos del área cartografiada en forma de diques.

b) Distribución

En el área investigada se pueden apreciar varios diques de color verde claro a amarillo ocre, la mayoría de los cuales se encuentran muy intemperizados, cuya composición varía de cuarzo-monzonítica a monzonítica. Afloran en la parte noreste del área cartografiada en los cerros Grande y La Misión. Otros pequeños diques afloran en las faldas al este del Cerro El Quemado, hacia la parte sur y en dirección sureste en el Cerro del Arco, así como intrusionando a los materiales de la Formación Nazas cerca del poblado de San Juan de Matanzas (Fotografía No. 16).

c) Litología y Espesor

La composición de los diques del área investigada varía de cuarzo-monzonítica a monzonítica. Su mineralogía está constituida principalmente por fenocristales de plagioclasa. Las dimensiones de estos cristales varían aproximadamente de 2 a 4 mm de largo, contiene además cuarzo, feldespatos alcalinos y hornblenda.



Fotografía No. 16

Aspecto general de un dique cuarzo-monzonítico muy intemperizado y fracturado ($23^{\circ}39'08''$ N, $100^{\circ}53'17''$ W), viendo al oeste

La textura es porfirítica, con cristales relativamente grandes de feldespatos que son observables a simple vista, presentándose en una forma alterada pero con su estructura bien definida. Además, en forma de fenocristales ocurren también algunos cuarzozos, incluidos en una matriz de grano fino a grano medio.

El color varía de verde claro a amarillo pálido, este último en superficies intemperizadas. Las dimensiones de los diques varían en su espesor de menos de 1 m hasta 50 m y su longitud puede ser de varios Km. En el área solamente se estiman algunos entre 50 m a 400 m de largo, aunque esta longitud se puede prolongar por varios Km ya que continúan fuera del área cartografiada.

d) Relaciones Estratigráficas

Los diques que afloran en el área de trabajo se encuentran intrusionando y cortando a todas las unidades litológicas mesozoicas. En el Cerro el Arco, Cerro Grande y Cerro Quemado se observan diques cortando a las unidades de la Formación La Joya y Formación Zuloaga. En el Cerro La Misión los diques se encuentran paralelos a las unidades de la Formación La Caja y Formación Taraises, cortando calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. Además en el afloramiento cercano al poblado de San Juan de Matanzas existen diques que cortan a los materiales de la Formación Nazas.

e) Edad

Debido a su posición estratigráfica, los diques que afloran en el área de estudio se consideran de una edad terciaria. Una datación isotópica de un dique de composición similar a las del área, realizada por Mújica y Albarrán (1983) en una muestra colectada en el área de Potrero de Catorce arrojó una edad de 53 ± 4 Ma (Eoceno) por el método K-Ar en plagioclasas.

g) Ambiente del depósito

Los afloramientos de cuerpos intrusivos en forma de troncos en algunas localidades de la Sierra de Catorce (La Maroma, San Bartolo y Potrero de Catorce) permiten establecer una distribución radial de los diques partiendo de los cuerpos tipo tronco. Barboza-Gudino (reporte privado para COREMI 1998) interpreta estos cuerpos en el subsuelo próximo cubierto de coluviones y caliche, en donde se aprecian numerosos diques radiales con rellenos aluviales. Algunos de estos diques ocurren en la zona del Cerro Grande y San Juan de Matanzas al noroeste de Tierras Negras.

4.3.2 RIOLITAS *volcánicas*

Terciario (Eoceno?) *rocas volcánicas, en el área de estudio se observan en forma de cuello, sobresaliendo a los sedimentos y correspondiendo a la Formación Zuluaga.*

a) Definición

Rocas de composición ácida en forma de pequeños cuellos. Son las únicas rocas volcánicas que se observaron en el área cartografiada.

b) Distribución

En el área de estudio solamente se encontró un afloramiento de este tipo de rocas, en el Cerro La Misión, en la parte noreste del área investigada.

c) Litología y Espesor

Este afloramiento se presenta como una roca de color amarillo pálido a gris claro en superficies de intemperismo. Presenta oquedades producto del alto contenido de gases exsueles. Su mineralogía está constituida principalmente por cuarzo el cual se presenta formando fenocristales. Su tamaño varía entre 1 a 3 mm, los cristales tienen formas que van de subredondeadas a redondeadas. Otros rasgos apreciables de este tipo de roca son su contenido de estructuras de feldespatos en forma alterada, la presencia de minerales metálicos en forma de sulfuros, principalmente pirita, en forma diseminada, con tamaño muy pequeño que solo se puede apreciar al microscopio. Otros componentes son hematita, u otros óxidos o hidróxidos que se encuentran rellenoando oquedades en forma de minerales de alteración.

Estas rocas afloran en forma de cuello por lo que no se puede apreciar un espesor determinado y solamente se encontró un afloramiento de aproximadamente 20 m de diámetro dentro del área cartografiada.

d) Relaciones Estratigráficas

El afloramiento de rocas riolíticas, en el área de estudio se observa en forma de cuello, atravesando a los sedimentos marinos de la Formación Zuloaga.

e) Edad

Debido a la falta de estudios que permitan determinar la edad de este tipo de rocas, solamente se infiere de posible edad terciaria de acuerdo a sus relaciones de campo y regionales.

4.3.4 CONGLOMERADO POLIMÍCTICO

Terciario (Plioceno – Pleistoceno)

a) Definición

Con este nombre se designa a los depósitos que son producto de la erosión de los diferentes tipos de rocas existentes en el área de estudio. Están compuestos principalmente por fragmentos subangulosos a redondeados, predominando una matriz del tamaño de la arena o aún más fina.

b) Distribución

Se localizan en la parte oeste del área cartografiada, en la periferia de la sierra.

c) Litología y Espesor

Los depósitos están compuestos por fragmentos de rocas de las unidades existentes en el área, principalmente de calizas, existiendo también areniscas, rocas volcánicas, rocas plutónicas, pedernal, cuarzo. La granulometría varía desde guijarros y gravas hasta bloques. En parte se encuentran consolidados o cementados por caliche y en parte poco consolidados o no consolidados (Fotografía No. 17).



Fotografía No. 17

Depósitos de conglomerado polimítico en la falda oeste de la Sierra de Catorce, estos depósitos se encuentran poco consolidados o no consolidados ($23^{\circ}38'19''$ N, $100^{\circ}55'52''$ W), viendo al noroeste

El espesor de estos depósitos es muy variado, y no se midió sistemáticamente por lo que solo se infiere su espesor desde 1 m hasta 30 m aproximadamente.

d) Relaciones Estratigráficas

Los conglomerados polimícticos se encuentran sobreyaciendo discordantemente a las formaciones sedimentarias marinas, que se encuentran cubiertas parcialmente en las partes bajas por estos depósitos aluviales.

e) Edad

Debido a la falta de estudios sobre estos depósitos que pudieran determinar su edad más exacta, solamente se interpreta, de acuerdo a su posición estratigráfica, una edad tentativa del Plioceno-Pleistoceno, aunque pueden existir depósitos más aislados desde el Terciario Inferior.

f) Ambiente del depósito

Su medio ambiente de depósito es aluvial y estos ocurren principalmente en forma de rellenos de cuencas, abanicos aluviales y terrazas aluviales.

4.4 PERIODO CUATERNARIO

4.15 ALUVIÓN

Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno)

a) Definición

Con este nombre se designa a los depósitos de sedimentos no consolidados, constituidos por arenas, gravas, limos y arcillas, los cuales ocurren principalmente en las partes más bajas y en las planicies.

b) Distribución

Estos depósitos se localizan en el área de estudio principalmente en los cortes de los arroyos, en donde se observan pequeños afloramientos de gravas, limos y arcillas. En el área de estudio se observan algunos en las cercanías de San Juan de Matanzas y en las partes bajas hacia el lado oeste del área.

d) Litología y Espesor

Estos depósitos están formados principalmente por arenas, gravas, arcillas y limos calcáreos sin consolidar o con parcial desarrollo de costras de caliche. En perforaciones realizadas por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos se han reportado espesores aproximadamente de 100 m (comunicación personal Martínez-Ruiz).

e) Edad

La edad para este tipo de sedimentos no consolidados se considera del Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno).

f) Ambiente de depósito

Su medio ambiente de depósito es continental, principalmente de relleno de valles, en forma de abanicos aluviales y planicies aluviales.

5. ASPECTOS ESTRUCTURALES

La Sierra de Catorce representa una estructura de levantamiento ("uplift") o pilar tectónico, de edad Terciario Inferior, de orientación general norte-sur, delimitado por fallas de la misma orientación, notables principalmente en el lado occidental y fallas este-oeste o ligeramente oeste-noroeste, que ocurren principalmente en el extremo norte de la sierra. Internamente se reconoce una estructura plegada con varias estructuras mayores y numerosos plegamientos menores por lo que es aplicable el término de anticlinorio. Los pliegues muestran ejes orientados de manera general norte-sur en muchos de los casos con vergencia hacia el este.

El área cartografiada se encuentra en la parte occidental de la Sierra de Catorce, donde el propio frente de la sierra presenta algunas curvaturas aparentemente originadas por las fallas este-oeste que desplazan a las fallas norte-sur, seccionando la sierra en bloques hundidos y bloques levantados.

5.1 PLEGAMIENTO

El plegamiento de la Sierra de Catorce está representado por una serie de anticlinales y sinclinales, estructuras que tienen una dirección predominante norte-sur y nor-noroeste de dimensiones del orden de varios metros a kilómetros. De acuerdo a Guzmán y De Cserna (1963) estos se formaron durante la Orogenia Hidalguense en el Eoceno Temprano como producto del levantamiento progresivo de los sedimentos mesozoicos (Figura 8).

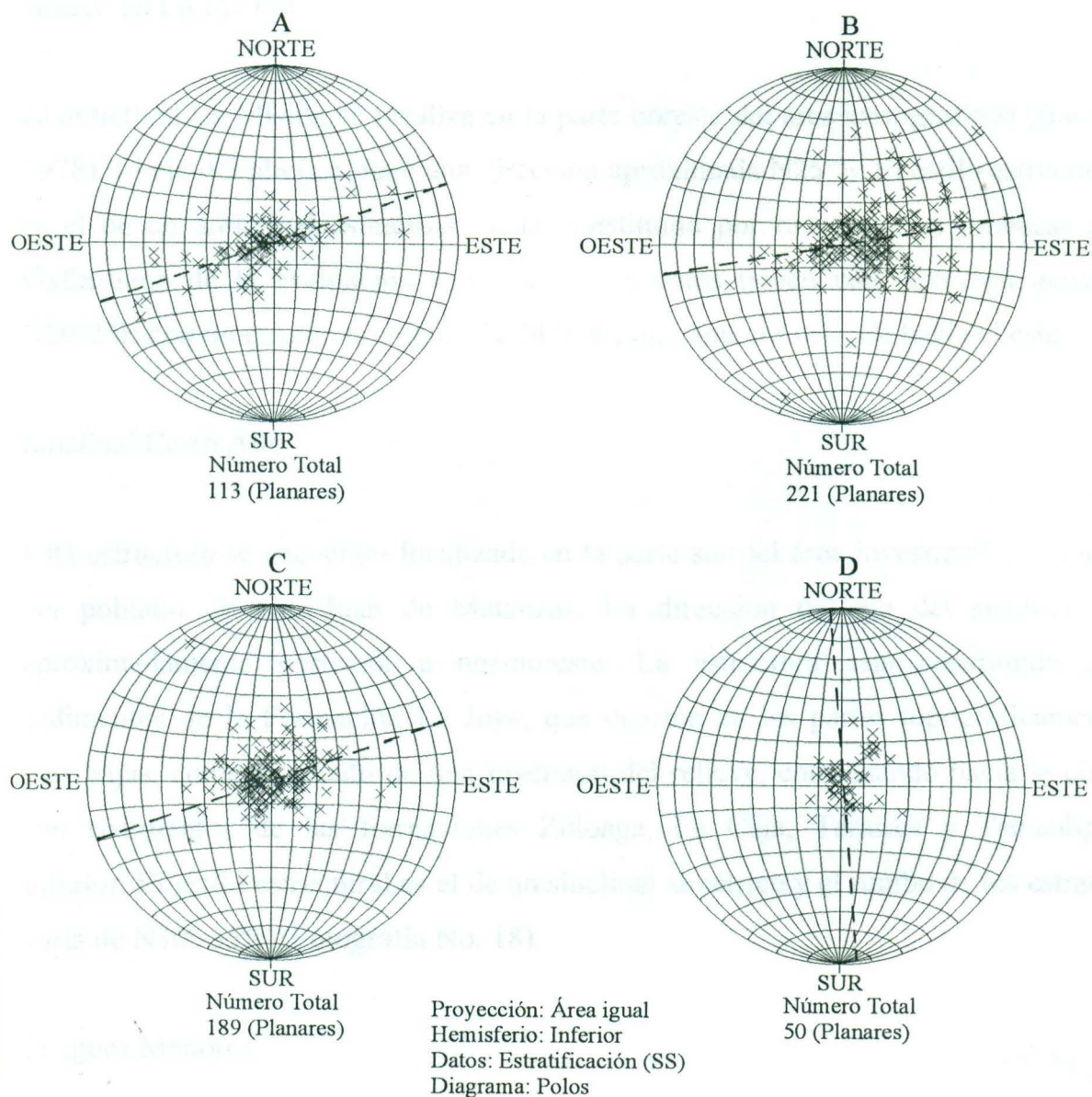


Figura 8. Diagramas de Schmidt, con polos de estratificación que muestran el rumbo general del plegamiento norte-sur a ligeramente noroeste perpendicular a un círculo π aproximado (línea punteada) que se puede interpretar principalmente en los diagramas A, B y C. En el diagrama D el círculo π muestra una dirección norte-sur debido a que en esta zona la estratificación se comporta de una manera horizontal. Los datos del diagrama A corresponde a la cubierta calcárea de la parte oeste, el diagrama B se construyó con los datos de la parte este y al sur de la Falla de San Juan de Matanzas de la cubierta calcárea, el diagrama C corresponde a todos los datos generales de la Formación La Joya y D a datos del área del Cerro Grande

Anticlinal La Misión

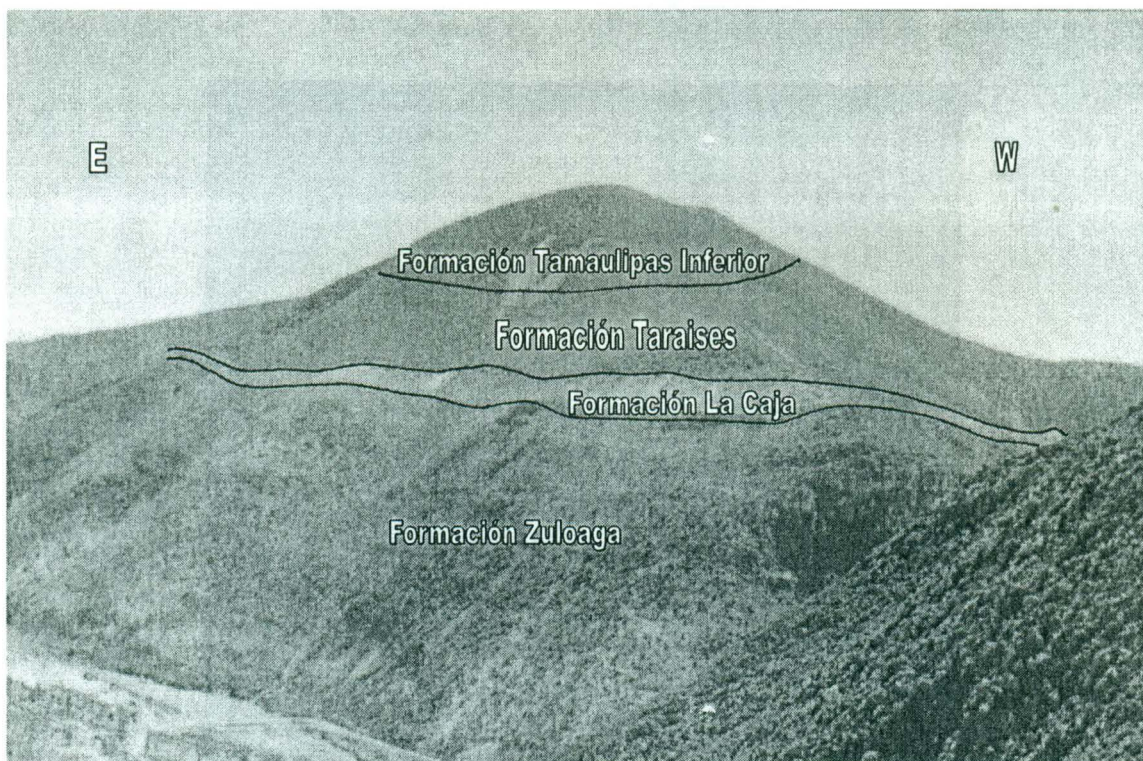
El anticlinal La Misión se localiza en la parte noreste del área cartografiada (Bacon, 1978). El eje del pliegue tiene una dirección aproximada N25°E. El estilo estructural es el de un anticlinal asimétrico. Está constituido por rocas calizas jurásicas del Oxfordiano de la Formación Zuloaga. Los estratos tienen una dirección general N20-25E con un echado promedio de 24°NW, ligeramente volcado hacia el este.

Sinclinal Cerro Alto

Esta estructura se encuentra localizada en la parte sur del área investigada, enfrente del poblado de San Juan de Matanzas. La dirección del eje del sinclinal es aproximadamente norte-sur a nor-noreste. La estructura esta constituida por sedimentos de la Formación La Joya, que ocurren en las partes topográficamente más bajas, como resultado de una inversión del relieve, continuando hacia la cima con sedimentos de las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior. El estilo estructural es el de un sinclinal simétrico y el rumbo de los estratos varía de N30°-35°E (Fotografía No. 18).

Pliegues Menores

En el área de estudio se observan también una serie de pliegues menores que ocurren en las diferentes unidades estratigráficas y han sido definidos por Hobbs et al. (1976) como pliegues de limbos planares y de charnela muy aguda. Bacon (1978) describe a estos como pequeños pliegues de tercer orden. En el área cartografiada este tipo de pliegues se observa más claramente en los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura principalmente en la parte oeste del área. Los rumbos del plegamientos son N20°-25°E (ver mapa estructural).



Fotografía No.18

Vista general del Cerro Alto, se observan los contactos entre las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior. El eje del sinclinal del mismo nombre pasa por el centro de este cerro, con una orientación norte-sur ($23^{\circ}38'14''$ N, $100^{\circ}53'07''$ W), viendo al sur

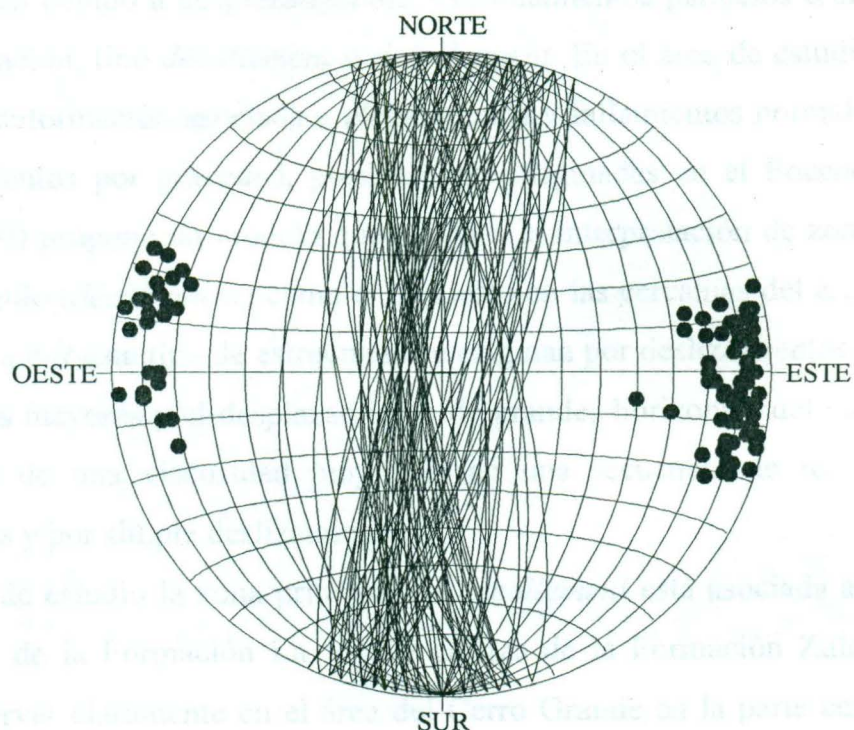
5.2 ESQUISTOSIDAD O CLIVAJE

Esta estructura se observa principalmente en sedimentos de la Formación la Joya. Dicha formación se encuentra afectada por una intensa esquistosidad que, al cortar los planos de estratificación, forma lineaciones por intersección, apareciendo cada vez que la esquistosidad se superpone a una superficie más antigua y ocurriendo en una posición subparalela al plano axial del plegamiento. La esquistosidad se observa en gran parte del extenso afloramiento de la Formación La Joya en el área cartografiada (Fotografía No. 19, Figura 9).



Fotografía No. 19

Estructura de esquistosidad o clivaje pizarroso en sedimentos de la Formación La Joya ($23^{\circ}39'52''$ N, $100^{\circ}54'21''$ W)



Número de datos: 101
 Proyección: Área igual
 Hemisferio: Inferior
 Datos: Esquistosidad
 Diagrama: Polos y círculos máximos

Figura 9. Diagrama de Schmidt que muestra, círculos máximos y polos de superficies de esquistosidad o clivaje de la Formación La Joya en el área cartografiada. Estos datos corresponden a un plegamiento general norte-sur en donde los planos de esquistosidad son subparalelos al plano axial de dicho plegamiento

5.3 FALLAS DE BAJO ÁNGULO (*DÉCOLLEMENT*)

Éstas ocurren debido a desplazamientos o cizallamientos paralelos o subparalelos a la estratificación, tipo *décollement* o *detachment*. En el área de estudio se observa una fuerte deformación asociada a plegamientos y fallamientos normales y en parte a deslizamientos por gravedad, posiblemente originadas en el Eoceno Temprano. Kehle (1970) propone un modelo que ayuda a la interpretación de zonas cizalladas de bajo ángulo (*décollement*) como el expuesto en las cercanías del área de estudio. Según este autor este tipo de estructuras se originan por deslizamientos de gravedad, fallamientos mayores y el desplazamiento de grandes horizontes del paquete rocoso de estratos de una viscosidad muy baja en una secuencia de rocas fácilmente deformables y por simple deslizamiento.

En el área de estudio la zona principal de *décollement* está asociada al contacto de sedimentos de la Formación La Joya y calizas de la Formación Zuloaga. Este se puede observar claramente en el área del Cerro Grande en la parte central del área cartografiada y en la parte oeste en los cerros El Arco y El Quemado (Fotografía No. 20). Los cizallamientos y desplazamientos subparalelos a la estratificación en la Sierra de Catorce han sido previamente descritos por Bacon (1978) y Barboza-Gudino (1989, 1993). Estas zonas se reconocen por un cizallamiento de las calizas de la base de la Formación Zuloaga, donde se observa una laminación como producto del cizallamiento, calciesferas y fragmentos abiogenos rotados, como indicadores cinemáticos, así como algunas zonas con estrías.

Otras zonas de *décollement* aunque de menor intensidad, ocurren en el contacto entre las formaciones Taraises y La Caja, llegando incluso a estar dichas unidades prácticamente ausentes por desplazamiento local de las mismas.



Fotografía No. 20

Al fondo contacto entre la Formación La Joya y Zuloaga en una zona de *décollement* ($23^{\circ}39'21''$ N, $100^{\circ}54'37''$ W), viendo al norte

En la parte oeste del área cartografiada se observa una zona donde sedimentos de la Formación La Caja están ausentes y sedimentos de la Formación Taraises están en contacto con calizas marinas de la Formación Zuloaga, ocurriendo de manera similar en la parte este del área. Barboza-Gudino et al. (1998) interpretan los desplazamientos o transporte tectónico a lo largo de las zonas de *décollement* como de poca magnitud, en donde los movimientos parecen ser originados por gravedad, asociados al propio levantamiento local de la sierra, ya que no existen indicios de desplazamientos mayores.

5.4 FALLAS NORMALES

En el área de estudio ocurren una serie de fallas normales con dirección predominante norte-sur, este-oeste, noroeste y noreste originadas como producto de la extensión regional del Terciario Inferior y el levantamiento de la Sierra de Catorce. La longitud de estas fallas varía de pocos metros a varios cientos de metros, e inclusive kilómetros, más allá de los límites del área cartografiada (ver mapa estructural, Figura 10).

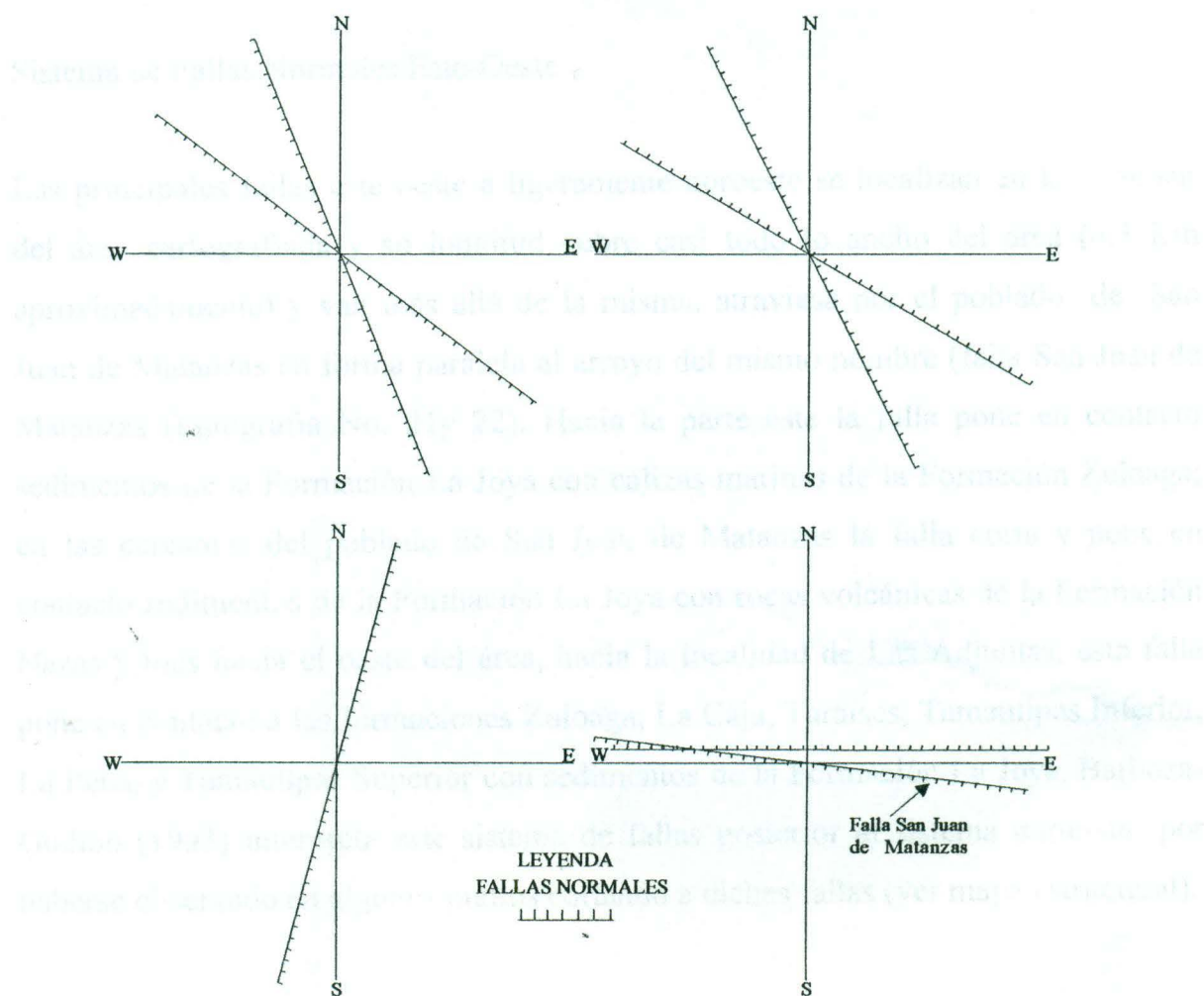


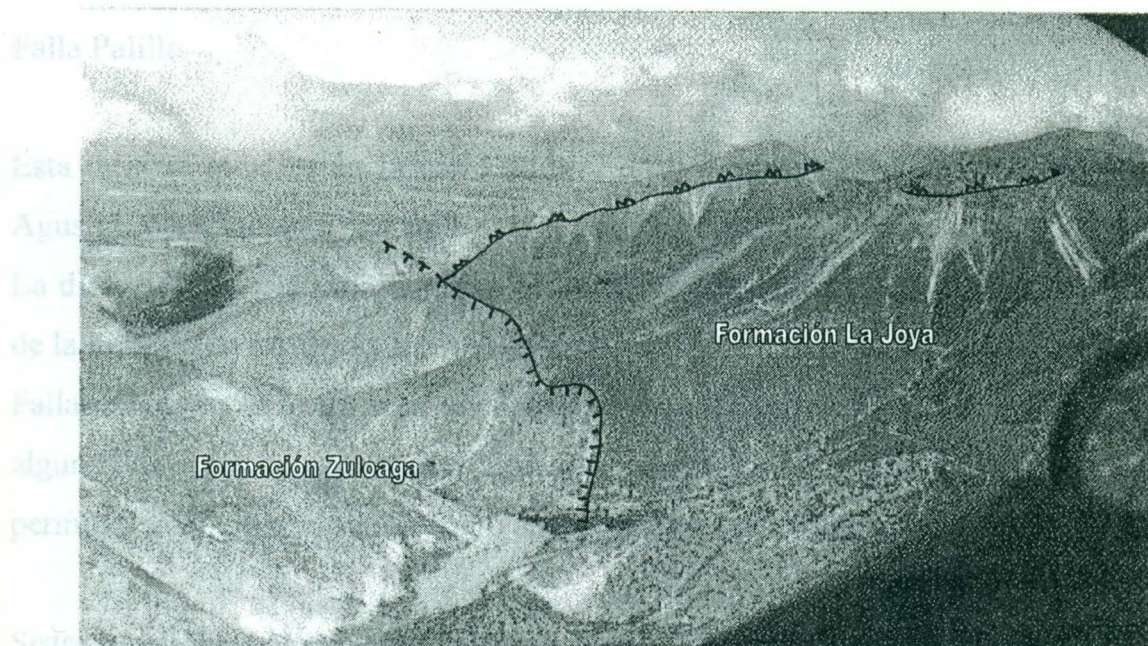
Figura 10. Diagramas de sistemas de fallas normales en el área cartografiada, muestran direcciones predominantes NW-SE con echado al SW y NE. Otro sistema es en dirección NE-SW con echado al SE y sistemas de fallas con dirección E-W, con echado hacia el norte y sur. Estructuras mencionadas en el texto

Sistema de Fallas Normales Norte-Sur

Las fallas normales norte-sur se pueden observar a lo largo de todo el frente occidental de la Sierra de Catorce. Barboza-Gudino (1993) interpreta estas fallas como las más antiguas entre los fallamientos producidos por la extensión del Terciario, ya que son cortadas por otros sistemas de fallas, además presentan un aparente desplazamiento por el sistema de fallas este-oeste en la parte sur del área cartografiada (ver mapa estructural)

Sistema de Fallas Normales Este-Oeste

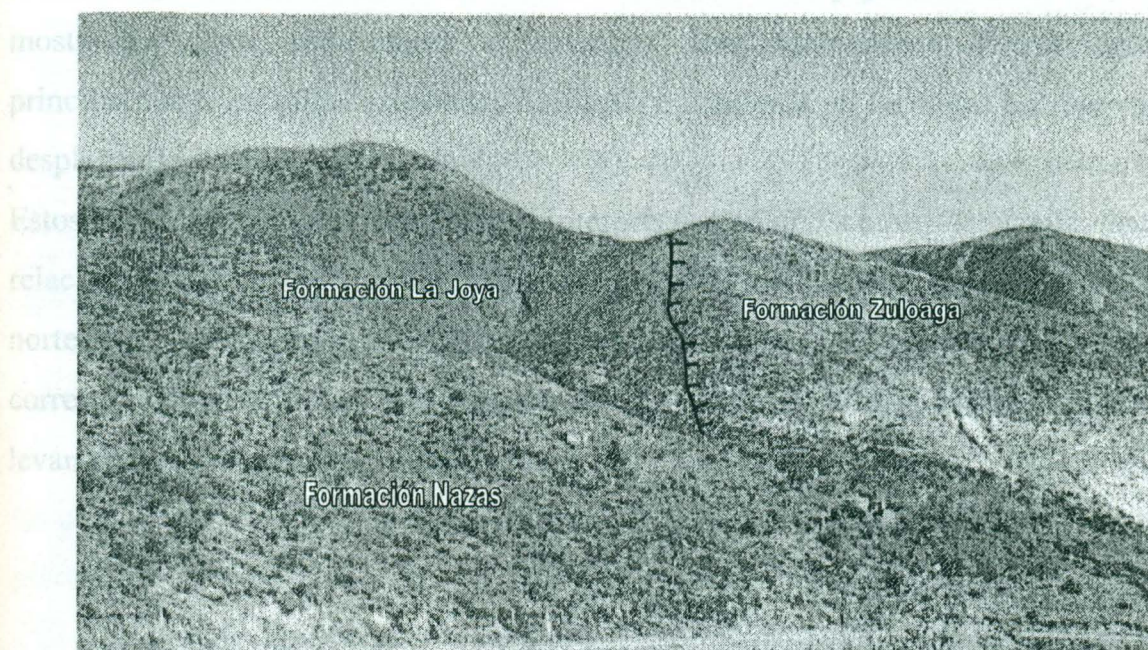
Las principales fallas este-oeste a ligeramente noroeste se localizan en la parte sur del área cartografiada y su longitud cubre casi todo lo ancho del área (6.5 Km aproximadamente) y van más allá de la misma, atraviesa por el poblado de San Juan de Matanzas en forma paralela al arroyo del mismo nombre (falla San Juan de Matanzas (Fotografía No. 21 y 22). Hacia la parte este la falla pone en contacto sedimentos de la Formación La Joya con calizas marinas de la Formación Zuloaga; en las cercanías del poblado de San Juan de Matanzas la falla corta y pone en contacto sedimentos de la Formación La Joya con rocas volcánicas de la Formación Nazas y más hacia el oeste del área, hacia la localidad de Las Adjuntas, esta falla pone en contacto a las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, y Tamaulipas Superior con sedimentos de la Formación La Joya. Barboza-Gudino (1993) interpreta este sistema de fallas posterior al sistema norte-sur, por haberse observado en algunos puntos cortando a dichas fallas (ver mapa estructural).



Fotografía No. 21

Vista aérea del área cartografiada, se observa la falla San Juan de Matanzas perpendicular a la zona de *décollement*, entre las formaciones Zuloaga y La Joya

longitudes, de pocos metros. Algunas de estas fallas se observan en la parte sur del área cartografiada, donde se observaron estructuras de espejos de fallas con estrías,



Fotografía No.22

Falla San Juan de Matanzas, pone en contacto a sedimentos de la Formación La Joya y rocas volcanogénicas de la Formación Nazas con la Formación Zuloaga ($23^{\circ}38'50''$ N, $100^{\circ}52'48''$ W), viendo al este

Falla Palillo

Esta falla se localiza en la parte norte y en las cercanías del área de la mina San Agustín, ocurre como una falla con movimiento vertical y desplazamiento normal. La dirección de esta falla es aproximadamente 20° noreste, ocurre sobre sedimentos de la Formación La Joya y tiene una extensión aproximada de 2.0 kilómetros.

Fallas menores de este tipo se observan en el área de Alamitos del Palillo, en algunas de ellas se observaron algunos indicadores cinemáticos como estrías que permiten interpretar el movimiento antes descrito (ver mapa estructural).

Sistema de Fallas Normales con Componentes Laterales

En el área de estudio estos sistemas de fallas son poco frecuentes, y tienen longitudes de pocos metros. Algunas de estas fallas se observan en la parte sur del área cartografiada, donde se observaron estructuras de espejos de fallas con estrías, mostrando estos indicadores cinemáticos una componente lateral derecha, principalmente en fallas orientadas noroeste, e izquierda en las fallas noreste con un desplazamiento de poca magnitud.

Estos sistemas de fallas se pueden interpretar también como de cizallamiento y relacionados al mismo levantamiento de la Sierra de Catorce, en donde las fallas norte-sur serían longitudinales y las este-oeste a ligeramente noroeste corresponderían a fallas tipo transversal con respecto a la geometría del bloque levantado (ver mapa estructural, Figura 11).

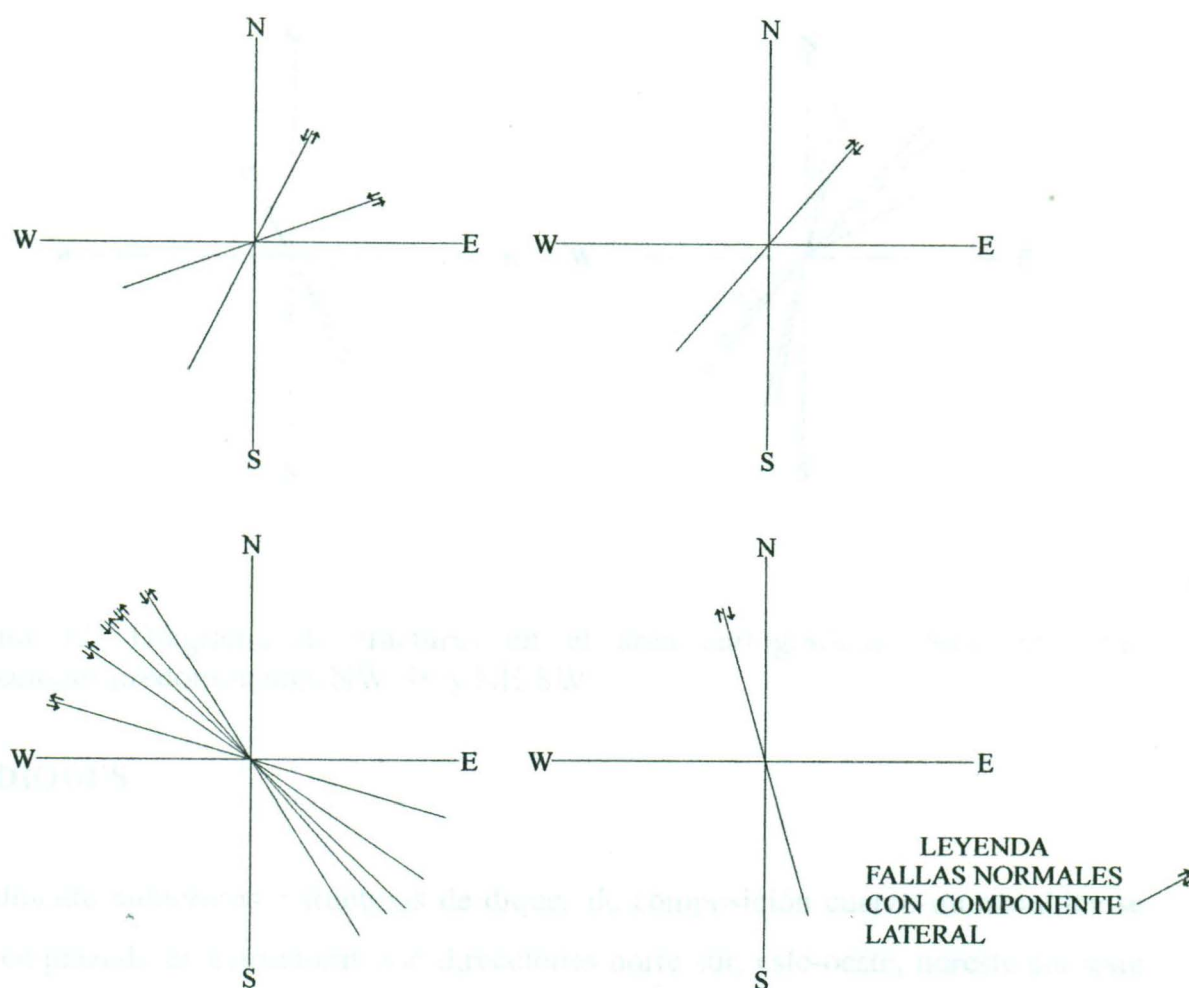


Figura 11. Diagramas de fallas normales con componentes laterales, que muestran una dirección NE-SW con componente lateral derecha. Otro sistema de fallas de este tipo ocurre con una dirección NW-SE con componente lateral izquierda

5.5 FRACTURAS

En el área cartografiada se observa una serie de fracturas de poca extensión, como producto de los esfuerzos del levantamiento de la Sierra de Catorce, que no llegan a presentar desplazamientos importantes. Estas se observan principalmente en la parte suroeste, central y norte del área cartografiada. El patrón de fracturamiento muestra dos direcciones principales noroeste y noreste, ocurriendo más frecuente esta última dirección (ver mapa estructural, Figura 12).

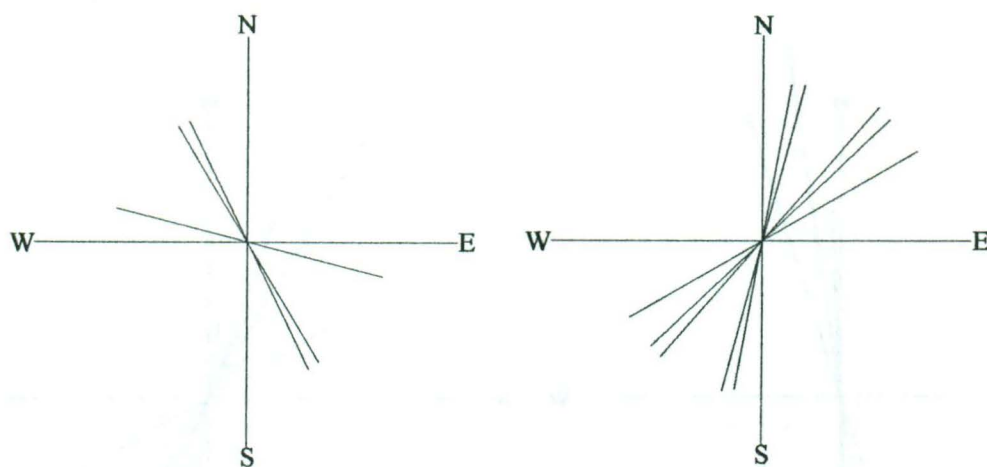


Figura 12. Diagrama de fracturas en el área cartografiada, éstas muestran direcciones predominantes NW-SE y NE-SW

5.6 DIQUES

Finalmente numerosas estructuras de diques de composición cuarzo-monzonítica se han emplazado en estructuras con direcciones norte-sur, este-oeste, noreste-suroeste y noroeste-sureste. Las dimensiones que alcanzan en el área de estudio son de hasta 4.0 km de largo, sin precisar su verdadera longitud ya que continúan fuera del área cartografiada. El ancho de los diques va desde unos metros hasta 30 o 50 m. En la parte noreste se observa un sistema con dirección norte-sur que se encuentra cortando a rocas de las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior. En la parte central ocurre el sistema de diques noreste-suroeste, cortando sedimentos de las formaciones Zuloaga, La Joya y Nazas. Otro sistema de diques es de dirección este-oeste y se encuentra cortando rocas de la Formación Zuloaga y La Joya (Figura 13). Otra de las características que se observan en los sistemas de diques es la dirección que concuerda con el sistema de fracturas y fallas en las direcciones NE-SW y NW-SE.

6. RECURSOS NATURALES

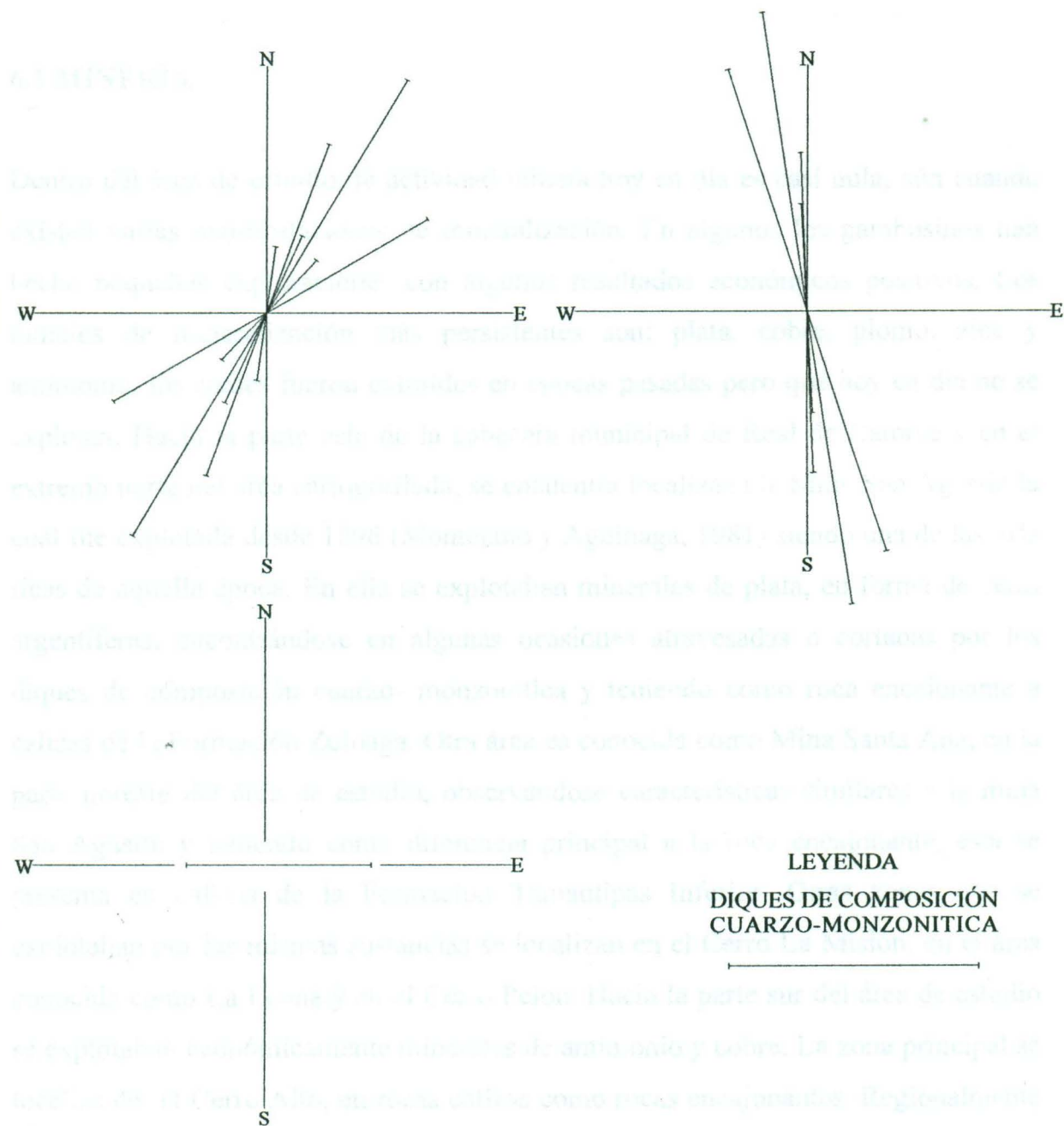


Figura 13. Diagramas que muestran los sistemas de diques en el área cartografiada, donde se muestran las direcciones predominantes NE-SW, NW-SE y E-W, mencionadas en el texto

6. RECURSOS NATURALES

6.1 MINERÍA

Dentro del área de estudio, la actividad minera hoy en día es casi nula, aún cuando existen varias manifestaciones de mineralización. En algunos los gambusinos han hecho pequeñas exploraciones con algunos resultados económicos positivos. Los indicios de mineralización más persistentes son: plata, cobre, plomo, zinc y antimonio, los cuáles fueron extraídos en épocas pasadas pero que hoy en día no se explotan. Hacia la parte este de la cabecera municipal de Real de Catorce y en el extremo norte del área cartografiada, se encuentra localizada la Mina San Agustín la cual fue explotada desde 1896 (Montejano y Aguiñaga, 1981) siendo una de las más ricas de aquella época. En ella se explotaban minerales de plata, en forma de vetas argentíferas, encontrándose en algunas ocasiones atravesadas o cortadas por los diques de composición cuarzo- monzonítica y teniendo como roca encajonante a calizas de la Formación Zuloaga. Otra área es conocida como Mina Santa Ana, en la parte noreste del área de estudio, observándose características similares a la mina San Agustín y teniendo como diferencia principal a la roca encajonante, esta se presenta en calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. Otras zonas que se explotaban por las mismas sustancias se localizan en el Cerro La Misión, en el área conocida como La Leona y en el Cerro Pelón. Hacia la parte sur del área de estudio se explotaban económicamente minerales de antimonio y cobre. La zona principal se localiza en el Cerro Alto, en rocas calizas como rocas encajonantes. Regionalmente el área de estudio se encuentra rodeada de importantes centros mineros que se encuentran en producción hoy en día. En la parte noreste del área se localiza el distrito minero de Santa María de la Paz, en el cuál se explotan actualmente minerales de cobre y oro de las vetas Dolores y Cobriza. Hasta hace algunos años se explotaban además minerales de plata, zinc, esfalerita, marmatita, galena y argentita, como minerales de mena en forma de vetas, encajonados en calizas de las

formaciones Cuesta del Cura y Agua Nueva. Otro distrito importante en producción se localiza en la parte sur del área cartografiada, conocido como San José de Tierras Negras (Wadley) donde se explotan minerales de antimonio como estibnita, valentinita, cervantita y estibiconita, principalmente, en forma de mantos de reemplazamiento en rocas calizas de la Formación Zuloaga y en fallas con un rumbo general $N60^{\circ}W$ buzando hacia el suroeste. También existen mantos de mercurio, plata y plomo.

6.2 RECURSOS HIDRÁULICOS

La estructura levantada de estas regiones montañosas hace difícil la explotación de los recursos hidráulicos subterráneos, concentrándose los acuíferos de proporciones más considerables, en los depósitos aluviales y unidades subyacentes de las partes bajas de los valles de Estación Wadley y Catorce. Estos son alimentados por arroyos torrenciales e intermitentes y corrientes subterráneas de las regiones altas durante la época de lluvias. En el área investigada se localizan dos manantiales:

El primero se localiza en la parte media del área, entre el contacto de areniscas y limolitas rojas de la Formación La Joya y calizas de la Formación Zuloaga (al sur del Puerto del Palillo). Este alimenta principalmente la cabecera municipal de Real de Catorce. El segundo manantial se localiza en las cercanías del poblado de San Juan de Matanzas, hacia la parte norte, en sedimentos de la Formación Zuloaga y alimenta al pueblo antes mencionado y en parte al poblado de Estación Wadley en el valle. Además existen una serie de pozos o norias, principalmente en los valles, los cuáles se explotan para uso agrícola y doméstico.

7. GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de la región de la Sierra de Catorce se inicia probablemente en el período Triásico o Paleozoico Superior, en la margen continental pasiva de Norte América, cuando se depositaron sedimentos siliciclásticos provenientes de un bloque continental de edad Precámbrico-Paleozoico (Pangea), conocidos como Formación Zacatecas (afloran fuera del área cartografiada). Estos sedimentos corresponden a facies deltaicas distales o de un abanico submarino proximal, apareciendo facies más distales hacia el oeste y facies fluviales probablemente también correlacionables en edad hacia el este y noreste (Barboza-Gudino, reporte privado COREMI, 1998).

En el Jurásico Inferior hubo sedimentación continental y vulcanismo, depositándose la Formación Nazas en forma discordante sobre sedimentos marinos de la Formación Zacatecas (al norte del área de estudio). Características petrológicas y geoquímicas de la Formación Nazas (en parte motivo del presente estudio) indican una afinidad de arco, iniciándose un proceso de subducción en el Pacífico, donde la placa de Kula comienza a subducir bajo la placa Norteamericana iniciándose así un magmatismo de arco representado en nuestra zona de estudio por la unidad cartografiada como Formación Nazas (Barboza-Gudino et al., 1997, a y b; 1999), acompañada de deformación y posteriormente metamorfismo de bajo grado.

Posiblemente desde finales del Calloviano, empieza la gran transgresión marina, representada por la depositación de sedimentos clásticos, tales como conglomerados polimícticos, areniscas finas, lutitas y limolitas de color rojo (Formación La Joya), que representan los depósitos basales de la transgresión marina en la parte central y noreste de México. En este periodo, donde el mar invade esta parte del continente, tiene lugar una subsidencia lenta, marcada por una disminución progresiva del

dominio terrígeno, y la aparición de depósitos de calizas arcillosas (base de la Formación Zuloaga).

En el Jurásico Superior (Oxfordiano), se acentuó más el fenómeno de la transgresión marina, que originó el depósito de los sedimentos de plataforma de la Formación Zuloaga. El depósito inicia con calizas arcillosas de estratos delgados a bancos gruesos de aspecto masivo con espesores hasta de 2 m, y originando grandes volúmenes de rocas calizas con presencia de fauna marina de gasterópodos y algunos corales, donde prevalecieron condiciones de aguas cálidas y muy tranquilas, que permitieron su desarrollo. La profundización de la cuenca continuó en la parte centro y noreste de México. En esta última se depositaron grandes volúmenes de evaporitas (Formación Minas Viejas), y el depósito de carbonatos es interrumpido probablemente hasta fines del Argoviano y principios del Kimmeridgiano.

En el Kimmeridgiano-Titoniano se ve interrumpida la depositación de carbonatos, debido al aporte de materiales terrígenos. Esta sedimentación esta representada por la Formación La Caja, constituida por calizas, margas y lutitas, depositadas lejos de la costa en un ambiente marino, en una gran cuenca a la que se le dio el nombre de Cuenca Central o Cuenca Mesozoica del Centro de México. En ella según Burckhardt (1930), los sedimentos se depositaron sobre una superficie ondulada por efectos de movimientos tectónicos. La presencia de abundantes organismos marinos sugiere que durante el depósito de estos sedimentos debieron de existir condiciones normales de un mar abierto con buena oxigenación que ayudaron a su crecimiento, aunque la presencia parcial de fosforita indica que hubo poca circulación de agua en determinadas zonas, condiciones que prevalecieron a principios del Titoniano.

El hundimiento de la cuenca continuó y posteriormente se depositaron los sedimentos de la Formación Taraises, los cuales están constituidos por calizas margosas, con intercalaciones de lutitas margosas de color gris claro, con

tonalidades rojizas en superficies de intemperismo. Los sedimentos y la fauna de esta formación, según Rogers y colaboradores (1961) fueron originados en mares someros, de aguas claras y estancadas, estas últimas creando condiciones favorables de oxido-reducción, y originando precipitaciones de pequeños nódulos de pirita, con coloraciones amarillo pálido que representan un clima cálido. Se favoreció el desarrollo de organismos tales como amonites y pelecípodos de edad Neocomiano. Humphrey (1949), en la Sierra de los Muertos, registra en la parte inferior del Neocomiano el depósito de calizas arrecifales, seguidos por una inmersión de las costas y transgresión hacia el norte sobre la Península de Coahuila, depositándose después lodos calcáreos y calizas. Para el Hauteriviano, la Plataforma de Coahuila ya había sido cubierta por el mar y empezó a recibir sedimentación de carbonatos y a su vez, se constituyó como una zona de aporte de material calcáreo hacia la cuenca. En este tiempo en la Plataforma Valles-San Luis Potosí se depositaban importantes volúmenes de evaporitas y escasos horizontes de carbonatos que formaron dolomitas.

En el Hauteriviano la sedimentación predominante la constituían depósitos de carbonatos, reflejados en la cuenca en importantes depósitos de calizas como los de la Formación Tamaulipas Inferior. Se originaron en un piso marino en el que prevalecían condiciones de un medio ambiente reductor, como lo demuestra la presencia de pequeños nódulos y cristales de pirita y marcasita oxidados, acompañados de importantes depósitos de sílice reflejados en los pedernales en forma de nódulos de color gris claro a amarillento. Estas condiciones prevalecieron hasta finales del Aptiano Superior.

En el Aptiano se depositaron los sedimentos de la Formación La Peña. En ese tiempo la Plataforma de Coahuila ya era una plataforma totalmente desarrollada y la de Valles-San Luis Potosí ya estaba cubierta por el mar, por lo que los sedimentos pudo haber sido transportados por los ríos que existieron en la Península de

Coahuila y distribuidas por corrientes oceánicas (Imlay, 1936). Sin embargo, Humphrey (1949) dice que los depósitos de arcillas y limos calcáreos de la Formación La Peña, tuvieron su origen en las transgresiones marinas durante el levantamiento de la Península de Coahuila. Otra posibilidad es un aporte desde el poniente (arcos del Terreno Guerrero?).

Los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior, tuvieron su origen de forma similar a los sedimentos de la Formación Tamaulipas Inferior, debido a que las condiciones de depositación son similares, con características que nos indican que la profundidad de la cuenca en esta zona iba en aumento. Las aguas eran claras con abundante oxígeno, ya que permitieron el desarrollo de abundantes amonites.

Durante el Albiano-Cenomaniano se depositaron los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura, la cuál corresponde a un medio ambiente batial cuyo movimiento del fondo marino originó estratificación ondulada, probablemente debido a pequeñas oscilaciones e irregularidades del mismo. Los sedimentos están constituidos por calizas de estratos delgados con pedernal de color negro e intercalaciones delgadas de limolitas, disminuyendo la profundidad marina hacia su cima en donde empieza el suministro de terrígenos, el que aumenta durante el Turoniano con las limolitas de la Formación Indidura, condiciones que culminan en el Campaniano-Maastrichtiano con el depósito de las areniscas y lutitas de tipo flysch de la Formación Caracol.

A finales del Cretácico, da comienzo la Orogenia Laramide (De Cserna, 1956), evento que se continuó hasta el Terciario Inferior (Eoceno). De acuerdo a Guzmán y De Cserna (1963) la orogenia fue la responsable de las características estructurales del Levantamiento de la Sierra de Catorce, causando en los sedimentos compresión con un fuerte fallamiento, plegamiento y zonas de desplazamientos (*decollement*), formando un sinnúmero de pliegues y reflejando los esfuerzos en una dirección este-oeste y noreste-sureste. Sin embargo, en algunos lugares el eje de los pliegues varía,

debido a nuevos disturbios que dieron lugar a fallamientos que desviaron la estructura y provocaron la formación de pequeños valles y escarpes. Bacon (1978) dice que la variación reflejada en la superficie es debida a la configuración del basamento Paleozoico, en adición a otras fuerzas, como resultado de tensión. De acuerdo a Mújica y Albarrán (1983) en el Terciario (Eoceno) se emplazaron diques de composición monzonítica a cuarzo-monzonítica, algunos de los cuales son paralelos a los ejes de los pliegues (Anticlinal La Misión) y fueron acompañados de soluciones mineralizantes hidrotermales.

Del Pleistoceno al Reciente los sucesos más relevantes son fenómenos geológicos erosivos en los cuales actúan principalmente fenómenos mecánicos y químicos, que disgregan las partes altas de las montañas y rellenan las cuencas de los valles, llegando a formar depósitos de conglomerados polimícticos y otros rellenos aluviales.

8. ESTUDIOS SOBRE LA FORMACIÓN NAZAS

8.1 OBJETIVO

Caracterizar por medio de estudios petrológicos y geoquímicos las secuencias volcánicas mesozoicas pre-Oxfordianas (Formación Nazas y algunas incluidas en la "Formación Huizachal") que ocurren en algunas localidades de los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas, con la finalidad de ubicarlas en un ambiente tectónico determinado.

8.2 TIPOS DE ESTUDIOS

La Formación Nazas ha sido objeto de una variedad de estudios de. Éstos se han efectuado principalmente desde el punto de vista estratigráfico, petrológico,

estructural y económico. Con el objeto de aportar nuevos datos para establecer y conocer su historia geológica, composición, ambiente tectónico y su correcta edad, principalmente en la porción centro-norte de México. En el presente trabajo se han realizado algunos estudios petrográficos y geoquímicos, de estos últimos debemos de mencionar que no existen abundantes datos que permitan determinar con exactitud el ambiente tectónico en que fueron emplazadas este tipo de rocas, por lo que la caracterización geoquímica nos permitirá realizar interpretaciones preliminares del medio ambiente de formación, contribuyendo de manera significativa al entendimiento de la paleogeografía del período Triásico Superior-Jurásico Inferior.

8.3 TRABAJOS PREVIOS

Diversos autores han realizado trabajos sobre la Formación Nazas en distintas partes del territorio Mexicano. Los trabajos iniciales corresponden a Kellum (1936), quién realizó trabajos sobre estratigrafía y litología, considerando a estas rocas dentro de la secuencia por él denominada "Serie de Capas Rojas" en los afloramientos del Levantamiento de Villa Juárez, localizado aproximadamente a 200 km al oeste de la Sierra de San Julián en el Estado de Durango y aproximadamente a 10 km al oeste de Torreón Coahuila. El espesor observado es de 150 m a 300m y su base no está expuesta. Respecto a la edad y debido a que no encontró fauna ni flora fósil que pudiera ayudar a establecer la misma, tentativamente sugirió para los depósitos de capas rojas una edad Jurásica.

Rogers et al. (1957), realizaron trabajos de cartografía y geología en el área de Concepción del Oro, al oeste del poblado de Cedros, en el Estado de Zacatecas, en donde describen y mencionan la región de San Julián y el Pico de Teyra y hacen referencia a las rocas del "basamento" como "formación Huizachal". Estos autores concluyen que en las sierras de La Candelaria y del Borrego (San Julián), algunos

kilómetros al oeste del poblado de Cedros, la Formación Zuloaga se encuentra discordantemente sobre la "formación Huizachal", reuniendo a una serie de rocas de color rojo, constituidas por conglomerados, areniscas y lutitas, en las cuáles no se encontraron fósiles y posiblemente correspondan en edad al Calloviano tardío u Oxfordiano temprano. Su espesor varía considerablemente. En algunos lugares la Formación Zuloaga descansa directamente sobre filitas y esquistos de edad desconocida.

De Cserna (1956), que posteriormente fue co-autor de las investigaciones de Rogers et al. (1957, 1961), presenta la primera descripción de las unidades que subyacen a la Formación Nazas, mencionando a estas como "esquisto Caopas" y "Formación Rodeo". Él notó una similitud entre las capas rojas del Pico de Teyra y la Sierra de San Julián y sugiere una edad del Triásico debido a la semejanza con rocas descritas por Burckhardt (1930) en las cercanías de la ciudad de Zacatecas.

Rogers et al. (1961), publicaron el primer mapa geológico del área de Teyra-San Julián y realizaron investigaciones litológicas sobre las rocas pre-Oxfordianas, haciendo las siguientes observaciones sobre la Formación Nazas:

Las unidades superiores de las rocas del basamento están constituidas principalmente por capas rojas pudiendo ser equivalentes a los sedimentos de la Formación Huizachal. Estas unidades se encuentran bien expuestas en la Sierra de San Julián, separadas en su parte inferior por la Formación Rodeo y en su parte superior, bajo los sedimentos de la Formación Zuloaga, por una discordancia angular. También observaron esta unidad en el Pico del Toro de la Sierra de Candelaria, donde se tiene un espesor aproximado de 800 m, en una sección incompleta debido a que no se encuentra expuesta su base.

Pantoja-Alor (1963), aplica informalmente el nombre de Formación Nazas a las secuencias de capas rojas y rocas volcánicas del Mesozoico Inferior que afloran en el área de San Pedro del Gallo del Estado de Durango.

Córdoba-Méndez (1964, 1965), realizó trabajos en el área de Teyra-San Julián, produjo mapas geológicos del área mencionada e incorporó los mapeos realizados por Rogers et al. (1961). Hace una diferenciación de las rocas pre-Oxfordianas y utiliza de manera informal el término "formación Nazas" para las capas rojas que se encuentran subyaciendo a las unidades post-Oxfordianas (Formación Zuloaga).

Denison et al. (1969, 1971), investigaron la edad de las formaciones subyacentes a la Formación Nazas (Esquisto Caopas y Formación Rodeo) utilizando el método Rb-Sr y obtuvieron una edad de 141 ± 40 Ma, para ambas unidades. Rogers et al. (1961) establecieron la edad del Intrusivo Caopas mediante sus relaciones estratigráficas como del Jurásico Medio, ya que intrusión a las andesitas de la Formación Rodeo, donde un derrame dio una edad K-Ar (Hornblenda) de 183 ± 8 Ma.

Pantoja-Alor (1972) es quien propone formalmente el nombre de Formación Nazas en el Levantamiento de Villa Juárez, considerando a esta área como localidad tipo, ubicada a 10 km al oeste de Torreón Coahuila, en el norte del Estado de Durango. Se encuentra constituida por sedimentos continentales que alternan con rocas volcánicas. La secuencia consiste de lavas interestratificadas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas, conglomerados, diques y flujos riolíticos, riodacíticos, y andesíticos de color rojo, litología similar a la Formación Nazas de la Sierra de San Julián. El espesor de esta formación en el Levantamiento de Villa Juárez es desconocido, debido a que la base de esta unidad se encuentra cubierta, estimándose en una sección incompleta medida de 570 m. El origen de los depósitos de la Formación Nazas fue atribuido a una actividad volcánica intensamente explosiva de

carácter ácido. Respecto a su edad, debido a que no se encontró fauna fósil y de acuerdo a su posición estratigráfica, subyaciendo a la Formación La Gloria, demostró que definitivamente la Formación Nazas es una unidad pre-Oxfordiana, documentando la edad con mediciones radiométricas por el método Plomo-alfa, por el que obtuvo una edad de 230 ± 20 millones de años para flujos de riolitas de la parte inferior de la Formación Nazas, así correlacionó a esta unidad con las rocas de la Formación Huizachal del área de ciudad Victoria en el Estado de Tamaulipas.

Blickwede (1981), estudió la Formación Nazas en la Sierra de San Julián y la dividió en dos miembros: 1) Una secuencia volcánica inferior, con un espesor promedio de 946 m y 2) Una secuencia superior de 146 m de lechos rojos fuertemente alterada. Menciona también que las rocas volcánicas se derivaron de una actividad similar a la que ocurre actualmente en el Arco Magmático Circum-Pacífico.

Belcher (1979), midió y describió tres secciones de rocas volcánicas de la parte superior de la Formación Nazas en la Sierra de San Julián, las cuales nombró: Piedras Blancas, Salinosa y Milagro, además de realizar investigaciones paleomagnéticas y estratigráficas de las capas rojas del noreste de México.

López-Infanzón (1986), con base en datos petrológicos, radiométricos y relaciones estratigráficas, propone considerar como parte de la Formación Nazas a las siguientes unidades: La secuencia de "Lechos Rojos" sobre la que descansa la columna post-Oxfordiana en el Sector Transversal de Parras (Sierra El Número y Sierra de Jimulco); la Formación Rodeo (Rogers et al. 1961), que es una secuencia de derrames y tobas andesíticas (183 ± 8 Ma); el "Esquisto Caopas" (Rogers et al. op.cit.), que corresponde a una intrusión granítico-diorítica cataclástica; las "Capas Rojas" que suprayacen a la Formación Zacatecas en la Sierra de Catorce y Charcas San Luis Potosí. En base a su petrología, también propone considerar como parte de

la Formación Taray a la secuencia que Córdoba-Méndez (1964) describiera como la base de la Formación Rodeo, al noreste de Caopas, Zacatecas.

Barboza-Gudino (1989), en su estudio de la Sierra de Catorce, S.L.P., menciona un paquete de más de 300 m de lechos rojos, los cuales nombra como Formación La Joya, formados principalmente por pizarras rojas, conglomerados y limolitas con intensa esquistocidad y rocas volcánicas en la parte inferior de la secuencia.

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), cartografiaron el área de la Hoja Charcas, del estado de San Luis Potosí, y en sus análisis notaron que los lechos rojos con intercalaciones de rocas volcánicas de la Sierra de Charcas, son muy semejantes a los descritos por Pantoja-Alor (1972), en el área de Villa Juárez, del Estado de Durango y debido a esta similitud litológica concluyeron que los depósitos de dicha área corresponden a la Formación Nazas.

Silva-Romo (1993), describe la Formación Nazas en el área de Peñón Blanco de la Sierra de Salinas del Estado de San Luis Potosí y Zacatecas, como una formación continental constituida por dos miembros, el basal volcánico y el cimero clástico. El miembro clástico se acumuló en un ambiente fluvial y lacustre con volcanismo piroclástico sincrónico. El ambiente fluvial se caracterizó por el desarrollo de meandros, atestiguando la temprana denudación del miembro volcánico de la misma Formación Nazas. El miembro volcánico consiste principalmente de derrames lávicos, piroclásticos brechoides y aglomerados. Los derrames son de basaltos y andesitas y el miembro clástico está compuesto por intercalaciones de limolitas con horizontes tobáceos cristalinos y conglomerados polimícticos de fragmentos de areniscas y de rocas volcánicas andesíticas. Obtuvo un espesor de 309 m, de los cuales 173 m corresponden al miembro volcánico y 136 m al miembro clástico. Respecto a su edad considera una edad del Jurásico Medio.

Tristán-González et al. (1995), efectuaron trabajos de cartografía geológica del área de la Hoja Presa Santa Gertrudis del Estado de San Luis Potosí, encontrándose en su cartografía afloramientos de la Formación Nazas, la cuál aflora en pequeñas ventanas de erosión, donde subyace a la Formación Zuloaga. La litología de esta área presenta una diferencia con respecto a la descrita en la Sierra de Charcas, aquí las rocas volcánicas se presentan más abundantes que las facies conglomeráticas y terrígena, ocurriendo en forma de derrames de dacitas y andesitas.

Bartolini y Marsaglia (1996), realizaron trabajos en el área conocida como Cerritos Colorados, localizada aproximadamente a 17 Km al oeste de la ciudad de Torreón, Coahuila, donde afloran rocas de la Formación Nazas, sugiriendo en su investigación, que los depósitos de la Formación Nazas se acumularon en una cuenca formada a lo largo de un arco magmático continental.

Barboza-Gudino et al. (1998, 1999, 2000), las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México hoy en día son motivo de controversia en cuanto a su ambiente tectónico de formación. La interpretación de la paleogeografía y edades más precisas del depósito de las diferentes unidades pre-Oxfordianas, se ha logrado gracias a la contribución de varios investigadores que han aportado diferentes datos analíticos y de campo. Los datos obtenidos en varias investigaciones permiten también realizar nuevas reinterpretaciones logrando una subdivisión más detallada de las secuencias, que alguna vez en las descripciones originales fueron consideradas una sola unidad formacional (Capas Rojas y/o Lechos Rojos). Tal reinterpretación permite reconocer para el Triásico Medio a Superior, una cuenca oceánica de afinidad pacífica hacia el suroeste (Formación Zacatecas) y depósitos continentales de edad similar (Formación Huizachal). Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico, se instala un proceso de subducción de la placa paleopacífica (Placa de Kula) bajo la Placa de Norteamérica, dando lugar a un magmatismo, que origina el denominado Arco Jurásico Cordillerano. En la región del centro y noreste

de México este se refleja principalmente en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Durango y Coahuila en donde los depósitos son conocidos como Formación Nazas, mientras que rocas similares ocurren en los estados de Nuevo León y Tamaulipas que se han considerado como parte de la Formación Huizachal o Formación La Boca o aún más antiguas (Triásico). Las observaciones y datos de campo señalan que dichas rocas pertenecen al mismo arco volcánico continental de edad Jurásico Inferior a Medio. Posteriormente o en parte contemporáneo, se presenta una etapa de distensión en donde primeramente ocurre el depósito de capas rojas en sistemas aluviales y fluviales hasta posiblemente marinos, estos últimos hacia la porción Centro Oriental de México (Huayacocotla). Mientras que hacia la porción oriental se observa una clara subdivisión en una secuencia inferior de dichos depósitos (Formación La Boca) y una secuencia superior discordante (Formación La Joya). Esta última pasa de manera transicional hacia arriba, a los depósitos calcáreos y en parte evaporíticos de la transgresión marina del Jurásico Superior.

Bartolini (1998), es su trabajo de tesis doctoral concluye que la Formación Nazas no es una secuencia de capas rojas. Consiste de más de 2500 m o más de rocas volcánicas, flujos piroclásticos intercaladas con rocas sedimentarias clásticas, de edad del Triásico Superior a Jurásico Medio. Análisis geoquímicos de rocas volcánicas de las regiones centro y noreste de México indican que el volcanismo es calco-alcalino e incluye rocas de composición intermedia a ácida y raramente basaltos. En estos análisis no reporta interpretaciones geoquímicas en cuanto al medio ambiente en que este tipo de rocas se formaron. Para establecer su edad utilizó métodos radiométricos Argon-Argon, Rubidio-Estroncio y Potasio-Argon de los cuales obtuvo edades que van del Jurásico al Terciario, sin embargo relaciones de campo indican que la Formación Nazas abarca un periodo que va del Triásico Superior al Jurásico Medio. La secuencia volcano-sedimentaria fué depositada en cuencas a lo largo de la margen de un arco magmático continental. Esta conclusión la basa en las características químicas de algunas muestras analizadas, mencionando

que estas contienen altas concentraciones de K, Sr, Ba, Zr, Th y U, relaciones altas de K/Rb y Fe/Mg, pero que generalmente muestran altas concentraciones de Mg, Al, Cr, Ni, Co, Nd y Pb y constantes rangos de Nb/Zr y Hf/La.

9. LOCALIDADES DE LA FORMACIÓN NAZAS

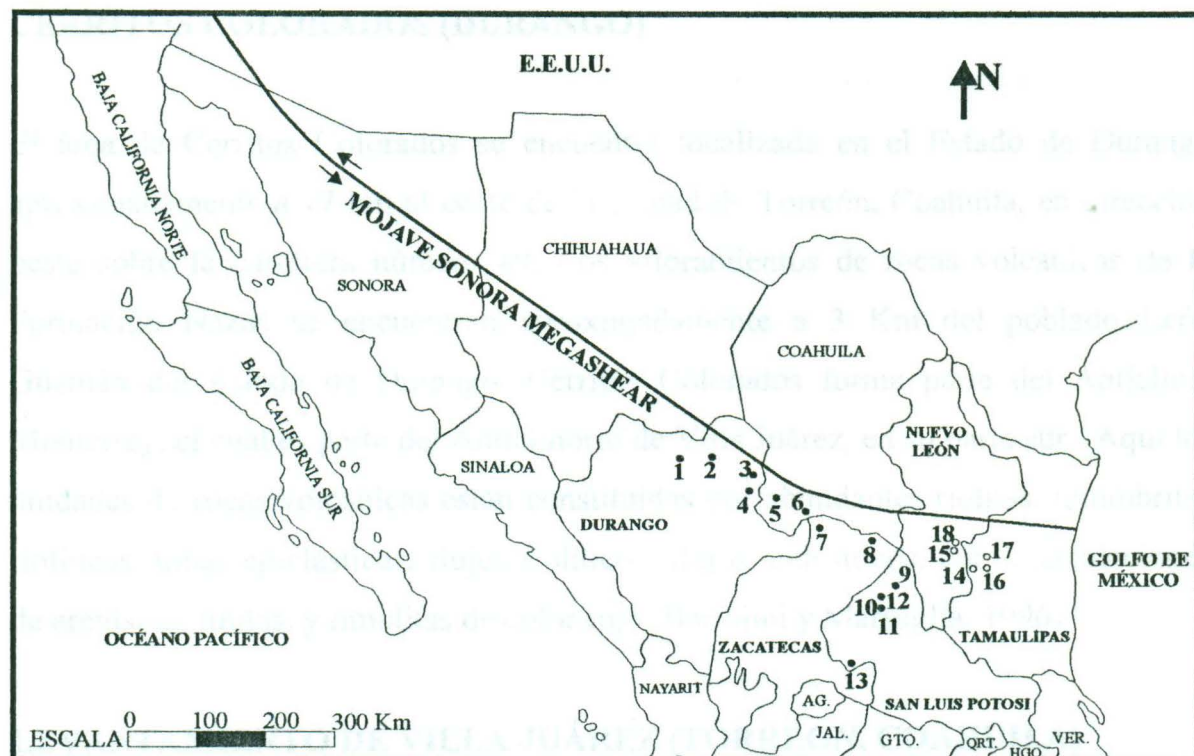
Las localidades de la Formación Nazas que a continuación se describen han sido representadas en la figura 14 y ocurren en los estados de Durango, Coahuila, Zacatecas, San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas, en todos los casos al sur de la aparente traza de la megacizalla Mojave-Sonora.

SANTA MARÍA DEL ORO (DURANGO)

Esta área se encuentra localizada al oeste del poblado de Santa María del Oro en el Estado de Durango, en donde afloran rocas volcánicas de composición riolítica y fragmentos de rocas volcánicas, provenientes de secuencias Jurásicas de la Formación Nazas. Probablemente la edad es similar a rocas volcánicas de otros afloramientos de las regiones centro y noreste de México y de características que corresponden con el mismo ambiente tectónico de vulcanismo de arco (Jones et al. 1995).

SAN PEDRO DEL GALLO (DURANGO)

Las exposiciones de los depósitos de la Formación Nazas se localizan al norte de la localidad conocida como San Pedro del Gallo, donde la Formación Nazas está constituida por paquetes de rocas sedimentarias de color rojizo que contienen conglomerados con contenidos de fragmentos de rocas riolíticas, con diámetros aproximadamente de 6 a 10 cm.



LOCALIDADES

- 1 SANTA MARÍA DEL ORO
- 2 SAN PEDRO DEL GALLO
- 3 CERRITOS COLORADOS
- 4 LEVANTAMIENTO DE VILLA JUÁREZ
- 5 SIERRA DE JIMULCO
- 6 SIERRA DE RAMÍREZ
- 7 CAOPAS-PICO DE TEYRA (TEYRA-SAN JULIÁN)
- 8 SIERRA DE LA VENTURA
- 9 SIERRA DE CATORCE
- 10 LA TAPONA-SIERRA PICACHOS
- 11 CHARCAS-CORONADO
- 12 PRESA SANTA GERTRUDIS
- 13 PEÑÓN BLANCO
- 14 LEVANTAMIENTO DE MIQUIHUANA
- 15 ARRAMBERRI
- 16 CAÑÓN DEL HUIZACHAL
- 17 CAÑÓN DE LA PEREGRINA
- 18 MEZQUITAL

LEYENDA

- FORMACIÓN NAZAS
- FORMACIÓN HUIZACHAL
- AG. AGUASCALIENTES
- JAL. JALISCO
- GTO. GUANAGUATO
- QRT. QUERÉTARO
- HGO. HIDALGO
- VER. VERACRUZ

FUENTE: N.W. JONES Y COLABORADORES (1995) Y BARBOZA-GUDINO Y COLABORADORES (1998)

Figura 14. Localidades con afloramientos de las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México

CERRITOS COLORADOS (DURANGO)

El área de Cerritos Colorados se encuentra localizada en el Estado de Durango aproximadamente a 17 km al oeste de la ciudad de Torreón, Coahuila, en dirección oeste sobre la carretera número 49. Los afloramientos de rocas volcánicas de la Formación Nazas se encuentran aproximadamente a 3 Km del poblado León Guzmán del Estado de Durango. Cerritos Colorados forma parte del Anticlinal Monterrey, el cuál es parte del Anticlinorio de Villa Juárez, en su parte sur. Aquí las unidades de rocas volcánicas están constituidas por abundantes riolitas, ignimbritas riolíticas, tobas epiclásticas, flujos riolíticos, flujos andesíticos, con intercalaciones de areniscas, lutitas, y limolitas de color rojo (Bartolini y Marsaglia, 1996).

LEVANTAMIENTO DE VILLA JUÁREZ (TORREÓN, COAHUILA)

Esta área se localiza aproximadamente a 200 km al oeste de la Sierra de San Julián y a 10 km al oeste de Torreón, Coahuila en el norte del Estado de Durango. Kellum (1936) describe una serie de rocas volcanogénicas que consisten principalmente de lavas intercaladas con lutitas y areniscas derivadas de rocas volcánicas que nombró como "Capas Rojas". Pantoja-Alor (1972) menciona para esta área que la Formación Nazas consiste de diques, flujos riolíticos, lutitas, limolitas, areniscas, conglomerados en menor abundancia, flujos de cenizas riolíticas, tobas de caída libre de composición riodacítica a dacítica y derrames de andesitas.

SIERRA DE JIMULCO (COAHUILA)

La Sierra de Jimulco se localiza aproximadamente a 8 km al noroeste del poblado Flor de Jimulco en el Estado de Coahuila, en donde afloran "capas rojas" del Sector Transverso de Parras (Sierras del Número y Jimulco). Estas sierras están divididas por el Cañón Ahuichila, en donde los afloramientos de "capas rojas" son afectados

por procesos dinamotérmicos. En estudios anteriores, estas rocas fueron consideradas como una unidad metamórfica expuesta en una "ventana tectónica" (Tardy y Ruiz, 1974). En la Sierra de Jimulco la secuencia está constituida por una alternancia de conglomerados de rocas volcánicas, areniscas volcánicas, limolitas y lutitas de color rojizo, intercaladas con derrames andesíticos, riolíticos, tobas y algunos basaltos, intrusionados por numerosos diques de diabasa. Debido a las características petrológicas de las rocas antes mencionadas, de carácter volcanogénico afectadas por procesos dinamotérmicos López-Infanzón (1986) considera a estas secuencias dentro de la Formación Nazas.

SIERRA DE RAMÍREZ (DURANGO)

La Sierra de Ramírez se localiza en las coordenadas siguientes: latitud $24^{\circ}52'$, longitud $102^{\circ}36'$ y latitud $24^{\circ}52'$, longitud $102^{\circ}33'$, en las cercanías del poblado La Pendencia del Estado de Durango, donde afloran rocas volcánicas de la Formación Nazas, de composición similar a las áreas de Santa María del Oro, Cañón de Ahuichila y Sierra de Jimulco.

ÁREA SIERRA DE SAN JULIÁN O RODEO-CAOPAS Y ALREDEDORES DEL PICO DE TEYRA (ZACATECAS)

La Formación Nazas en la Sierra de San Julián consiste en rocas sedimentarias y lavas, de color rojizo. López Ramos (1980), menciona que al sur de la Sierra de San Julián, la formación consiste en una secuencia piroclástica y volcánica de toba, toba arenosa, aglomerado e ignimbrita con algunas intercalaciones de derrames riolíticos. Blickwede (1981), en la Sierra de San Julián, divide a la Formación Nazas en dos unidades:

- 1) 945 m de una secuencia inferior de origen volcánico, compuesta de tobas de caída libre, flujos de ceniza, flujos de lava y lahares, cuya composición es principalmente andesítica
- 2) 146 m de una secuencia superior de lechos rojos compuesta de sedimentos aluviales de composición y textura correspondiente a volcarenitas inmaduras, arcosas volcánicas líticas y arcosas.

Litología similar cercana a esta área se localiza también en las sierras de Teyra y La Candelaria.

SIERRA DE CATORCE (SAN LUIS POTOSÍ)

En la Sierra de Catorce, rocas volcánicas de la Formación Nazas se localizan en varios afloramientos: Cañón General, Cañón del Ojo de Agua o El Salto, Las Adjuntas, El Jordán, San Bartolo y en San Juan de Matanzas (área cartografiada durante el desarrollo de esta tesis). Barboza-Gudino et al. (reporte privado para COREMI, 1998) observan una secuencia volcanogénica que está representada por una gama amplia de productos volcánicos, desde lavas, intrusiones y productos piroclásticos así como intercalaciones de sedimentos clásticos gruesos a finos, se observan rocas andesíticas oscuras a verdosas en forma de diques y derrames lávicos hasta flujos dacíticos y diques o domos riolíticos.

SIERRA DE CHARCAS Y SIERRA DE CORONADO (SAN LUIS POTOSÍ)

La Formación Nazas aflora a lo largo de la margen oriental del núcleo de la Sierra de Charcas, además existen otros afloramientos en la zona de la Sierra El Borrego, como son los del nacimiento del Arroyo Majada de Villa, Arroyo Las Hermanas y los de la parte oriental del Arroyo La Noria. Tristán-González y Torres-Hernández

(1992, 1994) describen la litología de la Formación Nazas para esta área como constituida principalmente por limolitas intercaladas con capas de arenisca conglomerática, con clastos de andesita y jasperoides de color rojizo y clastos de basalto vesicular de color negro; rocas volcánicas intermedias con flujos de cenizas de color café rojizo de composición intermedia; derrames de lavas de composición andesítica; horizontes tobáceos finos, intercalados con arenas conglomeráticas con fragmentos de rocas andesíticas de color café a morado.

PRESA SANTA GERTRUDIS (SAN LUIS POTOSÍ)

En esta zona la Formación Nazas aflora en pequeñas ventanas, el afloramiento más notorio se localiza en la parte sur del poblado de Lajas en el Cerro El Cuatillos. Tristán-González et al. (1995) mencionan que los depósitos de la Formación Nazas son muy similares en su litología a la descrita en las zonas de la Sierra de Charcas, con la particularidad de que en esta zona son mucho más abundantes las rocas volcánicas que la facies conglomerática, terrígena. La litología se presenta como una secuencia de derrames de dacita y andesita con grado de alteración variable. Además aparecen lechos rojos con horizontes de gravas, arenas y capas arcillo-arenosas con gradación y clasificación burda. Los fragmentos de las gravas son de andesitas o dacitas. En general la secuencia continental presenta una coloración rojiza a morado oscuro.

SIERRA DE SALINAS DEL PEÑÓN BLANCO (SAN LUIS POTOSÍ ZACATECAS)

Los depósitos volcánicos conocidos como Formación Nazas en esta zona afloran en la ladera septentrional del Cerro La Peña, Cerro Grande, Arroyo Las Jaras y en el Cerro El Potrero. Silva-Romo (1993) divide la formación en esta área en dos miembros:

- 1) Miembro Basal Volcánico. Consiste principalmente en intercalaciones de derrames lávicos piroclásticos brechoides y algunos aglomerados. Los derrames son de andesitas y de basaltos, de colores gris a verde y morado, con coloración ocre en superficies de intemperismo.
- 2) Miembro Clástico. Consiste en una intercalación de limolitas con horizontes tobáceos cristalinos y conglomerados polimícticos formados por fragmentos de areniscas, fragmentos de cuarzo de segregación y de rocas volcánicas de composición andesítica y flujos ignimbríticos de color gris con tonalidades verdes.

Cabe destacar que en las áreas cartografiadas por Tristán-González y Torres-Hernández (1992, 1994) y Silva-Romo (1993), las rocas clásticas que han sido cartografiadas como parte superior de la Formación Nazas, se consideran en el presente trabajo como Formación La Joya siguiendo el criterio de Barboza-Gudino et al. (1998, 1999).

ARAMBERRI (NUEVO LEÓN)

En esta área se localizan dos localidades donde se pueden observar depósitos similares a los conocidos como Formación Nazas. Las localidades donde afloran estos depósitos son: Sobre el corte de la carretera Aramberri-La Escondida en el km 2.5 al este de La Escondida y sobre la carretera El Mezquital aproximadamente en el km 10 al noroeste de Aramberri. Meiburg et al. (1987) describen las rocas volcánicas que aquí afloran como secuencia "pre-Huizachal", la cuál está constituida por ignimbritas riolíticas, brechas volcánicas y tobas. Jones et al. (1995) observaron en esta área similitudes litológicas con la secuencia de rocas volcánicas de la Formación Nazas del área del Pico de Teyra-Caopas, por lo que ellos tentativamente sugieren que esta secuencia corresponde a la misma Formación Nazas.

CAÑÓN DEL HUIZACHAL-ANTICLINORIO DEL CAÑÓN PEREGRINA, TAMAULIPAS

Las "capas rojas" del noreste de México fueron nombradas como Formación Huizachal por Imlay et al. (1948) y sus afloramientos se aprecian en el Cañón del Novillo, Cañón Arroyo Seco, Cañón Caballeros, Cañón de la Boca, Cañón de la Peregrina, Cañón del Huizachal, etc. Mixón et al. (1959) elevaron esta secuencia al rango de grupo, denominándola Grupo Huizachal y dividiendo ésta en dos Formaciones: Formación La Boca, la secuencia más antigua y Formación La Joya como la secuencia más joven, ambas muestran aspectos similares. Mixon et al. (1959) reportan que estas unidades se encuentran separadas por una marcada discordancia angular lo que facilita la separación de ambas. Jones et al. (1995) observaron en el Cañón del Huizachal, que la Formación La Boca tiene el mismo aspecto y edad que la Formación Nazas de algunas localidades de la región del centro de México. Rocas volcánicas se encuentran sobreyaciendo a "capas rojas" de grano fino y conglomerados (Fastovsky et al. 1987). Las rocas volcánicas incluyen flujos de riolitas bandeados, ignimbritas, brechas volcanoclásticas, conglomerados, flujos de cenizas y tobas de caída. Clark y Hopson (1985) y Fastovsky et al. (1987), basados en fauna fósil de vertebrados asignan una edad del Jurásico Medio temprano o tardío (?) a la Formación La Boca en esta localidad. Jones et al. (1995) basados en las observaciones antes citadas concluyen que las "capas rojas" de la Formación La Boca que se encuentran subreyaciendo a rocas volcánicas (equivalentes de la Formación Nazas) en el Cañón del Huizachal son parte del arco jurásico.

Además de las localidades mencionadas existen afloramientos de unidades pre-Oxfordianas en las siguientes localidades:

Sierra de La Ventura, San Luis Potosí (8); La Taponas-Sierra Picachos, San Luis Potosí (10) y Levantamiento de Miquihuana, Tamaulipas (14).

10. EDADES ABSOLUTAS DE LA FORMACIÓN NAZAS

La edad de la Formación Nazas ha sido investigada por diversos autores, con el objetivo de ubicarla en la historia geológica regional, problema que hoy en día es tema de discusión.

Debido a que la edad que algunos autores han dado o mencionado en sus trabajos es solo una edad tentativa y relativa, otros autores han tratado de precisar edades absolutas. Diversos métodos radiométricos o isotópicos han sido aplicados a rocas de la Formación Nazas encontrando los siguientes resultados:

Fries y Rincon-Orta (1965) realizaron las primeras dataciones con métodos isotópicos, para rocas volcánicas de la Formación Nazas, utilizando el método Rb-Sr en roca total y obteniendo para metariolitas del norte de Zacatecas (Esquisto-Caopas) las siguientes edades: 156 ± 40 , 195 ± 20 , 200 ± 60 y 220 ± 30 Ma, que corresponden al Triásico y al Jurásico.

Pantoja-Alor (1972) aplicó métodos radiométricos para la obtención de la edad de las rocas de la Formación Nazas del área del Levantamiento de Villa Juárez en las cercanías de Torreón Coahuila, donde obtuvo muestras de derrames de riolitas de la parte inferior de esta unidad y las fechó radiométricamente por el método Pb-alpha, obteniendo una edad de 230 ± 20 Ma, edad que corresponde al Triásico Superior.

López-Infanzón (1986) realizó determinaciones de edades en rocas de la Formación Rodeo en el área de Caopas-Rodeo de la parte norte del Estado de Zacatecas, obteniendo una edad de estas rocas de 183 ± 8 Ma por el método K-Ar en hornblenda. Basado además en su posición estratigráfica concluye que la Formación Nazas es del Jurásico Medio.

Jones et al. (1990) realizaron determinaciones de edades en muestras de riolitas de la Formación Nazas en el área de Caopas-Pico de Teyra, utilizando el método de U-Pb en circones y obtuvieron una edad de 165 ± 3 Ma. Posteriormente utilizando el mismo método obtuvieron edades para la Formación Caopas de 158 ± 4 Ma (Jones et al. 1995), concluyendo por similitudes químicas y relaciones de campo que ambas unidades pertenecen a un mismo arco volcánico y corresponden en edad al Jurásico Medio a Jurásico Superior.

Fastowsky et al. (1997) realizaron determinaciones de edades en depósitos piroclásticos riolíticos del área del Cañón del Huizachal, en el Estado de Tamaulipas, utilizando el método de U-Pb en circones y determinaron una edad de 186 ± 2 Ma, que corresponde al Jurásico Medio.

Bartolini y Spell (1997) utilizaron el método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en plagioclasas y reportan una edad de 195.3 ± 5.5 Ma para una muestra de riolita de la parte inferior de la secuencia que aflora en el área del Levantamiento de Villa Juárez, que corresponde a una edad del Jurásico Inferior.

10.1 EDAD DE LA FORMACIÓN NAZAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio, la Formación Nazas no han sido datada por algún método que nos confirme su edad, la cual solo puede ser inferida de acuerdo a su posición estratigráfica. La Formación Nazas en esta región se encuentran sobreyaciendo a la secuencia de metasedimentos descrita como Formación Zacatecas del Triásico Superior. Erben (1956) reporta contenidos de amonites de edad Jurásico Inferior de una localidad desconocida al sur de la Sierra de Catorce y que son mencionados por De Cserna (1956) como provenientes de una unidad que subyace a la "Formación Huizachal" (Nazas). Los depósitos de la Formación Nazas en su parte superior se encuentran subyaciendo de manera discordante a sedimentos clásticos de posible

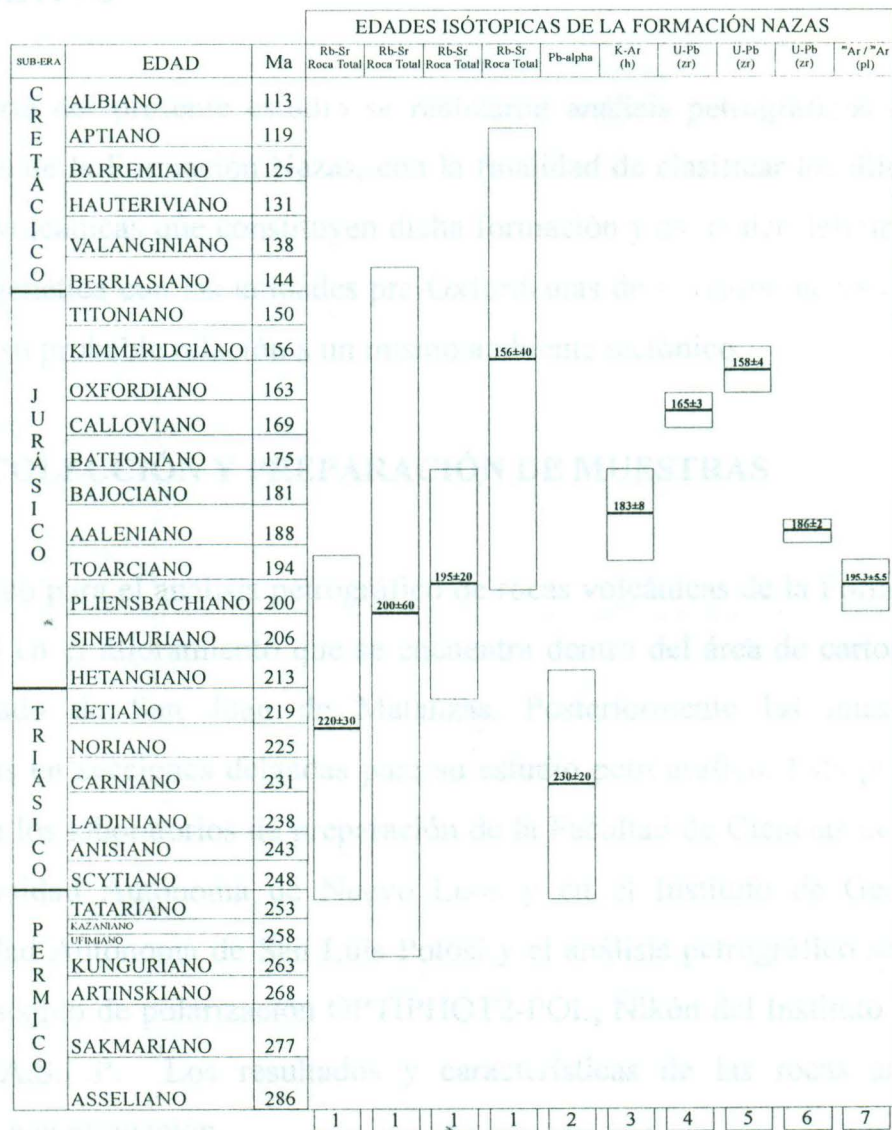
edad Calloviano-Oxfordiano conocidos como Formación La Joya. El contacto está marcado por la presencia del conglomerado basal de esta última, el cuál está constituido por fragmentos de diferentes tamaños de rocas volcánicas, sedimentos antiguos y cuarzos.

Otra consideración para la edad de la Formación Nazas en la Sierra de Catorce son las similitudes petrológicas con las rocas volcánicas de los afloramientos de las secuencias mesozoicas pre-Oxfordianas, que ocurren en los estados de Zacatecas, Nuevo León y Tamaulipas, los cuales están constituidos por rocas volcánicas subáreas de composición intermedia a ácida, además de potentes depósitos de estos mismos materiales retrabajados. En los afloramientos de Zacatecas (Sierra de Salinas) y San Luis Potosí (Charcas), son abundantes las lavas andesíticas a dacíticas y los flujos piroclásticos de composición riolítica a riodacítica. En Tamaulipas abundan ignimbritas y brechas volcánicas riolíticas a riodacíticas, en donde ocurren algunos diques y domos riolíticos, así como conos andesíticos y tobas de grano fino.

De acuerdo a las observaciones anteriores y edades isotópicas de los afloramientos mencionados, se puede concluir que los depósitos volcanogénicos de la Formación Nazas del área de estudio corresponden a una edad del Jurásico Inferior al Jurásico Medio?. La figura 15 muestra edades isotópicas para la Formación Nazas en diferentes localidades y métodos empleados para determinar estas edades.

Finalmente cabe mencionar el resultado anómalo obtenido por el método K-Ar en una muestra de andesita basáltica procedente del área de la Sierra de Salinas del Peñón Blanco (noreste del Cerro Grande, al norte de La Ballena). Dicha muestra fue analizada en roca total y arrojó una edad isotópica de 81.9 ± 4.1 Ma, la cual sólo puede interpretarse como una edad anómala ("reseated age") producto de alteración o recalentamiento de estas rocas, que por la edad isotópica arrojada, corresponderían al Cretácico Superior. Como es una edad más antigua que la fase laramídica, con la

que son relacionados usualmente edades anómalas de este tipo de rocas en la región, consideramos la posibilidad de un recalentamiento relacionado posiblemente con los procesos de acreción y deformación del denominado Terreno Guerrero, al oeste, sobre los que se desconocen actualmente detalles, pero en términos generales se consideran post-Aptianos



- 1= Fries y Rincón-Orta, 1965; Norte de Zacatecas (metariolitas)
 2= Pantoja-Alor, 1972; Levantamiento de Villa Juárez (flujos de riolita)
 3= López-Infanzón, 1986; Área Rodeo
 4= Jones et al., 1990; Área Caopas
 5= Jones et al., 1995; Área Caopas
 6= Fastovsky et al., 1997; Área Cañón Huizachal (riolitas, y rocas piroclásticas)
 7= Bartolini y Spell, 1997; Villa Juárez (riolitas)

Figura 15. Edades isótópicas de la Formación Nazas

11. PETROGRAFÍA DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN NAZAS (SIERRA DE CATORCE, SAN LUIS POTOSÍ)

11.1 OBJETIVO

Como parte del presente estudio se realizaron análisis petrográficos de las rocas volcánicas de la Formación Nazas, con la finalidad de clasificar los diferentes tipos de rocas volcánicas que constituyen dicha formación y así poder definir su probable relación genética con las unidades pre-Oxfordianas de la región noreste de México, así como su probable relación a un mismo ambiente tectónico.

11.2 RECOLECCIÓN Y PREPARACIÓN DE MUESTRAS

El muestreo para el análisis petrográfico de rocas volcánicas de la Formación Nazas se realizó en el afloramiento que se encuentra dentro del área de cartografía, cerca del poblado de San Juan de Matanzas. Posteriormente las muestras fueron preparadas en secciones delgadas para su estudio petrográfico. Esta preparación se realizó en los laboratorios de preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León y en el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y el análisis petrográfico se realizó con un microscopio de polarización OPTIPHOT2-POL, Nikón del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P. Los resultados y características de las rocas analizadas se describen a continuación.

MUESTRA RCSJM-1

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca volcánica de color rojo oscuro a café rojizo, de matriz fanerítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Se observan estructuras de flujo, posiblemente de cenizas volcánicas. La matriz es de grano muy fino, posiblemente de ceniza.

Contiene fragmentos monocristalinos de cuarzo, sus formas varían de angulosas a subredondeadas, con un contenido aproximado del 25% de la muestra.

Se presentan cristales de plagioclasa y feldespatos aproximadamente de 0.2 mm alterados (10 a 12%). Contiene también pequeños cristales de mica blanca (muscovita?) 7%.

Minerales opacos en forma de microcristales ocurren de manera irregular, escasos óxidos (hematita?).

TEXTURA

Roca con fragmentos de formas subredondeadas, de grano fino, con fragmentos de pómez colapsada, en una matriz posiblemente de ceniza volcánica que define una textura eutáxítica.

CLASIFICACIÓN

Toba de composición riolítica (Fotografía No. 23).

MUESTRA RCSJM-2

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca volcánica de color rojo oscuro a café rojizo, de matriz fanerítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Se observan relictos muy alterados, de formas rectangulares que posiblemente correspondan a feldespatos, la mayoría sustituidos por sílice y clorita.

Formas alargadas de pómez ligeramente colapsada, que posiblemente indiquen que la roca corresponde a un flujo piroclástico.

Contiene fragmentos de formas subangulosas de rocas volcánicas microcristalinas muy silicificadas 5%. Cristales de cuarzo muy pequeños que muestran extinción ondulante 4%.

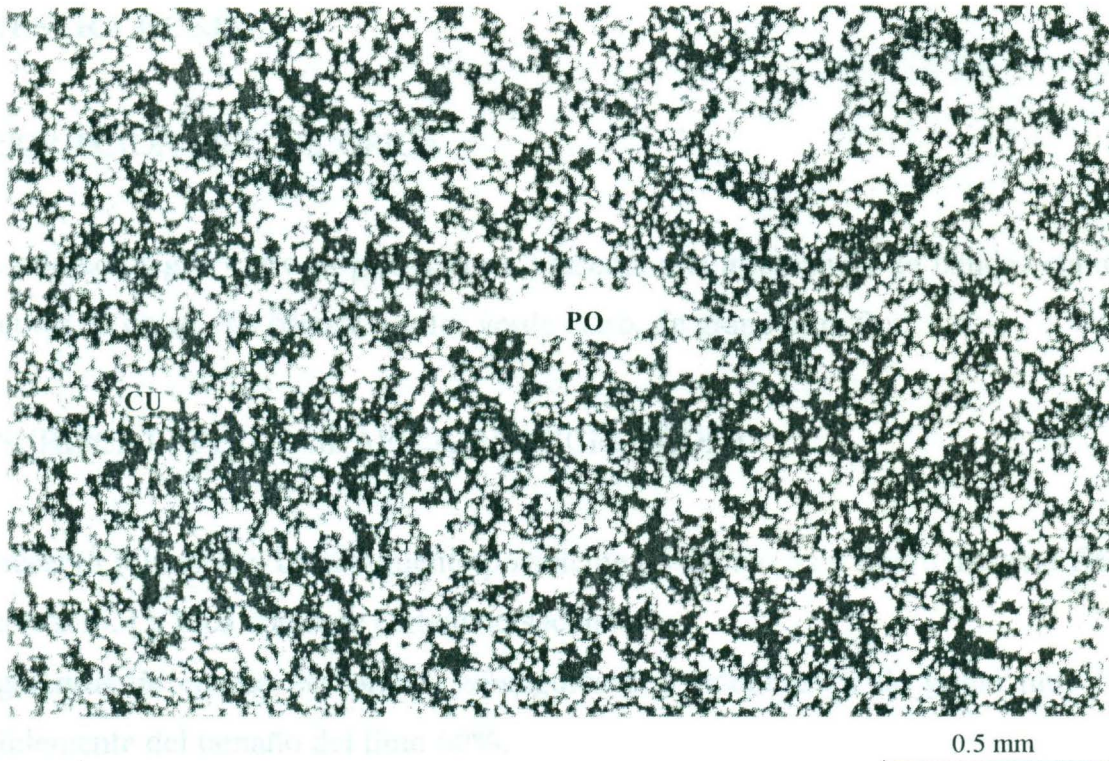
La roca presenta cloritización, alterando la roca en casi toda la superficie de la lamina delgada. La matriz no se observa muy claramente, se encuentra muy alterada y posiblemente esté constituida por cenizas de grano muy fino.

TEXTURA

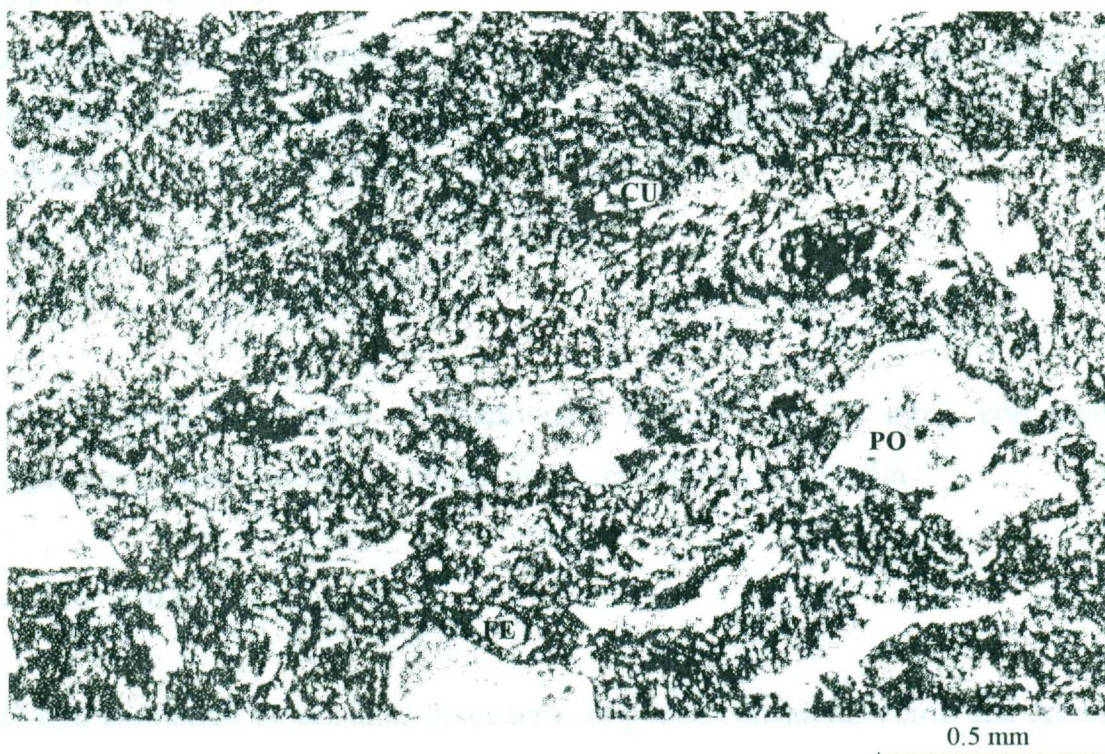
Los fragmentos de esta roca consisten principalmente de pómez de formas irregulares, fragmentos subredondeados de rocas volcánicas y fragmentos de cuarzo y feldespatos, contenidos en una matriz de grano fino, mostrando textura eutaxítica.

CLASIFICACIÓN

Roca piroclástica posiblemente de composición riolítica (Fotografía No. 24).



Fotografía No. 23. Luz polarizada, 5X, toba de composición riolítica (RCSJM-1), al centro se observa pómez colapsada (PO) y cristales de cuarzo (CU) angulosos a subredondeados



Fotografía No. 24. Luz polarizada, 5X, roca piroclástica posiblemente de composición riolítica (RCSJM-2), se observa pómez (PO), cuarzo (CU) y feldespato (FE)

MUESTRA RCSJM-3

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de color gris claro a gris oscuro, presenta una alternancia de bandas claras y oscuras de color gris oscuro a color verde claro, de grano muy fino.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Se observa foliación o bandeamiento posiblemente debido a un ligero metamorfismo de contacto. La roca contiene carbonato secundario.

Fragmentos de cuarzo de formas subangulosas a redondeadas de grano muy fino posiblemente del tamaño del limo 60%.

Fragmentos de cristales de feldespatos, algunos de forma sana y otros parcialmente alterados a clorita 10%.

Fragmentos de cristales alargados de posible hornblenda, alterados y parcialmente cloritizados, alcanzándose a observar un leve pleocroismo de color verde a amarillento.

TEXTURA

La roca presenta un tamaño de grano muy fino (0.01 - 0.1 mm), con granos subangulosos a redondeados, los cuales están cementados por arcilla.

CLASIFICACIÓN

Por el alto contenido de cristales de cuarzo, se puede considerar como una arenisca de grano fino (Fotografía No. 25).

MUESTRA RCSJM-4

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca ígnea intrusiva, hipoabisal, fanerítica, de color amarillo pálido, equigranular. Contiene cristales de forma alargada de minerales máficos muy alterados y cristales de plagioclasa hipidiomorfa. Intrusiona a rocas de la Formación Nazas. Dique post-Nazas? post-La Joya?.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Contiene relictos muy alterados de minerales ferromagnesianos 20%, de los cuales se distinguen dos tipos: Cristales de formas alargadas totalmente alteradas a clorita, que posiblemente correspondan a cristales de hornblenda. Otros de muy alto relieve, incoloros con colores de interferencia altos, algunos cristales conservan su forma externa y presentan clivaje irregular (piroxenos ?).

Fenocristales hipidiomorfos de plagioclasas parcialmente alterados 35%.

Cristales de feldespatos alcalinos de forma intersticial 3%.

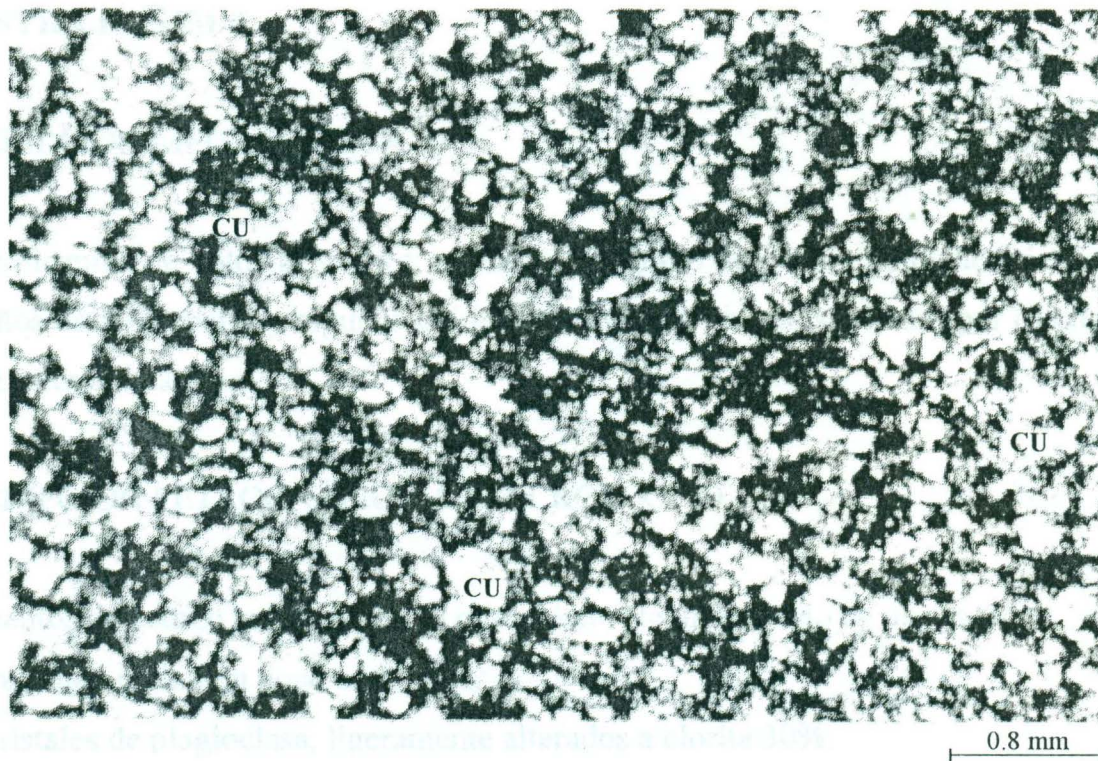
Cristales de cuarzo primario muy fracturados y agregados de cuarzo secundario rellenando huecos 5%.

TEXTURA

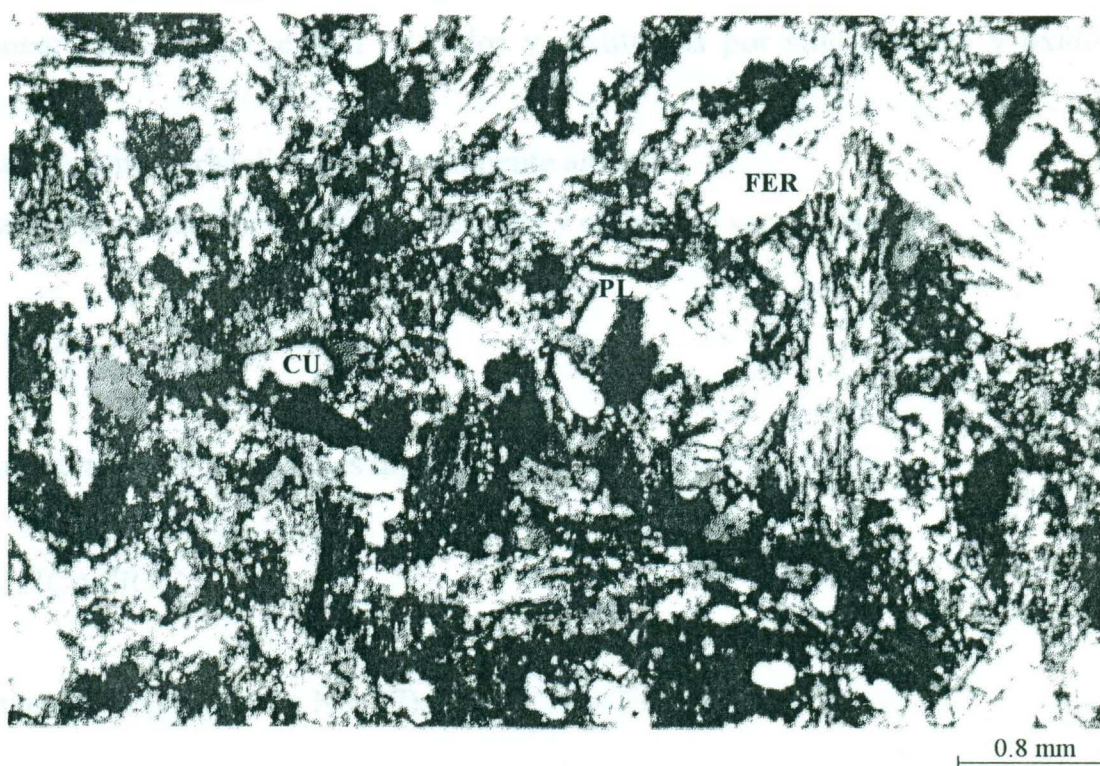
Roca holocristalina, de grano fino, con cristales subhedrales alargados, presenta textura hipidiomorfa.

CLASIFICACIÓN

Roca intrusiva, tonalita (Fotografía No. 26).



Fotografía No. 25. Luz natural, 10X, arenisca de grano fino (RCSJM-3), se observan cristales de cuarzo (CU) angulosos a subredondeados de grano fino



Fotografía No. 26. Luz polarizada, 10X, roca intrusiva tonalita (RCSJM-4), se observan cristales de plagioclasa (PL), cuarzo (CU) y ferromagnesianos (FER)

MUESTRA RCSJM-5

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca volcánica de color gris claro, afanítica, de grano muy fino, contiene cristales pequeños de feldespatos y algunos óxidos, se observan fracturas rellenas por calcita. Matriz microcristalina.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Fragmentos de cuarzo policristalino o probablemente un xenolito de una cuarcita, que presentan extinción poco ondulante.

Fenocristales de plagioclasa, ligeramente alterados a clorita 30%.

Cristales de feldespato hipidiomorfos también alterados a clorita 5%.

Relictos de formas trapezoidales que posiblemente correspondan a anfíboles o piroxenos; estos se encuentran alterados y sustituidos por sílice, clorita y óxidos 13%.

La matriz es microcristalina y esta totalmente alterada.

La muestra presenta silicificación, oxidación y carbonato secundario.

TEXTURA

Roca holocristalina, de cristales hipidiomorfos, con matriz afieltrada.

CLASIFICACIÓN

Lava andesítica (Fotografía No. 27).

MUESTRA RCSJM-7

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca volcánica de color gris oscuro, fanerítica. Se observan fenocristales probablemente de minerales ferromagnesianos muy oxidados, de forma alargada y fragmentos de cuarzo redondeado.

La matriz es afanítica, probablemente constituida por cuarzo.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Se observan estructuras de fluidez, probablemente correspondan a esfuerzos de presión originando cizallamiento y rotación de los componentes de la roca.

Fragmentos de cuarzo de aristas subangulosas a subredondeadas, como constituyente esencial de la roca, se distinguen cuarzoes monocristalinos y policristalinos 60%.

Minerales opacos probablemente hematita (?) 5%.

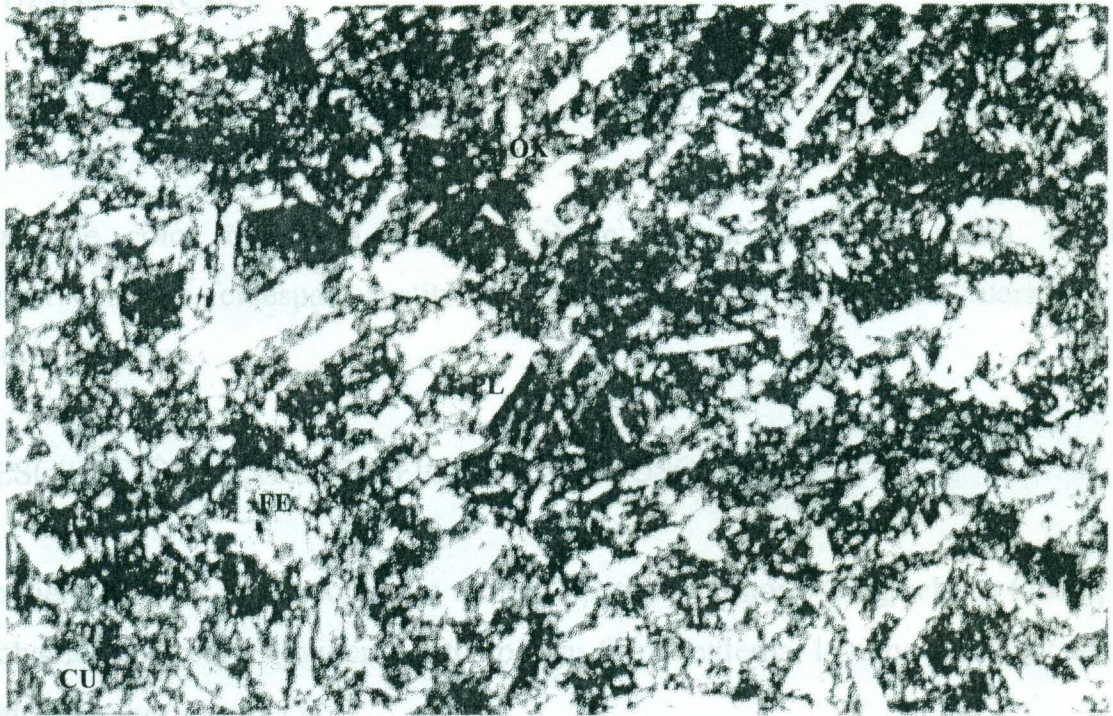
Contiene carbonatos secundarios (calcita) rellenando fracturas.

TEXTURA

Roca holocristalina con estructuras fluidales y aparente bandeamiento, presenta textura milonítica

CLASIFICACIÓN

Toba cristalina de grano fino con intenso cizallamiento (Fotografía No. 28).



Fotografía No. 27. Luz polarizada, 5X, lava andesítica (RCSJM-5), se observan cristales de plagioclasa (PL), feldespato alcalino (FE), cuarzo (CU) y óxidos (OX)



Fotografía No. 28. Luz polarizada, 5X, toba cristalina de grano fino con estructuras de fluidez probablemente formadas por cizallamiento (RCSJM-7), se observa cuarzo (CU), calcita (CA) y minerales opacos tipo hematita (HE ?)

MUESTRA RC-5.1

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de color blanco a amarillo pálido, holocristalina, fanerítica, contiene fenocristales de feldespato sustituidos por clorita y fenocristales de cuarzo en una matriz afanítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA AL MICROSCOPIO

Contiene relictos de fenocristales de feldespatos alcalinos y plagioclasas (20%), que probablemente corresponden a estos por su forma externa, la mayoría se encuentran sustituidos por clorita (?).

Fenocristales de cuarzo de bordes irregulares, fracturados, presentan aureolas de reacción (5%).

La matriz se encuentra constituida por cristales de cuarzo, los cuales muestran aristas irregulares (35%).

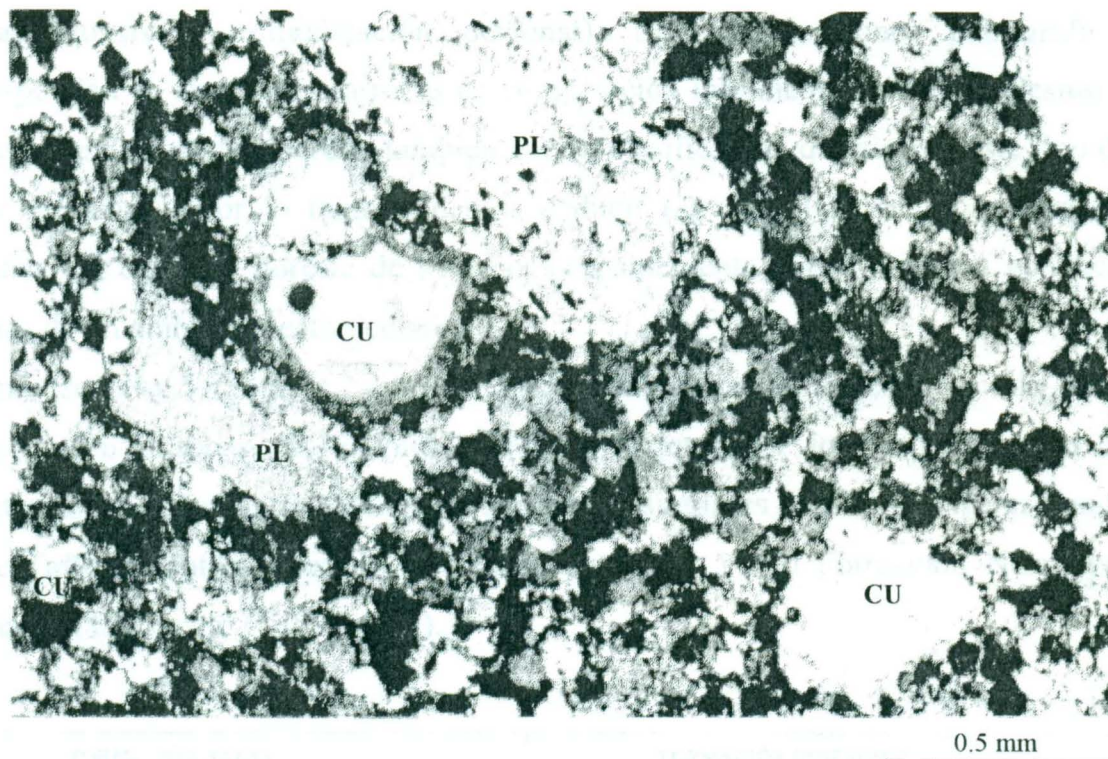
Los feldespatos alcalinos y plagioclasas (?), se encuentran sustituidos principalmente por clorita y además los feldespatos se encuentran rellenando los huecos de la roca.

TEXTURA

Roca holocristalina, hipidiomorfa, inequigranular, porfirítica, con matriz granular.

CLASIFICACIÓN

Dique de composición riolítica (Fotografía No. 29).



Fotografía No. 29. Luz polarizada, 5X, dique de composición riolítica (RC-5.1), se observa plagioclasa (PL?), feldespato alcalino (FE?) y cristales de cuarzo con bordes de reacción (CU)

11.3 INTERPRETACIÓN

Las rocas volcánicas analizadas corresponden al afloramiento del área de cartografía del presente trabajo, donde sólo ocurre un afloramiento con un espesor aproximado de 100 m en las cercanías del poblado San Juan de Matanzas.

De los análisis efectuados se encontró que este tipo de rocas presenta serios problemas para su correcta clasificación, debido a que se encuentran muy alteradas y en algunos casos con ligero metamorfismo. De la mineralogía observada en las láminas delgadas en la mayoría de los casos solamente se observan estructuras relicticas de los cristales originales por lo que es imposible observar características ópticas que permitan la clasificación correcta de este tipo de rocas. La pauta para la clasificación de estas rocas fueron las características observadas en el microscopio, análisis químicos de las rocas y análisis efectuados en microscopio electrónico

(Zavala-Monsivais, comunicación personal). Las clasificaciones petrográficas corresponden en su mayoría a rocas de composición intermedia a ácida (andesitas y riolitas), las cuales concuerdan también con la clasificación química de este tipo de rocas volcánicas. Por lo tanto podemos deducir que este tipo de rocas para las regiones del centro y noreste de México, probablemente tengan relación genética, además de un ambiente tectónico común.

Además se observó también que las formas de ocurrencia de este tipo de rocas corresponden a tobas, flujos piroclásticos y diques, por lo tanto este tipo de características muestran relaciones de ocurrencia similares para otros lugares donde existen afloramientos de rocas volcánicas conocidas como Formación Nazas y/o Formación Huizachal (Tabla No. 1).

	FORMACIÓN NAZAS			FORMACIÓN HUIZACHAL		
	PEÑÓN BLANCO	CHARCAS	SIERRA DE CATORCE	GALEANA	MEZQUITAL	C. HUIZACHAL
COMPOSICIÓN	INTERMEDIA *	INTERMEDIA ÁCIDA	INTERMEDIA ÁCIDA	INTERMEDIA ÁCIDA	ÁCIDA INTERMEDIA	ÁCIDA INTERMEDIA
TIPO DE ROCA TEXTURA, ESTRUCTURA	LAVAS BRECHA VOLC. TOBAS	LAVAS. FLUJOS PIROCLÁSTICOS. TOBAS DE GRANO FINO. IGNIMBRITAS. BRECHA VOLC. DIQUES.	LAVAS. DIQUES. FLUJOS PIROCLÁSTICOS. BRECHA. TOBA DE GRANO FINO.	SILL DIQUES TRAQUIANDESITAS, PORFIRÍTICAS CON MATRIZ AFANÍTICA.	IGNIMBRITAS. TOBAS DE GRANO FINO. BRECHA VOLCÁNICA.	FLUJOS PIROCLÁSTICOS. DOMOS RIOLÍTICOS ESFERULÍTICOS. CONOS ANDESÍTICOS. DIQUES. TOBAS GRANO FINO.
EDAD	PRE ZULOAGA (OXFORDIANO) POST. ZACATECAS (CARNICO)	PRE LA JOYA-ZULOAGA (OXFORDIANO) POST. FM. ZAC. (CARNICO)	PRE-FORMACIÓN LA JOYA (CALLOVIANO- OXFORDIANO). POST. META SEDIMENTOS CON PLANTAS DEL JURÁSICO INFERIOR?	FORMACIÓN LA JOYA FORMACIÓN LA BOCA POS-JURÁSICO	PRE-FM. LA JOYA (OXFORDIANO) POST. PALEOZOICO SUPERIOR METAMÓRFICO.	PRE- ZULOAGA (CALIZA NOVILLO) POST.?
Ta	0.943	1.33	1.5	5.78	7.27	10.44
Nb	12.93	17.51	27.74	0.424	0.749	0.943

Tabla 1. Resumen de características de los diferentes afloramientos de rocas volcánicas pre-Oxfordianas del centro y noreste de México

12. GEOQUÍMICA

Se efectuaron análisis geoquímicos de rocas de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México, con el objetivo de poder utilizar técnicas geoquímicas para diferenciar o inferir distintos ambientes tectónicos en que se emplazaron estas unidades. Los datos y características, tanto geológicos como geoquímicos, son relacionados para identificar tipos de magmas producidos en diferentes ambientes tectónicos, aplicando diagramas de discriminación de ambientes tectono-magmáticos o diagramas de variación geoquímica. La colecta de muestras fue realizada por el Dr. José Rafael Barboza Gudino, en las localidades más representativas y los análisis correspondientes fueron realizados en el laboratorio "Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques de Nancy", Francia.

12.1 ÁREAS DE MUESTREO PARA ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Se realizó un muestreo de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones del centro y noreste de México, las muestras se tomaron en donde afloran rocas con características similares, las localidades donde se realizó esta toma de muestras son las siguientes y se observan en la figura 16.

REGIÓN CENTRO

MUESTRA	LOCALIDAD	FORMACIÓN
PBLG1	Peñón Blanco, Zacatecas-S.L.P.	Nazas
CHRG1	Charcas, S.L.P.	Nazas
RCG1	Real de Catorce, S.L.P.	Nazas

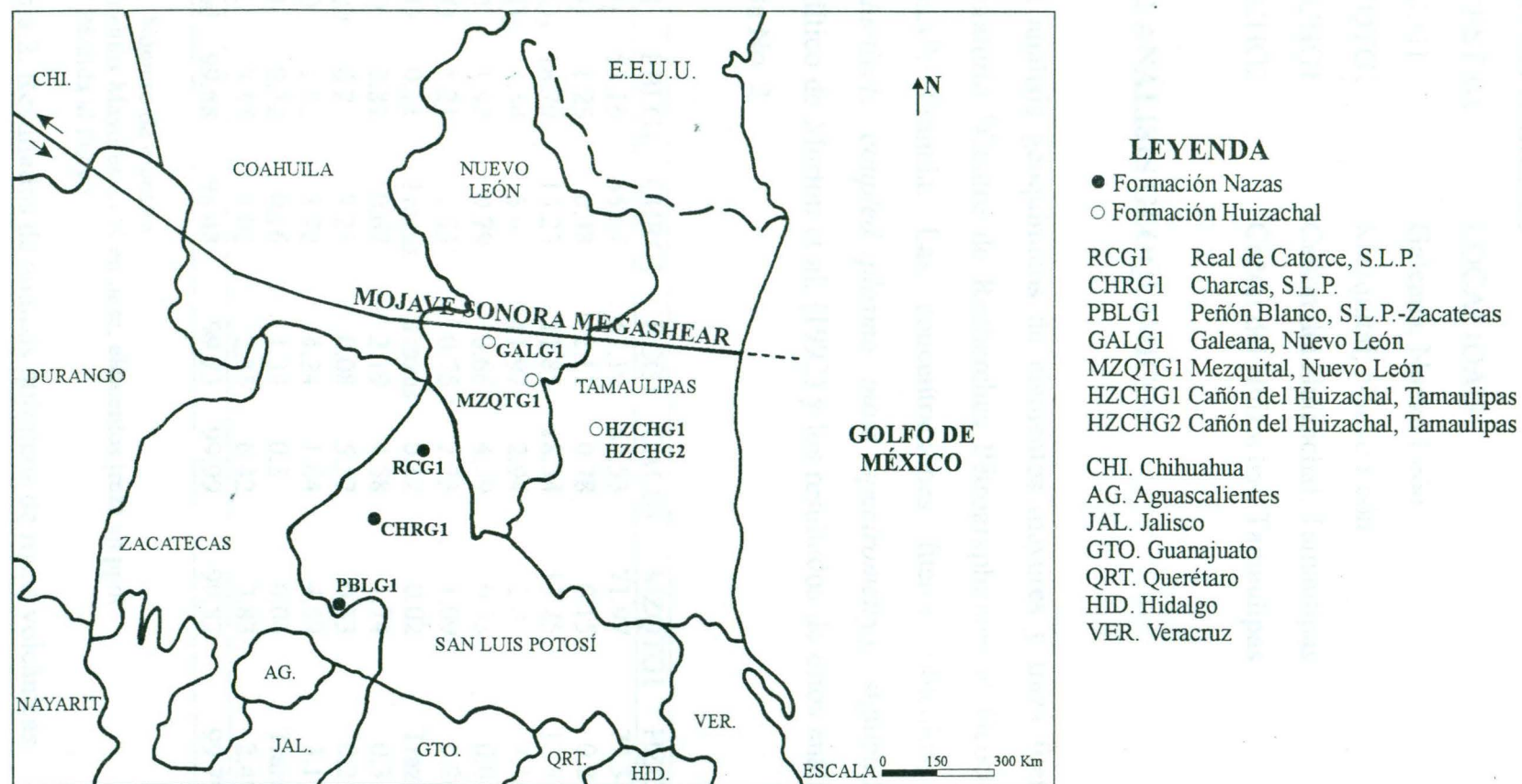


Figura 16. Áreas de muestreo geoquímico de las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México

REGIÓN NORESTE

MUESTRA	LOCALIDAD	FORMACIÓN
GALG1	Galeana, Nuevo León	Huizachal
MZQTG1	Mezquital, Nuevo León	Huizachal
HZCHG1	Cañón del Huizachal, Tamaulipas	Huizachal
HZCHG2	Cañón del Huizachal, Tamaulipas	Huizachal

12.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza fueron efectuados en el laboratorio "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS) de Nancy", Francia. Las concentraciones fueron obtenidas mediante ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), siguiendo el procedimiento analítico de Murton et al. (1992) y los resultados de estos análisis se muestran en la tabla No. 2.

# M	PBLG1	CHRG1	RCG1	GALG1	MZQTG1	HZCHG1	HZCHG2
SiO ₂	53.16	65.07	62.19	52.53	71.97	77.34	76.89
TiO ₂	1.25	0.48	2.11	0.78	0.15	0.24	0.27
Al ₂ O ₃	18.79	15.23	11.85	18.34	13.25	12.51	14.24
Fe ₂ O ₃	4.54	5.6	11.97	2.94	2.06	3.16	0.57
FeO	1.92	0.79	0.66	4.59	0.55	0.06	0.22
MgO	5.21	1.53	0.75	2.23	1.09	0.26	0.36
MnO	0.11	Trazas	Trazas	0.12	0.02	Trazas	Trazas
CaO	2.81	0.67	2.19	4.58	1.74	0.31	0.11
Na ₂ O	6.2	2.21	0.08	5.52	0.53	0.25	0.21
K ₂ O	1.82	3.72	4.24	1.64	4.59	3.17	3.88
P ₂ O ₅	0.32	0.16	1.34	0.3	0.04	Trazas	0.06
P.F.	3.55	3.02	2.35	6.42	3.83	2.49	2.74
Total	99.68	98.48	99.73	99.99	99.82	99.79	99.51

M. Número de muestra

Elementos Mayores en % en peso, elementos traza en ppm

P.F. Pérdida al Fuego

Tabla 2. Resultados de análisis químicos de rocas volcánicas

Tabla 2. (continuación).

# M	PBLG1	CHRG1	RCG1	GALG1	MZQTG1	HZCHG1	HZCHG2
As	2.59	4.07	5.61	1.33	2.67	3.26	4.21
Ba	538	1987	1069	455	7.09	799	607
Be	1.22	2.18	2.74	0.96	1.6	1.65	1.47
Bi	0.06	0.14	0.07	0.03	0.16	0.03	0.25
Cd	0.13	0.19	0.46	0.06	0.11	0.21	0.16
Ce	47.53	81.14	331.3	76.64	46.74	60.28	82.97
Co	31.3	5.03	3.53	14.9	3.85	1.47	5.77
Cr	242	24.0	77.9	16.1	8.23	2.17	2.1
Cs	5.1	12.96	10.65	2.16	7.38	2.99	3.22
Cu	53.7	9.9	11.0	4.8	3.4	10.6	514
Dy	4.52	6.18	6.95	3.99	2.486	4.86	4.29
Er	2.56	3.46	2.73	1.97	1.538	3.04	2.51
Eu	1.57	2.12	8.04	2.18	0.72	1.08	0.95
Ga	24.0	23.0	26.4	21.6	15.3	16.9	17.4
Gd	5.16	6.75	13.27	5.25	2.71	4.52	4.02
Ge	1.58	1.45	5.57	1.84	1.33	1.36	1.45
Hf	4.96	8.62	20.4	3.32	3.94	5.93	6.02
Ho	1.02	1.25	1.06	0.66	0.542	1.01	0.82
In	0.15	0.19	0.14	0.13	0.09	0.09	0.13
La	20.41	38.73	128.8	38.68	25.55	27.81	41.55
Lu	0.4	0.54	0.29	0.3	0.27	0.52	0.43
Mo	0.64	0.5	2.37	0.83	0.27	1.67	3.06
Nb	12.93	17.51	27.74	5.78	7.27	9.87	11.01
Nd	23.5	38.77	129.4	34.83	16.9	27.8	35.11
Ni	105	8.74	52.2	6.13	7.15	5.31	5.16
Pb	14.6	8.95	10.9	3.44	2.36	5.89	4.99
Pr	5.93	9.85	35.48	8.82	4.92	7.05	9.43
Rb	57.82	154.0	139.3	51.09	166.6	94.91	94.21
Sb	1.11	3.15	51.8	0.45	2.39	0.84	0.34
Sm	5.12	7.92	20.68	6.93	3.17	5.69	5.9
Sn	1.92	4.37	3.87	1.08	2.4	2.48	2.86
Sr	387	156	107	320	30.0	29.1	30.5
Ta	0.943	1.33	1.5	0.424	0.749	0.872	0.974
Tb	0.76	1.04	1.51	0.76	0.41	0.77	0.65
Th	4.58	10.07	28.55	9.25	12.54	10.44	11.56
Tm	0.4	0.53	0.34	0.29	0.249	0.51	0.4
U	1.26	1.82	5.05	2.28	2.97	1.91	3.75
V	183	49.0	260	193	17.1	6.92	10.6
W	0.5	0.93	4.4	0.55	2.21	1.99	2.09
Y	28.6	36.1	32.9	20.7	16.9	31.4	23.7
Yb	2.42	3.42	2.09	1.98	1.66	3.3	2.5
Zn	157	78.6	25.4	76.9	31.5	40.5	31.9
Zr	212	338	804	126	142	230	219

Con los resultados anteriores se emplearon diferentes técnicas geoquímicas de interpretación con la finalidad de determinar el ambiente tectónico en que se generaron las unidades de rocas volcánicas pre-Oxfordianas.

12.3 CLASIFICACIÓN QUÍMICA DE ROCAS

Para la clasificación de las rocas estudiadas se empleó el diagrama "TAS" (Total de Álcalis vs Sílice), propuesto por Le Bas et al. (1986), obteniéndose la siguiente clasificación para las muestras analizadas.

MUESTRA	CONTENIDO	CONTENIDO	CLASIFICACIÓN "TAS"
	Na ₂ O + K ₂ O	SiO ₂	
	(% en peso)	(% en peso)	
PBLG1	8.02	53.16	TRAQUIANDESITA BASÁLTICA
CHRG1	5.93	65.07	DACITA
RCG1	4.32	62.19	ANDESITA
GALG1	7.16	52.53	TRAQUIANDESITA BASÁLTICA
MZQTG1	5.12	71.97	RIOLITA
HZCHG1	3.42	77.34	RIOLITA
HZCHG2	4.09	76.89	RIOLITA

La distribución de la composición química de las rocas está representada en el diagrama "TAS" (Figura 17), donde se puede observar la composición química de los diferentes tipos de rocas, que varía de intermedia a ácida. Sus contenidos de SiO₂ varían de 52.53 a 77.34 % en peso, contenidos de álcalis Na₂O + K₂O varían de 3.42 a 8.02 % en peso.

12.4 DISCUSIÓN

Las rocas volcánicas de las unidades pre-Chichén de la región centro y noreste de México, se clasificaron en los campos de rocas: ultrabásicas a básicas, andesíticas a dacíticas, y riolíticas.

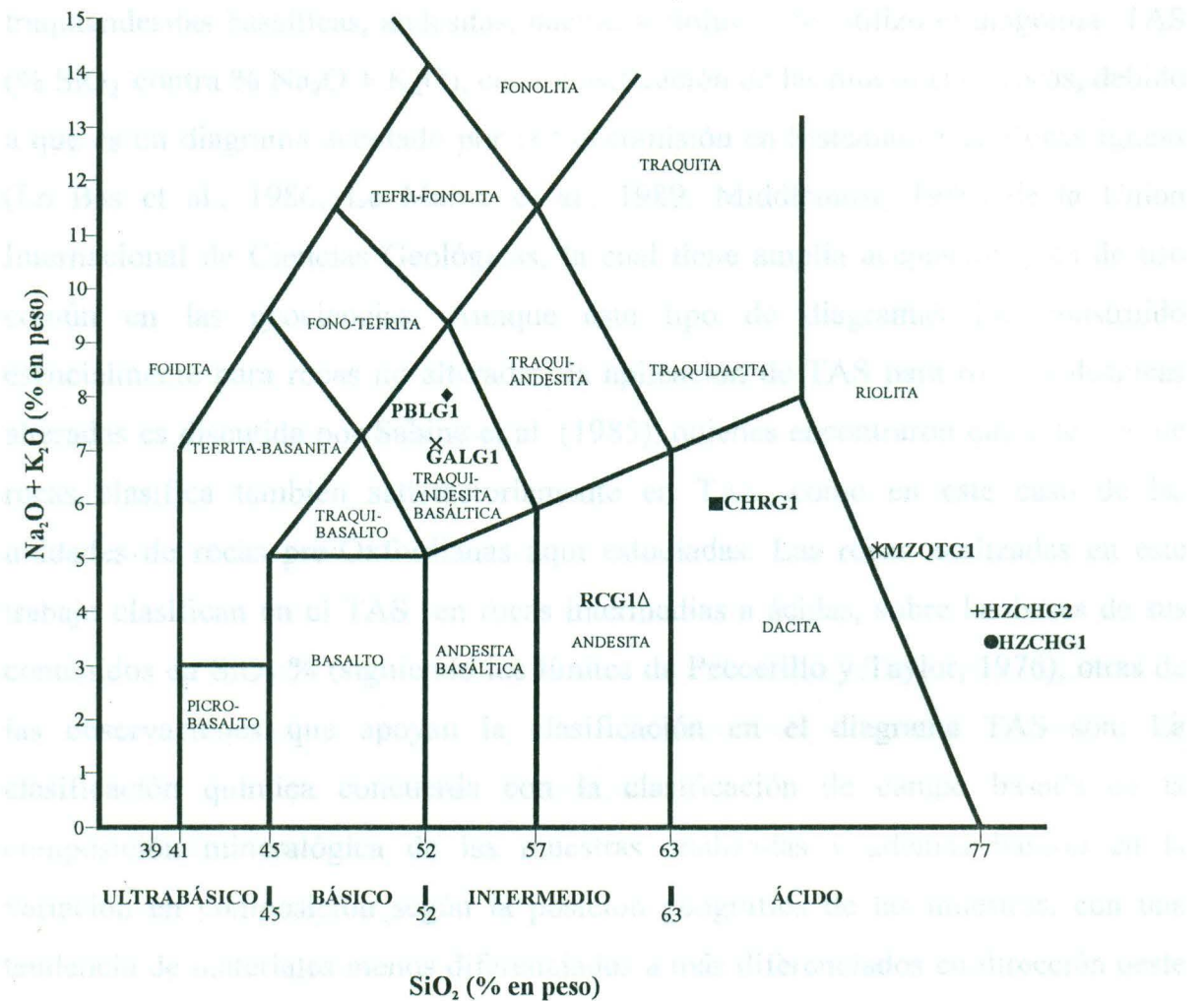


Figura 17. Clasificación de rocas volcánicas en el diagrama "TAS" (total álcalis vs. sílice) propuesto por Le Bas et al. (1986)

12.5 CÁLCULO DE LA NORMA CIPW

El cálculo de la norma CIPW es una lista de minerales hipotéticos, calculada a partir del análisis químico de una roca, en su porcentaje en peso y en moles. La norma de una roca es una lista de minerales que podrían haber cristalizado a partir del

12.4 DISCUSIÓN

Las rocas volcánicas de las unidades pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México, se clasificaron en los campos de composición intermedia a ácida, como traquiandesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. Se utilizó el diagrama TAS ($\% \text{SiO}_2$ contra $\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), en la clasificación de las muestras de rocas, debido a que es un diagrama aceptado por la Subcomisión en Sistemática de Rocas Ígneas (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 1989; Middlemost, 1989) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, la cual tiene amplia aceptación y es de uso común en las geociencias. Aunque este tipo de diagramas fue construido esencialmente para rocas no alteradas, la aplicación de TAS para rocas volcánicas alteradas es discutida por Sabine et al. (1985), quienes encontraron que este tipo de rocas clasifica también satisfactoriamente en TAS, como en este caso de las unidades de rocas pre-Oxfordianas aquí estudiadas. Las rocas analizadas en este trabajo clasifican en el TAS en rocas intermedias a ácidas, sobre las bases de sus contenidos en SiO_2 % (siguiendo los límites de Peccerillo y Taylor, 1976), otras de las observaciones que apoyan la clasificación en el diagrama TAS son: La clasificación química concuerda con la clasificación de campo basada en la composición mineralógica de las muestras analizadas y además basado en la variación en composición según la posición geográfica de las muestras, con una tendencia de materiales menos diferenciados a más diferenciados en dirección oeste a este, con excepción de la muestra GALG1, que graficó como una muestra menos diferenciada.

12.5 CÁLCULO DE LA NORMA CIPW

El cálculo de la norma CIPW es una lista de minerales hipotéticos, calculada a partir del análisis químico de una roca, en su porcentaje en peso o en moles. La norma de una roca es una lista de minerales que pudieron haber cristalizado a partir del

Magma, a diferencia de la moda, la cual representa el grupo de minerales que cristalizaron de él. La norma CIPW fue ideada por tres petrólogos llamados Cross, Iddings y Pirsson y un geoquímico llamado Washington, las reglas para el cálculo de la norma son dadas por Cross y colaboradores (1903), los cálculos normalmente pueden ser efectuados en programas de computo (Till, 1977). En el cálculo de la norma CIPW, la composición química de la roca es convertida a proporciones moleculares (dividiendo el porcentaje de peso de los óxidos mayores entre su peso molecular) y al final del cálculo las proporciones de minerales normativos son multiplicados a su porcentaje en peso por el peso molecular.

En el presente trabajo la norma CIPW se calculó con la finalidad de ver el índice de saturación en sílice de las rocas volcánicas pre-Oxfordianas estudiadas. El cálculo de la norma está basado en la suposición de que la mayoría de los minerales formadores de rocas, se comportan como componentes estequiométricos. El magma presumiblemente debe tener un exceso estequiométrico de SiO_2 sobre la cantidad de SiO_2 requerida para formar otros silicatos, para dar lugar a la cristalización del cuarzo. Por lo tanto, rocas con cuarzo más hiperstena en la norma se consideran sobresaturadas, rocas saturadas con cuarzo presentan olivino más hiperstena en la norma y en rocas subsaturadas con cuarzo aparece olivino más nefelina en la norma. Otra finalidad de realizar el cálculo de la norma CIPW es el de observar las características en sus minerales normativos así como las diferencias entre las rocas analizadas y que sirviera como base para la comparación de los análisis petrográficos, debido a que las rocas que se analizaron muestran un considerable grado de alteración.

La tabla No. 3 muestra el cálculo de la norma CIPW, realizado con la ayuda de un programa de cómputo CIPWCALC ver. 1.3 de Schmidt (1993), del cuál se tomaron los minerales normativos más importantes.

NORMA CIPW							
MINERALES NORMATIVOS	MUESTRA						
	PBLG1	CHRG1	RCG1	GALG1	MZQTG1	HZCHG1	HZCHG2
Albita	53.48	19.44	0.69	47.67	4.65	2.17	0.183
Anortita	12.08	2.37	2.15	20.48	8.67	1.58	0.16
Apatito	0.77	0.39	3.24	0.73	0.10		0.15
Diopsida				0.28			
Corindon	2.32	7.00	6.48		4.50	8.32	9.93
Hematita	4.56	5.81	12.87		1.70	3.31	0.81
Hiperstena	3.85	3.96	1.90	6.86	2.81	0.67	0.92
Ilmenita	2.42	0.95	1.42	1.51	0.30	0.13	0.48
Magnetita	2.98	1.20		10.86	1.45		
Olivino	6.57						
Ortoclasa	10.96	22.85	25.54	9.86	28.10	19.24	23.63
Cuarzo		36.03	44.31	1.36	47.73	64.40	62.06
Rutilo			1.40			0.18	0.03

Tabla 3. Cálculo de la norma CIPW, de acuerdo al programa de cómputo CIPWCALC Ver. 1.3 de Schmidt (1993)

Del cálculo de la norma CIPW se puede observar las siguientes características: La muestra PBLG1 es una roca saturada en SiO_2 , con 6.57% de olivino más 3.85% hiperstena en la norma, además es una roca peraluminosa debido al contenido de corindon 2.32%. La muestra GALG1 es una roca ligeramente sobresaturada en SiO_2 , con contenido de cuarzo bajo de 1.36% más hiperstena 6.86% en la norma. Las muestras RCG1, CHRG1, MZQTG1, HZCHG1 y HZCHG2 son rocas sobresaturadas en SiO_2 con contenidos de cuarzo que varían de 36.03% a 64.40% en la norma y contenidos de hiperstena 0.67% a 3.96%, además de ser rocas peraluminosas; los contenidos de corindon varían de 4.50 a 9.93% en la norma. Otra característica que se deriva del cálculo de la norma CIPW es que las rocas sobresaturadas se localizan en la parte este y corresponden a las rocas más diferenciadas.

12.6 DIAGRAMAS DE HARKER

Los diagramas de Harker o diagramas de variación son también una de las herramientas geoquímicas utilizadas para mostrar las diferencias químicas y las tendencias de variación en la composición de las rocas como consecuencia de los procesos de cristalización fraccionada y fusión parcial. Estos fueron contruidos a partir de los datos obtenidos de los análisis geoquímicos efectuados en las rocas volcánicas de las unidades pre-Oxfordianas. Para la construcción de estos diagramas se grafican las concentraciones de los óxidos en por ciento en peso (eje "Y") contra la concentración del por ciento en peso del óxido de sílice (eje "X"). En este tipo de rocas las características que presentaron son las siguientes: Mostraron principalmente tendencias negativas en la mayoría de los óxidos mayores a excepción del K_2O que mostró una tendencia positiva. Se observa en estas tendencias que al aumentar el SiO_2 disminuye el CaO , Al_2O_3 , MgO , NaO , TiO_2 , P_2O_5 y aumenta el K_2O . Las tendencias observadas son características de magmas calcoalcalinos que evolucionaron por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasa. El potasio se enriquece debido a que los feldespatos alcalinos cristalizan tardíamente. Debido a la distribución geográfica de las muestras estas no pueden ser tratadas como un grupo de rocas comagmáticas, pero la respuesta de las tendencias en este tipo de diagramas nos permite inferir o interpretar como rocas relacionadas a un ambiente tectónico común. Comparando este tipo de tendencias con rocas de arcos volcánicos de otras áreas se encontró que la respuesta de las unidades pre-Oxfordianas muestran patrones con tendencias de rocas volcánicas relacionadas a una margen continental activa, por ejemplo rocas plutónicas de Perú (Wilson, 1989). En la figura 18 se muestran los diagramas de Harker de las rocas analizadas. En estos diagramas la muestra RCG1 muestra una diferencia a las demás muestras analizadas, esta se encuentra fuera de tendencia en los patrones de P_2O_5 , TiO_2 y Na_2O .

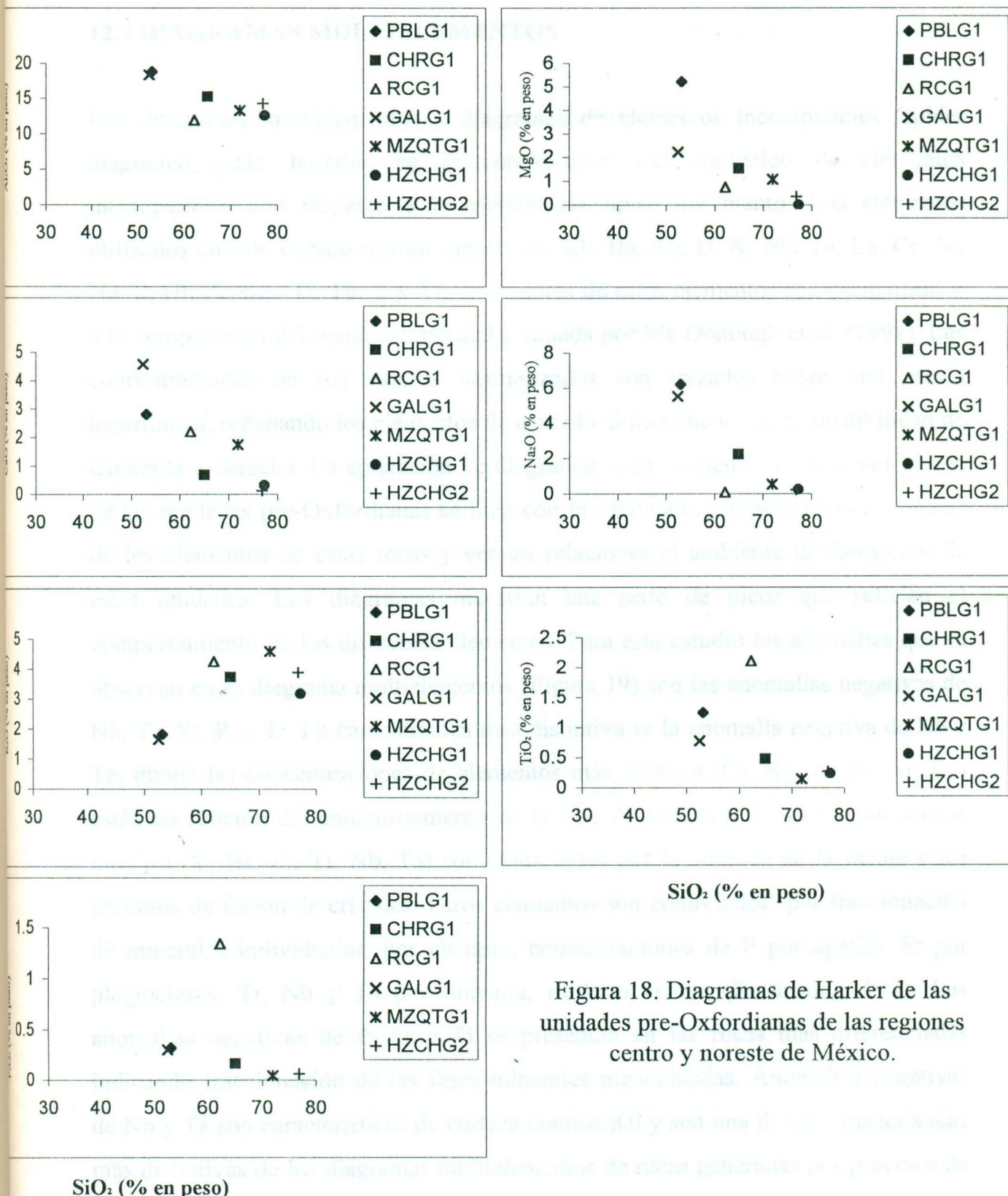


Figura 18. Diagramas de Harker de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México.

12.7 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Los diagramas multielementos o diagramas de elementos incompatibles (spider diagrams) están basados en la comparación del contenido de elementos incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto. Los elementos utilizados en este trabajo son los siguientes: Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Y y Yb, los valores de estos elementos son normalizados a la composición del manto primordial estimada por Mc Donough et al. (1991). Las concentraciones de los valores normalizados son trazados sobre una escala logarítmica, ordenando los elementos de acuerdo al incremento de compatibilidad de izquierda a derecha. La aplicación de diagramas multielementos a rocas volcánicas de las unidades pre-Oxfordianas se hizo con la finalidad de observar las anomalías de los elementos de estas rocas y ver las relaciones al ambiente de formación de estas unidades. Los diagramas muestran una serie de picos que reflejan el comportamiento de los diferentes elementos. Para este estudio las anomalías que se observan en el diagrama multielementos (Figura 19) son las anomalías negativas de Nb, Ta, Sr, P, y Ti. La característica más distintiva es la anomalía negativa de Nb y Ta, donde las concentraciones de elementos más móviles (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) están en función del comportamiento en la fase de fluidos y los elementos menos móviles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) son controlados por la química de la fuente y los procesos de fusión de cristales. Otros elementos son controlados por fraccionación de minerales individuales, por ejemplo, concentraciones de P por apatito, Sr por plagioclasas, Ti, Nb y Ta por ilmenita, rutilo o esfena (Rollinson, 1993). Las anomalías negativas de P, Sr y Ti se presentan en las rocas más diferenciadas indicando fraccionación de las fases minerales mencionadas. Anomalías negativas de Nb y Ta son características de corteza continental y son una de las características más distintivas de los diagramas multielementos de rocas generadas por procesos de subducción (Hawkesworth et al. 1993). Otra de las características que se observan en este diagrama es que a pesar de la alteración observada en las rocas, los patrones

no muestran desviaciones significativas causadas por la movilización de elementos. La muestra RCG1 muestra un patrón muy similar a las demás muestras analizadas aunque con enriquecimientos mayores en sus elementos. Debido a estas consideraciones y a la respuesta del diagrama multielementos, se considera que las rocas volcánicas pre-Oxfordianas se generaron en un ambiente de arco continental.

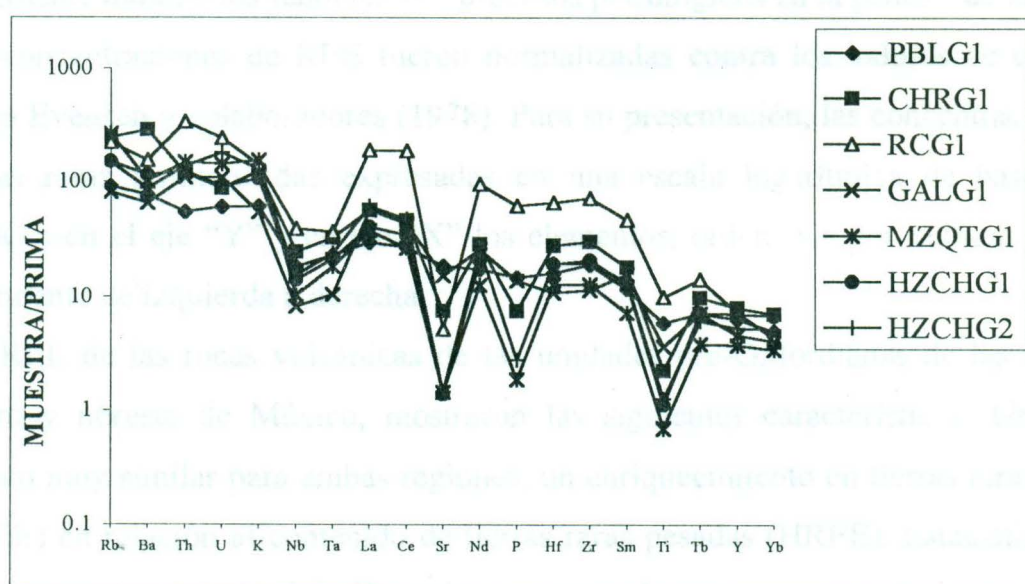


Figura 19. Diagrama multielementos, mostrando anomalías Nb, Ta, Sr, P y Ti. Los valores fueron normalizados al manto primitivo, según Mc Donough et al. (1991).

12.8 DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS (REE)

Otra herramienta geoquímica que se empleó en el presente trabajo fueron los diagramas de tierras raras (REE). Estas agrupan la serie de metales con número atómico del 57 al 71 (La-Lu) y algunas veces es adicionado el Y y Ho. Las que presentan número atómico bajo también llamadas tierras raras ligeras (LREE) y aquellas con número atómico alto son llamadas tierras raras pesadas (HREE) y algunas veces se denominan tierras raras medias a los elementos del grupo Sm a Ho

(MREE). En sus propiedades físicas y químicas, estos elementos son muy similares, poseen iones estables en carga 3+ y poseen tamaño similar a excepción de Eu que puede tener carga +2 dependiendo de la fugacidad de oxígeno; Eu^{+2} puede ocupar sitios de Ca en plagioclasas. Las tierras raras son empleadas como herramienta geoquímica debido a que no son muy afectadas por procesos secundarios de alteración y por no ser muy móviles, además de que presentan un comportamiento congruente durante los fenómenos y procesos petrológicos en la génesis de las rocas. Las concentraciones de REE fueron normalizadas contra los valores de condritas según Evensen y colaboradores (1978). Para su presentación, las concentraciones de tierras raras normalizadas expresadas en una escala logarítmica de base 10 se grafican en el eje "Y" y en eje "X" los elementos, ordenados por número atómico ascendente de izquierda a derecha.

Las REE de las rocas volcánicas de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México, mostraron las siguientes características: Un patrón gráfico muy similar para ambas regiones, un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) en relación al contenido de tierras raras pesadas (HREE). Estadísticamente las concentraciones de (LREE) están representadas por un porcentaje en promedio de un 90%, observándose para la región centro (PBLG1, CHRG1 y RCG1) un contenido de 89.93% y para la parte noreste un contenido de 90.41%, observando que ambos contenidos son muy similares.

Respecto al contenido de tierras raras pesadas (HREE), las unidades presentan un empobrecimiento, con un contenido en promedio de 10%, en particular la región centro contiene un 10.07% y la región noreste 9.59%. Corroborando que las unidades pre-Oxfordianas de las regiones del centro y noreste de México, en base a sus contenidos de tierras raras ligeras (LREE) y pesadas (HREE), son muy similares entre si. Por lo que consideramos que ambas unidades posiblemente correspondan a un mismo ambiente tectónico y tengan su origen de fuentes distintas generadas por procesos similares. Otra de las características es la ausencia de anomalías fuertes en estos diagramas, mostrando solo una anomalía negativa de Eu muy débil, con

excepción de las muestras RCG1 que muestran una anomalía positiva muy débil en Eu. Las rocas más evolucionadas son las que presentan anomalías negativas de Eu más marcadas, correspondiendo a las rocas de la región este (MZQTG1, HZCHG1 y HZCHG2). Rocas con anomalía de Eu son las más diferenciadas, indicando una posible fraccionación de plagioclasas, que también se deduce de la anomalía negativa de Sr en los diagramas multielementos (Figura 19); la anomalía positiva puede indicar acumulación de plagioclasas. En la figura 20 se muestran los diagramas de tierras raras. En estos diagramas se puede observar que la muestra RCG1 muestra características geoquímicas diferentes (Figura 18,19,20) al resto de las muestras que pudieran indicar procesos de generación diferentes. Desgraciadamente los pocos datos disponibles y la escasez de muestras en este afloramiento no permite una interpretación más precisa. El patrón de la muestra RCG1 muestra mayor enriquecimiento de LREE en relación a HREE, reflejando en una alta relación La/Yb. La curva muestra mayor pendiente de Gd a La, a diferencia de la curva aproximadamente plana en el resto de las muestras.

12.9 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

La idea de diferenciar ambientes tectónicos con base en datos geoquímicos se debe a Pearce y Cann (1971, 1973), quienes en sus investigaciones mostraron que es posible diferenciar basaltos producidos en diferentes ambientes tectónicos usando datos geoquímicos, usando los conocidos diagramas de discriminación tectonomagmática. Estos diagramas se basan en el análisis de elementos mayores y trazas. Los elementos Ti, Zr, Y y Nb, son escogidos para discriminar por ser considerados inmóviles a los procesos secundarios tales como: metamorfismo y alteración. Otros autores han realizado investigaciones para discriminar diferentes ambientes tectónicos basados en la abundancia de elementos mayores y traza (Wood, 1980; Pearce, 1982; Shervais, 1982; Meschede, 1986 entre otros).

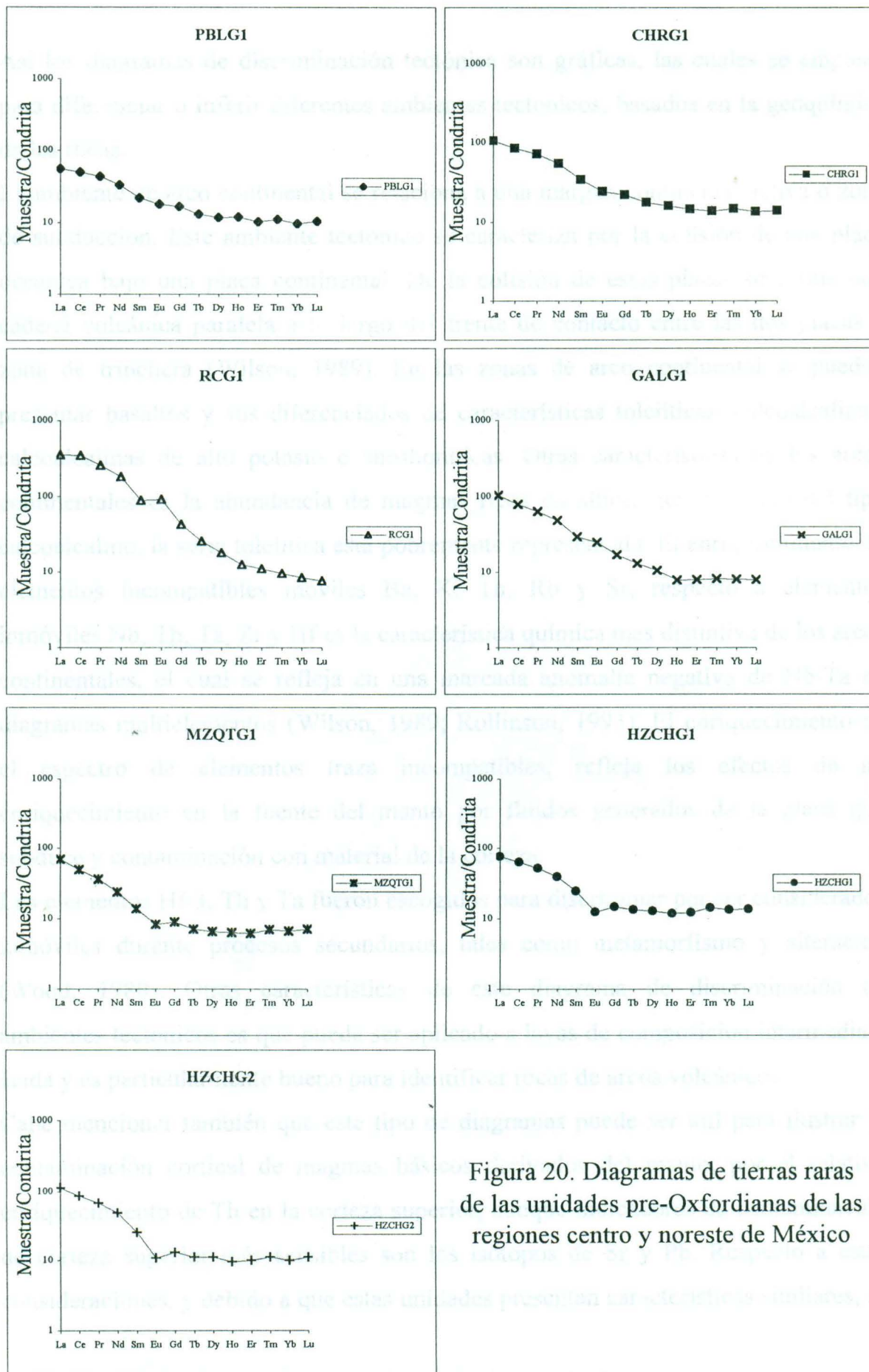


Figura 20. Diagramas de tierras raras de las unidades pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México

Así los diagramas de discriminación tectónica son gráficas, las cuales se emplean para diferenciar o inferir diferentes ambientes tectónicos, basados en la geoquímica de las rocas.

El ambiente de arco continental se relaciona a una margen continental activa o zona de subducción. Este ambiente tectónico se caracteriza por la colisión de una placa oceánica bajo una placa continental. De la colisión de estas placas se forma una cadena volcánica paralela a lo largo del frente de contacto entre las dos placas o zona de trinchera (Wilson, 1989). En las zonas de arco continental se pueden presentar basaltos y sus diferenciados de características toleííticas, calcoalcalinas, calcoalcalinas de alto potasio o shoshoníticas. Otras características de los arcos continentales es la abundancia de magmas ricos en sílice, generalmente del tipo calcoalcalino, la serie toleíítica esta pobremente representada. El enriquecimiento de elementos incompatibles móviles Ba, K, Th, Rb y Sr, respecto a elementos inmóviles Nb, Th, Ta, Zr y Hf es la característica química más distintiva de los arcos continentales, el cual se refleja en una marcada anomalía negativa de Nb-Ta en diagramas multielementos (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). El enriquecimiento en el espectro de elementos traza incompatibles, refleja los efectos de un enriquecimiento en la fuente del manto por fluidos generados de la placa que subduce y contaminación con material de la corteza.

Los elementos Hf/3, Th y Ta fueron escogidos para discriminar por ser considerados inmóviles durante procesos secundarios, tales como metamorfismo y alteración (Wood, 1980). Otras características de este diagrama de discriminación de ambientes tectónicos es que puede ser aplicado a lavas de composición intermedia a ácida y es particularmente bueno para identificar rocas de arcos volcánicos.

Cabe mencionar también que este tipo de diagramas puede ser útil para ilustrar la contaminación cortical de magmas básicos derivados del manto, por el relativo enriquecimiento de Th en la corteza superior, aunque indicadores de contaminación de corteza superior más sensibles son los isótopos de Sr y Pb. Respecto a estas consideraciones, y debido a que estas unidades presentan características similares, se

tomó el diagrama de Wood (1980) para discriminar el ambiente tectónico de generación de las rocas volcánicas pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México. En el diagrama (Figura 21) se observa que todas las rocas analizadas graficaron en el campo de rocas calcoalcalinas de arcos volcánicos continentales.

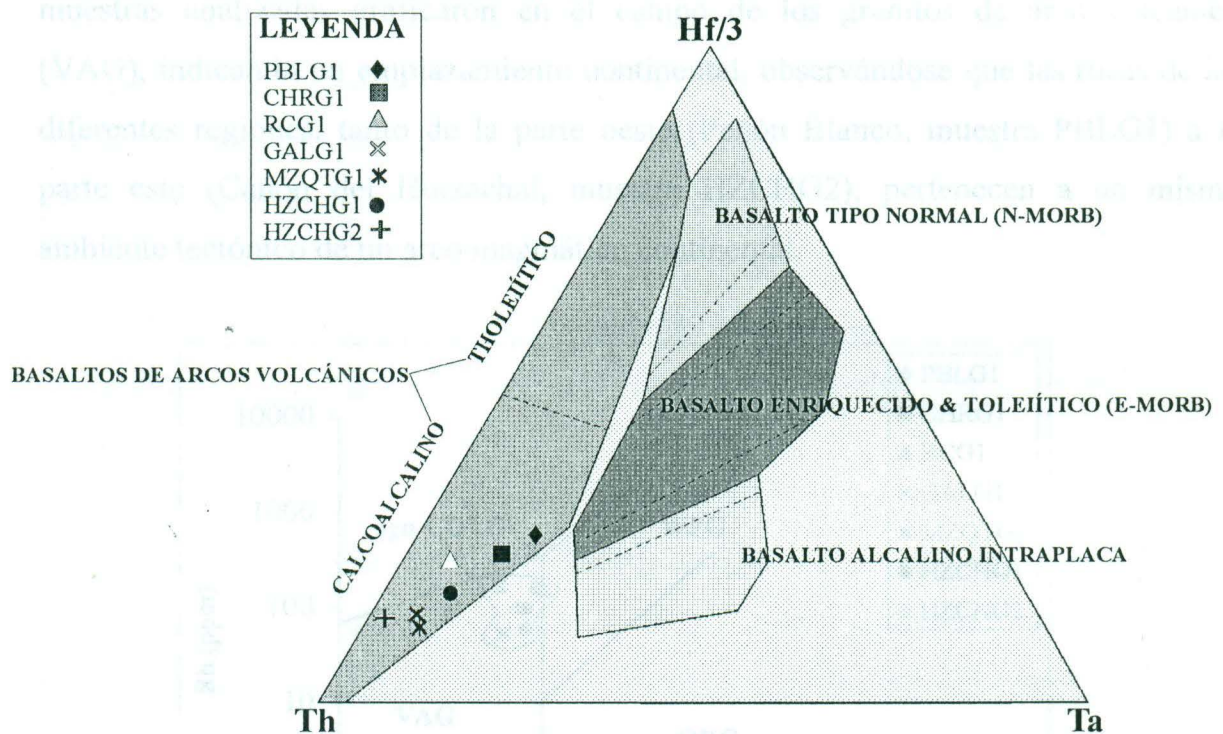


Figura 21. Representación sobre el diagrama de Wood (1980) de las rocas volcánicas pre-Oxfordianas analizadas, que grafican en el campo de rocas calcoalcalinas de arcos volcánicos.

El diagrama de Rb vs. Y + Nb propuesto por Pearce et al. (1984), para discriminar entre diferentes tipos de rocas graníticas, se utilizó con la finalidad de comprobar y corroborar que efectivamente este tipo de rocas pertenecen al emplazamiento en un arco volcánico continental, como lo sugieren las relaciones estratigráficas, la petrografía y las clasificaciones químicas. El término granito es definido como una roca plutónica con un contenido de más del 5% de cuarzo modal, las concentraciones de los elementos implicados en este tipo de diagrama se grafican en ppm. Se asume que las rocas volcánicas pre-Oxfordianas de las regiones centro y noreste de México (traquiandesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas) corresponden al grupo de rocas graníticas. La figura 22 muestra que todas las muestras analizadas graficaron en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG), indicando un emplazamiento continental, observándose que las rocas de las diferentes regiones, tanto de la parte oeste (Peñón Blanco, muestra PBLG1) a la parte este (Cañón del Huizachal, muestra HZCHG2), pertenecen a un mismo ambiente tectónico de un arco magmático continental.

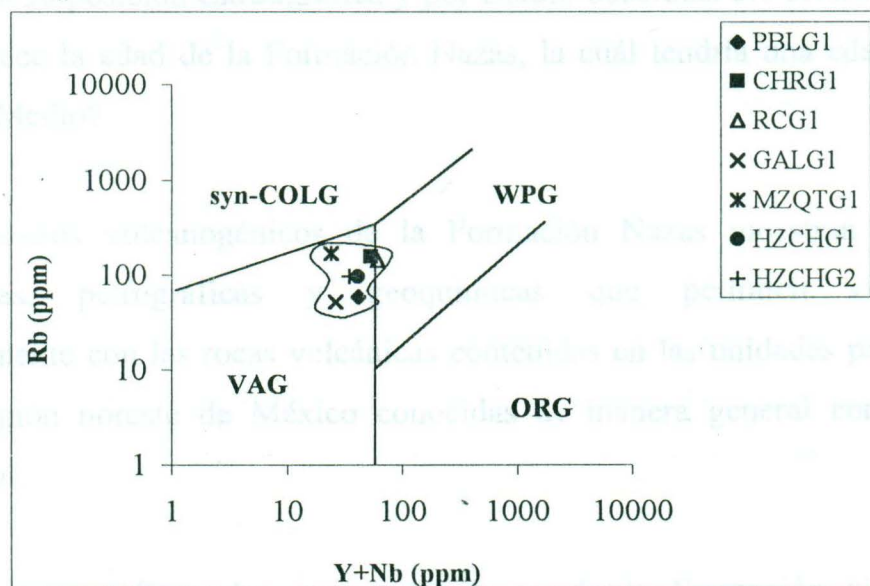


Figura 22. Discriminación del medio ambiente tectónico de las rocas volcánicas, mediante el diagrama Rb vs. Y+Nb, propuesto por Pearce et al. (1984)

13. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

13.1 CONCLUSIONES

En el área de estudio afloran rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásico Inferior-Medio? hasta el Reciente.

El área cartografiada se localiza en la parte noroccidental de la Sierra de Catorce, la cual representa una estructura de levantamiento (uplift) o pilar tectónico de edad Terciario Inferior, de orientación general norte-sur.

Se confirma la presencia de la Formación Nazas, cartografiada aquí como la formación más antigua. A diferencia de otros autores que la mencionaban como Formación Huizachal, La Boca y/o La Joya.

En base a su posición estratigráfica y por edades absolutas conocidas de otras áreas se establece la edad de la Formación Nazas, la cuál tendría una edad del Jurásico Inferior-Medio?.

Los depósitos volcanogénicos de la Formación Nazas muestran características geológicas, petrográficas y geoquímicas que permiten correlacionarlos perfectamente con las rocas volcánicas contenidas en las unidades pre-Oxfordianas de la región noreste de México conocidas de manera general como Formación Huizachal.

Análisis petrográficos de rocas volcánicas de la Formación Nazas permiten clasificarlas como rocas de composición intermedia a ácida, características que apoyan la correlación con otras áreas donde aflora esta unidad.

La ocurrencia de esta unidad en forma de diques, lavas, flujos piroclásticos, brechas y tobas de grano fino es similar a las otras áreas donde existen afloramientos de la Formación Nazas y/o Huizachal.

La caracterización geoquímica de rocas volcánicas de la región centro y noreste de México conocidas como Formación Nazas y/o Formación Huizachal, muestra características muy similares. Químicamente son rocas de composición intermedia a ácida. Análisis de tierras raras muestran en todos los casos empobrecimiento en tierras raras pesadas y enriquecimiento en tierras raras ligeras. Otra similitud que muestran es en los diagramas de Harker, estas muestran tendencias negativas en la mayoría de los casos y sólo tendencia positiva en el K_2O . También de igual manera muestran anomalías de Nb y Ta (diagramas multielementos). En todos los casos las rocas muestran características típicas de arcos volcánicos continentales.

La utilización de diagramas de discriminación para medios ambientes tectónicos, aplicados a las rocas pre-Oxfordianas analizadas, permiten ubicarlas en los campos de rocas de arco volcánico continental.

Las observaciones antes citadas ocurren tanto en las rocas analizadas de la región centro como del noreste de México.

Los resultados del presente estudio representan al momento las aportaciones más recientes sobre las rocas volcánicas pre-Oxfordianas de la región centro y noreste de México, en cuya génesis se implica la participación de un ambiente tectónico de subducción. Datos geoquímicos del presente trabajo apoyan el modelo propuesto por Barboza-Gudino et al. (2000) y corroboran la presencia de un arco volcánico continental del Jurásico?-Cretácico?, siendo la aloctonía y otras implicaciones tectónicas de estas secuencias, por su presente posición en el centro y noreste de México, un tema de discusión el cual es objeto de estudios aún no concluidos.

13. 2 RECOMENDACIONES

En el área de la Sierra de Catorce se recomienda el estudio detallado de la unidad inferior conocida como "Formación Zacatecas" sobre la cual descansa la Formación Nazas, para determinar características más precisas que apoyen la correlación con otras unidades de edad similar y establecer la edad y posición correcta de la unidad superior.

Utilizar métodos radiométricos para determinar la edad absoluta de la Formación Nazas en la Sierra de Catorce y otros afloramientos de la porción occidental del Estado de San Luis Potosí, de preferencia utilizar el método U-Pb en circones.

Realizar trabajo de geoquímica en forma sistemática de los afloramientos de la Formación Nazas y/o Huizachal, para obtener más datos y características geoquímicas que permitan correlacionar estas unidades y establecer o confirmar el ambiente tectónico y la evolución magmática

Trabajos de petrografía de los productos volcánicos de la Formación Nazas con técnicas más especializadas, como microsonda y/o microscopio electrónico, para obtener una clasificación mineralógica más precisa, que ayude a caracterizar mejor estas rocas.

Realizar estudio de geoquímica de isótopos para obtener edades y ver las relaciones de las unidades pre-Oxfordianas en el espacio y tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

Acevedo-Oliva, D. H., 1983. Estudio Geohidrológico Preliminar de la Zona del Gallo, Municipio de Vanegas, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 47 p.

Aguayo, C., Bello, M. y Ruíz, V., 1985. "Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Jurásico Superior en la Cuenca Mesozoica del centro de México". Subdirección de Tecnología de Exploración. Inst. Mex. del Petróleo. Proyecto C-1153. (Inédito). 38 p.

Alvarez, M. Jr., 1956. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. 24, No. 2, p. 5-20.

Bacon, R. W., 1978. Geology of northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México (M. S. Thesis): Arlington, University of Texas, 109 p.

Barboza-Gudino, J. R., 1989. Geologische Kartierung (1:10,000) des Gebietes "Cañón General" Sierra de Catorce, San Luis Potosí/Mexiko, mit besonderer Berücksichtigung des prä-oberjurassischen Grundgebirges. Dipl. Kartierung/-Arbeit, TU Clausthal: 107 S. (inéd.).

Barboza-Gudino, J. R., 1993. Geología de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. En: C. Pola S., J. A. Ramírez F., M. M. Rangel R. y Navarro L. (Eds.) Actas Fac. Ciencias de la Tierra UANL, Linares, 8: p. 9-18.

Barboza-Gudino, J. R., 2000. Estratigrafía y elementos paleogeográficos del Mesozoico temprano del noreste de México y sus implicaciones tectónicas. VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio Geológico en el Noreste de México, Linares, Nuevo León. Libro de Resúmenes. p. 10-11.

Barboza-Gudino, J. R., Torres-Hernández, J. R. y Tristán-González, M., 1997a. A some pre-Oxfordian redbeds and related stratigraphic units in the southern and northeastern Central Plateau, México: Geological Society of America Abstracts with Programs, V. 29, No. 2, p. 2.

Barboza-Gudino, J. R., Tristán-González, M. y Torres-Hernández, J. R., 1997 b. Correlación de Unidades Triásicas y Jurásicas del Centro y Noreste de México: II Convención Sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Resúmenes de Sesiones Temáticas, p. 6.

Barboza-Gudino, J. R., Torres-Hernández, J. R. y Tristán-González, M., 1998. The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México. Geofísica Internacional (1998), V. 37, No. 4, p. 283-292.

Barboza-Gudino, J. R., Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J., 1999. Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern México: A review. Geological Society of America, Special Paper 340, p. 197-210.

Bartolini, C., 1998. Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México (Ph. D. Dissertation): El Paso, University of Texas, 558 p.

Bartolini, C., y Marsaglia, K., 1996. Mesozoic intra-arc volcanic-sedimentary (Nazas Formation) sequences in northern Durango, p. 111-118, in Clark, K. F., and Hoffer, J. M., eds., A geological traverse through parts of northwestern Mexico: Guidebook for the 1996 Field Conference, El Paso Geological Society, Publication 24.

Bartolini, C. y Spell, T., 1997. An early Jurassic age (40 Ar/39Ar) for the Nazas Formation at the Cañada Villa Juárez, northeastern Durango, México: Geological Society of America Abstracts with Programs, V. 29, No. 2, p. 3.

Belcher, R. C., 1979. Depositional environments, paleomagnetism and tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico (Ph. D. Dissertation): Univ. Of Texas at Austin, 276 p.

Blauser, W. H., 1979. Geology of the Southern Sierra de Catorce and stratigraphy of the Taraises Formation in north-central Mexico, University of Texas at Arlington, Master's Thesis, 80 p.

Blauser, W. H., 1981. The stratigraphy of the Taraises Formation, lower Cretaceous, Mexico in lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook Publication 81-74, p. 1-27.

Blickwede, J. F., 1981. Stratigraphy and petrology of Triassic(?) "Nazas Formation", Sierra de San Julian, Zacatecas, Mexico (M.S. thesis): New Orleans, University of New Orleans, 100 p.

Böse, E., 1923. Algunas Faunas Cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero, Bol. Inst. Geol. México, V. 42, p. 219.

Böse, E., 1927. Cretaceous Ammonite from Texas and Northern Mexico. Univ. Texas Bull. 2748: p. 143-312, 18 láms.

Bracken, B. R., 1982. Enviroment of Deposition and Diagenesis of Sandstones La Joya Formation, Huizachal Group, Northeastern Mexico: M.A. Thesis, The University of Texas at Austin, 164 p.

Burckhardt, C., 1906. La Faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fosiles du Crétacique Inferieur: Inst. Geol. México, Bol., 23.

Burckhardt, C., 1921. Faunas Jurásicas de Symón, Zacatecas y Faunas Cretácicas de Zumpango del Río, Guerrero, Inst. Geol. México, Bol. 33.

Burckhardt, C., 1930. Étude synthetique sur le Mésozoique Mexicain: Soc. Paleont. Suisse, Mém, V. 49-50, p. 1-280.

Carrillo-Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletin de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros., V. 13 No. 1-2, p. 1-98.

Carrizales-Ibarra, M., 1989. Estudio Geo-económico del Área Central Minas de San José, Tierras Negras, Municipio de Catorce, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingenieria, Trabajo Recepcional, 53 p.

Castillo, A. D. y Aguilera, J. G., 1895. Fauna fósil de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí., Com. Geol. México, Bol. 1, p. IX + 55 pls. 1-XXIII.

Clark, J. M. y Hopson, J. A., 1985. Distinctive mammal-like reptile from Mexico and its bearing on the phylogeny of the Tritylodontidae: Nature, V. 315, p. 398-400.

Cordoba-Méndez, D. A., 1964. Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico (M.A. thesis): Austin, The University of Texas, 111 p.

Cordoba-Méndez, D. A., 1965. Carta geológica de México, 1: 1,000 000, Hoja Apizolaya, 13 R-1(9), Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México.

Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V. y Washington H. S., 1903. Quantitative classification of igneous rocks. Univ. Chicago Press. London, W. Wesley & Son, 286 p.

De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. XX. Congreso Geológico Internacional, México, 87 p.

Denison, R. E., G. S. Kenny, W. H. Burke, Jr. y E. A. Hetherington., 1969. Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas, and their significance: Geol. Soc. American Bull., V. 80, p. 245-246.

Denison, R. E., W. H. Burke, J., E. A. Hetherington y J. B. Otto., 1971. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico, and northern Mexico: in the Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, West Texas Geol. Soc. Pub. 71-59, p. 3-14.

Díaz, G. T., 1953. Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas, Primera Convención de la Asociación Mex. Geol. Guide Book, 6 p.

Erben, H. K., 1956. El Jurásico inferior de México y sus amonitas, México. Congr. Geol. Internacional, 20, 393 p.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. y O'Nion, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 42 No. 8, p. 1199-1212.

Fastovsky, D. E., Clark, J. M. y Hopson, J. A., 1987. Preliminary report of a vertebrate fauna from an unusual paleoenvironmental setting, Huizachal Group, Early or Mid-Jurassic, Tamaulipas, Mexico, in Curie, P. M. and Koster, E. H., eds., *Fourth Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers: Occasional Paper of the Tyrel Museum of Paleontology*, No. 3. p. 82-87.

Fastovsky, D. E., S. A. Bowring y O. D. Hermes., 1997. Radiometric age dates for the La Boca vertebrate assemblage (late Early Jurassic) Huizachal Canyon, Tamaulipas, México. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y recursos asociados, Pachuca Hidalgo, Simposia y Coloquio, Resúmenes.

Fries, C., y Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: *Boletín del Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México*, V. 73, p. 57-133.

Fries, C., Jr. Schmitter, V. E., Damon, P. E., Livingston, D. E. y Erickson, R., 1962. Edad de las Rocas Metamórficas en los Cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas. In *Estudios geocronológicos de rocas mexicanas*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Boletín 64, p. 55-69.

García-Calderón, J., 1968. Hoja El Salado 14 R-J (11) con resumen de la geología de la Hoja El Salado, Edo. de Zacatecas y San Luis Potosí: Univ. Aut. de México, Inst. de Geología (1 plano Esc. 1: 100, 000).

Gobierno del Estado de San Luis Potosí, 1998. Carta Topográfica del Estado, Esc. 1:500,000.

Götte, M., 1986. Beitrag zur Faziesanalyse, Tektonik und Mineralisation der Huizachal- und Minas Viejas Formation (Ob Trias-Ob. Jura) im Raum Galeana (Sierra Madre Oriental / Mexiko), Dipl.-Arb, TH-Darmstadt, 120 p.

Götte, M., 1990. Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas Formation (ober Jura) in der Sierra Madre Oriental, nordost- Mexiko (Ph. D. Dissertation): Darmstadt Germany TH. Darmstadt, 270 p.

Gulf Coast Association of Geological Societies y Corpus Christi Geological Society., 1989. Geology of the Sierra de Catorce Uplift Real de Catorce, San Luis Potosí, Mexico: University of Texas- Pan American, Geological Society, 79 p.

Guzman, E. J. y De Cserna, Z., 1963. Tectonic history of Mexico, in Backbone of the Americas: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 2, p. 113-129.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, J. M. Hergt y McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. V. 21 p.175-204.

Hernández-Hernández, J., 1974. Estudio Geológico del Extremo Noroccidental de la Sierra de Catorce, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 39 p.

Hobbs, B. E., Means, W. D. y Williams, P. F., 1976. An outline of structural geology: New York, John Wiley and Sons Inc., 571 p.

Humphrey, W. E., 1949. Geology of the Sierra de los Muertos Area, Mexico, Bull. Geol. Soc. Am. 60, 80-176 p.

Humphrey, W. E., 1956. Notes on the Geology of Northeast Mexico: Supplement to Corpus Christi, (Texas) Geol. Soc. Ann. Field Trip.

Humphrey, W. E., y Díaz, T., 1956. Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeastern Mexico: unpublished manuscript.

Ice, R. G., 1979. Geology of the Northernmost Sierra de Catorce and Stratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in Northeastern and Northcentral México. M. S. Thesis, Univ. of Texas at Arlington, 162 p.

Imlay, R. W., 1936. Geology of the western part of the Sierra de Parras, Geol. Soc. Am. Bull. 47: p. 1091-1152.

Imlay, R. W., 1938. Studies of the Mexican Geosyncline. Bull. Geol. Soc. Am., V. 49, p. 1657-1662.

Imlay, R. W., 1943. Jurassic Formations of gulf region: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., V. 27, p. 1407-1533.

Imlay, R. W., 1952. Correlations of the Jurassic formations of North America, exclusive of Canada: Geol. Soc. Am., Bull., V. 63, p. 953-992, 2 correlation charts, 4 figs.

Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M. y Diaz, T., 1948. Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern México; Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 32, No. 9, p. 1961-1970.

INEGI, 1970. Carta de Climats (14-Q-1), Esc. 1: 250,000.

INEGI, 1981. Hoja Topográfica: Real de Catorce (F-14-A-24), Esc. 1:50,000.

Jiménez, D. I., Porres-Luna, R. P. y Rivera-Carranco, E., 1982. Geología de la Región de Charcas-Venado, San Luis Potosí: Univ. Aut. De México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional 163 p.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. J. y Silver, L. T., 1990. Nazas Formation: A remnant of the Jurassic arc of western North America in north-central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs V. 22, No. 7, p. A327.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H. y Silver, L. T., 1995. Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A posible remnant of a Cordilleran magmatic arc, in Jaques-Ayala, C., Gonzalez-León, C.M., and Roldán Quintana, J., eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas: Boulder, Colorado, Geological Society of America special paper 301, p. 179-190.

Kehle, R. O., 1970. Analysis of gravity sliding and orogenic traslation, Geol. Soc. America Bull., V. 81, p. 1641-1664.

Kellum, L. B., 1936. Geology of the mountains west of the Laguna District: Geol. Soc. America Bull., V. 47, p. 1039-1063.

Kellum, L. B. y Robinson, W. I., 1963. Geology of the west-central part of the Sierra de Tlahualilo, Coahuila, México: Mich. Acad. Sci., V. 48, p. 223-261.

Kelly, W. A., 1936. Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, V. 50, p. 1009-1038.

Le Bas, M. J., R. W. Le Maitre, A. Streckeisen y B. Zanettin., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. F. Petrol. 27, p. 745-50.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., S  ller J., Lamiere Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A. R. y Zanettin B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Eds. Blackwell, Oxford. 195 p.

Lee Moreno, J. L. y Ramón Duran, J. R., 1V 1972. Informe sobre el Levantamiento Geológico-Geoquímico en Suelos del   rea El Jordán en la Sierra de Catorce, S.L.P., Seminario Interno sobre Explotación Geológico-Minera, Memorias Consejo de Recursos Minerales.

López-Infanzón, 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas. Sociedad Geológica Mexicana, Boletín; V.47; No. 2, p. 1-42.

Lop  z-Ramos, E., 1980. Geología de México: Tomo I, 2da. edición, 454 p.

Lugo-Hubp, J., 1990. El Relieve de la República Mexicana, Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, V. 9 No. 1, p. 82-111.

Martínez-Reyes, J. S., 1969. Estudio Geológico del Extremo Norte de la Sierra de Catorce, Estado de San Luis Potosí: Instituto Politecnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Licenciatura, 42 p.

McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E. y Hofmann, A. W., 1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

Medina-Rivero, J. F., 1983. Estudio hidrogeológico en Wadley, Municipio de Catorce, S.L.P. Instituto de Geología y Metalurgia, UASLP, Folleto técnico No. 86: 50 p.

Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J. R., Grotehusmann, I., Kustusch, T., Lentzy, P., De León-Gómez, H. y Mansilla-Terán, M., 1987. El basamento precretácico de Aramberri, estructura clave para comprender el "décollement" de la cubierta jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental, México: *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, 2. p. 15-22.

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.*, V. 56, p. 207-218.

Michalzik, D., 1988. Trias bis Tiefste unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko-Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: (Ph. D. Dissertation), T.H. Darmstadt, Germany, 247 p.

Middlemost, E. A. K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, V. 77, p. 19-26.

Mixon, R. B., 1958. The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria Region Tamaulipas Mex. M.C. Thesis, Luisiana State Univ. 70 p.

Mixon, R. B., Murray, G. E., y Diaz-G. T., 1959. Age and Correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 23, p. 757-771.

Montejano y Aguinaga, R., 1981. El Real de Minas de La Purisima Concepcion de los Catorce, S.L.P.: Academia de Historia Potosina, A.C., San Luis Potosí, 280 p.

Morán-Zenteno, D., 1984. Geología de la República Mexicana: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 82 p.

Muir, J. M., 1936. Geology of the Tampico region, Mexico. Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists, V. XIX, 200 p.

Mújica, R. y Albarran, J., 1983. Estudio petrogenético de las Rocas Igneas y Metamórficas del Altiplano Mexicano: Inst. Mex. del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p.

Murton, B. J., Peete, D. W., Arculus, R. J., Pearce, J. A. y Van Der Lann, S. 1992. Trace element geochemistry of volcanic rocks from Site 786: the Izu-Bonin forearc, Leg 125. Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results, 125, p. 211-235.

Pantoja-Alor, J., 1963. Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo. Estado de Durango. Univ. Nac. Aut. México, Inst. Geología. Carta Geológica de México. Serie de 1: 100, 000, Hoja San Pedro del Gallo 13-R-K (3).

Ojeda, 1963. Reconocimiento Geológico y Depósitos de Fosfatos del norte de Zacatecas y zonas adyacentes en Cosquilla, Nuevo León y San Luis Potosí: Censo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín 56, 332 p.

Pantoja-Alor, J., 1972. La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: Soc. Geol. Mexicana, Memorias de la Segunda Convención Nacional, p. 25-31 y 194-196.

Pearce, J. A. y Cann, J. R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth Planet. Sci. Lett., V. 12, p. 339-349.

Pearce, J. A. y Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., V. 19, p. 290-300.

Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), Andesites. Wiley, Chichester, p. 525-548.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. F. Petrol., 25, p. 956-983.

Peccerillo, R. y Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, p. 63-81.

Rogers, C. L., Z. De Cerna, E. Tavera y S. Ulloa, 1957. Geología General y Depósitos de Fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Inst. Nac. Para la investigación de Recursos Minerales, Boletín 38, 129 p.

Rogers, C. L., Z. De Cerna, R. Van Vloten, E. Tavera y J. Ojeda, 1961. Reconocimiento Geológico y Depósitos de Fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín 56, 322 p.

Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman Group U.K. Limited 1993. 352 p.

Ross, M. A., 1979. Stratigraphy of the Tamaulipas limestone North eastern, México: M. S. Thesis, Univ. of Texas at Arlington, 96 p.

Rzedowsky, J., 1955. Notas Sobre la Flora y la Fauna del Estado de San Luis Potosí, Ciencia, Volumen XV.

Sabine, P. A., Harrison, R. K. y Lawson, R. I., 1985. Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide-silica diagram, and the significance of alteration. British Geological Survey Report, Vol. 17 No. 4. p. 145-150.

Schmidt, 1993. CIPWCALC Ver. 1.3 Geochemisches Institut der Georg-August Universitat, Alemania.

Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., V. 59, p. 110-118.

Silva-Romo, G., 1993. Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Postgrado, Tesis de Maestría, 139 p. (inédita).

Stinnesbeck, W., 1992. Ammonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) en el área de Galeana, Nuevo León, Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, V. 4, p. 63-85.

Stinnesbeck, W., 1993. Sobre una Fauna de Ammonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Actas Fac. Ciencias de la Tierra U.A.N.L., Linares, V. 8, p. 129-132.

Tardy, M. y Ruiz, B. R., 1974. Sobre la observación directa del "décollement" de la cobertura Mesozoica del sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra Madre Oriental: Serie Divulgación 2, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 29-37.

Till, R., 1977. The HARDROCK package, a series of FORTRAN IV computer programs for performing and plotting petrochemical calculations. Comput. Geosci., 3, p. 185-243.

Torres-Soto, G. M., 1979. Estudio Geológico Minero del Área de San Bartolo-Tahonas, Sierra de Catorce, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 32 p.

Tristán-González, M y Torres-Hernández, J. R., 1992. Cartografía Geológica 1:50 000 de la Hoja Charcas, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico No. 115, 94 p.

Tristán-González, M y Torres-Hernández, J. R., 1994. Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 11, No. 2, p. 117-138.

Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R. y Mata-Segura, J. L., 1995. Geología de la Hoja Presa Santa Gertrudis, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 122, 50 p.

Valencia-Davila, C. A., 1979. Estudio geológico de los yacimientos antimoníferos de la porción centro-oriental de la Sierra de Catorce, S.L.P. Tesis ing. Geólogo, Univ. Autón. de San Luis Potosí, México, 43 p.

Verma, H. M. y Westerman, G. E. G., 1973. The Tithonian (Jurassic) ammonite Fauna and stratigraphy of Sierra de Catorce, San Luis Potosí: Bulletin of American Paleontologists, V. 63, No. 277, 320 p.

Wilson, J. L., 1970. "Depositional facies across carbonate shelf margins". Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. V. 20, p. 229-233.

Wilson, J. L., 1974. "Characteristics of carbonate platform margins": Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 58, p. 810-824.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Eds. Unwin Hyman, London. 466 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, p. 11-30.

Zarate Del Valle, P. F., 1979. Étude des gisements et indices d'antimoine stratiformes et fissuraux du Mésozoïque de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Sierra Madre Orientale, Mexique). Diplome de Docteur Ingenieur, L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 161 p.

Zarate Del Valle, P. F., 1982. Geología y análisis metalogénico de la Sierra de Catorce, S.L.P.: Soc. Geól. Mex. Bol., XLIII., 1: p. 1-21.