



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ**

**FACULTAD DE INGENIERÍA  
ÁREA DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

**APORTACIONES A LA INTERPRETACIÓN DE LOS  
PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN EN LA  
SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL  
TRIÁSICO SUPERIOR EN LA PORCIÓN  
OCCIDENTAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ**

**Trabajo recepcional  
que para obtener el título de:  
INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA:**

**GASTÓN VENEGAS RODRÍGUEZ**

San Luis Potosí, S. L. P.

2005





Facultad de Ingeniería



Universidad Autónoma  
de San Luis Potosí

17 de marzo del 2005

**AL PASANTE GASTÓN VENEGAS RODRÍGUEZ  
P R E S E N T E.-**

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el **Dr. José Rafael Barboza Gudiño**, Asesor del Trabajo Recepcional que desarrollará usted, con el objeto de sustentar su Examen Profesional en la Licenciatura de **Ing. Geólogo**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 17 de marzo del presente año, fue aprobado el Temario propuesto:

**TEMARIO:**

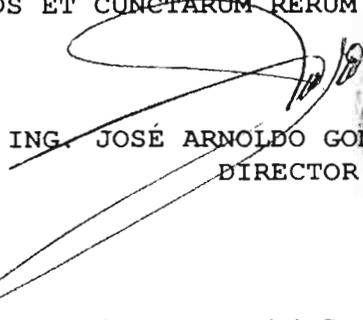
**"APORTACIONES A LA INTEPRETACIÓN DE LOS PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN EN LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR EN LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ"**

INTRODUCCIÓN.

1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.
  2. GENERALIDADES SOBRE ABANICOS SUBMARINOS.
  3. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS.
  4. LA SECUENCIA SILICILÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR.
  5. INTERPRETACIÓN DEL MODELO SEDIMENTOLÓGICO.
- CONCLUSIONES.  
BIBLIOGRAFÍA.

Ruego a Usted tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, debe presentar Constancia de Servicio Social como requisito indispensable para sustentar su Examen Profesional.

**"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"**

  
**ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTÍZ**  
**DIRECTOR**

""mog.

## CONTENIDO

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	2
A. Objetivo del trabajo.....	2
B. Metodología.....	2
C. Trabajos previos.....	3
D. Localización de las áreas, accesos y vías de comunicación.....	6
E. Fisiografía.....	8
F. Agradecimientos.....	10
<b>CAPITULO 1. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....</b>	<b>11</b>
1.1. Estratigrafía.....	11
1.1.1. Período Triásico.....	12
1.1.2. Período Jurásico.....	12
1.1.3. Período Cretácico.....	14
1.1.4. Período Terciario.....	17
1.1.5. Período Cuaternario.....	17
1.2. Estructura.....	19
<b>CAPITULO 2. GENERALIDADES SOBRE ABANICOS SUBMARINOS.....</b>	<b>21</b>
<b>CAPITULO 3. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y SEDIMENTOS     SILICICLÁSTICOS.....</b>	<b>36</b>
3.1 Estructuras de base.....	38
3.2 Estructuras internas.....	42
3.3 Estructuras de techo.....	42
3.4 Indicadores de corriente.....	45
3.5 Indicadores de procedencia.....	47
3.5.1. Petrográficos.....	47
3.5.2. Geoquímica.....	52
3.6. Indicadores de facies.....	52
<b>CAPITULO 4. LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO     SUPERIOR.....</b>	<b>55</b>
<b>CAPITULO 5. INTERPRETACIÓN DEL MODELO SEDIMENTOLÓGICO.....</b>	<b>67</b>
CONCLUSIONES.....	75
ANEXOS.....	77
BIBLIOGRAFÍA.....	92

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización de los principales afloramientos del Triásico Tardío en la parte centro y noreste de México.....	6
<b>Figura 2.</b> Localización de las áreas de estudio y principales vías de comunicación.....	8
<b>Figura 3.</b> Provincias fisiográficas de la Republica Mexicana.....	9
<b>Figura 4.</b> Columna estratigráfica generalizada para las áreas de las Sierras de Catorce, Charcas, Salinas y Presa de Santa Gertrudis .....	18
<b>Figura 5.</b> La secuencia turbidítica clásica de Bouma mostrando dirección de estructuras sedimentarias, tamaños de grano, y condiciones depositacionales..	22
<b>Figura 6.</b> Geometría de un abanico submarino, asociación y distribución de facies.....	23
<b>Figura 7.</b> Dimensiones típicas de un depósito sedimentario y Ruta de transporte de arena y lodo desde la boca del río hacia lo profundo del piso marino.....	25
<b>Figura 8.</b> Modelos de abanicos submarinos y ejemplo del desarrollo de abanicos modernos seleccionados.....	26
<b>Figura 9.</b> Modelos de diseños simplificados de abanicos modernos.....	27
<b>Figura 10.</b> Modo de depositación de las marcas de surcos o “flute marks” ocasionados por las corrientes de turbidez originadas por la velocidad e intensidad de la carga.....	40
<b>Figura 11.</b> Diferentes tipos de estructuras de marcas de rizaduras “ripples marks”.....	46
<b>Figura 12.</b> Diagramas de Füchtbauer, Dickinson y de clasificación del cuarzo y fragmentos líticos para la clasificación de componentes en areniscas del área de la Sierra de Catorce.....	49
<b>Figura 13.</b> Diagramas de discriminación de Dickinson (1985) y Füchtbauer (1988) elaborados a partir de las muestras tomadas en la Sierra de Charcas.....	51
<b>Figura 14.</b> El Triásico sedimentario y las facies volcano-sedimentarias expuestas en México.....	58
<b>Figura 15.</b> Modelo tectónico que muestra la forma de depositación de la Formación Zacatecas durante el Triásico Tardío debido a la Orogenía Paleozoica.....	66

<b>Figura 16-25.</b> Diagramas elaborados con el Programa <i>StereoNett Ver 2.10</i> a partir de los datos medidos en la Formación Zacatecas de las diferentes marcas sedimentarias.....	72
<b>Figura 26.</b> Procedimiento para la corrección por rotación de los datos indicadores de paleocorrientes.....	72

## INDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía 1.</b> Estructuras de base ( <i>tool marks</i> ) en un afloramiento del área de Charcas (Formación Zacatecas).....	39
<b>Fotografía 2.</b> “ <i>Flute marks</i> ” en la base de un banco de arenisca de la Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).....	39
<b>Fotografía 3.</b> Marca de base “ <i>flute mark</i> ” de una arenisca sobre lutita Vista en perfil (Formación Zacatecas, Charcas).....	40
<b>Fotografía 4.</b> Marcas labradas ( <i>groove marks</i> ), con forma de surco, en un afloramiento perteneciente a la Formación Zacatecas (Sierra de Salinas).....	41
<b>Fotografía 5.</b> Rizaduras “ <i>ripple marks</i> ” observadas sobre la cima de La Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).....	43
<b>Fotografía 6.</b> Marcas de rizaduras “ <i>ripples marks</i> ” sobre una capa de la Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).....	43
<b>Fotografía 7.</b> Afloramiento que muestra la alternancia de lutitas con areniscas de la Formación Zacatecas en el área de Charcas (Anticlinorio San Rafael)....	59
<b>Fotografía 8.</b> Se observa como la laminación de las lutitas es más fina, como arcilloso y de un color oscuro, mientras que las areniscas presentan una estructura masiva y un color gris verdoso por intemperismo.....	60
<b>Fotografía 9.</b> Secuencia expuesta en el área de Los Catorce. La Formación Zacatecas constituida por la alternancia de areniscas de grano fino a medio con lutitas.....	61

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Coordenadas de los afloramientos del Triásico Marino en la parte occidental del Estado de S. L. P.....	8
<b>Tabla 2.</b> Clasificación de las láminas delgadas de areniscas pre-oxfordianas de la Sierra de Catorce y resultados obtenidos del conteo de puntos.....	48

## INDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> Tabla con los datos recolectados de los diferentes tipos de marcas medidos sobre la Formación Zacatecas.....	77
<b>Anexo 2.</b> Descripción de láminas delgadas, elaboradas para la determinación de la petrografía.....	83
<b>Anexo 3.</b> Mapa geológico y ubicación de estaciones de medición y muestras en el área de Charcas.....	89
<b>Anexo 4.</b> Mapa geológico y ubicación de estaciones de medición y muestras en el área de Real de Catorce.....	90
<b>Anexo 5.</b> Mapa geológico y ubicación de estaciones de medición y muestras en el área de La Ballena, Zacatecas.....	91

## RESUMEN

En la porción occidental del Estado de San Luis Potosí, existen algunos afloramientos aislados de secuencias siliciclásticas turbidíticas, correspondientes al Triásico Tardío en las áreas de la Sierra de Catorce, Presa de Santa Gertrudis, Charcas y Sierra de Salinas. Estas exposiciones de rocas triásicas, conocidas como *Formación Zacatecas* o "*formación La Ballena*", como ha sido nombrada en la Sierra de Salinas, pertenecen a un ambiente marino y presentan las características de una secuencia siliciclástica marina tipo flysch, depositada en forma de un abanico submarino. Como rasgos característicos de este tipo de secuencias, se encuentran tanto en la cima de las capas, y en su base e interior de los estratos, estructuras sedimentarias que demuestran la existencia de antiguas paleocorrientes, por ejemplo rizaduras, surcos, estratificación oblicua, marcas de desbaste, marcas de carga, etc. En el presente estudio se han documentado en todas estas áreas diferentes estructuras sedimentarias, como aportación para conformar un modelo de sedimentación y dirección de las paleocorrientes en cada afloramiento, para su integración a nivel regional.

Anteriormente esta secuencia se solía agrupar con una serie de unidades, con las cuales no tenía ninguna relación litológica ni genética, pero en años recientes se ha venido estableciendo una definición más precisa, en su edad, litología, origen, ambiente de depósito, etc. Aunque en áreas como la Sierra de Catorce o Presa de Santa Gertrudis su edad no está aún bien definida, debido a que no se ha encontrado aún material fósil adecuado, dichos afloramientos han sido considerados por su semejanza litológica y posición estratigráfica, conjuntamente con los otros afloramientos de la secuencia triásica, coincidiendo además de manera general, dentro del mismo modelo de abanico submarino.

## INTRODUCCIÓN

### A. Objetivo del trabajo

El propósito del presente estudio es la aportación de nuevos datos sedimentológicos y petrográficos para la interpretación de la secuencia siliciclástica marina del Triásico Tardío que aflora en el Estado de San Luis Potosí, a través del análisis de muestras y la medición de estructuras sedimentarias presentes en los afloramientos, localizados en las áreas al oeste de Charcas, Sierra de Catorce, Presa de Santa Gertrudis y la Sierra de Salinas. La información que se presenta podrá sumarse a la generada previamente, así como a la que pudieran generar otros estudios en un futuro, orientados a la conformación detallada de un modelo de distribución de facies sedimentarias para esta secuencia a nivel regional y extendiéndose hacia otros estados del centro, norte y noreste de México.

### B. Metodología

Para la realización del presente trabajo, se consultaron las siguientes cartas topográficas y geológicas: carta Geológica Matehuala 1:250,000 (F-14-1, **INEGI**) y carta geológica San Luis Potosí 1:250,000 (F-14-4, **INEGI**), así como la carta geológico-minera y geoquímica, Real de Catorce 1:50,000 (F-14-A-24) del **Consejo de Recursos Minerales** y la carta Topográfica Charcas (F-14-A-43) de **INEGI** 1:50,000, el plano Geológico de la carta Presa de Santa Gertrudis publicado por Tristán-González *et al.*, (1995), correspondiente al estudio Geológico del mismo nombre, así como artículos y capítulos de libros y revistas relacionados con temas como abanicos submarinos, estructuras sedimentarias, la Formación Zacatecas, etc. También se recopiló información de los folletos técnicos editados por el **Instituto de Geología** de la **UASLP**, todo esto como una primera fase de recopilación de información.

El trabajo de campo consistió de varias salidas a las localidades donde afloran los sedimentos de la Formación Zacatecas del Triásico Tardío. Se recolectaron muestras de mano y se midieron secciones estratigráficas o estaciones, en donde se describieron y midieron las diferentes estructuras sedimentarias.

La posterior elaboración de láminas delgadas y su descripción al microscopio constituyeron la fase de trabajo de laboratorio, para finalmente pasar al análisis de la información, elaborando diagramas diversos mediante el uso del programa StereoNett versión 2.10 (Johannes Duyster: Institut für Geologie Ruhr-Universität-Bochum), especialmente para representar estructuras y direcciones de corriente en forma de proyecciones estereográficas sobre las cuales se efectuaron las correcciones, especialmente rotaciones, a los datos medidos en campo, para interpretar las direcciones originales previas a las deformaciones tectónicas. También se digitalizaron mapas para la ubicación de muestras y estaciones de medición a fin de facilitar la integración de los datos preexistentes. La integración de esta información y redacción del trabajo o reporte de resultados constituyeron la fase final de gabinete.

### **C. Trabajos previos**

- Burckhardt y Scalia, en 1906, inician un trabajo enfocado al descubrimiento y descripción de capas del Triásico Superior marino en las cercanías de la Ciudad de Zacatecas, con restos de fósiles, lo cual sirvió de base para definir la edad de las capas triásicas.
- Gutiérrez-Amador (1908), con datos propios y ajenos, asigna una edad Cárnica por medio de semejanza de faunas, relativa a cefalópodos, con el Triásico Superior marino de California. Observó nuevas formas fósiles en diversas localidades a lo largo del Arroyo de la Calavera compuesta por crinoides, moluscos y fragmentos de huesos de grandes reptiles del Mesozoico.
- Maldonado-Koerdell (1848), elaboró un reconocimiento de diversos afloramientos estudiados por Burckhardt y Gutiérrez, identificando las diferentes litologías y características tectónicas de la secuencia expuesta en el Arroyo Pimienta, identificando fósiles como *Rhynchonella* (*Hallorella bittner*), con esto logrando aportar nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas.

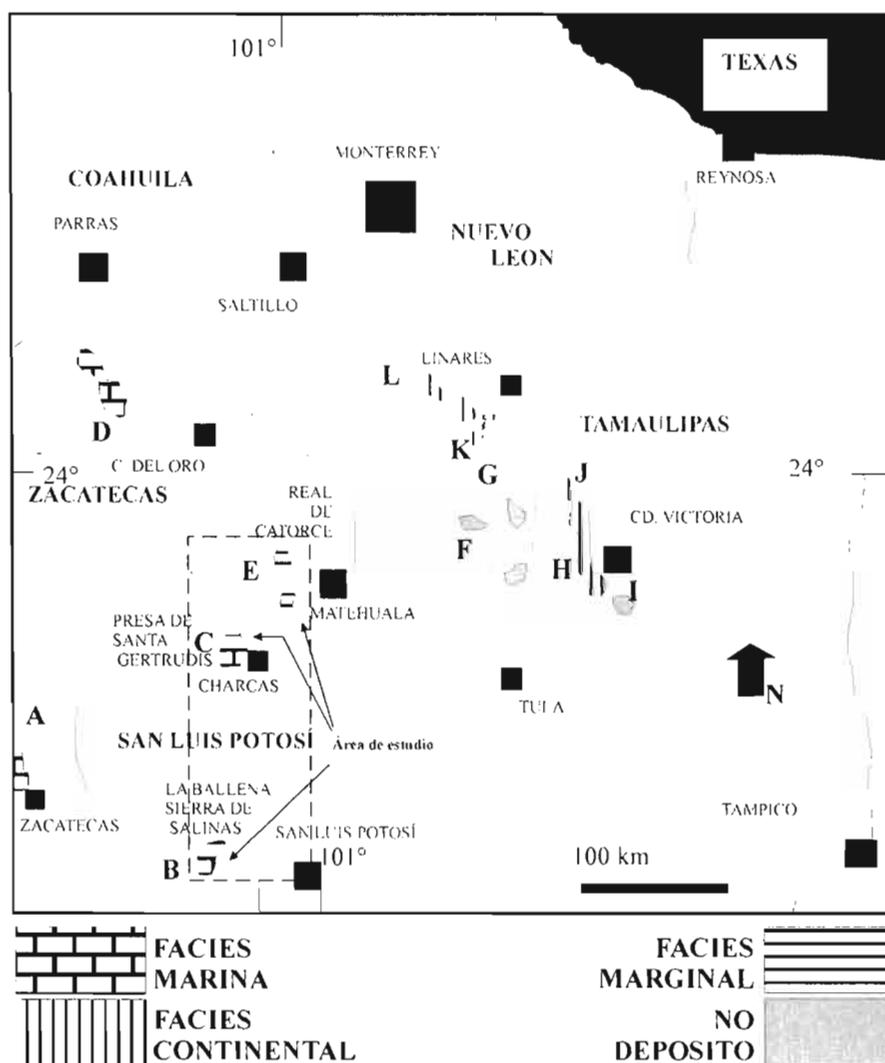
- Martínez-Pérez (1972), sugirió por primera vez la correlación de la secuencia siliciclástica que aflora en el fondo del Cañón General, en la Sierra de Catorce, de lutitas, pizarras y areniscas con las capas del Triásico Superior de Zacatecas, La Ballena, Charcas y Sierra de Teyra en el norte de Zacatecas.
- Cuevas-Pérez (1985), proporciona interpretaciones de la estratigrafía regional y paleogeográficas de la Formación Zacatecas en el Centro de México, y propone a los afloramientos del oeste de Charcas, San Luis Potosí, como la localidad tipo, porque es aquí donde están mejor expuestos y no presentan metamorfismo.
- López-Infanzón (1986), reporta un espesor estructural de la secuencia triásica marina de 4,633.6 m en el área de La Taponá, obtenido de la perforación de un pozo hecho por **PEMEX** hacia el noroeste de Charcas.
- Silva-Romo (1993), propone la secuencia siliciclástica marina del Triásico Tardío como parte de la facies de un abanico submarino medio y exterior y asigna el nombre de formación La Ballena expuesta en la secuencia del Triásico, en la Sierra de Salinas.
- Tristán-González y Torres-Hernández (1994), realizaron extensos estudios geológicos de la Sierra de Charcas, incluyendo mapeo, geología estructural, y estratigrafía de la Formación Zacatecas, y estudios similares de las rocas jurásicas, cretácicas y terciarias que las sobreyacen.
- Tristán-González *et al.*, (1995), cartografiaron el área de Presa de Santa Gertrudis a semi-detalle. Se basaron solamente en similitudes litológicas y posición estratigráfica para demostrar la presencia de la misma secuencia marina triásica en las áreas de Real de Catorce y Charcas.
- Centeno-García y Silva-Romo (1997), sugieren que las relaciones isotópicas de Sm-Nd indican la fuente de procedencia de los sedimentos para la cuenca Triásica desde

el Cinturón Greenvilliano que se extiende en la porción oriental de México, desde Chihuahua hasta Oaxaca.

- Barboza-Gudiño *et al.* (1999), proponen un modelo de evolución tectónica que involucra a las diferentes unidades pre-oxfordianas en la parte centro y noreste de México, reconociendo cinco eventos principales, los cuales podrían explicar el origen y naturaleza de las cinco unidades estratigráficas reconocidas, que comprenden: depositación de un abanico submarino en la Formación Zacatecas, Productos volcanogénicos de la Formación Nazas, depósitos continentales para la Formación Hui-zachal, capas rojas jurásicas de la Formación La Boca y una secuencia basal clástica de la transgresión oxfordiana, conocida como Formación La Joya.
- Silva Romo *et al.*, (2000), proponen que el contacto entre los terrenos tectonoestratigráficos Guerrero y Sierra Madre ocurre hacia el oeste de la Ciudad de Zacatecas y que la secuencia triásica marina sea asignada al terreno Sierra Madre y no al terreno Guerrero como se había asignado previamente.
- Hoppe (2000), realizó estudios sedimentológicos y análisis de la cristalinidad de illita y de reflectancia de vitrinita en muestras de Real de Catorce y Charcas, obteniendo con el primer método, indicadores de un grado de diagénesis avanzado, en el límite de un anchimetamorfismo, en tanto que los valores de la reflectancia de las vitrinitas son propios de un carbón mineral bituminoso con contenido bajo a medio de volátiles.
- Hoppe *et al.*, (2002), se basaron en estudios sedimentológicos de la Sierra de Charcas y Sierra de Catorce para proponer un modelo de depósito para ambas secuencias en un gran abanico submarino y con esto establecer la probable correlación de la secuencia expuesta en la Sierra de Catorce, localidad en donde no hay una edad triásica confirmada a plenitud.

#### D. Localización de las áreas, accesos y vías de comunicación

Las áreas en las que se encuentran los principales afloramientos del Triásico marino, se sitúan en la porción occidental del Estado de San Luis Potosí (Figura 1), estas áreas son:



**FIGURA 1.** Localización de los principales afloramientos del Triásico Tardío en la parte centro y noreste de México. A = Zacatecas, B = Peñón Blanco, C = Charcas, D = Sierra de Teyra, E = Real de Catorce, F = Aramberri, G = Mezquital, H = Cañón del Novillo, I = Cañón del Huizachal, J = Cañón de la Boca, K = Cañón del Alamar, L = San Marcos (área de Galeana); (tomado y modificado de Barboza-Gudiño *et al.*, 1999)

1. La Sierra de Catorce, se ubica en la parte norte del estado y se puede acceder a los afloramientos de la secuencia triásica a través del camino de terracería que va de Estación Catorce hacia Real de Catorce, otros afloramientos dentro de la misma sierra, ocurren en Ojo de Agua, al norte, entrando por Poblazón hacia el Cañón de El Salto y en El Astillero, hacia

la parte sur de la sierra, el cual es un arroyo que se puede interceptar al llegar al poblado de Villa de Guadalupe, que se ubica al sureste de la Sierra de Catorce, o desde Estación Maroma, por camino de terracería.

2. El área al poniente de Charcas, es conocida como el Anticlinorio de San Rafael o La Trinidad y se puede acceder a ella por la carretera que parte de Charcas hacia Villa de Santo Domingo, desviándose en el camino de terracería que está en la ranchería de las Palmas, el cual lleva a San Antonio de las Huertas o a los poblados de San Rafael y el Capulín.

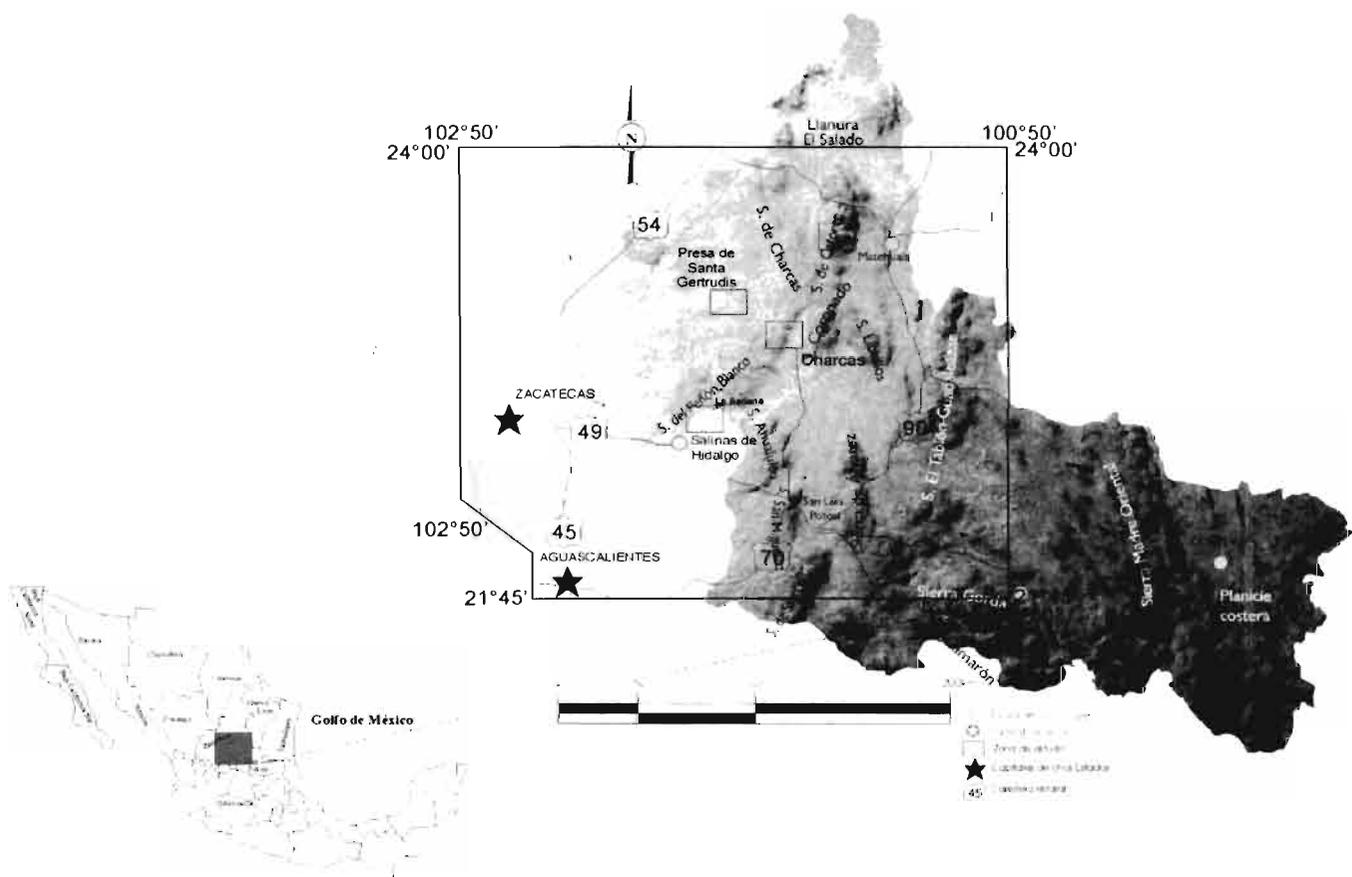
3. Presa de Santa Gertrudis, es el nombre de la hoja o carta escala 1:50,000 ubicada al noroeste de los afloramientos de Charcas y dentro de la cual también existen registros de afloramientos del Triásico marino, hacia la parte oeste-suroeste del poblado del mismo nombre en localidades como La Taponá, Cinco Estrellas y al noroeste de Coyotillos y se puede llegar a estos puntos tomando el camino de terracería, que parte de la carretera a Santo Domingo y comunica a los poblados de Coyotillos – Presa de Santa Gertrudis y Guadalupe Victoria-La Taponá. El afloramiento de La Taponá se halla en la sierra del mismo nombre, a un lado de la falla Taponá, en donde se ubica el pozo Taponá I, perforado por **PEMEX**, mientras que Cinco Estrellas se ubica cerca de la mina del mismo nombre.

4. Otros afloramientos de características similares se ubican en la Sierra de Salinas sobre el límite de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, específicamente en el poblado La Ballena, y se puede llegar a través de la carretera que conduce primeramente a Pinos, Zacatecas, tomando una desviación antes de llegar a la hacienda de La Pendencia, la cual conduce al pueblo de La Ballena. Una opción más, es llegar hasta el poblado de Villa Hidalgo, Zacatecas y proseguir por el camino de terracería en dirección norte, hasta el mismo poblado de La Ballena.

Las coordenadas geográficas de los principales afloramientos del Triásico marino arriba mencionados, se presentan en la tabla 1 y su ubicación general se observa en la Figura 2:

**TABLA 1.** Coordenadas de los afloramientos del Triásico Marino en la parte occidental del Estado de S. L. P.

ÁREA	LOCALIDAD	COORDENADAS	
		PARALELOS	MERIDIANOS
SIERRA DE CATORCE	Ojo de Agua / Salto	23°43' y 23°44' N	100°54' y 100°55' W
	Cañón General	23°42' y 23°43' N	100°53' y 100°57' W
	El Astillero	23°30' y 23°31' N	101°10' y 101°15' W
OESTE DE CHARCAS	Anticlinorio San Rafael / La Trinidad	23°03' y 23°10' N	101°10' y 101°15' W
PRESA DE SANTA GERTRUDIS	La Tapona	23°27' y 23°28' N	101°16' y 101°17' W
	5 Estrellas	23°27' y 23°28' N	101°11' y 101°12' W
	NW de Coyotillos	23°17' y 23°22' N	101°13' y 101°16' W
SIERRA DE SALINAS	La Ballena	22°27' y 22°30' N	101°40' y 101°43' W



**FIGURA 2.** Localización de las áreas de estudio y principales vías de comunicación.

### E. Fisiografía

Fisiográficamente las áreas de la Sierra de Charcas, Presa de Santa Gertrudis, Sierra de Catorce y la Sierra de Salinas se localizan hacia la región centro-oriental de la Provincia de la Mesa Central de México y hacia sus límites con la Sierra Madre Oriental (Campa y

Coney, 1983: Figura 3). La Mesa Central constituye una planicie levantada o altiplanicie en la parte central-norte de la República Mexicana, flanqueada por la Sierra Madre Oriental al norte y oriente, por la Sierra Madre Occidental al poniente y por la depresión del Bajío de Jalisco y el Cinturón Neovolcánico al sur. Sobre esta altiplanicie se observan algunas serranías de orientación norte-sur, que han sido conformadas por la deformación laramídica y posteriormente en algunos casos levantadas a manera de pilares tectónicos durante la etapa de extensión cenozoica. En la parte central de algunos de estos levantamientos, afloran las rocas más antiguas reconocidas en la región y que son en parte motivo del presente estudio.



**FIGURA 3.** Provincias fisiográficas de la República Mexicana (tomado y modificado de Campa y Coney, 1983).

## F. Agradecimientos

Quiero agradecer a algunas de las personas que me han ayudado a lo largo de mi vida tanto personal, como profesional, empezando por mis Padres: Estela Rodríguez B. Y J. Amado Venegas, quienes me han apoyado. También quiero agradecer a mi tía Antonia Cazares, por permitirme permanecer en su casa los primeros semestres de mi carrera. Así como a mis abuelos, Petrita y Gerardo “QDEP”.

A mi asesor, el Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por permitirme realizar este trabajo con Él, y a quién le admiro su ardua dedicación a su trabajo y profesión, por sus comentarios, anécdotas, enseñanzas, paciencia, sencillez, asesoría y muchas cosas más que me permitió conocer de Él, y que tal vez este proyecto no hubiera sido posible o no hubiera sido el mismo sin Él.

Al Ingeniero Erasmo Mata Martínez, por su valiosa colaboración en la preparación de las secciones delgadas, así como por sus comentarios y sugerencias. De igual forma quiero darle las gracias al Ingeniero Miguel Mayer Tanguma por sus explicaciones petrográficas y su accesibilidad también en la creación de las láminas delgadas en el laboratorio de Petrografía del Área de Ciencias de la Tierra. A mis compañeros de campo: Aurora Zavala, Daniel Nigoche y Jan-Michel Ilger, por sus ilustrativas explicaciones y guías en el campo, así como por su compañerismo. De igual forma quiero agradecer a todos aquellos integrantes del Instituto de Geología: Eva, Areldi (por tus platicas entretenidas), Francisco, Efrén, Dr. Alfredo Aguillón, Dr. Rubén López, Ing. Ramón Torres, Ing. Margarito Tristán, Ing. José Luis Mata S. y al Ingeniero Guillermo Labarthe.

Un especial agradecimiento al Ingeniero Pánfilo Raymundo Martínez M. por su asesoría durante el transcurso de mi carrera y por sus consejos, así como al Ingeniero Guillermo Alvarado V. Quiero expresar también mi agradecimiento al CONACyT por el apoyo brindado a través del proyecto “*Relaciones Paleogeográficas y Evolución de las Facies Marina y Continental del Triásico Superior en el Centro y Noreste de México* (SEP-CONACyT 2003-01-24-001-053)”

## CAPÍTULO 1

### MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 1.1. Estratigrafía

Las rocas más antiguas que afloran en la región, son sedimentarias marinas del Triásico, aunque algunas de ellas sean de posible edad Paleozoica, la cual no ha sido plenamente demostrada. En las áreas de estudio afloran rocas sedimentarias marinas y continentales así como rocas ígneas principalmente extrusivas. Estas rocas abarcan un rango de edades desde posiblemente el Paleozoico Tardío hasta el Reciente, teniendo una amplia distribución las secuencias calcáreas marinas del Jurásico Tardío hasta el Cretácico (Zarate del Valle, 1982; Bacon, 1978; Barboza-Gudiño 1989, Barboza-Gudiño *et al.*, 1993, 2004).

Las unidades cretácicas forman parte de una extensa cuenca sedimentaria conocida como la Cuenca Mesozoica del Centro de México, que contiene un volumen de más de 700,000 km<sup>3</sup> de sedimentos marinos del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío. Se extiende desde la porción central del país, hasta la parte noreste de Durango y suroeste de Chihuahua. Las Sierras de Real de Catorce, Charcas y Salinas, revisten gran importancia, ya que aquí aparecen algunos de los afloramientos más importantes en el Centro de México, de sedimentos tipo flysch de la Formación Zacatecas, del Mesozoico Temprano, que corresponden a las rocas más antiguas conocidas en esta región. Sobre ellas descansa toda la secuencia jurásica-cretácica, que a su vez esta cubierta por rocas volcánicas del Terciario y parcialmente por depósitos cuaternarios recientes (Figura 4).

Esta región forma parte del terreno tectono-estratigráfico Sierra Madre, según la clasificación de Campa y Coney (1983, Figura 3), por lo que se supone un basamento cristalino del Precámbrico, el cual ya ha sido en parte confirmado por la presencia de xenolitos de granulitas en las rocas volcánicas. Hacia el poniente, comienzan a aparecer las secuencias volcanosedimentarias que caracterizan al terreno tectonoestratigráfico de Guerrero.

Las regiones mencionadas han sido en parte formadas durante la Orogenia Laramide hacia finales del Cretácico y durante el Terciario Temprano, algunas otras serranías y mese-

tas representan edificios volcánicos del Cenozoico y levantamientos o hundimientos tipo pilares y fosas tectónicas producto de la extensión durante el Cenozoico.

### 1.1.1. Periodo Triásico

El Período Triásico está representado en la columna estratigráfica de la región, por una secuencia turbidítica siliciclástica de ambiente de abanico submarino denominada **Formación Zacatecas**, la cual es motivo del presente trabajo y será descrita más detalladamente en sus diferentes localidades, en capítulos posteriores.

### 1.1.2. Periodo Jurásico

El Período Jurásico está representado por cinco unidades: La primera es una unidad sedimentaria marina, de facies marginal, que subyace y en parte se intercala con rocas volcánicas del Jurásico Temprano a Medio. Esta Unidad ha sido descrita en la Sierra de Catorce por Barboza-Gudiño *et al.*, (2004) como “**unidad informal capas Cerro El Mazo**” en donde los mismos autores señalan una posible edad del Jurásico Temprano en base a su posición estratigráfica, así como a la ocurrencia de fragmentos de plantas fósiles que aunque difíciles de determinar con precisión, presentan algunos rasgos característicos de plantas del Mesozoico temprano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La segunda unidad, del Jurásico Temprano a Medio, es una secuencia volcánica y volcanoclástica comparable con la **Formación Nazas**, definida por Pantoja-Alor (1972) en los afloramientos del área de Villa Juárez, sobre el Río Nazas, en la porción oriental del Estado de Durango. Además de la localidad tipo, existen otros afloramientos reconocidos, específicamente en San Pedro del Gallo, Durango, así como en el área de Caopas-Rodeo en el norte de Zacatecas (Jones *et al.*, 1995), y en la Sierra de Salinas (Silva-Romo, 1993). En el Estado de San Luis Potosí aflora en las áreas de el Anticlinorio de La Trinidad al oeste de Charcas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992, 1994) y Presa de Santa Gertrudis al noroeste de esta misma localidad (Tristán-González *et al.*, 1995), donde la secuencia consiste de lavas andesíticas a riolíticas con paquetes intercalados de tobas y volcanosedimentos. El ambiente es posiblemente de arco debido al carácter predominante calcoalcalino y al tipo de sus productos con abundancia de andesitas y productos piroclásticos (Jones *et al.*,

1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), por lo que podría considerarse parte del arco Jurásico del oeste de Norte América.

Sobreyaciendo a la unidad antes descrita, se observa un paquete de sedimentos clásicos de edad Bathoniano-Oxfordiano, que puede ser correlacionado por lo menos en su parte superior con la **Formación La Joya** del noreste de México. Mixon *et al.*, (1959) describieron por primera vez la Formación La Joya, como una unidad clástica separable de la Formación Huizachal descrita previamente por Imlay (*op. cit.*, 1943). En la localidad tipo, en el rancho de La Joya Verde en el Cañón de Huizachal en Tamaulipas, la Formación La Joya consiste de una secuencia de más de 60 metros de conglomerados, areniscas conglomeráticas y limolitas rojas.

En las áreas estudiadas la unidad propuesta como Formación La Joya es una secuencia de tipo “*fining upward* (gradación normal)” de espesor variable entre 0 y 200 metros, con un paquete de conglomerado polimítico y areniscas conglomeráticas en la base, pasando a areniscas finas y finalmente a limolitas y lutitas con tonalidades violáceas hacia la cima.

La Formación La Joya es una unidad de transición de un ambiente continental a un ambiente marino, para posteriormente pasar hacia arriba a los bancos de calizas de la **Formación Zuloaga**. La Formación Zuloaga fue descrita originalmente de manera informal como “*Caliza de Nerineas*”, por Burckhardt (1930) y definida de manera formal por Imlay (*op. cit.*, 1930) en la localidad tipo de la Sierra de Sombreretillo, Coahuila, en donde consta de 550 metros de calizas gris oscuro en capas gruesas y bancos con gasterópodos, pelecípodos y algunos corales del Oxfordiano. En La zona de la Sierra de Catorce la Formación Zuloaga, se presenta como una secuencia calcárea que varía de la base a la cima de calizas margosas de estratificación delgada y en parte laminación, hasta calizas en capas gruesas a bancos de más de 3 metros de espesor, siendo el espesor promedio de las capas de 0.5 a 1.5 metros.

Finalmente la **Formación La Caja** contiene en su parte superior el límite Jurásico-Cretácico (de acuerdo con Adate et al., *op. cit.*, 1992, 1993). Esta unidad fue definida por Imlay (1938), quien dio este nombre a una secuencia de 82 metros de espesor, compuesta de calizas delgadas y margas, que afloran en la Sierra de La Caja en el norte de Zacatecas, designando como localidad tipo a la vereda de El Quemado en la misma Sierra, en donde previamente Burckhardt (1930) había estudiado su fauna marina del Kimmeridgiano-Tithoniano. Esta unidad en la Sierra de Catorce consiste de limolitas y lutitas con capas delgadas de calizas, margas, areniscas de grano fino, de color gris, crema y tonalidades violáceas, en paquetes de varios centímetros hasta 1 metro de espesor con algunas capas delgadas de areniscas de grano fino de color pardo a café. La fauna de esta unidad corresponde a edades del Kimeridgiano-Tithoniano.

### 1.1.3. Periodo Cretácico

Como unidades representativas del Período Cretácico, se encuentran principalmente las unidades de calizas formadas bajo las condiciones de facies marinas que prevalecieron en la región durante este período, empezando con la **Formación Taraises** (Imlay, *op. cit.*, 1936). La litología de esta unidad consiste de una alternancia de capas delgadas a medianas de calizas margosas y horizontes de lutitas margosas. Las primeras son de color gris intermedio a oscuro en superficie fresca y gris claro en superficie intemperizada. Las calizas pueden describirse como mudstone a wackestone o caliza biomicrítica con componentes biógenos. Otros rasgos son algunos lentes de pedernal negro, que se presentan en forma de bandas de hasta 5-8 cm de espesor, además de pequeños nódulos de Fe, principalmente en la fracción terrígena (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999). Los microfósiles son escasos y mal preservados, reconociéndose algunos amonites y belemnites. La Formación Taraises descansa concordante y transicional sobre la Formación La Caja y en el límite superior subyace de igual manera a las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior.

La **Formación Tamaulipas Inferior** según Muir (*op. cit.*, 1936), la describe como la secuencia que incluye todo el paquete de rocas carbonatadas del Cretácico Inferior hasta la Formación Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano). Esta unidad ha sido cartografiada en el área del Altiplano o Mesa Central como Formación Cupido por varios autores, siguiendo

el criterio de Díaz (*op. cit.*, 1953), quien propone que el nombre de Tamaulipas Inferior sea restringido al noreste de México. La Formación Tamaulipas Inferior, representa las calizas de facies de cuenca equivalentes a la Formación Cupido de aguas someras. Se reconoce en los Estados de Tamaulipas y Nuevo León, en las Sierras de Tamaulipas y Sierra Madre Oriental, así como en la Mesa Central al sur de la Península de Coahuila. En la región de la Sierra de Catorce, se caracteriza por una secuencia de aproximadamente 200 metros de espesor, de calizas micríticas tipo mudstone a wackestone en capas gruesas a bancos con nódulos de pedernal gris claro a oscuro y café, estilolitas paralelas a la estratificación, frecuentes nódulos de Fe y pequeños amonites. La Formación Tamaulipas Inferior, sobreyace de manera concordante a la Formación Taraises, y el límite superior es con la **Formación Otates** o **La Peña**, el cual fue observado en numerosos puntos como concordante y marcado, coincidiendo con un cambio brusco en la litología, al pasar de calizas, a capas delgadas de calizas margosas con alternancia de lutitas. La Formación Otates, inicialmente definida por Muir (1936), como “*Horizonte Otates*”, permite reconocer y separar las secuencias de calizas de las Formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Esta unidad tiene una amplia distribución en el noreste de México, en los Estados de Coahuila y Nuevo León, y está conformada de 30-40 metros de calizas margosas delgadas de color gris claro a intermedio y fracciones terrígenas que adquieren coloraciones amarillentas. Sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Inferior o “Formación Cupido” del Hauteriviense-Barremiano. El límite con la Formación Tamaulipas Superior que la sobreyace es transicional, de acuerdo con su posición estratigráfica y la fauna reportada su edad es Aptiano, probablemente inferior a medio y el ambiente de depósito que se interpreta para esta unidad es de cuenca marina.

La **Formación Tamaulipas Superior**, que fue definida en el Cañón de la Borrega en Tamaulipas, por Muir (*op. cit.*, 1936), como una secuencia de 134 metros de calizas de estratificación mediana, con lentes y bandas de pedernal de distintos colores, está compuesta de una secuencia de 50 a 60 metros de caliza gris intermedio, de estratificación mediana a gruesa con alternancia de capas arcillosas de color gris claro amarillento y violáceo. Las calizas son micríticas tipo mudstone a wackestone con abundancia de microfósiles planctónicos y pequeños amonites comúnmente de color negro, así como nódulos y bandas de pe-

dernal gris, café y negro, esta unidad sobreyace de manera transicional a la Formación Ota-tes del Aptiano y subyace de igual forma a la Formación Cuesta del Cura. La edad considerada por Ross (1979), es del Aptiano Tardío y Albiano Temprano. El ambiente de depósito se interpreta como nerítico a profundo.

Sobreyaciendo concordante y transicionalmente a la Formación Tamaulipas Superior se encuentra la **Formación Cuesta del Cura** (Imlay, *op. cit.*, 1936) en la Sierra de Parras, Coahuila. En la Mesa Central, la Formación Cuesta del Cura consta de 100-150 metros de calizas en capas delgadas con bandas y lentes delgados de pedernal negro y algunas intercalaciones de terrígenos. La Formación Cuesta del Cura sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Superior y su límite superior es con la Formación Indidura. La edad de la Formación Cuesta del Cura está bien documentada por las faunas principalmente de amonites, reportadas por Bacon (1978) y Stinnesbeck (1983), que aunque reportan una fauna propia del Cenomaniano Temprano, los reportes del Albiano Tardío en otras áreas indican como edad más probable el Albiano Tardío y Cenomaniano. En edad, esta unidad es correlacionable con facies de plataforma y talud de la Plataforma Valles-San Luis, existiendo una interdigitación con bancos bioclásticos y calizas turbidíticas. Su depósito ocurrió en un medio ambiente marino pelágico de cuenca.

La **Formación Indidura** fue descrita por Kelly (*op. cit.*, 1936), en la región de Delicias, Coahuila. Esta unidad tiene amplia distribución en Coahuila, oeste de San Luis Potosí y este de Zacatecas, formando parte de la secuencia de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, consta de capas delgadas de calizas arcillosas y lutitas, de colores gris intermedio a pardo con tonalidades rojo violáceo y amarillo verdoso en superficie intemperizada, con contenido de *Innoceramus sp.* Sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Cuesta del Cura y de igual forma subyace a la Formación Caracol y por su posición estratigráfica, así como por su contenido de *Inoceramus labiatus?*, se considera como del Turoniano, posiblemente incluyendo parte del Cenomaniano Tardío. Esta Formación es correlacionable con la Formación Soyatal de la zona de la Plataforma Valles-San Luis o con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico-Misantla.

La **Formación Caracol**, fue descrita originalmente por Imlay (*op. cit.*, 1936) en el Arroyo del Caracol, en la Sierra de San Ángel, Coahuila, como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas, que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura en el área de estudio en la Sierra de Catorce esta unidad consta en el área de estudio, de lutitas calcáreas y areniscas de grano fino. Las lutitas calcáreas son de color gris pardo en superficie fresca y amarillenta en superficie intemperizada y las areniscas ocurren en capas delgadas con laminación interna. Sobreyace concordantemente a la Formación Indidura, siendo esta formación la más joven de las unidades mesozoicas, ya que solamente se observa sobreyacida de manera discordante por unidades Cenozoicas, principalmente conglomerados plio-cuaternarios o rocas volcánicas del Oligoceno y Mioceno. Los fósiles en esta unidad son escasos, por lo que solamente de acuerdo a su posición estratigráfica, se puede inferir una edad posterior al Turoniano (Formación Indidura).

#### **1.1.4. Periodo Terciario**

El Terciario esta representado por el emplazamiento de una serie de diques y apófisis de pórfidos cuarzomonzoníticos (Sierra de Catorce,  $53 \pm 4$  Ma, fechado por Mugica y Albarran, 1983, *op. cit.*, en Tristán-González *et al.*, 1992), granodioríticos (área de Charcas,  $43 \pm 3$  Ma), y graníticos (área de La Ballena), así como flujos de lava dacítica (*Dacita Charcas*) y riolítica (*Riolita Lajas*, del área de Presa de Santa Gertrudis), tobas de caída libre y flujos de ceniza riolítica (*Ignimbrita Guanamé* del área de Charcas y Presa de Santa Gertrudis e *Ignimbrita Villa Hidalgo* del área de La Ballena) todas de una posible edad oligocénica. La mayoría de ellas se encuentran cubiertas por conglomerados terciarios (*Conglomerado Charcas*). Además, existen una serie de derrames basálticos y conos de escorias de posible edad Plio-Pleistoceno (*Basalto Los Encinos*). El Terciario incluye a gran parte de los rellenos aluviales de los valles y planicies, aunque en muchos de los casos resulta difícil diferenciarlos de los depósitos cuaternarios en general en las cuatro áreas.

#### **1.1.5. Periodo Cuaternario**

En toda la región existen una serie de depósitos acumulados sobre las laderas de los cerros (coluvión), que consisten de fragmentos y bloques sin redondear, generalmente sueltos o compactados parcialmente con suelo residual o caliche. Las carpetas de caliche son

bastante comunes sobre las laderas de los cerros de caliza, pudiendo alcanzar acumulaciones con espesores de 1 hasta 5 metros, los cuales también se encuentran sobre los conglomerados. Los depósitos aluviales consisten de gravas, generalmente en terrazas aluviales y arenas o limos sin consolidar, hacia las planicies. En algunos cortes de los arroyos se pueden observar lentes de arenas y gravas y hacia la parte superior, el parcial desarrollo de horizontes de suelo.

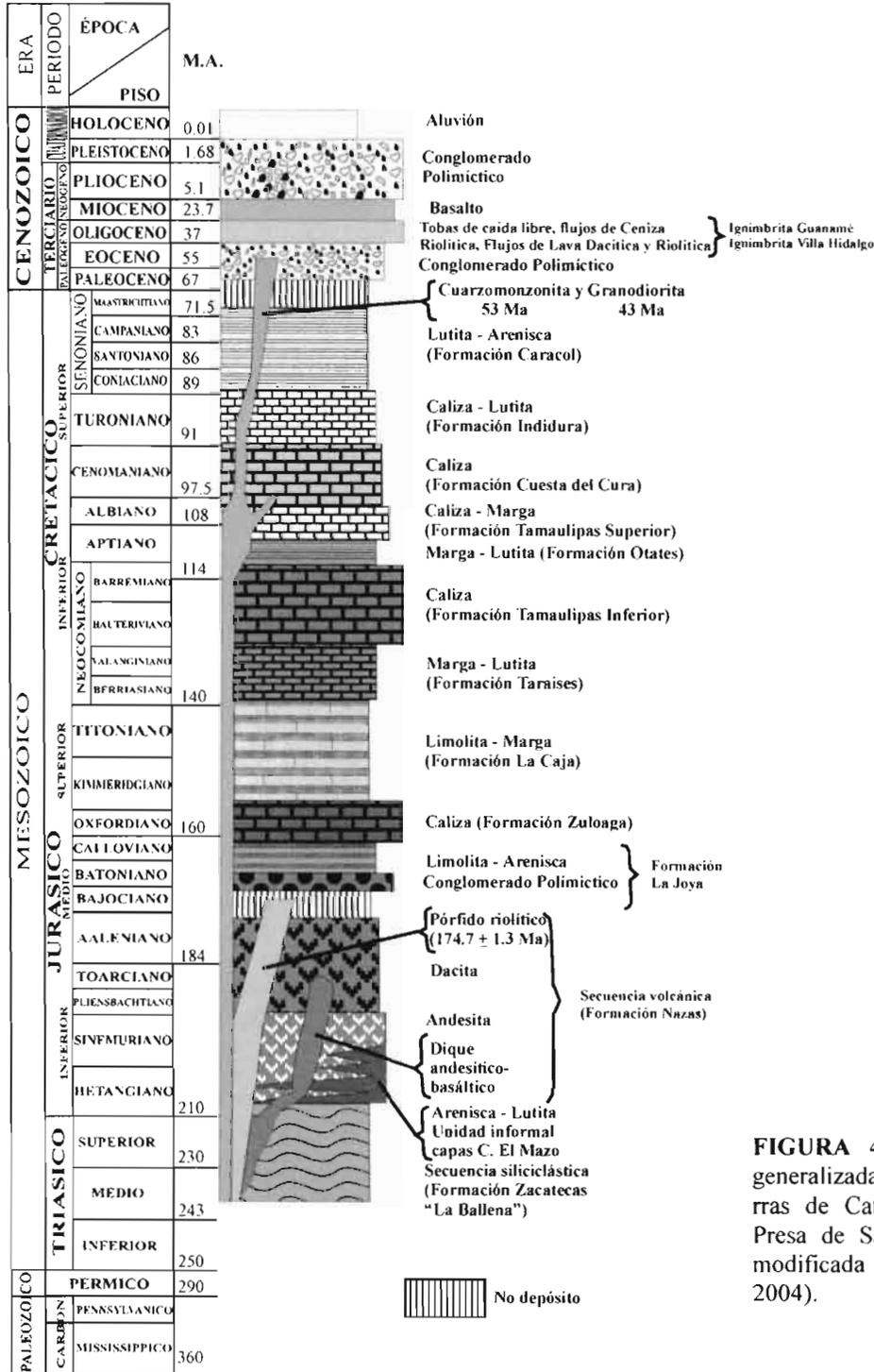


FIGURA 4. Columna estratigráfica generalizada para las áreas de las Sierras de Catorce, Charcas, Salinas y Presa de Santa Gertrudis (tomada y modificada de Barboza-Gudiño et al., 2004).

## 1.2. Estructura

El núcleo de la Sierra de Charcas está ocupado por un área levantada con inversión del relieve, por lo que se observa como una depresión central en la cual afloran los sedimentos de las formaciones Zacatecas y Nazas, con plegamiento considerable, y donde los pliegues resultantes se encuentran recostados hacia el este y noreste y sus ejes se orientan preferentemente norte-sur. El flanco occidental y sur de la sierra, formado de sedimentos cretácicos, se encuentra en gran parte en contacto con el núcleo Triásico por fallamiento normal, en tanto que el lado oriental es un flanco normal en donde afloran los sedimentos jurásicos. La orientación predominante de los ejes en la cubierta jurásica y cretácica es noroeste-sureste. El bloque central del Triásico fue levantado a una posición semejante a la que se encuentra la Formación Caracol del Cretácico Tardío, en los valles altos de la parte occidental de la sierra y está limitado por fallas normales que circundan a la mayor parte de la periferia del núcleo. La parte norte del área se encuentra afectada por una serie de fallas laterales que causaron rotación de los bloques. Una de las evidencias del levantamiento de la sierra son los conglomerados terciarios basculados hacia el oriente (Tristán-González y Torres-Hernández; 1992, 1994).

La Sierra de Catorce representa un levantamiento tipo pilar tectónico orientado norte-sur, con las fosas o depresiones de Wadley al oeste y Matehuala al este, siendo la margen occidental una zona de falla regional de orientación norte-sur con un desplazamiento vertical de varios cientos de metros, mientras que la margen oriental es caracterizada por algunas sierras menores como El Cerro El Fraile, que es la expresión morfológica de una zona de intrusiones ígneas y cuerpos de tactitas, siendo más claro un fallamiento normal norte-sur solo en la margen oriental del propio Cerro El Fraile, con desplazamiento vertical de más de 500 metros. Otros sistemas de fallas en la zona tienen orientación este-oeste, noroeste y noreste, reconociéndose algunas fallas norte-sur como las más antiguas mientras que los otros sistemas parecen ser casi contemporáneos, a manera de sistemas conjugados. Todas las fallas parecen tener desplazamientos verticales normales y solo en algunas fallas de los sistemas noroeste y noreste se llegaron a observar indicios de desplazamiento lateral izquierdo en las primeras y derecho en las segundas.

La Sierra de Catorce está constituida internamente por plegamientos laramídicos de orientación norte-sur con vergencia hacia el este, pudiendo llegar a formar principalmente hacia el extremo sureste de la sierra, pliegues recumbentes y recostados. Dichas estructuras plegadas se han desarrollado principalmente en las rocas sedimentarias del Jurásico Tardío y del Cretácico, a causa de un desprendimiento tipo “detachment” sobre los sedimentos clásticos y rocas volcánicas y metasedimentarias pre-jurásicas, que aparentemente han sido deformadas por otros eventos tectónicos antiguos y solo de manera mas restringida por la Orogénia Laramide (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2004).

La estructura en el área de Presa de Santa Gertrudis se caracteriza por un conjunto de sierras alargadas y elípticas que han sido dislocadas por una serie de fallas inversas, normales y de movimiento lateral izquierdo, dejando expuestos en ventanas aisladas a los sedimentos Triásicos. Algunos de los cerros son remanentes que quedaron sobre las Formaciones Zacatecas y Nazas. Las estructuras volcánicas son domos exógenos que se emplazaron a través de fisuras orientadas azimutalmente  $315^{\circ}$ - $320^{\circ}$  en el área de Guadalupe Victoria (Tristán-González *et al.*, 1995).

La Sierra de Salinas está conformada por cuatro sectores estructurales separados por diques-fallas con rumbos norte  $54^{\circ}$ - $70^{\circ}$  oeste, cuyos saltos de falla son mayores a los 500 metros. Además se reconocen otras fallas con rumbos norte  $10^{\circ}$  este y norte  $15^{\circ}$  oeste, también resaltadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos. Los sectores en el área de la Sierra de Salinas presentan otras fallas normales con rumbos similares al primer sistema, las cuales dislocan a las unidades mesozoicas conforme a bloques, pero no a las rocas ignimbríticas del Neógeno. El borde occidental de la sierra está definido por un escarpe de falla profundamente disectado. Este rasgo tiene una orientación de acuerdo al segundo sistema de fallas normales y trunca a la mesa ignimbrítica. El salto de esta falla es mayor a los 200 metros. En esta localidad (Sierra de Salinas), en la parte central de la sierra, las rocas triásicas, representan de igual manera el bloque más levantado, con exposición de las rocas más antiguas reconocidas en la región (Silva-Romo, 1993).

## CAPÍTULO 2

### **GENERALIDADES SOBRE ABANICOS SUBMARINOS**

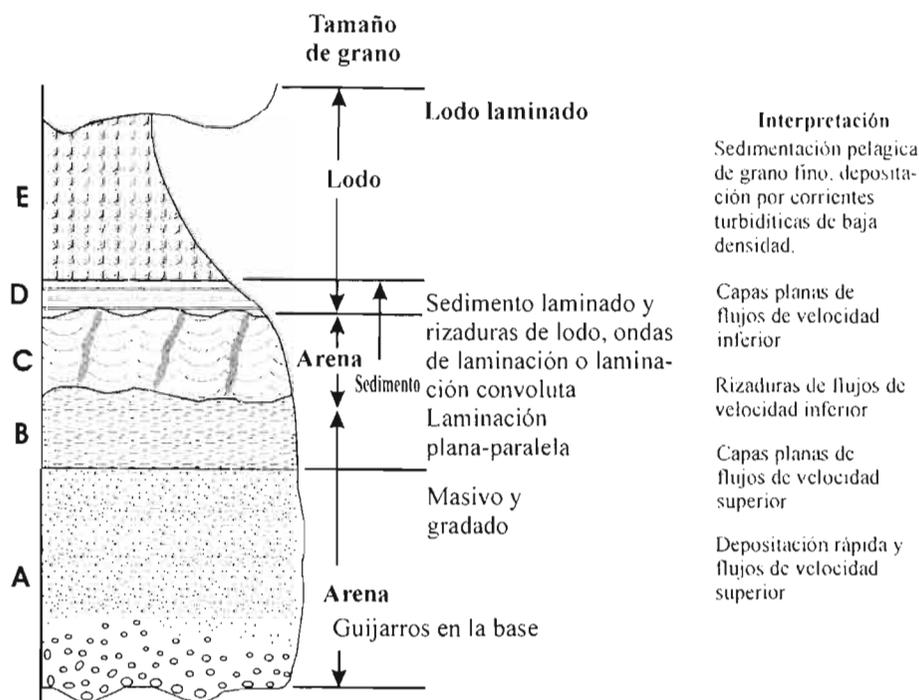
La depositación de abanicos subacuáticos ocurre en una amplia variedad de marcos, desde el mar profundo hasta lagos de agua dulce. El modo de depositación de un abanico comprende una serie de procesos de flujo de masas, así el abanico submarino puede ser un término apropiado que necesitaría, sin embargo, con cierta modificación para algún caso especial de un abanico no marino.

Datos derivados de estudios oceanográficos modernos y estudios de abanicos submarinos antiguos (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978) son usados para la generación de modelos compuestos: *slope* (pendiente) / *feeder channel* (canales tributarios) / *canyon* (cañones), *inner- (upper-) fan* (abanico -interno, -superior), *middle fan* (abanico intermedio), *outer- (lower-) fan* (abanico -externo -inferior), y *basin plain* (piso o base de la cuenca, planicie); son subambientes de depositación e incluyen canales y valles secundarios, levees (cortes o escarpes laterales y frontales), canales internos y *fringe areas* (áreas marginales).

Los depósitos de abanicos antiguos pueden ser clasificados en siete amplias litofacies sobre la base del tamaño del grano, fábrica y espesores de las capas, y estructuras sedimentarias asociadas. Los ambientes representados pueden ser reconstruidos por la asociación de litofacies específicas y las características laterales y verticales de los ciclos de estratificación. Durante las últimas décadas, el reconocimiento y clasificación de abanicos submarinos ha permitido a los geólogos comprender mejor ciertos aspectos sedimentológicos, dinámicos y tectónicos, particularmente a lo largo de las márgenes continentales. Excelentes artículos resumen extensivamente esquemas de clasificación de litofacies aplicables (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978), varios de esos criterios y litofacies descritas, no están restringidos a los marcos de depositación de los abanicos submarinos.

Desde las primeras observaciones de campo, Bouma (1962), sistematizó muchas de las estructuras sedimentarias conocidas que están asociadas con corrientes turbidíticas (*sen-*

*su stricto*). La completa o parcial secuencia de Bouma  $T_{a-e}$  es ahora un término usado universalmente (Figura 5). Dzulynski y Walton (1965), reconocieron, describieron e ilustraron una multitud de estructuras sedimentarias usadas en la identificación de rocas sedimentarias originadas por corrientes de densidad, que permiten reconocer direcciones de paleo-flujos. Un avance más amplio en el entendimiento de estos depósitos ha resultado de la síntesis de observaciones de campo basadas y comprobadas en experimentos de canales, en laboratorios, permitiendo la interpretación de la secuencia de Bouma en términos de funcionamiento de la hidrodinámica. Profundizando sobre tales conocimientos y usando otros criterios sedimentológicos, Walker (1967), propuso un modelo para determinar el aspecto relativo proximal y distal de las turbiditas. Fue uno de sus primeros intentos para sistematizar las estructuras sedimentarias y litofacies con el fin de reconstruir la geometría de los cuerpos de depósitos tipo flysch.

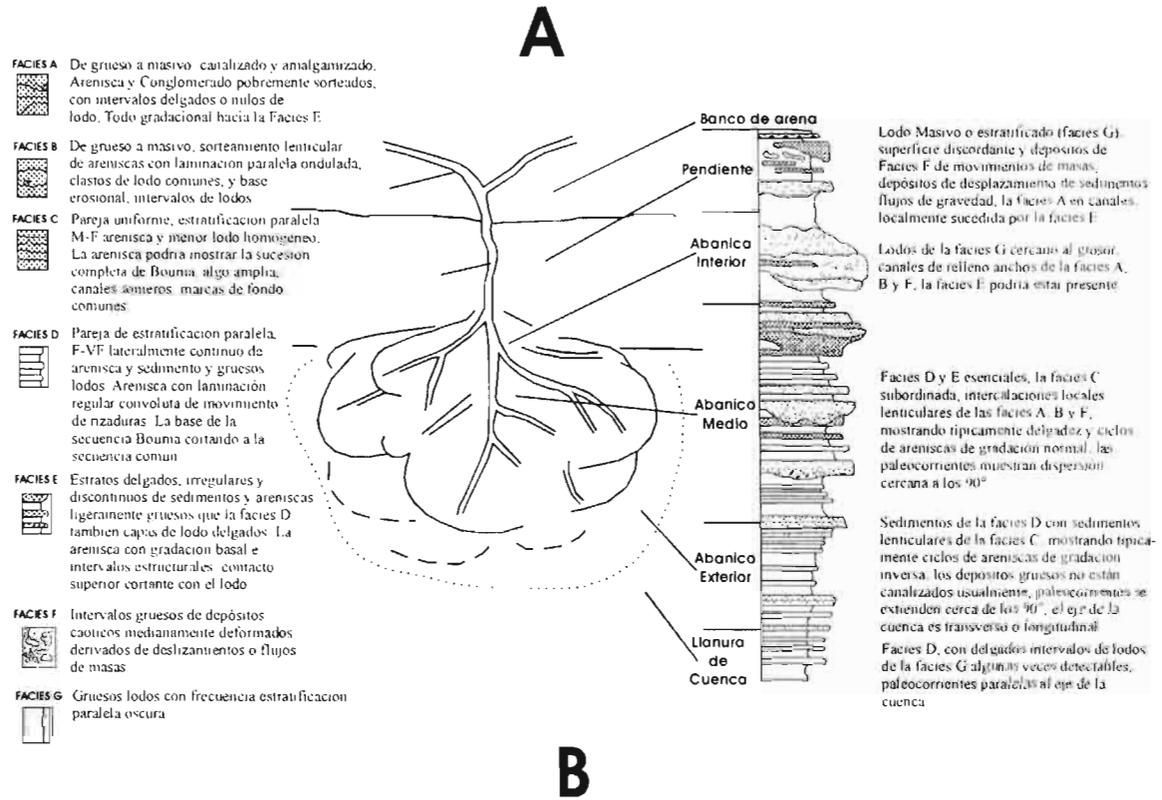


**FIGURA 5.** La secuencia turbidítica clásica de Bouma mostrando dirección de estructuras sedimentarias tamaños de grano, y condiciones deposicionales (ilustración tomada de Prothero and Schwab, 2004).

La clasificación de abanicos submarinos desarrollada por geólogos marinos está basada en la morfología y variaciones laterales en la superficie de los sedimentos. En contraste, geólogos terrestres se han basado en el análisis de secuencias verticales combinado con las distribuciones laterales de las litofacies. La Figura 6 muestra la nomenclatura y partes

esenciales de un abanico submarino, como es concebida a la luz de los conocimientos actuales.

### Modelo de un abanico submarino



**B**

Facies	AMBIENTE				Procesos deposicionales
	PENDIENTE	SUPERIOR	MEDIO	INFERIOR	
A					Flujos de escombros, flujos liquefactos Flujos de escombros, flujos liquefactos, corrientes turbidíticas (alta energía) Corrientes turbidíticas.
B					
C					Corrientes turbidíticas (baja energía)
D					
E					Flujos liquefactos, corrientes turbidíticas, corrientes de tracción (?) Hundimiento, flujos de escombros
F					
G					Sedimentación pelágica y Hemipelágica

**FIGURA 6.** (A) Geometría de un abanico submarino y asociación de facies, de acuerdo a Mutti y Ricci Lucchi (1972). (B) Distribución de facies de un abanico submarino. (Según Shanmugam y Moiola, 1985: ilustración tomada de Prothero and Schwab, 2004)

Las características de los abanicos submarinos resultan de la interacción de numerosas variables como configuración de la cuenca, gradiente axial, marco tectónico local y regional, tipo de fuente de los sedimentos, tamaño de los fragmentos clásticos, tipo de flujo,

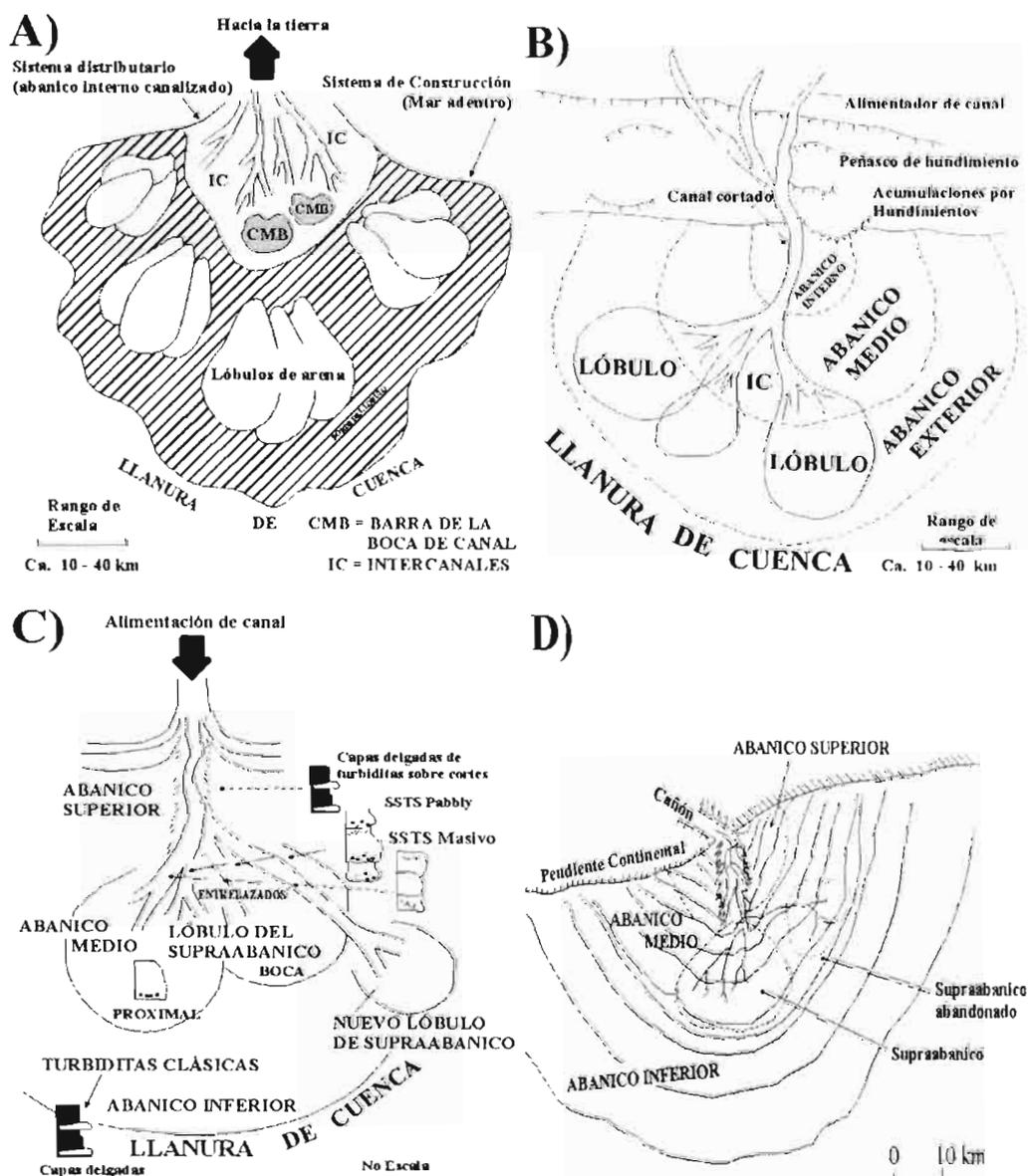
clima, y estabilidad del nivel del mar. Estudios de sedimentación modernos y análisis de facies de antiguos sistemas de abanicos submarinos indican que pueden ser definidos dos tipos contrastantes de canales de base: abanicos submarinos generalmente menores de 100 km que atraviesan restringidos canales labrados sobre la corteza de la margen continental y abanicos submarinos mayores a los 100 km que cruzan en aguas profundas ya sobre la corteza oceánica. En cuencas restringidas pequeñas, los sedimentos son comúnmente de grano grueso, bien sorteados y escasa matriz. En grandes abanicos submarinos de cuenca de apertura oceánica, predomina el grano fino, matriz abundante y aportes turbidíticos con una alta proporción de lodo hemipelágico, estos sistemas generalmente se alimentan a través de grandes sistemas de ríos mayores. En cualquier abanico submarino, la sedimentación está gobernada por una variedad de mecanismos, incluyendo rodamiento, suspensión y saltación de flujos de tracción y flujos de masa intergranular. La capacidad de carga y el tamaño de grano máximo de las corrientes de densidad dependen de la densidad misma y de la corriente, la densidad de los clastos y el gradiente de fricción del lecho. Infiriendo corrientes de densidad razonables, con velocidades aproximadas a 20 m/s, pueden ser acarreados clastos o guijarros de grandes tamaños (Howell y Normark, 1982).

Es posible también establecer una subdivisión de las partes o regiones de un abanico, caracterizadas por diferentes litofacies. Muchos abanicos son alimentados por cañones, *slope-feeder channels*, o fuentes deltaicas que tienden a acumular sedimentos que después alimentan al abanico. Mar adentro, desde esas áreas de fuente hasta el cuerpo del abanico, pueden reconocerse, un abanico interior, un abanico medio, y un abanico exterior.

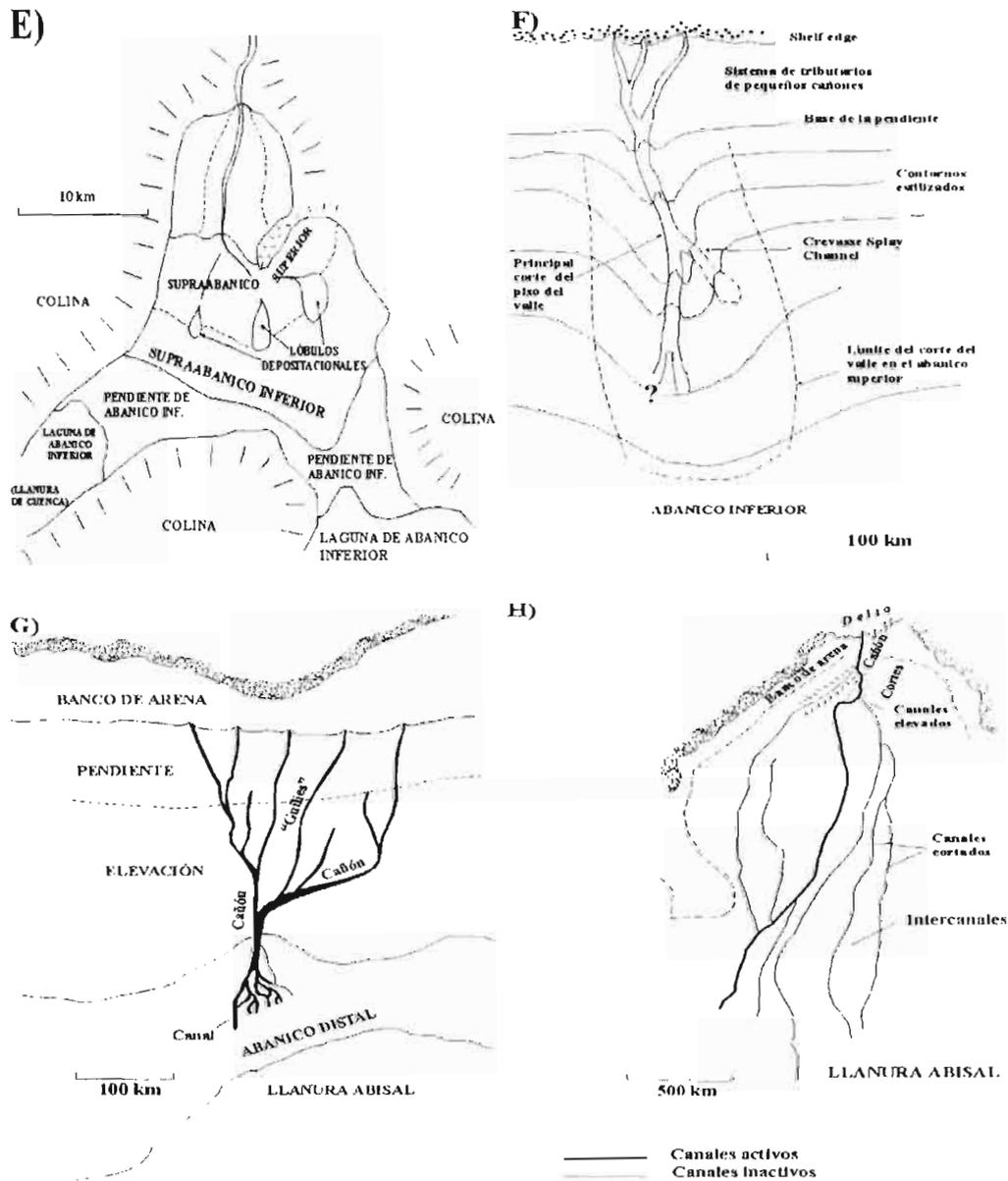
Los términos “*distal*” y “*proximal*”, correctamente usados en referencia a la relativa separación entre un sedimento y su fuente, son frecuentemente usados como descripciones de litofacies. Específicamente, “**distal**” es usado para capas delgadas de lodo turbidítico y “**proximal**” para capas de espesor mayor, de areniscas turbidíticas. Sin embargo, tal concepto es tan ambiguo que debería estar en desuso (*op. cit.*, Bouma y Nilsen, 1978). Por ejemplo, las llamadas “*turbiditas distales*” son ahora conocidas por su ocurrencia en todas las partes de un abanico, particularmente las “*turbiditas proximales*” están comúnmente bien desarrolladas en una asociación de abanico inferior. De este modo cualquier índice de



A continuación se presentan algunos modelos de abanicos submarinos modernos, propuestos a través de nuevos datos elaborados por Ricci Lucchi, Mutti y Walker (op. cit., in Howell y Normark, 1982):



**FIGURA 8.** Modelos de abanicos submarinos y ejemplo del desarrollo de abanicos modernos seleccionados: A, B y C inferidos del grabado de las rocas y representa la restringida frontera de la cuenca (el modelo A tomado de Mutti [1977], el modelo B tomado de Ricci Lucchi [1975], y el modelo C tomado de Walker [1978]). El modelo D es para pequeños abanicos submarinos modernos (tomado de Normark, 1978).



**FIGURA 9.** Los modelos E, F, G y H son diseños simplificados de abanicos modernos. El modelo E es del Abanico Navy en el límite de California (tomado de Normark et al., 1979) El modelo F es ejemplo de el lóbulo Noyo del Abanico Delgada (tomado de Normark y Hess, 1980). El modelo G es del Abanico Aterras, tomado de Cleary y Conolly (1974), y el modelo H es del Abanico Bengala (tomado de Curia y Moore op. cit., 1974 in Howell y Normark, 1982).

### Dimensiones de un abanico y cañones submarinos

Si la fuente es suficientemente grande, lo mismo que la cuenca de depósito, el tamaño de un abanico submarino será proporcional al volumen de los sedimentos transportados (Figura 7). Por ejemplo, el abanico de Bengala es formado por los ríos Ganges y Brahmaputra y tiene más de 2,500 km de radio. Otros abanicos grandes (>500 km de radio) se

forman en las aguas profundas bajo los deltas de los ríos Indus y Amazonas. Pequeños abanicos submarinos son encontrados cercanos a la margen continental de California; las fuentes de los sedimentos tienen la capacidad de formar solo abanicos de 20 a 60 km de radio. En comparación con los aún mas pequeños abanicos lacustres (longitud radial menor de 10 Km) sugieren que el tamaño del abanico en sí mismo no es determinante de las características geomorfológicas (Normark, 1978).

Las dimensiones de los cañones submarinos raramente muestran proporcionalidad a los abanicos asociados. El tamaño de los cañones es controlado localmente por la naturaleza de la capa de roca sobreyacente. De esta manera, el tamaño de los cañones y su marco geológico local no son necesariamente confiables para indicar el tamaño del abanico o características geomorfológicas de desarrollo en el abanico.

#### **Abanico superior y de valle**

La división del abanico superior en un abanico moderno es más fácilmente reconocible por la presencia de una prominente cuenca de valle. Donde un simple cañón submarino alimenta de sedimentos a un abanico, una simple cuenca de valle se desarrolla y la terminación del abanico bajo de las marcas de valle de transición hacia el abanico medio (Normark, 1978).

Los valles cortados forman elevadas rutas para el transporte de sedimentos a través de la cabeza del abanico, y así indican la agradación de ambos, piso de cuenca y piso de canal.

Datos sedimentológicos disponibles de un rango de tamaño amplio de abanicos submarinos muestran que esos abanicos recibieron altas proporciones de arenas o sedimentos gruesos. Esto podría considerarse, por la ocurrencia común en secuencias antiguas de depósitos de flujos de masas de grano medio a grueso en empaquetados flujos con delgadas capas de turbiditas o lodo hemipelágico.

### **Abanico medio**

Las zonas de abanico medio poseen una gran variabilidad en características geomórficas. En muchos abanicos modernos, a lo largo de la margen occidental de Norteamérica, el área del abanico medio está en el sitio de la depositación rápida de arena. Al final de un valle cortado del abanico superior, donde un cuerpo de arena en sistemas de canales aparece como una saliente irregular sobre un perfil de abanico radial, “*suprafan*”. Algunos abanicos antiguos, están compuestos enteramente de sistemas de canales sobrepuestos y cuerpos de areniscas que no son de sistemas de canales que parten de este modelo, reflejando en cambio un supra-abanico como marco deposicional.

Inicialmente, se pensaba que mucho del relieve local visto en numerosos supra-abanicos era debido a canales tributarios. Todos los estudios detallados de supra-abanicos, sin embargo, muestran una amplia variedad de canales, canales remanentes, y otras características meso-topográficas que aún no son resueltas por técnicas de medición convencionales. De esta forma, poco de lo que es conocido acerca de características geomórficas que son del rango en tamaño de unos pocos metros a varios cientos de metros en amplitud, ha sido detallado, ya que se requiere una alta resolución, manejando instrumentos geofísicos y sistemas de sonar en las áreas de abanicos medios modernos.

### **Abanico inferior a planicie de la cuenca**

En el modelo de Mutti-Ricchi (Figura 8; A y B), los aportes de arena caracterizan al abanico inferior o exterior. El mejor ejemplo descrito de la geometría de un aporte de arena es el de la Formación Laga en Italia. Ese cuerpo de arenisca es del rango de los 3 a los 15 metros de espesor, con más de 10 kilómetros de extensión. (Mutti *et al.*, 1978). Características similares no son bien conocidas de abanicos modernos. En un abanico inferior moderno, predominan los lodos turbidíticos no canalizados. Morfológicamente, es difícil o imposible distinguir el abanico inferior de la planicie de la cuenca o de los regímenes de la planicie abisal, porque la inclinación de la superficie del abanico, forma del abanico, y características sedimentarias dan un cambio sutil a través de este ambiente. Para muchos abanicos modernos, el término abanico inferior o planicie de cuenca, y posiblemente planicie abisal (asumiendo la apropiada batimetría) podría estar aplicada al mismo régimen deposicional.

### **Litofacies del abanico submarino**

Una multitud de esquemas son usados para describir y denominar a las facies de los abanicos submarinos (Figuras 8 y 9). Muchas características como el tamaño del grano, la relación arenisca-lutita, el espesor de las capas, la continuidad de la estratificación, y las estructuras sedimentarias asociadas, son frecuentemente usadas para este fin. Y aunque una clasificación ideal debería de ser objetiva y abarcar todo, la prueba de cualquier clasificación sistemática, es utilizarla para establecer una relación de inferencia genética, por lo que en este estudio se sigue la primera clasificación de litofacies propuesta por Mutti y Ricci Lucchi (1972), porque muchas de las litologías de un abanico submarino están incluidas, y en ella se puede generalmente inferir el marco deposicional de abanicos submarinos antiguos del modelo de distribución de las litofacies.

Mutti y Ricci Lucchi (1972), Walker y Mutti (1973), y Ricci Lucchi (1975 a, b) clasifican a los sedimentos de abanicos en siete litofacies (*A* hasta *G*).

#### **Facies A**

La facies A consiste de conglomerado de grano-grueso a arenisca con guijarros. Los espesores de capas no son generalmente mayores a un metro, pero las variaciones laterales en los espesores son frecuentes. La forma del cauce y los canales son típicos; de modo que, en las partes distales de un abanico las capas de conglomerado de la facies A con frecuencia tienen bases planas. Muchos afloramientos de la Facies A se disponen en sucesiones de capas compuestas. Flujos de unidades individuales son identificados por distintas variaciones del tamaño del grano o alineamientos de detritos de plantas o clastos de lodo intraformacional. Una capa dada podría no estar gradada o mostrar gradación normal, inversa, de extremidad gruesa "coarse-tail", o distribución en su gradación (Middleton, 1967). Las capas conglomeráticas con material del tamaño de guijarros podrían estar normalmente gradadas. El estrato de la facies A está más comúnmente asociado con rocas de las facies B y E.

Los clastos podrían tener también armazón o soporte de matriz, y una sucesión de unidades de flujos que podrían incluir ambas unidades, masiva y estratificada.

Para unidades sin facies A, la secuencia de Bouma no es aplicable generalmente aunque para algunas areniscas de capas gruesas,  $T_a$  o  $T_{ae}$  es apropiada. Las capas de las facies A resultan principalmente de los procesos de suspensión o flujos de escombros “capas desorganizadas” o de precipitación turbulenta y tracción, o procesos de flujos de grano “capas organizadas” (Middleton y Hampton, 1973).

### **Facies B**

La facies B está generalmente compuesta de areniscas de grano grueso a medio, masiva o frecuentemente en capas. Ocurren en algunos cauces y canales, pero la continuidad lateral de la capa es como en la facies A. Una capa típica incluye pedazos granulares o lodosos a lo largo de una superficie de canal basal, con débil laminación paralela, estructuras cóncavas, y marcas de elutriación en el remanente de la capa.

Las secuencias de Bouma no se aplican a capas de esta facies. Los estratos de la facies B están comúnmente interestratificados con estratos de las facies E y algunas veces con las facies A, C y D. Cuando ocurren juntos en capas A y B, o B y C, todas las posibles transiciones de sus características podrían ocurrir también, volviendo difícil o arbitrario el subdividir la unidad. La facies B generalmente ocurre en un marco de sistemas de canales, pero no exclusivamente sobre el abanico interior y medio. Las capas de la facies B reflejan procesos hidráulicos de flujos de grano.

### **Facies C**

La facies C comprende areniscas de grano grueso a fino comúnmente interestratificadas con delgadas capas de limolitas. Las capas de areniscas son las clásicas turbiditas de Bouma (1962). Las subdivisiones de seis clases de una turbidita ideal no siempre está completamente desarrollada. La división original de cinco clases de Bouma ( $T_a$  a  $T_e$ ; ver fig. 4) ha sido modificada para distinguir el intervalo entre turbiditas y el lodo pelágico en la división  $T_e$ .

Las capas de areniscas de la facies C son generalmente de espesor de 0.25 a 2.5 metros, aunque las capas delgadas con una secuencia de Bouma completa son comunes. Las capas de la facies C son de espesores uniformes para distancias laterales grandes. Pedazos de lodo o guijarros podrían yacer a lo largo de la superficie basal, la gradación normal y marcas de base “*sole marks*” están bien desarrolladas.

### **Facies D**

La facies D consiste de delgadas intercalaciones de areniscas y limonitas, tabulares y persistiendo lateralmente por grandes distancias. Cada capa de arenisca esta típicamente gradada y comprende la parte superior de la secuencia de Bouma  $T_{ede}$  o  $T_{ce}$ . Los espesores de capas son generalmente de 0.05 a 0.25 m, y muestran “*sole marks*” comúnmente bien desarrolladas. Los estratos gruesos de la facies D son transicionales con delgadas capas de la facies C, y las dos están con frecuencia interestratificadas. Los estratos de la facies D son tradicionalmente de depósitos de turbiditas distales aunque tales turbiditas de estratificación delgada ocurren actualmente cerca de todas partes de un abanico submarino así como sobre la planicie de la cuenca.

Las capas de areniscas de la facies D representan en general la depositación por flujos turbulentos de densidad-inferior; con frecuencia el intervalo  $T_{et}$  de una turbidita será de grano mucho más fino y más grueso que al que suprayace (underlying) el intervalo  $T_c$  o  $T_d$  de la misma capa.

### **Facies E**

La facies E consiste de delgadas areniscas interestratificadas con limolitas presentando una variedad de características como estratificación interna, incluyendo estratificación tipo flaser, arenas masivas gradadas, y rizaduras tipo “climbing”.

Las capas de la facies E están comúnmente asociadas con ambientes de sistemas de canales de un abanico submarino. La relación de facies B/E es típica de asociaciones de abanicos interiores a medios, y la facies E con las facies D, G y F ocurre mayormente sobre

bancos o depósitos de cortes. Las capas de la facies E representan alta concentración de gravedad y procesos de flujos de tracción cerca de las márgenes de los canales.

### **Facies F**

La facies F consiste de procesos de remobilización de depósitos exhibiendo hundimientos de masas y resedimentación localizada. Las capas de la facies F reflejan un emplazamiento por gravedad caracterizada por únicamente una serie limitada de movimientos de hundimiento dentro ó cerca de un abanico submarino. Ejemplos típicos de la facies F están localizados en zonas de hundimientos, presentándose secuencias de limolitas guijarrosas donde la matriz muestra rasgos de flujo y deformación. Afloramientos lateralmente extensos de flujos de escombros desorganizados u olistostromas no llenan esas características y en cambio deberían ser clasificadas como facies A.

La facies F formadas por sedimentos sobre pendientes por gravedad y deslizamientos, son típicamente encontrados cerca del talud inferior o a lo largo de las márgenes del canal de los ambientes de abanico interior y medio.

### **Facies G**

El material de la facies G comprende escombros pelágicos y hemipelágicos que tienden a cubrir todas las áreas de un abanico submarino. La estratificación, es generalmente delgada y paralela. La facies G es la mejor desarrollada en los marcos de talud e intercanales. La facies G podría estar interestratificada con las unidades de la facies D y E. Los mecanismos de dispersión para este material de grano fino están pobremente entendidos.

### **Asociación de facies de abanicos**

Independientemente del tamaño de un abanico submarino, muchos abanicos modernos y antiguos pueden estar subdivididos en porciones de abanico interior, medio, y exterior, con una planicie de cuenca bordeando el abanico y un talud con alimentación de canales o marcos de cañones submarinos de línea de costa y confinando la cúspide del abanico.

### **Talud, canales alimentadores y cañones submarinos**

Los depósitos de talud son típicamente de limolitas (facies G) con capas de areniscas ínter estratificadas y espaciadas. Por causa del gradiente y posiblemente como un resultado de fluctuaciones de la presión, existe una inestabilidad de los sedimentos. Donde el talud es cortado por un canal de alimentación, un cuerpo lenticular de arenisca (facies B, C y D) se presenta embebido en el lodo.

En áreas de cañones submarinos, la depositación ocurre usualmente en los estados de decrecimiento de la vida activa del cañón, típicamente iniciando un evento retrogradacional. Las litofacies A y F son de constituyentes comunes, pero cuerpos canalizados de facies B, C, D y E pueden ocurrir también. El repentino abandono podría resultar en una facies G de relleno.

### **Abanico interior**

El abanico interior es reconocido por depositación masiva de litofacies A, B y F, generalmente con dominación de la litofacies A. En abanicos modernos, de cualquier modo, los sedimentos de la facies A constituyen una pequeña porción del abanico superior definido morfológicamente,

Los ciclos de estratificación son raros dentro del abanico interior, cuerpos subordinados de facies E corresponden a depósitos de bancos de un canal de ínter valle o "*thalweg*". El grano de los depósitos de canal tiende a ser grueso, con limitada continuidad lateral (< 1 a 5 km de ancho). El "*thalweg*" de los principales canales del abanico interior puede presentarse en línea recta, trezado o sinuoso. Cada canal correspondería probablemente a modelos sedimentológicos ligeramente diferentes, como se han visto en los correspondientes análogos fluviales.

### **Abanico medio**

El área del abanico medio está típicamente representada por cuerpos de areniscas canalizadas de las facies A, B, y comúnmente en menor grado de la facies C. Por ello los canales no están tan profundos como en el abanico interior con cortes de bancos y depósitos

de intercanales (facies E y D) que con frecuencia acompañan los toscos depósitos de grano grueso. El cambio lateral de los numerosos canales tributarios del abanico medio resulta en adelgazamiento y culminación de la secuencia; los ciclos individuales podrían ir del rango de solo unos pocos metros a más de 80 metros de espesor. El desarrollo incompleto en el adelgazamiento de ciclos de levantamiento principalmente de las facies E, D y G representa a las áreas de bordes de abanico medio.

### **Abanico exterior**

El abanico exterior es definido aquí, empezando más allá de los límites de los canales tributarios. Las litofacies C y D son características del abanico exterior, y este ambiente es reconocido por frentes de construcción independientes y simultáneos en un proceso progradacional que resulta en el engrosamiento de las secuencias levantadas. La cima de las capas de tal ciclo podría estar ocupada por la litofacies B (más raramente A) hacia capas con características de abanico medio. Compartimientos deposicionales están generalmente en extensión lateral sobre una escala mesoscópica, con depósitos usualmente menores que 30 metros de espesor. Desarrollo pobremente de engrosamiento y unidades levantadas de las principales litofacies C, D y G son típicas de un borde de abanico exterior.

### CAPÍTULO 3

#### **ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS**

La omisión o descuido en el reconocimiento y utilización de estructuras sedimentarias que pueden indicar una dirección y sentido en el movimiento de las paleocorrientes, ha conducido a interpretaciones parciales en la evolución de cuencas y es precisamente este es el objetivo principal de este estudio, ya que la Formación Zacatecas presenta varios tipos de estructuras sedimentarias, originadas por el régimen marino que predominó durante su depósito en un ambiente de abanico submarino. Estas estructuras han sido nombradas en otros estudios relacionados con la Formación Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001), pero sin ser el tema principal de dichos estudios.

En el presente trabajo se lograron reconocer estas estructuras, sobre todo en el área de la Sierra de Charcas como fueron marcas de cima principalmente (*ripple marks*), ya que aquí la secuencia se observa menos deformada o metamorfizada y aflora en una mayor extensión que en las demás áreas observadas. En el área de Presa de Santa Gertrudis fue imposible observar las estructuras como las de la Sierra de Charcas, porque ahí, los afloramientos de la Formación Zacatecas son escasos, se hallan muy afectados por la deformación o el intemperismo como para poder reconocer tales estructuras o que exista algún indicio o rasgo que nos de la idea de que hubo alguna marca sedimentaria. No así, para el área de la Sierra de Salinas, en las cercanías del poblado de La Ballena, donde una porción de la Formación Zacatecas que ahí aflora, se encuentra afectada por lo menos en la apreciación visual, por metamorfismo de bajo grado. Otra porción muestra más claramente la presencia de estructuras sedimentarias, principalmente las de base (*flute marks*, *groove marks* y *load casts*), ya que en esta área la secuencia sedimentaria triásica se encuentra volcada en la mayoría de los casos. Mientras que en el área de la Sierra de Catorce, la existencia de estructuras dejadas por paleocorrientes es mínima, debido a la deformación o a la falta de buenos afloramientos.

A continuación se presenta una síntesis sobre estructuras sedimentarias, así como algunas de las estructuras sedimentarias más comunes, y se muestran algunas figuras y fo-

tografías de las marcas encontradas en la secuencia triásica marina de la Formación Zaca-tecas.

### **Generalidades sobre estructuras sedimentarias**

Las estructuras sedimentarias son comunes y son de las características más sobresalientes de un sedimento, las cuales se observan mejor en afloramiento y estas dependen más de las relaciones existentes entre agregados sedimentarios, que de las relaciones que hay entre granos, y que regulan la textura.

Los procesos que actúan cerca de la superficie terrestre, ya sean marinos, eólicos, fluviales, glaciares, etc., dejan su marca en las rocas sedimentarias y dichas marcas son llamadas estructuras sedimentarias.

La clasificación ó división de las estructuras sedimentarias reconoce comúnmente clases como singenéticas y epigenéticas, aunque también se reconocen las categorías de: erosionales, deposicionales, post-deposicionales y biogénicas. Las primeras y que son las que se tratan en este trabajo (singenéticas) comprenden a todo lo relacionado con la estratificación, especialmente la forma externa del estrato, su continuidad y uniformidad del espesor, la estructura interna y ordenamiento del mismo, los hieroglifos o marcas existentes en los planos interfaciales o de estratificación y a aquellas estructuras producidas por deformación de sedimentos aún en estado plástico, las marcas ondulatorias "*rizaduras*", las características orgánicas y otras. Las estructuras epigenéticas son las que se formaron después de la depositación originadas por movimientos tectónicos.

Las estructuras sedimentarias, ya sean singenéticas o epigenéticas, pueden clasificarse también como externas o internas. La estructura externa o morfológica de masa rocosa se refiere a su forma y tamaño, a la naturaleza de sus límites (sean concordantes o no concordantes), y a los tipos de plegamientos que exhibe. Las estructuras internas comprenden las laminaciones, las marcas ondulatorias, las concreciones, los fósiles, y otras más. Muchos planos de estratificación, si se los examina minuciosamente, muestran una amplia

variedad de estructuras que pueden clasificarse de acuerdo a su ubicación en el techo, base o interior del estrato:

**Clase A:** En la base del estrato:

- Estructuras de carga como turboglifos (*load casts*)
- Estructuras de surcos (*flute casts*)
- Estructuras de corrientes como marcas de surcos o labradas (*groove marks*)
- Estructuras de marcas labradas por arrastre de objetos como ramas, troncos, huesos o esqueletos, etc. (*tool marks*)
- Marcas producidas por organismos (calcos tubulares, calcos de huellas; fucoides)

**Clase B:** Dentro del estrato (lineación por corriente y cavidades hechas por organismos)

**Clase C:** En el techo del estrato:

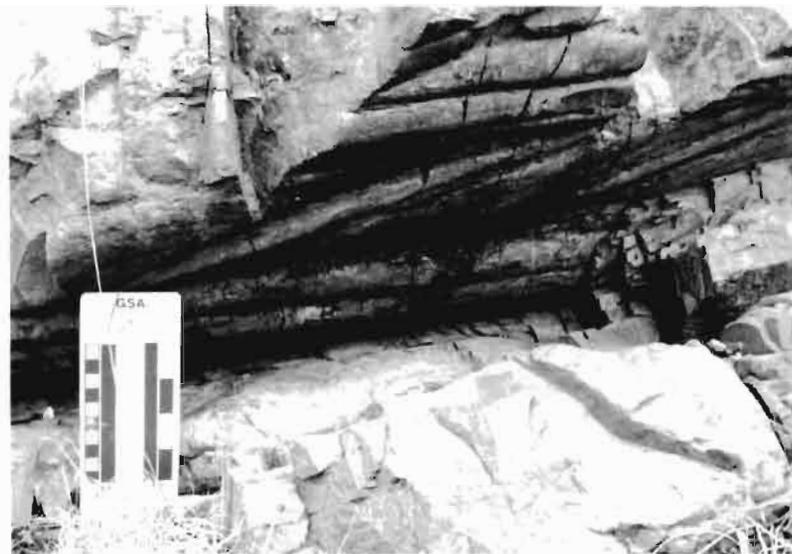
- Rizaduras u ondulitas (*ripples marks*)
- Marcas de erosión (marcas de escurrimiento, calco en herradura)
- Horadaciones y pequeñas marcas (horadaciones de burbujeó, marcas de lluvia, etc.)
- Grietas de desecación, calco de grietas de desecación, calco de cristales de hielo, calco de cristales de sal, etc.
- Marcas producidas por organismos (bioturbación, rastros, pisadas, etc.)

### 3.1 Estructuras de base

Las marcas de base son conocidas con anterioridad, pero en la actualidad se ha intensificado su estudio y debido a que la terminología empleada pretende abarcar aspectos descriptivos y genéticos, la nomenclatura resultante es bastante confusa.

Las marcas de base se encuentran generalmente en aquellas areniscas y calizas que cubren a lutitas (Fotografía 1). Estas estructuras se originan:

**FOTOGRAFÍA 1.** Estructuras de base (*tool marks*) en un afloramiento del área de Charcas (Formación Zacatecas).



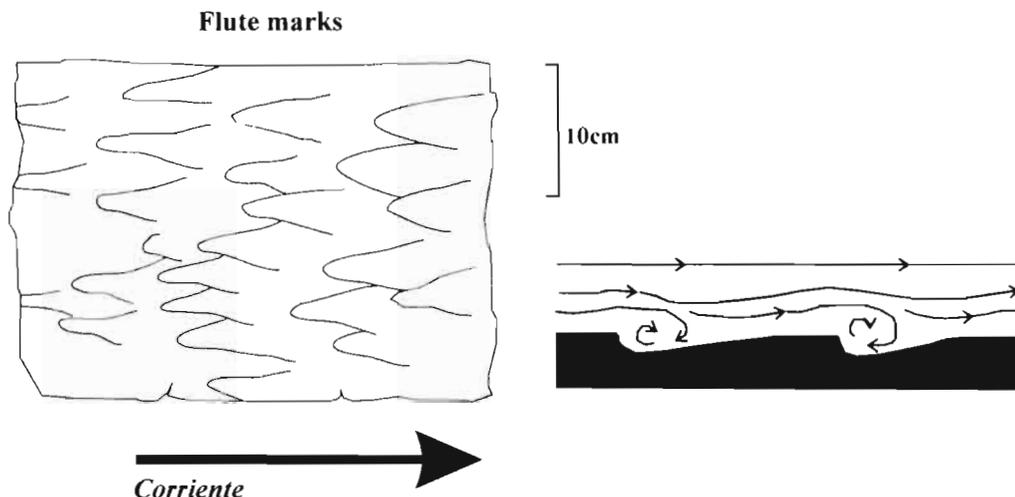
- Por resistencia diferencial a la compresión por parte de sedimentos hidroplásticos.
- Por la acción de corrientes sobre la superficie de sedimentos.
- Por la actividad biológica de organismos.

Las estructuras de carga, comúnmente llamadas “calcos de carga (*load casts*)”, se forman como resultado del asentamiento de arenas suprayacentes a pelitas plásticas y no por relleno de depresiones. Se presentan en varias escalas de tamaño, forma y abundancia. Algunas de sus variedades reciben nombres particulares, tales como calcos de carga poli-lobulados y calcos de carga escamiformes.



**FOTOGRAFÍA 2.** “*Flute marks*” en la base de un banco de arenisca de la Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).

Normalmente estas estructuras aparecen como irregularidades bulbosas (Fotografía 3) en la base del estrato, pero en perfil se manifiestan como sinuosidades y crestas, recibiendo la denominación de estructuras flamiformes (Figura 10).



**FIGURA 10.** Modo de deposición de las marcas de surcos o “flute marks” ocasionados por las corrientes de turbidez originadas por la velocidad e intensidad de la carga (tomado de Selley, 2000).

Las marcas originadas por corrientes se dividen en dos grupos: las debidas a la corriente misma y las formadas por cuerpos transportados, como pueden ser fragmentos de madera (troncos, ramas, etc.) y granos de arena. Las primeras se denominan marcas de desgaste. A este grupo pertenecen los turboglifos hallados en la base de ciertas areniscas y calizas, de tamaños y formas muy variadas. Las aguas turbulentas producen cauces y estructuras similares.



**FOTOGRAFÍA 3.** Marca de base “flute mark” de una arenisca sobre lutita vista en perfil (Formación Zacatecas, Charcas).

Las marcas labradas o “*groove marks*” también se presentan en formas muy variadas, como consecuencia de los múltiples cuerpos que pueden originarlas, por el contacto continuo sobre el sedimento sobre el cual se desplazan. Incluyen a estriaciones y surcos que aparecen como calcos (Fotografía 4).



**FOTOGRAFÍA 4.** Marcas labradas (*groove marks*), con forma de surco, en un afloramiento perteneciente a la Formación Zacatecas (Sierra de Salinas).

Otras son el resultado del contacto intermitente de diferentes cuerpos sobre un fondo y reciben distintas denominaciones: marcas de saltación regular, calco de roce o calco de empuje, calco de punzamiento. Si el cuerpo es transportado por rolado se producen diferentes tipos de marcas. En algunos casos puede identificarse al cuerpo que las produce por la impresión que deja en el sedimento fangoso. Cuando el cuerpo se desplaza con movimiento vibratorio, origina las marcas de vibración, marcas espigadas o calco de surco espigado.

Una estructura algo diferente es el denominado calco de deslizamiento, formada por deslizamiento de masas compuestas por restos de plantas, fango o materiales semejantes. Aparecen como estriaciones múltiples y paralelas, originadas al mismo tiempo por un cuerpo en conjunto y no por movimiento individual de partículas como por ejemplo las marcas de base “*tool marks*” (Fotografía 1).

La distinción entre marcas debidas a corrientes y carga no siempre resulta fácil. Muchas estructuras de carga fueron inicialmente marcas de corrientes, posteriormente rellenas y deformadas.

### **3.2 Estructuras internas**

Entre otras marcas presentes en los planos de estratificación, figuran una gran variedad de formas dejadas por organismos (*icnofósiles*). La mayoría de ellas aparecen en la base de areniscas como calco de marcas originadas en las capas subyacentes. Algunas sin embargo, a posteriori de la depositación del estrato, se desarrollan en todo el espesor del mismo por actividad biológica.

Ciertas areniscas se hunden fácilmente a lo largo de planos de estratificación secundarios. En tales planos suelen aparecer estructuras –lineación por corriente– debidas a discontinuidades en la depositación orientada del material granular y también la estructura de costillas y surcos que refleja el aspecto en planta de la laminación entrecruzada.

### **3.3 Estructuras de techo**

En las superficies superiores de los estratos se encuentran una gran variedad de estructuras, entre ellas diversos diseños de rizaduras u ondulaciones pequeñas y grandes, muchas de este tipo de marcas fueron observadas y medidas para la interpretación de los datos y posterior elaboración del modelo sedimentológico en el área de la Sierra de Charcas (Fotografías 5 y 6). Los primeros incluyen rizaduras de oscilación, de interferencia y linguoides (menos regulares) originados por corrientes. De mayor tamaño son las ondulaciones gigantes de muchos ambientes fluviales, intertidales y marinos. De mayor magnitud son las ondas de arena subaéreas y subacuáticas, de corta duración y cuyo único rasgo conservado es la estratificación entrecruzada (en sección).



**FOTOGRAFÍA 5.** Rizaduras “*ripple marks*” observadas sobre la cima de una capa de la Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).

Debe citarse también entre las estructuras de superficie a las marcas de escurrimiento bifurcadas en sentido opuesto a la corriente y viceversa; las marcas y calcos en herradura; y las marcas de resaca.



**FOTOGRAFÍA 6.** Marcas de rizaduras “*ripples marks*” sobre una capa de la Formación Zacatecas (Sierra de Charcas).

En la superficie de muchas capas de grano fino se encuentran pequeñas horadaciones y depresiones que determinan estructuras tales como marcas de lluvia y marcas de granizo, que se asemejan a aquellas producidas por burbujas gaseosas. Como ejemplo de este último tipo puede citarse a la estructura *cratercillos de playa*, que presenta las marcas de

mayor dimensión, quizá relacionada con la estructura cilíndrica. Fenómenos de desecación o encogimiento sobre los sedimentos lodosos, dan lugar a bloques poligonales separados por una red de grietas de desecación. El relleno de estas marcas por arena o material similar determina la formación de las estructuras tipo calco de grietas de desecación y calco de cristales de hielo (también son conocidos los calcos de cristales de sal originados por solución de cristales de halita u otras sales solubles y posterior relleno de sus moldes dejados en sedimentos fangosos). Estas estructuras subaéreas, son aquí descritas como estructuras comunes en algunos sedimentos siliciclásticos, aunque no han sido observadas en ningún afloramiento de la secuencia triásica aquí estudiada y de ambiente de abanico submarino. En el techo de sedimentos finos suelen hallarse diversos rastros y huellas producidas por organismos.

Las rizaduras, dunas y ondas de arena son desarrolladas en forma de capas principalmente en sedimentos del tamaño de las arenas, calizas o areniscas, y más aún en yesos (gipsarenita) y hematitas (Tucker, 2003). Las rizaduras son muy comunes y ocurren en superficies de estratificación, pero las dunas y ondas de arena a gran escala son raramente preservadas intactas. La migración de las rizaduras u ondulas, dunas y ondas de arena bajo condiciones de pura sedimentación dan pauta para varios tipos de estratificación cruzada, la cual es una de las más usuales estructuras deposicionales internas en las areniscas, calizas y otros tipos de rocas sedimentarias. Tanto en viento como el agua, son capaces de mover sedimentos para producir esas estructuras, aunque las que interesan en este trabajo, son las producidas por el agua.

Las rizaduras que están formadas por la acción de las olas, son sobre sedimentos no cohesivos, especialmente el sedimento medio hasta el tamaño del grano de arena gruesa, y son típicamente de forma simétrica. Las variedades de forma asimétrica pueden ocurrir, cuando una dirección de la onda de movimiento es más fuerte que la otra y ello podría dificultar para distinguir la dirección de la cresta que indica la dirección de la corriente que formó la rizadura.

Las crestas de las rizaduras formadas por olas son generalmente direccionales y la bifurcación de estas es común; las crestas podrían reunirse para encerrar pequeñas depresiones (llamadas "*tadpole nests*" traducido como "nidos de renacuajos"). En perfil, el seno de dos olas tiende a ser más redondeado que las crestas, las cuales pueden ser punteadas o aplanadas. El índice de las rizaduras formadas por las olas es generalmente de alrededor de 6 o 7. La longitud de la onda es controlada por el tamaño del grano del sedimento y la profundidad del agua, así las rizaduras mayores ocurren en sedimento grueso y aguas profundas.

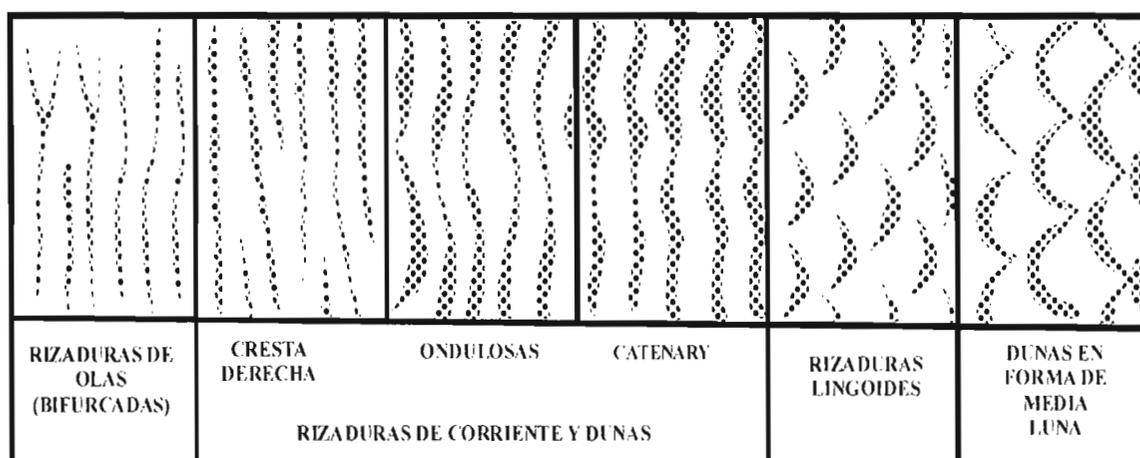
Las rizaduras formadas por olas pueden ser afectadas por los cambios en la profundidad del agua para producir rizaduras modificadas, por ejemplo, rizaduras con crestas aplanadas o doble cresta. Si hay un cambio en la dirección del movimiento de las olas sobre un área de rizaduras (corriente u olas formadoras), entonces un marco secundario de rizaduras se puede desarrollar, produciendo rizaduras de interferencia "*interference ripples*", o pequeñas rizaduras podrían formarse entre dos crestas de rizaduras grandes "*ladderback ripples*"; (Tucker, 2003).

### **3.4 Indicadores de corriente**

Como se mencionó anteriormente, la ayuda en el reconocimiento de estructuras sedimentarias, puede servir para determinar la dirección de una antigua paleocorriente, pero no todas las marcas sedimentarias pueden definir tal dirección, solamente aquellas que den un índice de referencia que marque la dirección hacia la cual esta apuntando, y el punto a partir del cual se formó.

Por ejemplo, las marcas de rizadura pueden indicar la dirección hacia la cual apuntaba la corriente, a través del reconocimiento del barlovento y el sotavento. Una marca de arrastre (debida a algún cuerpo arrastrado por la corriente, como son troncos, ramas, masas de fango de mayor densidad que el subyacente, etc.) permite reconocer la dirección de la corriente, observando el punto más fino ó más delgado a partir del cual se originó, y termina en la parte más gruesa o con mayor volumen, y este será el punto que indique hacia donde se dirigía la corriente de agua.

A veces no es común el reconocer estas características en el campo, debido a que los afloramientos no muestran con claridad las estructuras, y muchas veces estas estructuras varían en forma, pero existen aunque sea pequeños detalles que nos pueden indicar la verdadera forma y rasgos de la marca sedimentaria. También, dentro de las mismas variaciones en las formas de algunas estructuras puede haber confusión, como por ejemplo las rizaduras no siempre tienen el barlovento y el sotavento en la misma posición, ya que se pueden hallar tanto de forma externa, como interna, dependiendo de la forma de la rizadura y el proceso por el cual las ondas de agua fueron depositándolas, dentro de esto se puede mencionar las rizaduras en forma de media luna y las rizaduras linfoides (Figura 11).



**FIGURA 11.** Diferentes tipos de estructuras de marcas de rizaduras “ripples marks” (tomado de Tucker, 2003).

Las marcas que son aptas para identificar la dirección de la paleocorriente, son medidas de forma lineal, y estos datos revelan una dirección aparente; sin embargo, no es la dirección original de la corriente, ya que las capas en las cuales se midieron los datos, en algunos casos están volcadas y/o han sido deformadas, por lo tanto se deben realizar una serie de pasos o procedimientos para encontrar la dirección original de la paleocorriente. Para este fin se debe apoyar en cálculos y programas de computación como se puede ver más adelante en el Capítulo 5.

### **3.5 Indicadores de procedencia**

Los indicadores de procedencia pueden ser petrográficos y geoquímicos, y señalan la fuente de procedencia de los sedimentos, de que ambiente tectónico provienen los componentes clásticos.

#### **3.5.1. Petrográficos**

Mediante la petrografía se puede determinar la mineralogía, porcentajes de los minerales o componentes, tamaños de grano, tipo de matriz, y demás características que poseen las rocas, para de esta forma poder clasificarlas dentro de un determinado grupo o clase. Para el presente trabajo se elaboraron doce secciones delgadas a partir de las muestras recolectadas en las localidades de Charcas y Real de Catorce (Anexo 2), seis para cada localidad, de las cuales la mayoría pertenecen a la Formación Zacatecas y en conjunto con las láminas realizadas por colegas participantes del mismo proyecto de investigación, contribuyen a la descripción de las rocas clásticas que conforman dicha unidad. Estas láminas fueron observadas mediante un microscopio de polarización de la marca Nikon y la descripción completa se encuentra en la sección de anexos.

La presencia de cuarzo es muy común en una roca clástica, y dependiendo del tipo de cuarzo que contenga dicha roca, se puede determinar la procedencia de ésta, así como el tipo de ambiente en el cual se formó o que factores o circunstancias ayudaron a la creación de tal roca.

Según si la roca contiene cuarzo policristalino, ésta pudo haber sido formada a partir de fragmentos o cuarzos de origen metamórfico debido al intercrecimiento de cristales de cuarzo, lo cual hace parecer que es un solo cristal, pero en realidad está compuesto de muchos cuarzos, lo que se demuestra al observar la lámina delgada con el analizador insertado y observando los diferentes grados de extinción de los cristales. En tanto que las rocas o muestras con gran cantidad de cuarzo monocristalino proceden principalmente de rocas volcánicas, lo que quiere decir que pueden provenir de un arco volcánico.

Se realizó un análisis de *conteo estadístico de puntos* en secciones delgadas de rocas pre-oxfordianas de la Sierra de Catorce, para conocer el contenido de los principales componentes clásticos de la roca. Los resultados obtenidos en su mayoría de areniscas sucias de grano medio a fino, dan como respuesta, proporciones de los diversos componentes como el cuarzo, el cual puede ser policristalino, monocristalino (onduloso y no onduloso), feldespato, fragmentos líticos, etc., que son característicos de ambientes de procedencia. Una vez contabilizados los puntos, se obtienen los porcentajes por medio de operaciones de “*reglas de tres*” y se interpretan los resultados dependiendo de cual mineral es el que predomina en la muestra de la sección delgada, para finalmente ser graficados en los diferentes diagramas triangulares de clasificación y discriminación de rocas y sus componentes como los de Füchtbauer (1988) y Dickinson (1985).

A manera de contribución a nuestro proyecto, para las rocas de Real de Catorce se han interpretado de esta manera un bloque continental y un posible orógeno retrabajado.

Para las pruebas de “conteo de puntos” se contabilizaron 5 láminas delgadas de areniscas, arrojando el conteo de puntos, las componentes que se muestran en la Tabla 2:

**TABLA 2.** Clasificación de las láminas delgadas de areniscas pre-oxfordianas de la Sierra de Catorce y resultados obtenidos del conteo de puntos.

Muestra	Qz PI	Qz MO	Qz MNO	Qz Total	Feld. K	Plag	Micas	Min. Op	Fg líticos	Total
RC-PTR-23a	64=25.6%	130=52%	26=10.4%	220=88%	15=6%	1=0.4%	5=2%	8=3.2%	1=0.4%	250 ◆
RC-PTR-23b	61=29.7%	92=45%	8=4%	161=78.5%	20=9.7%	1=0.5%	7=3.4%	10=4.9%	6=2.9%	205 ◇
RC-PTR-25	146=72.6%	24=11.9%	15=7.5%	185=92%	7=3.5%	0	0	1=0.5%	8=4%	201 ■
RC-PTR-28a	116=49.1%	16=6.7%	23=9.7%	155=65.6%	24=10.1%	1=0.4%	6=2.5%	46=19.5%	4=1.7%	236 ✕
RC-PTR-28b	95=38%	89=35.6%	0	184=73.6%	12=4.8%	0	0	22=8.8%	32=12.8%	250 ●

Qz PI = Cuarzo Policristalino

Qz MNO = Cuarzo Monocristalino No Onduloso

Feld. K = Feldespato Potásico

Min. Opacos =Minerales Opacos

Qz MO = Cuarzo Monocristalino Onduloso

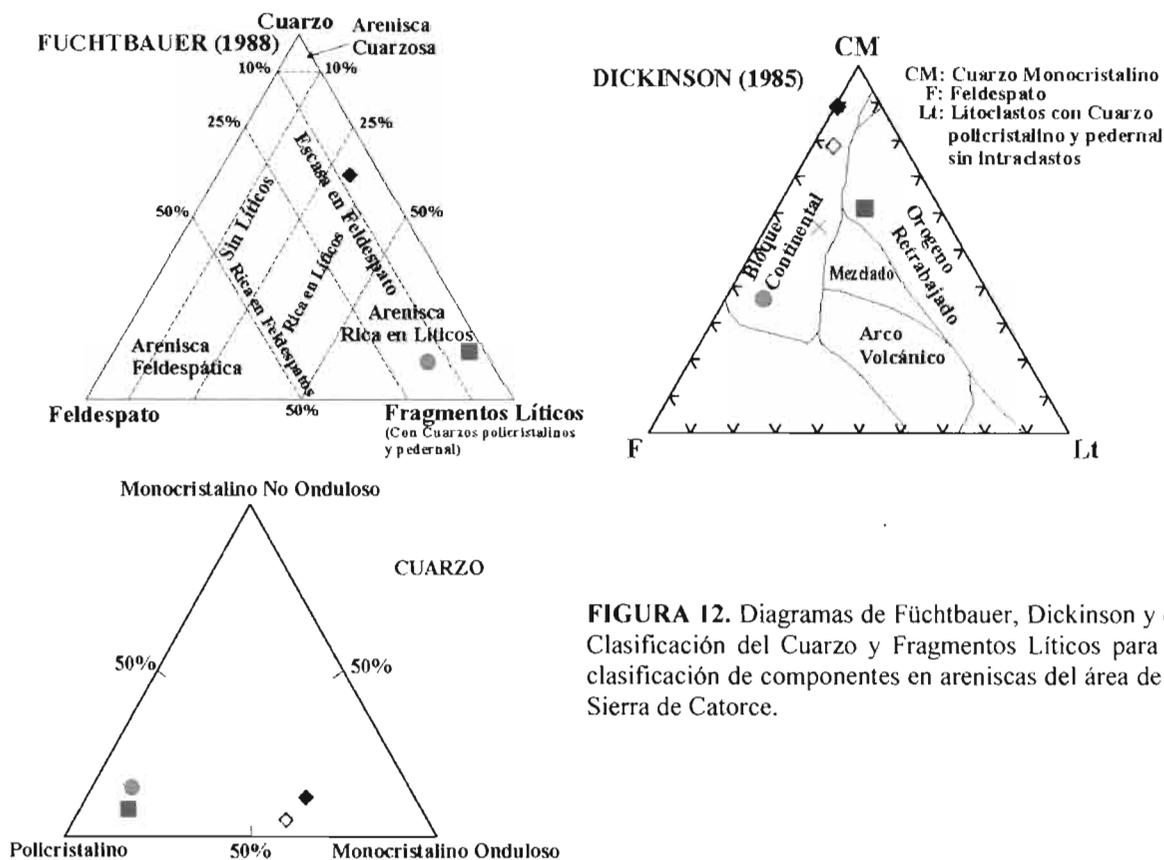
Qz = Cuarzo Total

Plag. = Plagioclasa

Fg. Líticos = Fragmentos Líticos

De acuerdo con los datos obtenidos y representados en la tabla anterior, se procedió a graficarlos en los diagramas de clasificación y discriminación (Figura 12) arriba mencionados, utilizándose primero el diagrama de Füchtbauer, en seguida graficándose también en el diagrama de Dickinson, después en el diagrama correspondiente a los tipos de cuarzo. El mineral más abundante fue el cuarzo y algo de feldespato potásico, aunque casi por lo regu-

lar se presentó muy alterado a minerales del caolín. Entre los minerales cuyas cantidades fueron mínimas están las micas y las plagioclasas.



**FIGURA 12.** Diagramas de Fuchtbauer, Dickinson y de Clasificación del Cuarzo y Fragmentos Líticos para la clasificación de componentes en areniscas del área de la Sierra de Catorce.

En las figuras arriba observadas se graficaron los puntos correspondientes a las muestras que se contabilizaron donde se puede hacer notar lo siguiente:

- ◆ La muestra **“RC-PTR-23a”** es una arenisca escasa en feldespato como se observa en el diagrama de Fuchtbauer, correspondiente a un bloque continental según el diagrama de Dickinson y con gran contenido de cuarzo monocristalino ondulado como lo muestra el diagrama para los cuarzoes. Esta roca proviene de la secuencia que ha sido considerada en el afloramiento de Los Catorce, como Formación Zacatecas.

- ◇ La muestra **“RC-PTR-23b”** que también proviene de la secuencia de Los Catorce, corresponde a una arenisca escasa en feldespatos, que de igual manera pertenece a un bloque continental y a la vez también contiene gran cantidad de cuarzo monocristalino ondulado como lo demuestran los diagramas elaborados.

■ La muestra “**RC-PTR-25**” es de una cuarcita que sobreyace a la secuencia comparable con la Formación Zacatecas. Esta roca según los diagramas puede contener fragmentos líticos y cuarzo policristalino con pedernal y corresponde con un ambiente de procedencia del tipo de un orogeno retrabajado.

× La muestra “**RC-PTR-28a**” corresponde a una pizarra con fragmentos líticos y rica en cuarzo policristalino que esta dentro del campo del bloque continental.

● La muestra “**RC-PTR-28b**” pertenece a una arenisca, la cual, según los diagramas, es una arenisca rica en fragmentos líticos que concuerda con un bloque continental y al parecer, contiene abundante cuarzo policristalino.

Por lo observado en las muestras estudiadas, en la zona de Real de Catorce existen dos tipos de ambientes de procedencia, por lo que las muestras pudieran provenir de dos diferentes ambientes y pertenecer a dos secuencias diferentes, siendo únicamente las muestras **RC-PTR-23a** y **RC-PTR-23b** de la secuencia inferior, comparable con la Formación Zacatecas y el resto de una secuencia también siliciclástica que sobreyace a la primera y pudiera pertenecer al Jurásico Temprano. Silva-Romo *et al.*, (2000) basado en los diagramas ternarios de Dickinson, llegó a la conclusión de que las areniscas de la Formación Zacatecas en el área de la Sierra de Catorce tienen su origen a partir de un bloque continental. Estas areniscas tienen en su composición cuarzo metamórfico e ígneo principalmente retrabajado y algunos fragmentos de cuarcita.

Las areniscas de la Formación Zacatecas (o “La Ballena”) consisten mayormente de granos de cuarzo y algunos feldespatos, los granos de feldespato son más abundantes en estratos con presencia de mica. La composición de las areniscas de acuerdo al criterio de Dickinson (1985), indica que sus componentes derivaron de un orógeno retrabajado o de un bloque continental, y según Centeno-García *et al.*, (1993) las areniscas provienen del levantamiento de un complejo metamórfico y plutónico en un cinturón orogénico.

En cuanto a las rocas de la Sierra de Charcas, específicamente en el área de San Rafael, Hoppe (2000) presenta los mismos diagramas de discriminación de Dickinson (1985), aplicados a muestras de areniscas que muestran como fuente de origen de los sedimentos un ambiente de bloque continental (5 muestras) y mezclado (7 muestras), y solamente 3 muestras denotan un ambiente de orógeno re trabajado, mientras que el diagrama de clasificación de areniscas de Füchtbauer (1988) arroja una composición sin gran presencia de fragmentos líticos y con muy poca abundancia de feldespatos, aunque solo un pequeño grupo de las muestras registran una buena cantidad de feldespatos y un 25% de cuarzo (Figura 13).

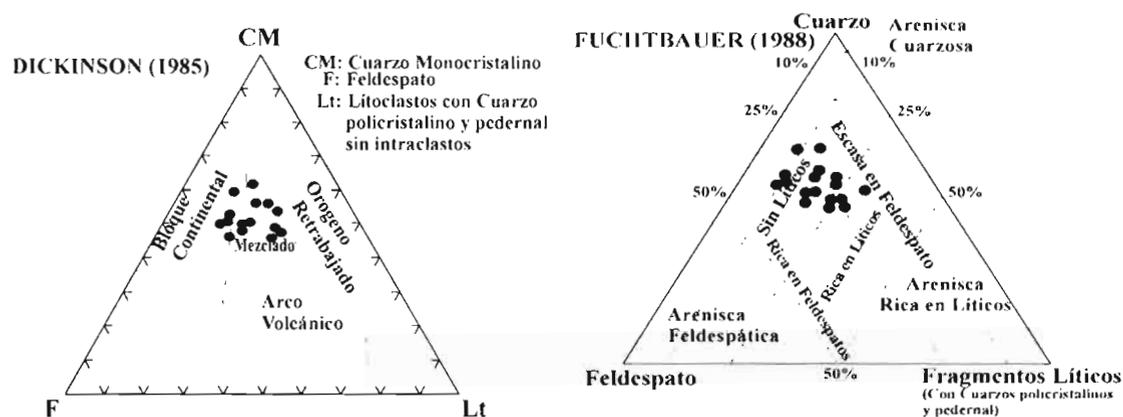


FIGURA 13. Diagramas de discriminación de Dickinson (1985) y Füchtbauer (1988) elaborados a partir de las muestras tomadas en la Sierra de Charcas y analizadas por Hoppe (2000).

Hoppe también aplicó estos diagramas a muestras recolectadas en el área de Los Catorce, en la Sierra de Catorce, mostrando resultados similares, pero con mayor cantidad de feldespatos y menor cantidad de fragmentos líticos según el diagrama de Füchtbauer y el origen de los clastos parecen tener una proveniencia más hacia un bloque continental y en menor grado hacia un origen de ambiente mezclado.

En tanto que para el área de la Ballena Ilger (2004) presenta un diagrama de Dickinson en el cual graficó 4 muestras, posicionándose estas dentro del campo del orógeno re trabajado, muy similares a los presentados por Silva-Romo *et al.*, (2000), elaborados para la misma área.

### 3.5.2. Geoquímica

La geoquímica es una herramienta importante para la determinación de la fuente de origen de los componentes de una roca; se pueden realizar para tal fin estudios geoquímicos por óxidos mayores, elementos traza y tierras raras, entre otros, así como fechamientos isotópicas para conocer la gama de edades de los diferentes componentes clásticos de una muestra. Durante la última década se han obtenido nuevos datos que han permitido fechar de forma más exacta a las unidades pre-oxfordianas. Centeno-García y Silva-Romo (1997) sugieren que relaciones isotópicas de Sm-Nd indican que la fuente de los sedimentos para la cuenca triásica se encuentra en el Cinturón Grenvilliano, que se extiende desde Chihuahua hasta Oaxaca.

### 3.6. Indicadores de facies

Dentro de este tipo de indicadores, algunos más representativos son las marcas sedimentarias, como por ejemplo, las marcas de rizaduras, de carga, de arrastre, entre otras mencionadas con anterioridad, y que son propias de ambiente marino de aguas profundas en algunas áreas, mientras que en algunos casos lo son a la vez de aguas someras, así como la presencia de algunos fósiles.

Otro de los indicadores de facies más importantes, es el espesor de las capas, como se menciona más adelante en el Capítulo 4, es común encontrar en la Formación Zacatecas algunos estratos de arenisca (de 0.20 a 0.60 cm) de un color naranja marrón en superficie intemperizada, interestratificados con horizontes delgados de lutita de color muy oscuro, que según la clasificación de Mutti y Ricci Lucchi (1972) se podría definir como perteneciente a la facies C que está generalmente asociada con las partes superiores de secuencias de rellenos de canales y con marcos de sistemas no canalizados como bordos de abanicos medios, abanicos exteriores o aún de planicie de cuenca. Esas capas de areniscas están primordialmente depositadas por corrientes turbidíticas (Kuenen y Migliorini, 1950; Middleton, 1967). También se pueden describir algunos afloramientos de la Formación Zacatecas del área de la Sierra de Charcas como consistente en una alternancia de lutitas con areniscas que muestran numerosas marcas de rizaduras, estratificación cruzada y estratos conglomeráticos gradados con algunos restos de plantas. La secuencia turbidítica expuesta a lo largo

del Anticlinorio San Rafael muestra una combinación de facies C, D debido a las características descritas en esta facies, donde los espesores son generalmente de 0.05 a 0.25 cm y la continuidad de dichos espesores es constante y en menor proporción la facies B con delgadas capas conglomeráticas.

La presencia de marcas de carga en la base de las capas es típica de la asociación de facies de un abanico medio (Howell y Normark, 1982).

La granulometría también es un factor importante para la determinación de la facies de la Formación Zacatecas. Los estratos en la base de la secuencia en el área de la Sierra de Catorce están caracterizados por grauwacas ricas en cuarzo de grano fino que se encuentran rítmicamente intercaladas con capas de pizarras de 10 a 15 cm de grosor, conteniendo marcas de base, capas gradadas, y laminación paralela. Hacia la parte media, otras areniscas de grano fino son observadas intercaladas rítmicamente con pizarras de 10 y 40 cm de espesor, presentando marcas de base y laminación. La cima se caracteriza por un paquete de pizarras foliadas de 40 a 80 cm de espesor. Según el criterio de Mutti y Ricci-Lucchi (1972), las litofacies C y G serían identificadas aquí, esto ocurre en la parte más distal y lejana de un abanico en la planicie de la cuenca. Para el área de La Ballena, las turbiditas son areniscas líticas, de grano medio a fino, y dispuestas en estratos con espesores entre 1 y 100 cm. Frecuentemente las capas tienen la secuencia de Bouma completa, así como marcas de base y calcos de carga y flujo. Algunos de los estratos contienen ammonoideos en su base. Algunas capas delgadas tienen trazas de lodos. La unidad posee ortocuarzitas de grano fino a medio, con fragmentos de cuarzo de origen metamórfico principalmente. También incluye algunos lentes conglomeráticos con gravas cuarcíticas subangulares y bloques deformados con fósiles calcáreos exóticos en una matriz de arenisca de grano grueso. En afloramientos, con un grado inferior de metamorfismo, la estratificación se caracteriza por preservar la proporción entre arena y fracción pelítica, que puede ser identificada. Estas características permiten la identificación de una litofacies que se caracteriza por la asociación de un abanico submarino medio a principalmente exterior (planicie de cuenca) como fue propuesto por Mutti y Ricci-Lucchi (*op. cit.*, 1972).

La forma de la depositación es otro indicador importante. Existe un consenso de que los sedimentos de la Formación Zacatecas fueron depositados en un ambiente marino de agua profunda en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí (Monod y Calvet, 1992; Silva-Romo, 1993; Silva-Romo *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García, 1994; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). Los variados tipos de depósitos turbidíticos difieren unos de otros, principalmente en términos de en donde fue depositada la arena en el sistema. Las turbiditas de la Formación Zacatecas son más próximas al tipo I en los sistemas depositacionales de Mutti (1985) y Mutti y Normark (1987), los cuales están caracterizados por la depositación de la arena predominantemente en lóbulos no canalizados, como esta indicado por la geometría tabular y extensión lateral de las areniscas en la parte distal, relativamente en áreas de bancos de cuencas. La estratificación convoluta en los estratos de la Formación Zacatecas registra el flujo de pendiente baja de sedimentos no consolidados sobre una superficie inclinada, y aunque las turbiditas comúnmente dominan en las partes distales de la cuenca y la estratificación convoluta es más típica en marcos de pendiente y pie de pendiente” *toe-of-slope*”, cualquier tipo de depósito puede ser formado (*op. cit.*, Shanmugam *et al.*, 1995).

## CAPÍTULO 4

### **LA SECUENCIA SILICICLASTICA MARINA DEL TRIASICO SUPERIOR**

Como se ha mencionado anteriormente, la Formación Zacatecas es el tema principal del presente trabajo, es por ello que este capítulo trata exclusivamente a dicha unidad, a sus relaciones estratigráficas y ambiente de depositación, el cual esta dominado por un ambiente de un gran abanico submarino. Aunque entonces la metodología en particular ha consistido en realizar una descripción precisa de las diferentes estructuras sedimentarias que se incluyen en esta secuencia siliciclástica marina y la recopilación de datos lineales basados en estas estructuras para la interpretación de paleocorrientes, para sustentar el modelo de un antiguo gran abanico submarino para las áreas de la Sierra de Salinas, Sierra de Charcas, Presa de Santa Gertrudis y Sierra de Catorce.

### **FORMACIÓN ZACATECAS ( $T_R$ Lu-Gr)**

#### **a) Definición**

Se trata de una secuencia de capas marinas siliciclásticas, generalmente descritas como una secuencia tipo flysh del Triásico Tardío. Sus primeros registros fueron hechos por Burckhardt y Scalia (1905, 1906) comenzaron con un trabajo dedicado al descubrimiento de capas del Triásico Tardío marino con restos de fósiles, en las cercanías de la Ciudad de Zacatecas, lo cual sirvió de base para definir la edad de estas capas. En 1908 Gutiérrez-Amador les asigna una edad Cárnica a las pizarras de Zacatecas, debido al parecido que le encontró a la fauna de crinoides, moluscos y fragmentos de huesos de grandes reptiles del Mesozoico comparada con cefalópodos del Triásico Tardío marino de California.

Maldonado-Koerdell (1948), realizó un reconocimiento de afloramientos estudiados por Burckhardt y Gutiérrez (*op. cit.*), reconociendo las diferentes litologías y características tectónicas de la secuencia expuesta en el Arroyo Pimienta, logrando identificar fósiles en una pizarra color café, localizada a 60 m al NW del Puente del Ahogado en el Municipio de Morales, Zacatecas, a los que identifiqué como *Rhynchonella* (*Halorella bittner*). Logró re-

colectar un ejemplar de *Nucula sp* en el Arroyo La Calavera, entre la pizarra y la roca verde.

Chávez-Aguirre (1968), menciona la presencia del amonite *Sirenites sp* en rocas filíticas, en afloramientos en las cercanías de la Sierra de Salinas, en Peñón Blanco, S.L.P. Cantú Chapa reporta el hallazgo de *Juvavites sp*. En los afloramientos de Charcas.

Carrillo-Bravo (1971) fue el primero en utilizar informalmente el nombre de Formación Zacatecas, para areniscas y pizarras expuestas al oeste del Pueblo de Charcas, por causa de las similitudes litológicas con rocas reportadas por Burckhardt (1930) y Burckhardt y Scalia (1905) cerca de la Ciudad de Zacatecas.

La secuencia de sedimentos flyschoides expuestos en el núcleo de la Sierra de Catorce, fue correlacionada por primera vez con la Formación Zacatecas por Martínez-Pérez (1972), quien se basó en semejanzas litológicas, posición estratigráfica y el descubrimiento de bivalvos.

Existen también afloramientos de la Formación Zacatecas en la Sierra de Catorce y La Taponá en el Estado de San Luis Potosí, explorados y estudiados por **PEMEX** y otros autores, que presentan litologías semejantes a los expuestos en el Anticlinal de San Rafael-La Trinidad, que a su vez guardan mayor similitud con los de la Hoja Presa de Santa Gertrudis, los cuales son afloramientos muy cercanos entre sí. La secuencia consiste de rocas flyschoides (areniscas, lutitas y conglomerados) con metamorfismo regional débil (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992).

Finalmente se ha establecido una clara diferencia entre la Formación Zacatecas, que Monod y Calvet (1992) en la localidad tipo subdividen en tres unidades nombrándolas Formación La Pimienta, Formación El Bote y Formación El Ahogado, y una unidad volcano-sedimentaria de edad Jurásico-Cretácico, que sobreyace a las primeras de manera tectónica y es conocida como Formación Chilitos. Recientemente (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Hoppe, 2000), interpretan el ambiente de depósito de esta secuencia siliciclástica como

parte de un modelo para un gran abanico submarino que fue construido en la margen suroccidental de Norteamérica.

#### **b) Distribución**

La Formación Zacatecas aflora en diferentes localidades de la Mesa Central (ver figura 1), quedando comprobada su presencia, basada en su edad aunque con variaciones litológicas y de facies en las localidades de la Sierra de Salinas o del Peñón Blanco en las cercanías del poblado de La Ballena (Chávez-Aguirre, 1968), donde Silva-Romo (1993) ha propuesto informalmente el nombre de formación La Ballena, así como en el Anticlinorio de La Trinidad al poniente de la Ciudad de Charcas, en el Estado de San Luis Potosí (Cantú-Chapa, 1969) además de otros afloramientos que se han propuesto por semejanza litológica y posición estratigráfica como en el área del Arroyo del Taray hacia el norte del Estado de Zacatecas y afloramientos situados al poniente de la Sierra de Catorce, y en el área de Presa de Santa Gertrudis. En la Figura 14 se representa el Triásico sedimentario y las facies volcano-sedimentarias expuestas en México.

En el área de Charcas la mayor parte de los afloramientos se localizan en todo el núcleo de la Sierra de Charcas, nombrado por **PEMEX** como Anticlinal de La Trinidad. Estos sedimentos están expuestos en una depresión más o menos elíptica, limitada por los cerros que forman los flancos de la estructura, conformados de sedimentos jurásicos y cretácicos.

En el área de Presa de Santa Gertrudis, los afloramientos más extensos, son pequeñas ventanas localizadas en las inmediaciones del Poblado de Coyotillos, donde la mayoría de ellos están cubiertos por una capa delgada de aluvión. Otras ventanas importantes donde se puede observar su litología, se encuentra en la zona de La Taponá y en la periferia de la mina Cinco Estrellas, localizada al sur poniente del poblado de Presa de Santa Gertrudis.

Mientras que para el área de la Sierra de Catorce se han reportado rocas comparables a esta formación, en el Cañón General, mismas que han sido consideradas como Paleozoicas con el nombre informal de formación Carretas (Bacon, 1978). La secuencia expuesta

en Cañón General, y otras dos localidades (Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999), Cañón del Ojo de Agua, en la parte noroeste de la Sierra de Catorce y al sur de La Maroma, en el Cañón de La Milpita, en el extremo sur de la carta de Real de Catorce, extendiéndose estos afloramientos hacia el sur, dentro de la Carta Villa de Guadalupe.



**FIGURA 14.** El Triásico sedimentario y las facies volcánico-sedimentarias expuestas en México (tomado de Bartolini *et al.*, 2001).

### c) Litología y espesor

La Formación Zacatecas en la Sierra de Charcas se caracteriza por una secuencia tipo flyschoides, la cual se puede subdividir en tres paquetes fáciles de identificar en el campo. El paquete inferior se puede describir como una alternancia de areniscas de grano medio a fino, cuyos espesores van del rango de 20 cm a 1 metro, intercalándose entre ellos

delgados horizontes de lutitas (Fotografía 7), las areniscas son impuras pobremente seleccionadas o medianamente clasificadas, en la que sus granos se muestran en general angulosos a subredondeados, algunos alcanzan a medir hasta 3 mm los cuales corresponden principalmente a fragmentos líticos y a ensambles cristalinos orientados, muestran su origen metamórfico. En lamina delgada se observa un contenido de cuarzo entre 40-50%, un 5% de feldespatos, 25% de líticos y 2% de micas (biotita), todos empacados en matriz de material más fino, (con poco contacto entre los cristales), que representa el 18% de la muestra. El cementante esta compuesto de sílice y hematita.



**FOTOGRAFÍA 7.** Afloramiento que muestra la alternancia de lutitas con areniscas de la Formación Zacatecas en el área de Charcas (Anticlinorio San Rafael).

El paquete intermedio se presenta como una alternancia de lutitas y areniscas con espesores de los estratos de 3-5 cm. Las areniscas son de grano fino a medio, color gris amarillento por oxidación. El análisis al microscopio muestra que el 78% de los granos corresponden a cuarzo, el 5% a feldespatos y el 5% a líticos, y el contenido de micas del 2% (biotita). Los granos mayores son de 1 a 1.5 mm, angulosos a subangulosos, están empacados en arcilla y cementados por hematita.

El paquete superior, está caracterizado por el aumento progresivo en el contenido de micas. La estratificación es delgada; la arenisca es de grano fino, predominando al final de

la secuencia el contenido arcilloso (Fotografía 8). Hacia la parte noroeste del Valle de San Rafael, en el poblado de La Trinidad, existe un desarrollo micáceo en las lutitas que es más notable, por lo tanto su aspecto es más lustroso y el contacto es jabonoso.



**FOTOGRAFÍA 8.** En la fotografía se observa como la laminación de las lutitas es más fina, como arcilloso y de un color oscuro, mientras que las areniscas presentan una estructura masiva y un color gris verdoso por intemperismo.

En el Picacho inmediatamente al oeste de San Rafael, aflora una secuencia de areniscas de grano medio, entre las que se intercalan unos horizontes conglomeráticos, con abundantes fragmentos de cuarzo blanco lechoso. Estas arenas exhiben un clivaje bien desarrollado, lo que puede indicar que esta secuencia y la descrita para La Trinidad, formen parte de un paquete más profundo, expuesto por fallas inversas de bajo ángulo. El grado de metamorfismo regional que muestran estas rocas es débil.

El espesor de esta formación no se puede estimar en el área, por no aflorar su base; sin embargo, **PEMEX** perforó un pozo de exploración en el lugar conocido como La Tapona, situado a unos 25 km al noroeste de Charcas, ahí cortó un paquete de 4,633.6 metros en estos sedimentos no saliendo de ellos (Tristán-González *et al.*, 1995). El espesor pudiera no ser el real, debido al fuerte plegamiento y fallamiento inverso que ocurrió en esta formación.

Para el área de la Sierra de Real de Catorce, la Formación Zacatecas presenta las siguientes características: una alternancia rítmica de lutitas y areniscas o grauwas de grano

fino a medio, variando el espesor de las capas entre 5-30 cm (Fotografía 9). Hacia la parte superior de la secuencia, aumenta la proporción de lutitas, hasta aparecer en la cima, una serie de bancos o lentes de cuarzitas o areniscas conglomeraticas así como conglomerados con espesores de hasta más de 1 metro y en algunas veces 2 metros. Las lutitas son de coloración negra a café amarillenta y verdosa en zonas con alteraciones o intemperismo.



**FOTOGRAFÍA 9.** Secuencia expuesta en el área de Los Catorce. La Formación Zacatecas constituida por la alternancia de areniscas de grano fino a medio con lutitas.

Las grauwacas presentan un color similar o ligeramente más claro y los bancos de cuarzitas una coloración blanca grisácea que les infiere su gran madurez composicional, ya que como componente principal y prácticamente único destaca la presencia del cuarzo monocristalino y menos frecuentemente el policristalino, además de su silicificación parcial e intensa.

En las grauwacas y areniscas se observa en algunos casos una clara gradación y laminación cruzada recta, mientras que en algunas lutitas se muestra una fina laminación con muy delgadas capas de material fino arenoso. Cabe destacar que las estructuras sedimentarias están muy afectadas por la deformación y metamorfismo de bajo grado, así como por la

intrusión de cuerpos de rocas volcánicas intermedias a máficas (roca verde), que entre las capas plegadas y cizalladas se observan también deformados.

El espesor de esta unidad es difícil de medir por la intensa deformación antes referida y de los afloramientos que ocurren dentro del área de Real de Catorce, solo se puede estimar un espesor mayor de 300 metros.

En el área de la Presa de Santa Gertrudis, la Formación Zacatecas muestra en su litología una descripción muy semejante a la descrita para el paquete superior del Anticlinal de San Rafael-La Trinidad de la Sierra de Charcas, (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992). Consiste de una alternancia de capas de areniscas de grano medio a fino, cuyos espesores varían de 3-5 cm (capas esporádicas de hasta 1 metro), de color gris claro a verdoso, intercaladas con lutitas fisiles de color gris verdoso en capas de 3-10 cm.

El espesor no se puede estimar, ya que se trata solamente de ventanas, donde afloran rocas muy intemperizadas y plegadas. La detección de estructuras sedimentarias son casi nulas, debido a lo deformado que se encuentra la formación en esta área.

En la Sierra de Salinas, la Formación Zacatecas se encuentra intensamente deformada y metamorfoseada a clorita y filitas sericiticas que disponen generalmente un color oscuro y lustre brillante. En la Cañada Comanja, entre el Cerro Grande y Cerro La Leona, la Formación Zacatecas consiste de areniscas verde oscuro y negro no metamorfoseada y esquistos. Las areniscas son de grano fino a muy fino y capas delgadas primariamente, con algunas areniscas de capas delgadas a medias. La pizarra es fisil. Muchos afloramientos están en el lado sur de la Sierra. Abundantes estructuras sedimentarias primarias incluyen estratificación intraplegada, clastos de carga (*load casts*), estructuras almohadilladas, y estructuras mullion. Otra estructura sedimentaria común son las flute marks (marcas de escurrimientos "turboglifos") y ripples marks (marcas de rizaduras u ondulas), laminación paralela horizontal y estratificación gradada. Fósiles encontrados en estos estratos fueron identificados como *Sirenites sp* de probable edad Triásico (Stinnesbeck, 1994). Silva-Romo (1993) proporciona un espesor estructural tentativo de 2500 metros para el estrato. Cálculos

de espesores de la Formación Zacatecas al noreste de La Ballena y oeste de Cerro Grande es 319 metros, indudablemente un espesor estratigráfico incompleto (Barboza Gudiño *et al.*, 1998).

#### **d) Relaciones estratigráficas**

El contacto inferior de la Formación Zacatecas no se conoce en el área de Charcas; sin embargo, en la zona de La Tapona al norte de la Hoja Charcas donde **PEMEX** perforó el pozo de exploración mencionado, no cortó ninguna otra formación más antigua. Discordantemente sobre esta formación descansan los productos volcánicos de la Formación Nazas o las capas rojas de la Formación La Joya.

Para los afloramientos de la Secuencia de metasedimentos dentro de el área de Real de Catorce, se desconoce su base, mientras que en su cima descansan aparentemente de manera discordante rocas volcánicas intermedias a ácidas de la Formación Nazas, descrita como de edad Jurásico Temprano a Medio, y cabe destacar que muchos diques de rocas verdes contenidas en forma de cuerpos cizallados dentro de los metasedimentos, corresponderían con posibles canales de alimentación del vulcanismo de dicha unidad o posiblemente con rocas subvolcánicas más antiguas.

Al igual que en las áreas anteriores, también en el área de la Presa de Santa Gertrudis la base de la Formación Zacatecas no se conoce, ya que solamente presenta su cima, y en el pozo perforado por **PEMEX**, no cortó otra litología diferente. Sobre esta Formación descansan discordantemente los lechos rojos de la Formación Nazas, aunque algunas veces la Formación Zuloaga es la que se encuentra directamente sobre ella en esta localidad. En el área de la Sierra de Salinas, la Formación Zacatecas se encuentra sobreyacida por las Formaciones Nazas y la Caliza Zuloaga y a su vez no se conoce la base, como en las localidades anteriormente mencionadas.

#### **e) Edad y correlación**

La edad del paquete de metasedimentos que subyacen a la Formación Nazas en el área de Real de Catorce, no ha sido establecida con claridad a causa de la escasez de fauna

o flora en condiciones adecuadas para tal fin, siendo la única localidad con ejemplares bien preservados la de Zacatecas. Los primeros registros de fósiles que dan la edad a estos sedimentos son reportados en la literatura por (May, 1870: *op. cit.*, en Maldonado, 1948), posteriormente Burckhardt (1906, b), anuncia el hallazgo en el Arroyo de La Pimienta de ejemplares de *Palaeoneillo*, mencionados por May (*op. cit.*) además de fragmentos de Cefalópodos, *Sirenites smith Trachyceras*, *Clionites sp* y *Juvavites (Anatomites) mojsuari*. La presencia de estas variedades hace sospechar a Burckhardt (*op. cit.*), que corresponden a una edad del Triásico Tardío Marino. Más tarde Gutiérrez-Amador (1908) basado en la fauna anterior y en nuevas variedades recolectadas por él, sugiere una edad del Cárnico. Chávez-Aguirre (1968), reportó en el Cerro de Peñón Blanco, S.L.P., haber encontrado en las rocas filíticas, el amonite *Sirenites sp*.

Una edad del Pennsilvánico ha sido propuesta por Bacon (1978), sustentada por la presencia de *Licospora sp* y *Densosporites sp*, mismas que si bien son muy frecuentes en dicho sub-período, pueden ocurrir hasta el Jurásico Temprano (*op. cit.*, Bignot, 1988).

Una edad del Triásico Medio a Tardío ha sido únicamente supuesta, por semejanza litológica con las secuencias expuestas en Charcas y Peñón Blanco, así como por su posición estratigráfica, subyaciendo a las rocas volcánicas de la Formación Nazas.

Martínez Pérez (1972) menciona un contenido de pelecípodos en las capas de Real de Catorce similares a los existentes en otras localidades de la Formación Zacatecas y Barboza-Gudiño *et al.*, (1998) mencionan la presencia de moldes indeterminables de posibles palaeoneilos, procedentes de la localidad de Los Catorce así como fragmentos de plantas en metasedimentos que subyacen o bien ocurren en la parte inferior de la Formación Nazas, probablemente similares a los reportados por Maher *et al.*, (1991) como de posible edad Jurásica Temprano.

Gallo-Padilla *et al.*, (1993), reportaron en la localidad del Arroyo Hondo, al surponiente de Charcas, San Luis Potosí una amonita identificada como *Anatomites aff herbichi*

*Majisovics* y varios ejemplares de protobelemnoides del género *Aulacoceras*, fauna característica del Triásico.

Tristán-González y Torres-Hernández (1994) recolectaron amonites cerca del pueblo de La Ballena que fueron identificados como *Parairachiceras sp*, *Pseudolococeras sp*, y *Metadinarites sp*, y sugieren una edad del Triásico Medio (Anisiano).

En el pozo de exploración de **PEMEX** perforado en la zona de La Tapon, muy cerca del límite norte del área estudiada se hicieron estudios de palinología de las muestras extraídas, encontrando restos de esporas? de edad Cárnica.

La Formación de Zacatecas ha sido correlacionada con las formaciones: El Rodeo de las áreas de Apizolaya y Taray, Zacatecas; con la parte inferior de la Barranca del Centro de Sonora; y tiene bastante similitud con la Formación Guacamaya del área Huizachal-Peregrina, a la que Carrillo-Bravo (1961) la considera del Pérmico.

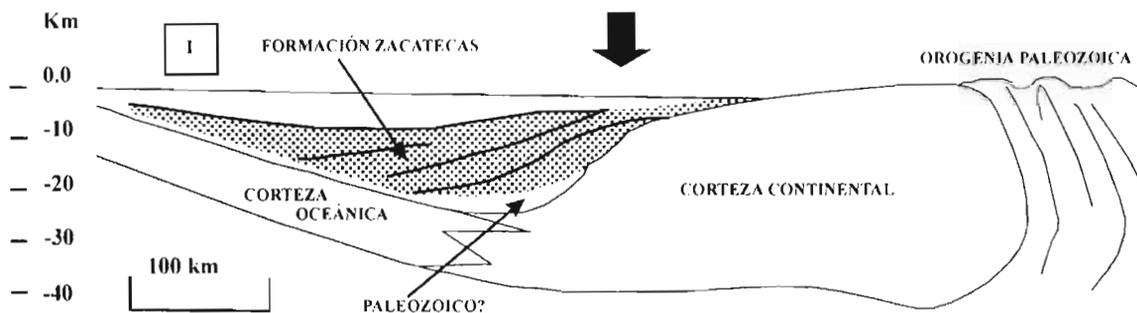
#### **f) Ambiente de depósito**

Tradicionalmente la Formación Zacatecas ha sido descrita como marina, debido a su contenido faunístico y por su carácter turbidítico. Silva-Romo (1993) y Silva-Romo *et al.*, (1993, 1994) la interpretan como producto de los depósitos de un abanico submarino.

Según las características observadas en los afloramientos que ocurren en el área de la Sierra de Real de Catorce, así como en la Sierras de Salinas, Charcas y Presa de Santa Gertrudis, se confirma este carácter turbidítico con alternancia rítmica de areniscas o grauwacas que pueden interpretarse como pertenecientes al abanico submarino antes mencionado, aunque aquí ocurren algunos bancos o lentes conglomeráticos en la parte superior de la secuencia, con una textura con soporte de granos y un intenso retrabajamiento, sorteo y madurez composicional que hacen pensar en depósitos de canales, que además contienen restos de plantas muy fragmentados como indicadores de una facies muy proximal del abanico en cuestión o bien una facies deltaica distal.

**g) Interpretación y marco tectónico**

La Formación Zacatecas representa un antiguo ambiente de deposición siliciclástica, tal como turbidítica tipo flysch o una secuencia de un abanico submarino (Figura 15). Podría haberse acumulado en el Océano Paleopacífico (Pantasia), previo a la subducción mesozoica a lo largo de la evolucionada margen activa del occidente de Norteamérica (Pangea) y previo a la actividad de arco volcánico del Triásico-Jurásico. La deposición turbidítica a lo largo de la margen continental pasiva fue aparentemente en respuesta a una disminución global en el nivel del mar durante el Permico y Triásico (*op. cit.*, Vail *et al.*, 1977).

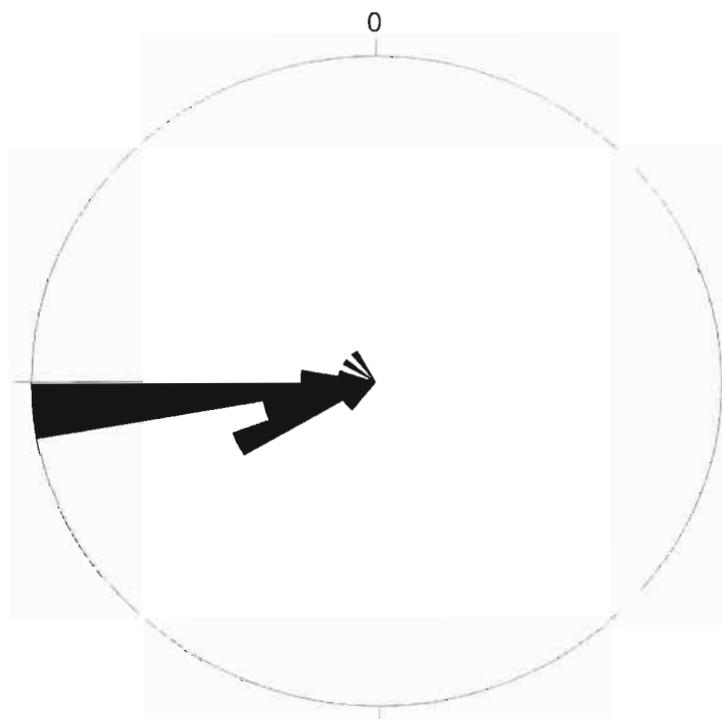


**FIGURA 15.** Modelo tectónico que muestra la forma de deposición de la Formación Zacatecas durante el Triásico Tardío debido a la Orogenia Paleozoica (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 1998).

## CAPÍTULO 5

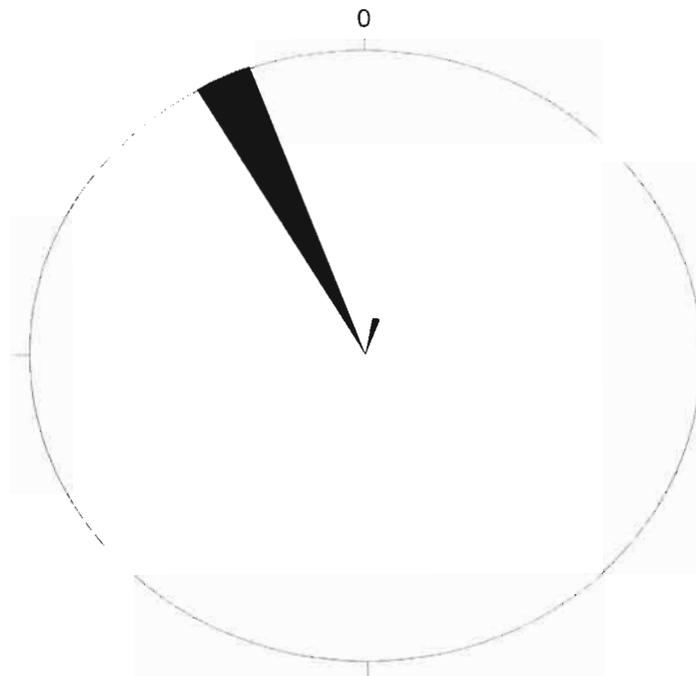
### INTERPRETACIÓN DEL MODELO SEDIMENTOLÓGICO

En este capítulo se plantea un modelo para un abanico submarino basado en los datos recolectados (Anexo 1) en los diferentes afloramientos de la Formación Zacatecas expuestos en las áreas de la Sierra de Charcas (Anexo 3), así como en la Sierra de Peñón Blanco, La Ballena (Anexo 5) a partir de las estructuras sedimentarias medidas como las marcas de rizaduras (*ripple marks*), turboglifos (*flute casts*), marcas de surcos (*groove casts*), calcos de carga (*load casts*). Como se mencionó anteriormente, se utilizó el Programa **StereoNett** Ver. 2.10 para la elaboración de los diagramas de direcciones de paleocorrientes (Figuras 16-25).



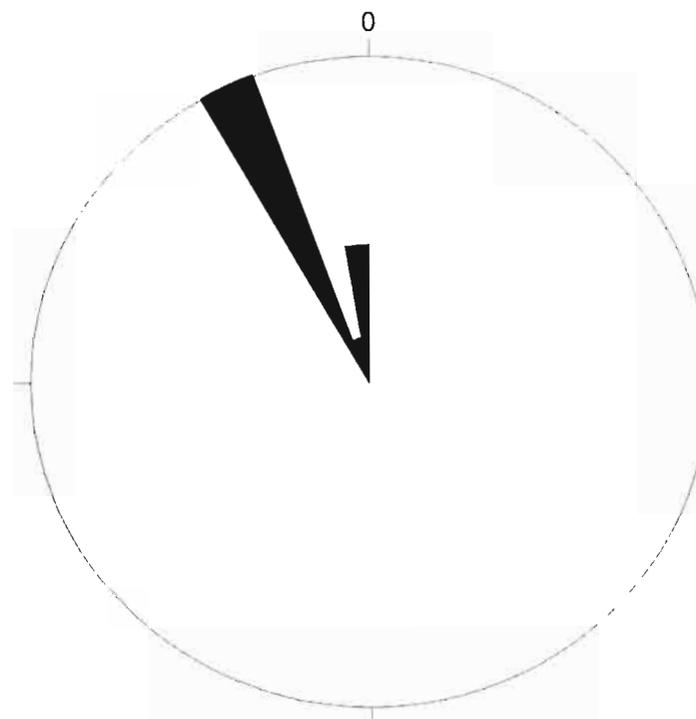
San Rafael-Charcas (0273804 / 2553590)

**FIGURA 16.** Datos correspondientes a la localidad de San Rafael, Charcas con tendencia W-SW.



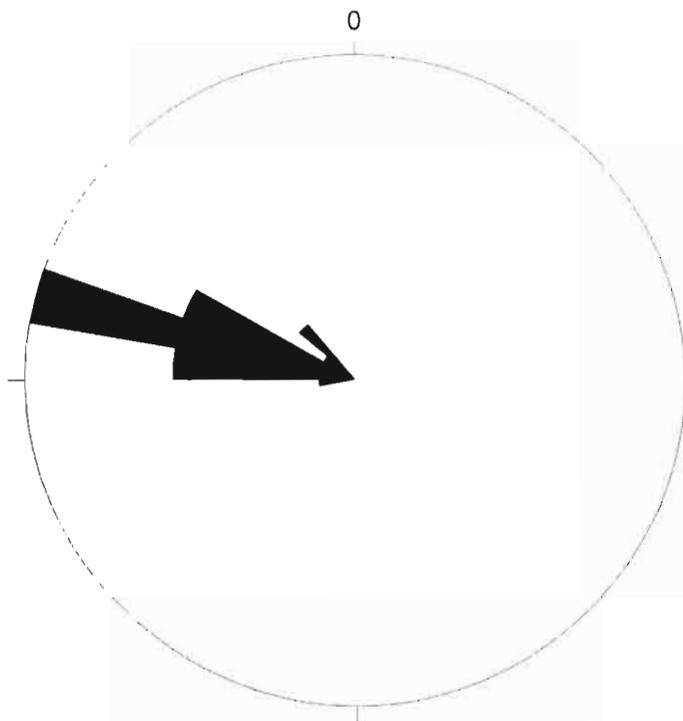
**San Rafael-Charcas (0273616 / 2553512)**

**FIGURA 17.** Datos correspondientes a la localidad de San Rafael, Charcas con tendencia hacia el NW.



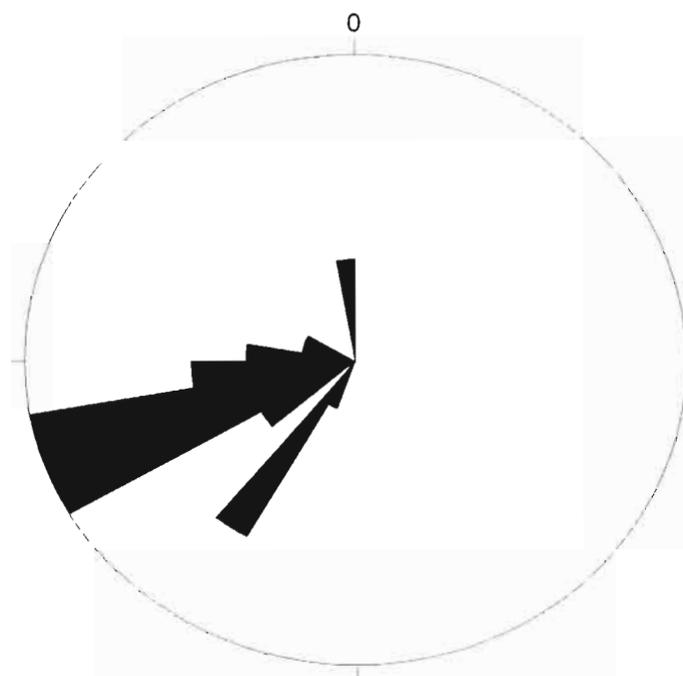
**San Rafael-Charcas (0273616 / 2553512)**

**FIGURA 18.** Datos correspondientes a la localidad de San Rafael, Charcas con tendencia al NW.



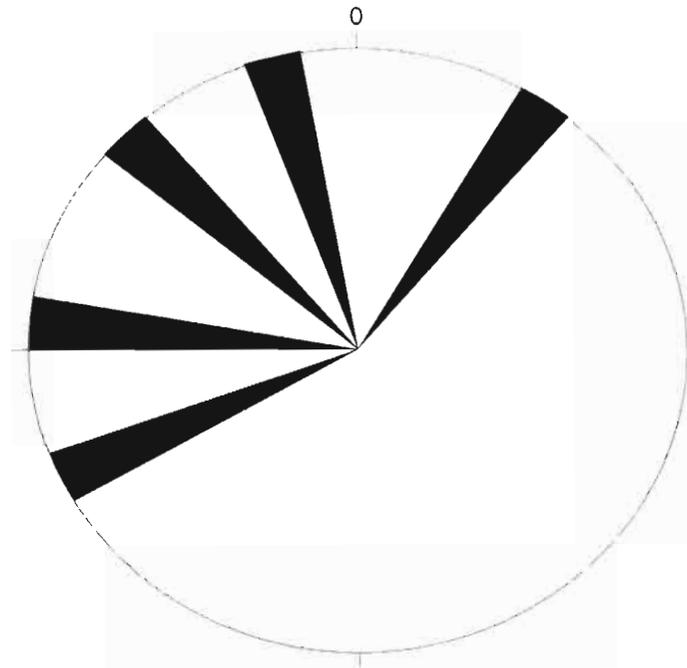
**La Ballena, Sierra de Salinas (0222775 / 2485562)**

**FIGURA 19.** Datos pertenecientes a la localidad de La Ballena, Sierra de Salinas, tendiendo hacia el W-NW.



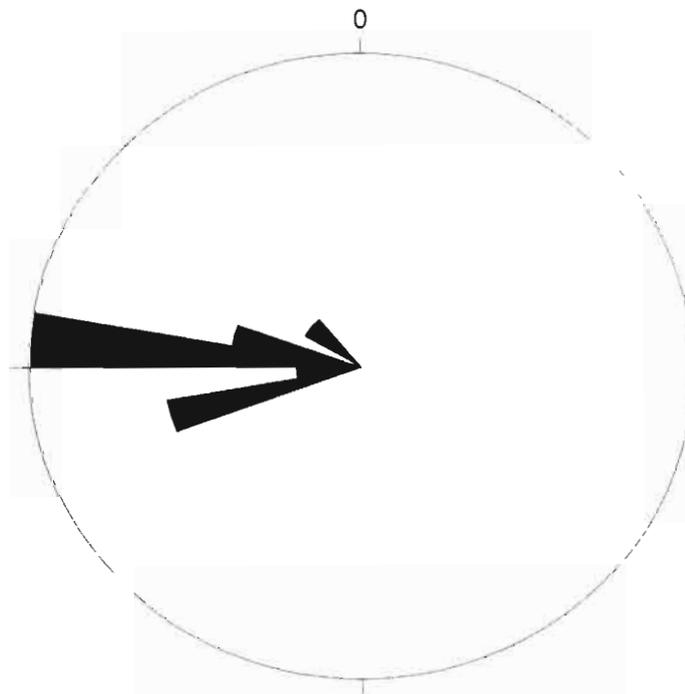
**San Rafael, Charcas (0272904 / 2552967)**

**FIGURA 20.** Datos pertenecientes a la localidad de San Rafael, Sierra de Charcas, con preferencia al SW.



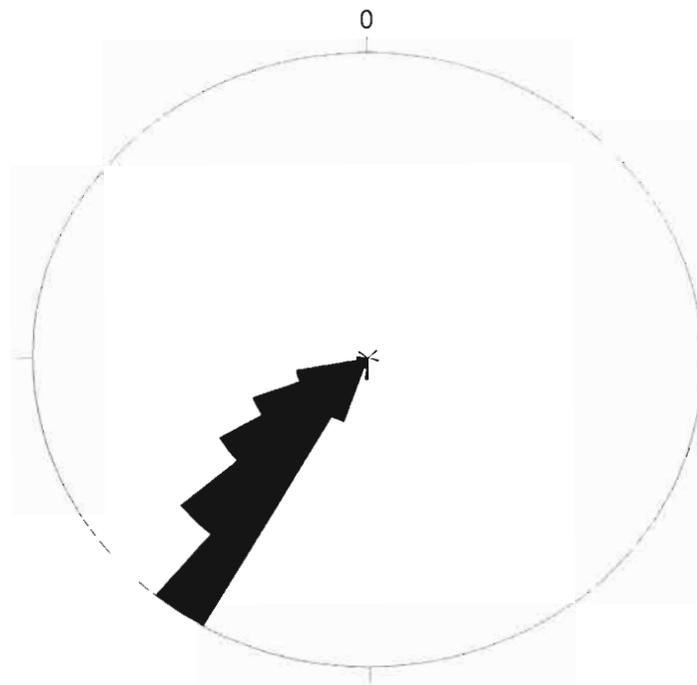
**San Rafael, Charcas (0272693 / 2552717)**

**FIGURA 21.** Datos pertenecientes a la localidad de San Rafael, Sierra de Charcas, indicando hacia el NW.



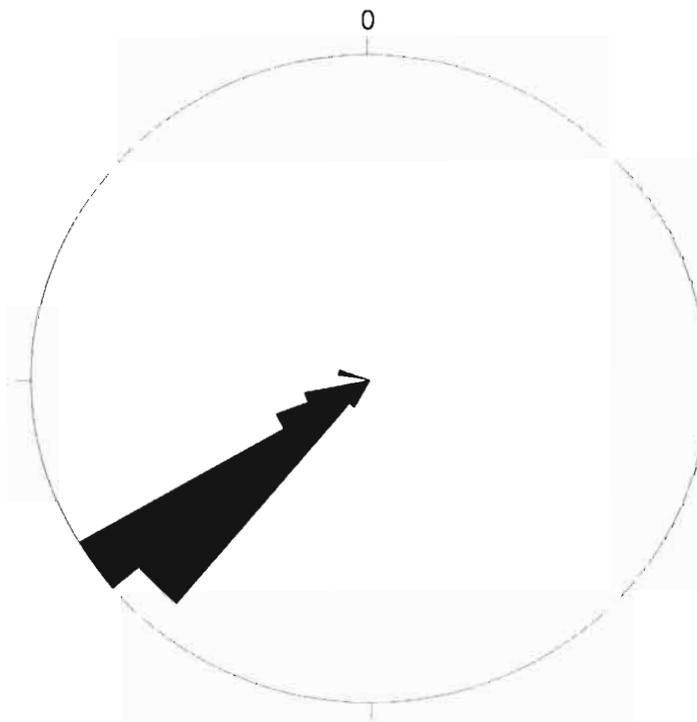
**San Rafael, Charcas (0272693 / 2552738)**

**FIGURA 22.** Datos pertenecientes al área San Rafael, Sierra de Charcas, con tendencia al SW-W-NW.



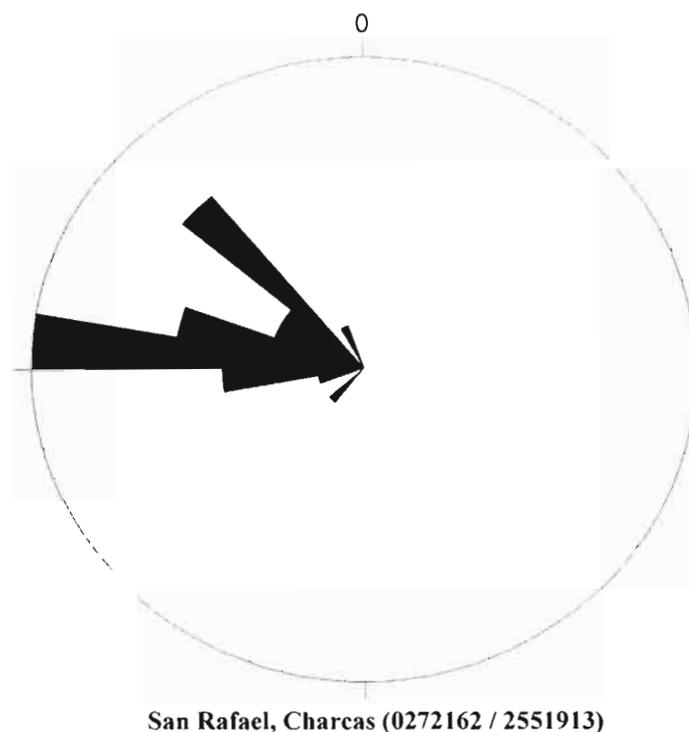
San Rafael, Charcas (0272521 / 2552246)

**FIGURA 23.** Datos pertenecientes al área de San Rafael, Sierra de Charcas, con tendencia al SW.



San Rafael, Charcas (0272070 / 2551878)

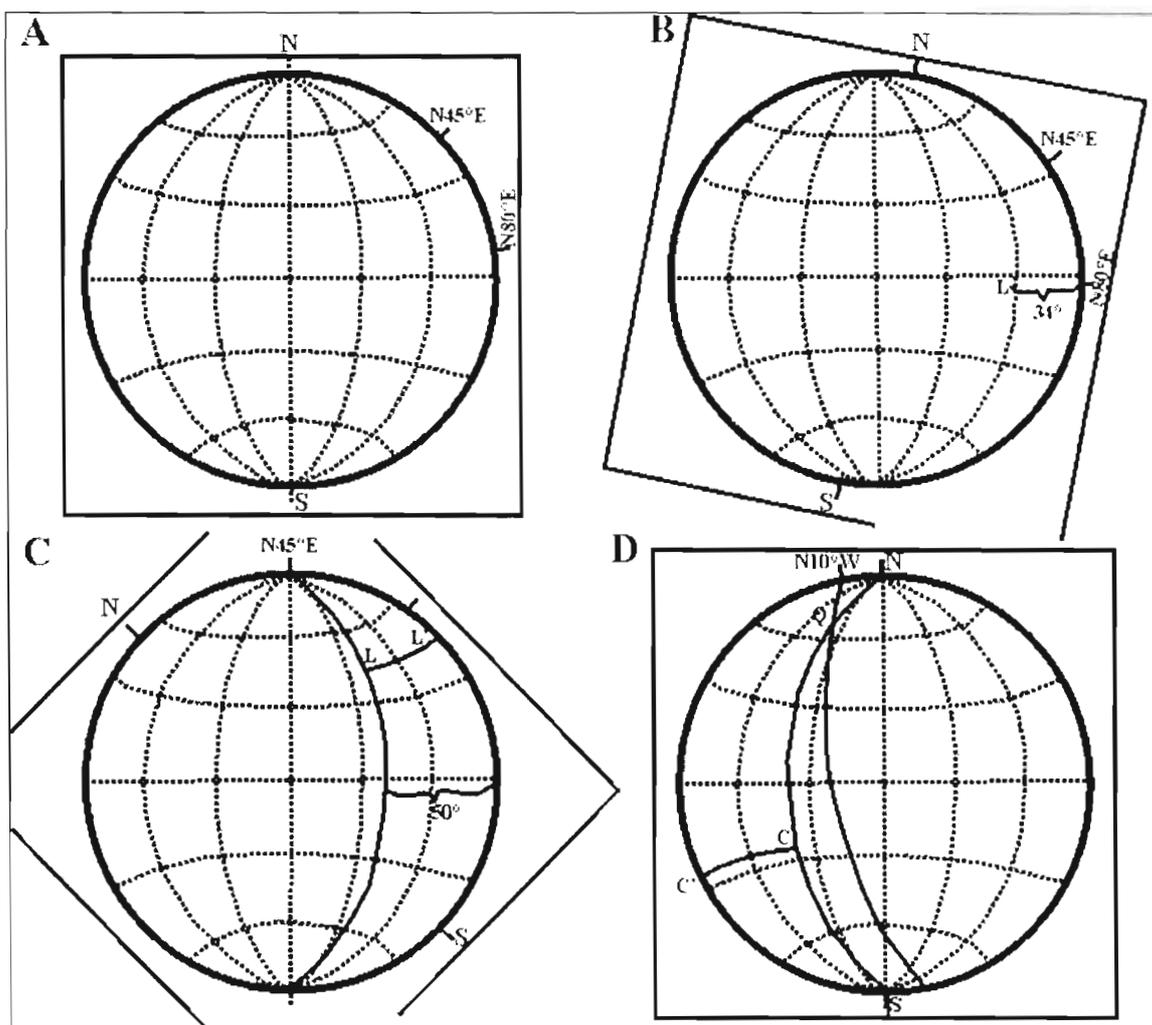
**FIGURA 24.** Datos correspondientes al área de San Rafael, Sierra de Charcas con tendencia al SW.



**FIGURA 25.** Diagramas a partir de los datos medidos en la Formación Zacatecas de las diferentes marcas sedimentarias. La dirección resultante es mayormente hacia el NW, pero otro grupo de medidas, se proyectan hacia el SW.

La dirección predominante en los diagramas revela claramente el poniente, como la principal dirección a la que van dirigidas las estructuras medidas, existiendo direcciones de paleocorrientes hacia el noroeste y al suroeste. Esto es posible debido a que estas marcas fueron formadas a lo largo de canales que poseían varias direcciones dentro del cuerpo del abanico submarino, además de que el abanico tuvo varias etapas de depositación a lo largo del período en el cual se desarrolló.

El principio para la rotación de los indicadores de corriente (en este caso las estructuras sedimentarias medidas) hacia su posición original es la rotación de planos (estratificación) y lineares sobre dichos planos (direcciones de corriente) por medio de una falsilla de Schmidt (Figura 26). En este caso dicha operación se ha hecho con ayuda del programa **Stereo-Nett**, Versión 2.10.



**FIGURA 26.** Procedimiento para la corrección por rotación de los datos indicadores de paleocorrientes (ilustración tomada de Compton, 1985)

Como se muestra en la Figura 26, los datos que corresponden a la estratificación (planares), pueden ser rotados a su posición horizontal original anterior al plegamiento, en tanto que los indicadores de corriente (lineares) rotan de igual forma, siguiendo trayectorias a lo largo de los paralelos. A partir de este ejemplo, se puede apreciar el proceso por el cual los datos fueron corregidos, para obtener la dirección real de las paleocorrientes existentes.

Es importante considerar, que en el proceso de rotación, algunas direcciones se invierten  $180^\circ$ , lo cual es ilógico y únicamente es el resultado de la rotación de un lineal que posee una orientación, no un sentido, como es en realidad una dirección de corriente, por lo que estos puntos, deberán de ser rotados nuevamente  $180^\circ$  para obtener dicha dirección de la paleocorriente. Ilger (2004) realizó diagramas de este tipo para datos recolectados de

estructuras en el área de la Sierra de Salinas, arrojando resultados similares a los aquí presentados.

Los diagramas arriba referidos y sus correspondientes direcciones, señalan la presencia de un abanico submarino (medio y exterior; de acuerdo a las facies presentes en este; Ricci y Mutti Lucchi, 1972) que se expandía desde la parte Central de México hacia la parte occidental.

## CONCLUSIONES

Es clara la presencia de un antiguo abanico submarino en la porción occidental del Estado de San Luis Potosí, específicamente en las áreas de la Sierra de Catorce, Charcas, Sierra de Salinas (“*La Ballena*”) y Presa de Santa Gertrudis gracias a rasgos que nos permiten reconstruir las antiguas paleocorrientes, tales como estructuras sedimentarias (rizaduras, calcos de carga, surcos, restos de plantas, huellas de organismos, etc.), así como a criterios petrográficos y litológicos, se pueden reconocer algunas facies y subfacies características de estos ambientes, ya que algunas de estas marcas son características de ciertas facies, que solo están presentes en este tipo de ambientes de depositación. De esta manera se ha interpretado la presencia, principalmente de las facies C y D, debido a la interstratificación de arenisca-lutita, y en parte la facies E y en menor grado o casi nula la facies B, lo que permite situar al abanico como medio (Sierra de Salinas) a exterior (Sierras de Catorce y Charcas), aclarando aquí que las secuencias comparadas pueden estar representando niveles y etapas de la evolución del abanico en tiempos ligeramente diferentes, siendo en este caso la distribución de dichas facies un parámetro relativo, al momento de hacer una reconstrucción paleogeográfica.

También gracias a las relaciones granulométricas y espesores de las areniscas en relación con las lutitas, se puede interpretar que las secuencias expuestas en las áreas de la Sierra de Catorce y Charcas, corresponden más bien a la parte distal del antiguo abanico submarino. Cabe mencionar que en la Sierra de Charcas, sobre Arroyo Hondo, hacia el sur, las areniscas se van presentando con un grosor mayor y de aspecto más masivo, hasta casi desaparecer por completo los horizontes de lutitas, presentando las características de la facies A, lo cual podría evidenciar incluso en esta área, la presencia de una parte proximal del abanico submarino o parte inferior de este.

La dirección predominante de las estructuras medidas, revela sin duda alguna el poniente, como la principal dirección hacia donde van dirigidas las paleocorrientes, existiendo direcciones hacia el noroeste y al suroeste. Esto puede revelar la expansión del abanico

submarino desde la región centro-este hasta la parte occidental de México, desembocando en el Océano Pacífico para aquel tiempo y arrastrando fragmentos de origen continental.

La fuente de proveniencia de los sedimentos formadores de la secuencia siliciclástica marina tienen un origen predominantemente de carácter de bloque continental para el área de la Sierra de Catorce, según estudios previos (Hoppe, 2000), mientras que para el área de La Ballena el origen corresponde a un orogeno retrabajado (Silva-Romo *et al.*, 2000); no obstante las muestras correspondientes a la Sierra de Charcas denotan un ambiente mezclado (Dickinson, 1985). Esto podría deberse a los diferentes bloques por los cuales atravesaron los sedimentos acarreados a lo largo de su transporte para finalmente depositarse como la secuencia conocida, ya que en algunos lugares las areniscas pueden poseer más fragmentos clásticos de un ambiente que de otro.

Aquí serían recomendables algunos otros estudios que permitan esclarecer en detalle los ambientes de procedencia. Dichos estudios en parte se están realizando, como son los estudios geoquímicos y un mayor número análisis petrográficos con el mismo objetivo.

Sería de igual forma recomendable la aplicación de métodos isotópicos para establecer una mejor correlación de las secuencias expuestas en los diferentes afloramientos.

Se recomienda también la aplicación de métodos geofísicos regionales de exploración, para reconocer la estructura y distribución de esta unidad en el subsuelo y su conexión con las facies fluviales del noreste de México, dada la importancia económica que pudieran estas facies representar.

## ANEXO 1

En esta sección se anexa la tabla con los datos recolectados de los diferentes tipos de marcas medidos sobre la Formación Zacatecas en las áreas de la Sierra de Charcas (San Rafael, Labor de La Cruz) y Sierra de Salinas (La Ballena). A partir de estos datos se elaboraron los diagramas de roseta con el Programa Stereo-Nett ver. 2.10 y en base a estos se elaboro el modelo de direcciones de paleocorrientes para el abanico submarino propuesto. Los puntos del apartado P11 pertenecen a Ilger (2004).

Nr.	Afloramiento Coordenadas	Posición de Capa	Tipo de marca	Dato Original	Dato Corregido
<b>P01</b>	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Estratificación	355°/15°	329°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	265°/15°	261°/07°
002	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	254°/15°	272°/14°
003	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	307°/15°	221°/05°
004	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	286°/15°	241°/09°
005	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	278°/15°	249°/11°
006	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	251°/15°	275°/18°
007	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	222°/15°	304°/25°
008	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	262°/15°	264°/15°
009	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	267°/15°	259°/14°
010	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	275°/15°	251°/12°
011	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	241°/15°	284°/21°
012	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	275°/15°	251°/12°
013	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	90°/15°	264°/16°
014	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	266°/15°	260°/14°
015	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	264°/15°	262°/15°
016	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	90°/15°	264°/16°
017	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	293°/15°	234°/08°
018	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	265°/15°	261°/14°
019	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	257°/15°	269°/16°
020	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	90°/15°	264°/16°
021	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	280°/15°	247°/11°
022	San Rafael, Charcas / 0273804, 2553590	Normal	Ripples	287°/15°	240°/09°
<b>P02</b>	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Estratificación	344°/76°	12°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	70°/76°	330°/13°
002	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	65°/76°	330°/11°
003	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	73°/76°	330°/13°
004	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	72°/76°	330°/13°
005	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	75°/76°	330°/14°
006	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	80°/76°	330°/15°
007	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	70°/76°	330°/13°
008	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Normal	Ripples	60°/76°	330°/10°
<b>P03</b>	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Estratificación	344°/76°	346°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	90°/76°	330°/17°

002	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	80°/76°	330°/15°
003	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	76°/76°	330°/14°
004	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	90°/76°	330°/17°
005	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	82°/76°	330°/15°
006	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	80°/76°	330°/15°
007	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	65°/76°	330°/11°
008	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	255°/76°	358°/13°
009	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	268°/76°	358°/10°
010	San Rafael, Charcas / 0273616, 2553512	Inversa	Turboglifos	258°/76°	358°/13°
<b>P04</b>	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Estratificación	155°/26°	291°/00°
001	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	205°/11°	285°/06°
002	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	208°/19°	286°/02°
003	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	214°/10°	277°/04°
004	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	210°/14°	282°/01°
005	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	218°/05°	272°/07°
006	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	206°/11°	285°/06°
007	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	182°/26°	311°/02°
008	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	198°/20°	295°/00°
009	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	204°/09°	286°/08°
010	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	210°/12°	282°/03°
011	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	198°/15°	294°/04°
012	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	206°/20°	288°/03°
013	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	216°/12°	276°/01°
014	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	216°/10°	275°/03°
015	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	220°/05°	270°/06°
016	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	196°/10°	294°/10°
017	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	220°/03°	269°/08°
018	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	202°/10°	288°/08°
019	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	204°/08°	286°/09°
020	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	176°/15°	314°/09°
021	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	202°/20°	292°/01°
022	La Ballena, Zacatecas / 0222775, 2485562	Inversa	Groove Casts	189°/19°	303°/03°
<b>P05</b>	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Estratificación	57°/31°	238°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	232°/44°	251°/75°
002	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	233°/51°	255°/82°
003	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	233°/50°	253°/81°
004	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	246°/44°	213°/74°
005	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	256°/50°	358°/76°
006	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	237°/41°	237°/72°
007	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	215°/45°	290°/71°
008	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	231°/44°	253°/75°
009	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	228°/51°	274°/80°
010	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	234°/31°	242°/62°
011	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	230°/36°	251°/66°
012	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	222°/37°	267°/66°
013	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	235°/48°	244°/79°
014	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	236°/50°	241°/81°
015	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	228°/49°	269°/79°

016	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	224°/45°	272°/74°
017	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	249°/42°	208°/71°
018	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	244°/49°	212°/79°
019	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	245°/41°	218°/71°
020	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	233°/27°	244°/58°
021	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	234°/33°	243°/64°
022	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	236°/44°	240°/75°
023	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	231°/47°	256°/77°
024	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	212°/41°	289°/66°
025	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	228°/49°	269°/79°
026	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	246°/41°	216°/71°
027	San Rafael, Charcas / 0272904, 2552967	Normal	Ripples Lingoides	260°/50°	351°/74°
<b>P06</b>	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552717	Inversa	Estratificación	23°/81°	35°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552717	Inversa	Groove Casts	316°/41°	248°/11°
002	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552717	Inversa	Groove Casts	106°/47°	340°/02°
003	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552717	Inversa	Groove Casts	112°/20°	313°/02°
004	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552717	Inversa	Groove Casts	306°/15°	276°/10°
<b>P07</b>	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Estratificación	259°/20°	254°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	240°/02°	279°/17°
002	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	211°/14°	305°/00°
003	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	237°/02°	282°/16°
004	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	238°/03°	281°/16°
005	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	259°/06°	259°/14°
006	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	244°/01°	275°/18°
007	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	259°/01°	259°/19°
008	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	248°/05°	270°/15°
009	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	244°/01°	271°/12°
010	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	247°/08°	275°/18°
011	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	18°/14°	266°/18°
012	San Rafael, Charcas / 0272693, 2552738	Normal	Ripples	252°/02°	317°/04°
<b>P08</b>	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Estratificación	34°/84°	42°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	220°/86°	220°/08°
002	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	285°/84°	219°/09°
003	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	272°/85°	216°/08°
004	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	01°/87°	214°/09°
005	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	217°/87°	220°/09°
006	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	08°/83°	211°/10°
007	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	180°/85°	226°/21°
008	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	252°/71°	206°/16°
009	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	176°/77°	212°/10°
010	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	187°/85°	209°/01°
011	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	75°/83°	244°/19°
012	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	278°/58°	219°/28°
013	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	226°/67°	219°/10°
014	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	264°/84°	226°/26°
015	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	242°/67°	222°/18°
016	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	246°/76°	257°/32°
017	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	266°/42°	270°/34°

018	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	268°/31°	237°/34°
019	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	248°/55°	255°/25°
020	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	274°/46°	249°/28°
021	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	266°/50°	233°/23°
022	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	260°/65°	251°/37°
023	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	256°/44°	231°/18°
024	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	267°/70°	234°/18°
025	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	270°/67°	238°/47°
026	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	237°/44°	231°/41°
027	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	235°/52°	223°/10°
028	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	277°/80°	217°/09°
029	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	254°/86°	244°/08°
030	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	299°/60°	232°/09°
031	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	292°/72°	215°/08°
032	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	236°/88°	215°/07°
033	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	251°/89°	235°/02°
034	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	324°/68°	241°/09°
035	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	296°/63°	216°/11°
036	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	232°/85°	234°/13°
037	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	282°/69°	185°/16°
038	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	146°/60°	222°/12°
039	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	268°/80°	226°/13°
040	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	274°/76°	210°/03°
041	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	81°/85°	183°/06°
042	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	126°/59°	108°/08°
043	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	140°/84°	219°/15°
044	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	244°/80°	213°/07°
045	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	182°/89°	213°/05°
046	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	82°/89°	211°/04°
047	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	90°/86°	216°/12°
048	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	234°/84°	214°/06°
049	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	296°/90°	265°/07°
050	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	300°/39°	300°/13°
051	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	291°/05°	227°/21°
052	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	252°/70°	249°/09°
053	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	296°/55°	238°/10°
054	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	292°/66°	248°/01°
055	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	314°/55°	218°/08°
056	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	06°/86°	252°/05°
057	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	304°/52°	221°/05°
058	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	308°/83°	221°/00°
059	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	347°/81°	234°/14°
060	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	279°/69°	234°/12°
061	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	286°/69°	233°/21°
062	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	264°/66°	252°/02°
063	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	308°/52°	253°/05°
064	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	303°/51°	228°/09°
065	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	290°/76°	213°/06°

066	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	130°/89°	218°/08°
067	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	274°/85°	210°/08°
068	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	153°/85°	221°/02°
069	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	337°/82°	208°/23°
070	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	197°/72°	216°/10°
071	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	244°/85°	194°/21°
072	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	164°/66°	223°/26°
073	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	236°/68°	214°/22°
074	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	214°/74°	214°/11°
075	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	218°/85°	228°/31°
076	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	241°/62°	209°/20°
077	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	195°/75°	212°/12°
078	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	192°/84°	227°/27°
079	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	243°/65°	201°/15°
080	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	160°/75°	238°/31°
081	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	253°/56°	225°/29°
082	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	238°/65°	246°/22°
083	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	274°/55°	248°/17°
084	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	282°/55°	218°/27°
085	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	224°/69°	204°/27°
086	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	192°/67°	224°/28°
087	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	236°/66°	228°/23°
088	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	250°/68°	241°/27°
089	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	262°/57°	240°/33°
090	San Rafael, Charcas / 0272521, 2552246	Vertical	Groove Casts	253°/54°	225°/17°
<b>P09</b>	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	<b>Estratificación</b>	35°/19°	220°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	240°/35°	249°/52°
002	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	240°/25°	246°/42°
003	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	229°/36°	235°/54°
004	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	247°/13°	251°/29°
005	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	226°/27°	229°/46°
006	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	227°/28°	230°/46°
007	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	215°/20°	215°/39°
008	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	224°/19°	226°/38°
009	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	112°/22°	285°/17°
010	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	220°/21°	221°/40°
011	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	243°/10°	246°/27°
012	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	228°/23°	231°/41°
013	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	230°/24°	234°/42°
014	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	230°/19°	233°/37°
015	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	230°/30°	235°/48°
016	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	230°/14°	232°/32°
017	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	229°/20°	232°/38°
018	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	223°/21°	225°/40°
019	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	233°/28°	238°/46°
020	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	226°/34°	230°/52°
021	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	224°/24°	226°/43°
022	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	225°/18°	227°/37°

023	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	251°/16°	256°/31°
024	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	224°/30°	227°/49°
025	San Rafael, Charcas / 0272070, 2551878	Normal	Ripples	226°/29°	229°/48°
<b>P10</b>	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Estratificación	220°/20°	225°/00°
001	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	169°/01°	272°/11°
002	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	174°/05°	266°/09°
003	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	174°/06°	266°/08°
004	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	158°/02°	283°/07°
005	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	156°/03°	284°/06°
006	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	164°/04°	276°/07°
007	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	166°/07°	274°/05°
008	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	155°/04°	285°/04°
009	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	168°/03°	273°/09°
010	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	163°/05°	277°/06°
011	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	149°/04°	291°/03°
012	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	185°/06°	255°/10°
013	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	167°/04°	274°/08°
014	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	142°/00°	299°/04°
015	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	123°/05°	315°/07°
016	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	123°/01°	316°/03°
017	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	139°/01°	301°/02°
018	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	127°/01°	312°/02°
019	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	136°/01°	304°/01°
020	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	129°/00°	311°/00°
021	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	102°/01°	336°/10°
022	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	121°/01°	318°/04°
023	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	152°/06°	287°/02°
024	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	177°/15°	261°/00°
025	San Rafael, Charcas / 0272162, 2551913	Normal	Ripples	164°/05°	276°/06°
<b>P11</b>	La Ballena, Zacatecas / 0223184, 2485519	Normal	Estratificación	140°/24°	
001	La Ballena, Zacatecas / 0224589, 2485036	Normal	Ripples	217°/07°	33°/04°
002	La Ballena, Zacatecas / 0224426, 2485125	Normal		276°/02°	45°/70°
003	La Ballena, Zacatecas / 0224227, 2484974	Normal	Ripples	278°/29°	89°/42°
004	La Ballena, Zacatecas / 0223902, 2484975	Inversa		199°/04°	214°/24°
005	La Ballena, Zacatecas / 0224409, 2484899	Inversa		229°/13°	54°/04°
006	La Ballena, Zacatecas / 0224061, 2485539	Inversa		234°/04°	54°/04°
007	La Ballena, Zacatecas / 0224618, 2485070	Normal	Ripples	169°/11°	170°/15°
008	La Ballena, Zacatecas / 0223739, 2484876	Inversa		222°/13°	223°/04°
009	La Ballena, Zacatecas / 0223543, 2484558	Normal	Ripples	232°/01°	233°/04°
010	La Ballena, Zacatecas / 0223354, 2484259	Inversa		186°/07°	185°/14°
011	La Ballena, Zacatecas / 0221902, 2485172	Inversa	Ripples	216°/12°	216°/13°
012	La Ballena, Zacatecas / 0222278, 2485205	Inversa		284°/28°	90°/05°
013	La Ballena, Zacatecas / 0221975, 2485240	Inversa		139°/10°	137°/18°
014	La Ballena, Zacatecas / 0222182, 2485218	Inversa		120°/06°	115°/11°
015	La Ballena, Zacatecas / 0222369, 2485326	Normal		274°/03°	92°/09°
016	La Ballena, Zacatecas / 0224230, 2484456	Inversa		215°/17°	40°/06°
017	La Ballena, Zacatecas / 0224736, 2484429	Inversa		211°/19°	221°/11°
018	La Ballena, Zacatecas / 0224869, 2484616	Inversa		213°/33°	24°/18°

**ANEXO 2**  
**PETROGRAFÍA**

Se anexa la descripción de láminas delgadas, elaboradas para la determinación de la petrografía que se incluye en este trabajo. Excluyendo las láminas correspondientes a unidades que durante el desarrollo del trabajo se han considerado diferentes de la Formación Zacatecas. Se incluyen las láminas previamente elaboradas del área de Real de Catorce y que fueron facilitadas por el Dr. J. R. Barboza, para ser consideradas con el mismo objetivo y básicamente en el conteo de puntos.

**REAL DE CATORCE**

**RC-04-2-01**

**Muestra megascópica**

Roca sedimentaria clástica con tamaño de grano fino a medio (0.25-0.125 mm), de color amarillo claro, recolectada en las cercanías de Real de Catorce. Esta constituida por cuarzo en más de un 70%. La muestra se halla silicificada y posee una porosidad mínima de un 5%.

**Lamina delgada**

Al microscopio se observa una textura de microbrecha, con escasa matriz de fragmentos de cuarzo, sorteamiento pobre y mala esfericidad (angular a subangular), tamaño de los granos de arena fina a muy fina (0.25-0.125 mm). Esta conformada en un 80-90% de cuarzo monocristalino de extinción ondulosa con lamelas de deformación y fracturas. También se observa un porcentaje mínimo de cuarzo policristalino (5%) y cemento silíceo.

**Clasificación de la muestra**

Arenisca de cuarzo, de grano medio

**RC-04-2-07**

**Muestra megascópica**

Roca sedimentaria clástica de tamaño de granos finos a muy finos, de color café claro. En la roca se observan algunas microfracturas. El componente principal es lutita

(0.0625-0.0312mm). Se ven algunos minerales claros, los cuales podrían ser feldespatos con un poco de alteración. La estructura es masiva.

### **Lamina delgada**

La muestra presenta un sorteamiento moderado, con un grado de esfericidad bajo que va de anguloso a subanguloso. Los fragmentos contenidos principalmente son de cuarzo monocristalino (20%), feldespato (20%), plagioclasa (10%), en una matriz oxidada (30%). Se observan algunas estructuras en los granos de cuarzo, que parecen ser lamelas de deformación, resultado de un posible esfuerzo de compresión.

### **Clasificación de la muestra**

La muestra corresponde a una litarenita ó sublitarenita.

## **RC- PTR-23 a y b**

### **Muestra megascopica**

Muestra tomada de la unidad cartografiada como "Formación Zacatecas" en el poblado de Los Catorce. En el afloramiento, se observa una secuencia de capas a bancos de varios cm., hasta poco menos de 1 metro de arenisca color gris a verde amarillento por intemperismo, alternando con capas de lutita color gris a pardo y amarillento en superficie intemperizada. Principalmente las lutitas están afectadas por intensa foliación, que en algunas zonas y por la intersección de la foliación principal y una especie de foliación paralela a la estratificación que es casi vertical, forma estructuras de "*pensil*" o "*grifeln*", subparalelas a los ejes de pliegues casi verticales. La muestra que aquí se describe, fue tomada de las capas de areniscas sucias o grauwas.

### **Lamina delgada**

Numerosos cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa y formas angulosas a poco arredondeadas, del tamaño de arena fina a media (35%), además ocurren cuarzos policristalinos en menos proporción. Feldespato alcalino (5%), contiene fragmentos de rocas como otras areniscas (5%) y micas blancas (biotita) en pequeñas hojuelas (<3%), además de contener fragmentos de opacos mayores con clorita, además de agregados pequeños en

la matriz. Posee una matriz arcillosa, de grano fino, silicificación y agregados de fragmentos opacos muy finos (40%). La textura corresponde a una microbrecha con fragmentos de clastos del tamaño de arena fina, no redondeadas “matrix supported”.

### **Clasificación de la muestra**

Por sus características, se clasifica como una grauwaca, debido a su alto contenido de matriz y algunos componentes líticos, pero escasos.

## **CHARCAS**

### **CH-G-00**

#### **Muestra megascopica**

Roca sedimentaria clástica de color amarillo pálido a ligeramente blancuzco, de estructura masiva con tamaño de grano de arena fina a muy fina (0.25-0.125%). Porosidad poca a moderada. La muestra de mano presenta una microfractura rellena de óxidos de Fe.

#### **Lamina delgada**

Al microscopio se observa su gran porosidad (20%). Sorteamiento de pobre a moderado. Grado de esfericidad de buena a moderada (subangular a subredondeada).

Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa en un 40-50%. Algunos cuarzos se encuentran fuertemente fracturados. Cuarzo policristalino (10%), mineral opaco (3%), matriz silicea (10-15%).

### **CH-G-01**

#### **Muestra megascopica**

Roca sedimentaria clástica de grano fino, pseudoestratificada, presenta algunas microfracturas rellenas por óxidos, sus componentes principales son: cuarzo, feldespato y algunos minerales metálicos en menor cantidad. La muestra presenta un color oscuro en la parte superior (limolita) y un color gris verduzco en la parte inferior (lutita).

**Lamina delgada**

Roca sedimentaria clástica de tamaño de grano fino a muy fino (0.125-0.0625), con un 40% de matriz, los granos tienen una esfericidad baja (angular-subangular), la matriz se encuentra en estado de oxidación principalmente, al parecer se nota la presencia de algunas pequeñas micas. El mineral predominante es cuarzo monocristalino (40%) el cual presenta una extinción poco ondulante y feldespato. Contiene un pequeño porcentaje de minerales metálicos (8%).

**CH-G-03****Muestra megascópica**

Roca sedimentaria clástica casi similar a la muestra *CH-G-04*, sólo que esta presenta mayor porosidad (20%) y es más oscura, como de gris oscuro a verde oscuro, parece ser masiva, y se distingue algo de estratificación o laminación. Pertenece a la Formación Zacatecas, en la localidad de Charcas, S.L.P. El tamaño de los cristales es de arena fina a muy fina.

**Lamina delgada**

Compuesta principalmente por cuarzo monocristalino (40%), plagioclasa (15%), glauconita (30%), cuarzo policristalino (10%), algunos óxidos como posible resultado de alteración (5%). El sorteamiento de los granos es bueno a moderado, y parece tener alta esfericidad (subangulosa a subredondeada). Tamaño de grano de arena fina a muy fina (0.125 a 0.0625mm) pasando a arcilla fina (0.0312mm). La glauconita demuestra que se formó en un medio ambiente marino. La glauconita se reconoce por agregados de pequeños cristales en grandes cantidades.

**CH-G04****Muestra megascópica**

Roca sedimentaria clástica de color amarillo pálido a blanquizco, perteneciente a la Formación Zacatecas del área de Charcas. De estructura masiva, compacta y tamaño de

grano de arena fina a muy fina, con baja porosidad y al parecer el componente principal es feldespato y la alteración de este, así como cuarzo.

### **Lamina delgada**

Tiene buen sorteamiento con bajo grado de esfericidad que va de subredondeada a subangulosa. Tamaño de grano de 0.125 a 0.0625 mm.

Contiene cuarzo monocristalino en un 20%, cuarzo policristalino (15%), óxidos metálicos (5%), feldespato (20%), plagioclasa (5%), glauconita (10%), matriz (5%), porosidad (15%). Al parecer la muestra esta en forma casi equigranular. Los fragmentos de cuarzo presentan fisurillas o microestrías al interior del cristal. Las plagioclasas presentan la macla de Carlsbad y se reconocen por su hábito tabular.

## **CH-G-05**

### **Muestra megascopica**

Roca sedimentaria clástica, masiva de tamaño grueso (1.0-2.0mm). Arena gruesa a muy gruesa con alto grado de esfericidad, de subangular a subredondeado, los cristales están soportados por matriz de un color verde parda. Algunos de los cristales se hallan alterados posiblemente a clorita, pero fueron feldespatos anteriormente.

La muestra de mano esta formada en un 40-50% de cristales de cuarzo. Muestra una leve porosidad que se halla rellena por mineral alterado. Los fragmentos más finos conforman la muestra en un 50%.

### **Lamina delgada**

Al microscopio, los fragmentos mayores no parecen ser de cuarzo, sino de feldespato alterado (30%), mientras que otros fragmentos casi de iguales dimensiones son cuarzos policristalinos (30%). Entre los fragmentos de menor tamaño se hallan plagioclasas reconocibles por la macla de Carlsbad. La forma de los cristales son en su mayoría granulares. Contiene un 10% más o menos de minerales opacos o que son ricos en óxidos. También se pueden ver unos filoncillos de lo que sería una mica. Otros fragmentos son de cuarzo mo-

nocristalino con extinción ondulosa (15%). El material más fino es glauconita, debido a su color verde parduzco (15%).

### CH-G-06

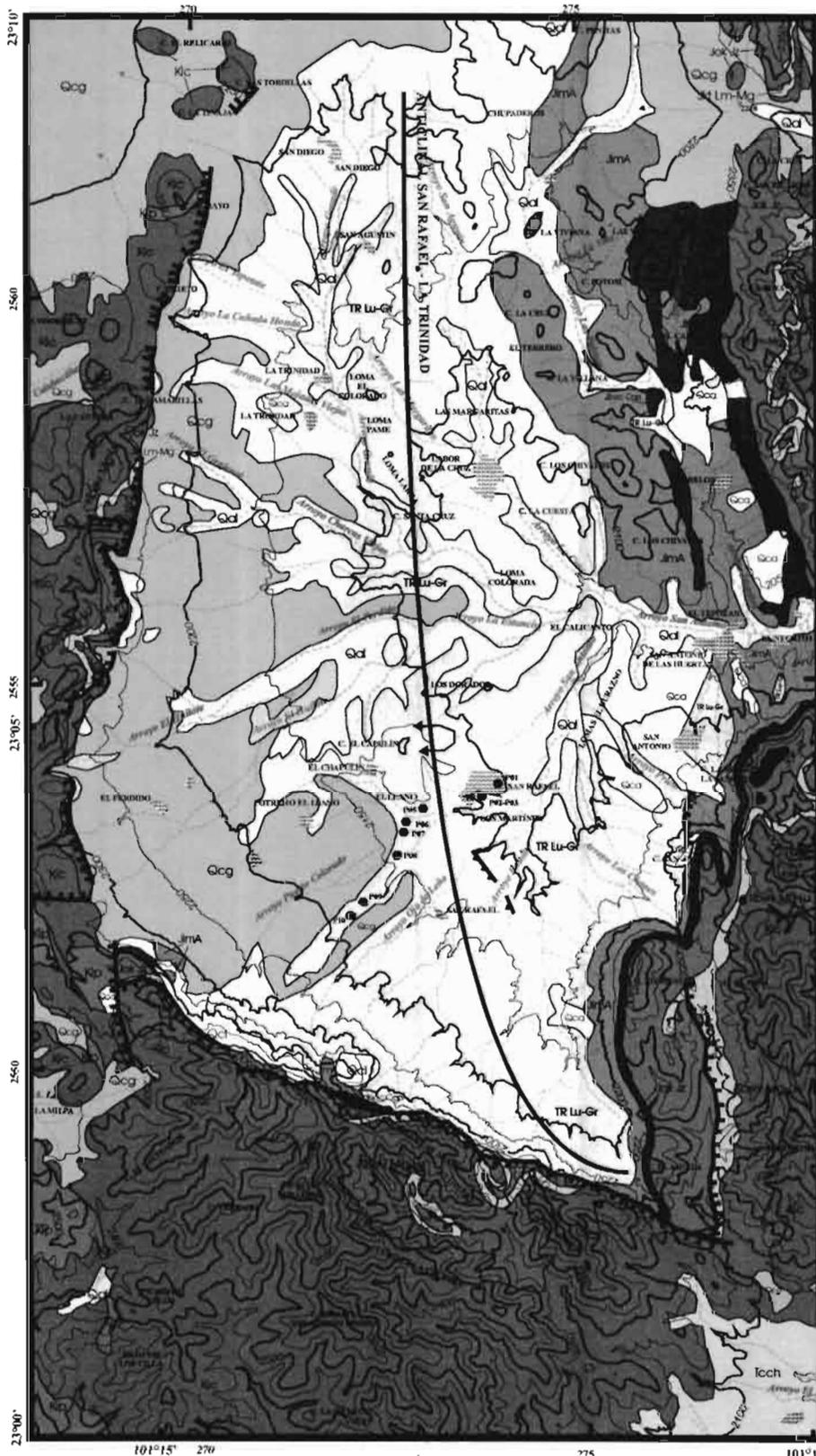
#### **Muestra megascopica**

Roca sedimentaria clástica, de estructura masiva, y tamaño de grano variable, pero los fragmentos mayores llegan a tener unos 3 mm – 5 mm, lo cual lo haría una brecha de desintegración compuesta por andesita y fenocristales de plagioclasa, con matriz fina como de arena muy fina (0.0625mm), con los fragmentos angulosos a subangulosos. La muestra es de color oscuro (melanocrática).

#### **Lamina delgada**

El componente principal es andesita con fenocristales (plagioclasa) con la macla de Carlsbad (40%). También presenta gran contenido de opacos, ya que tanto con luz natural, como con luz polarizada presentan un color oscuro. Contiene grandes zonas de fracturación. Algunos otros fragmentos muestran lo que parece ser la macla de la Albita. El grado de esfericidad es bajo, de angular a muy angular. El sorteamiento es pobre. Contenido de cuarzo mínimo, presentando algunos monocristalinos con extinción ondulosa. Los fragmentos mayores presentan algo como estrías, posiblemente desarrolladas por esfuerzos tectónicos deformativos. Algunos cristales tienen una forma como radial, al momento de presentar su extinción.

ANEXO 3



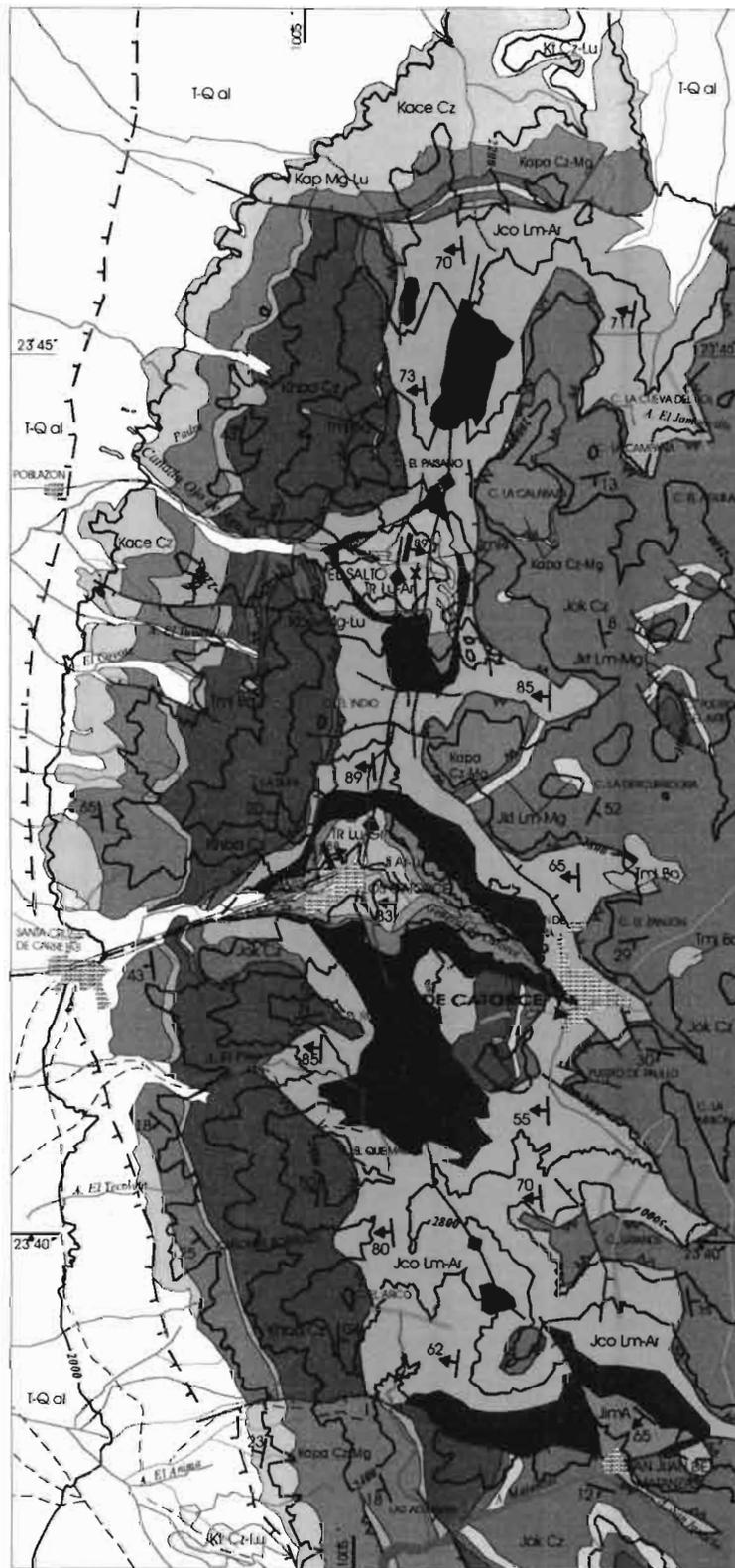
LEYENDA

- Depósitos aluviales (limos, arenas, gravas, conglomerados, etc.) del Terciario Superior Cuaternario.
- Depósito de ladera formado de fragmentos cementados débilmente por caliche (Coluvión).
- Gravas de diferente granulometría formadas principalmente por por cantos de caliza (Conglomerado).
- Cubiertas de caliche de color crema depositado en las laderas de los cerros (Caliche).
- En la base, conglomerados finos, localmente y la parte media y superior lo forman principalmente cantos redondeados de caliza (Conglomerado Churcas).
- Calizas microcristalinas en capas delgadas en la base, en la parte media predominan capas gruesas de hasta 2 m y en la cima son calizas microcristalinas gruesas en capas delgadas a medias con nodulos de hierro Mn y bentonitas (Formación Intero).
- Principalmente calizas arcillosas en capas delgadas intercaladas con capas de limonitas, hacia la cima disminuyen los limonitas (Formación Laxatzi).
- Predominan los limonitas hacia la base con algunas bandas delgadas de pedernal negro, y hacia la cima aparecen las calizas arcillosas de color café oscuro (Formación La Caja).
- Gruesos bancos de caliza de hasta 2 m, hacia la cima abundan nodulos de pedernal negro y horizontes de cordón en posición de crecimiento (Formación Zuloaga).
- Conglomerado polimétrico brecho (Balthusiano-Catavense, Rute inferior de la Formación La Joya).
- Productos volcánicos de composición intermedia (Jurásico Inferior a Medio, Formación Nazca).
- Secuencia silicática subvolcánica del Terciario Superior (Formación Zapotecoas).
- Rocas ígneas de color crema, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa; Plagioclasa, cuarzo, sodio, biotita, Cuarzo monzonítico (intrusivo El Temeroso).
- Diques y pequeñas apófisis cuarzo-monzoníticas del Eoceno.
- Superficies de contacto en gran medida paralelo a las unidades litológicas (incluye en este caso a las superficies de cataclasis (A)).
- Falla Normal.
- Falla Normal Inversa.
- Eje anticlinal.
- Eje sinclinal.
- Curva de nivel.
- Umbra y estrado de capas.
- Estación.



Mapa Geológico (zonas de tipo Coluvión y línea horizontal) Mapa Geológico del área de San Rafael-La Trinidad, Municipio de Churcas, San Luis Potosí

ANEXO 4



ESCALA GRÁFICA  
1 km

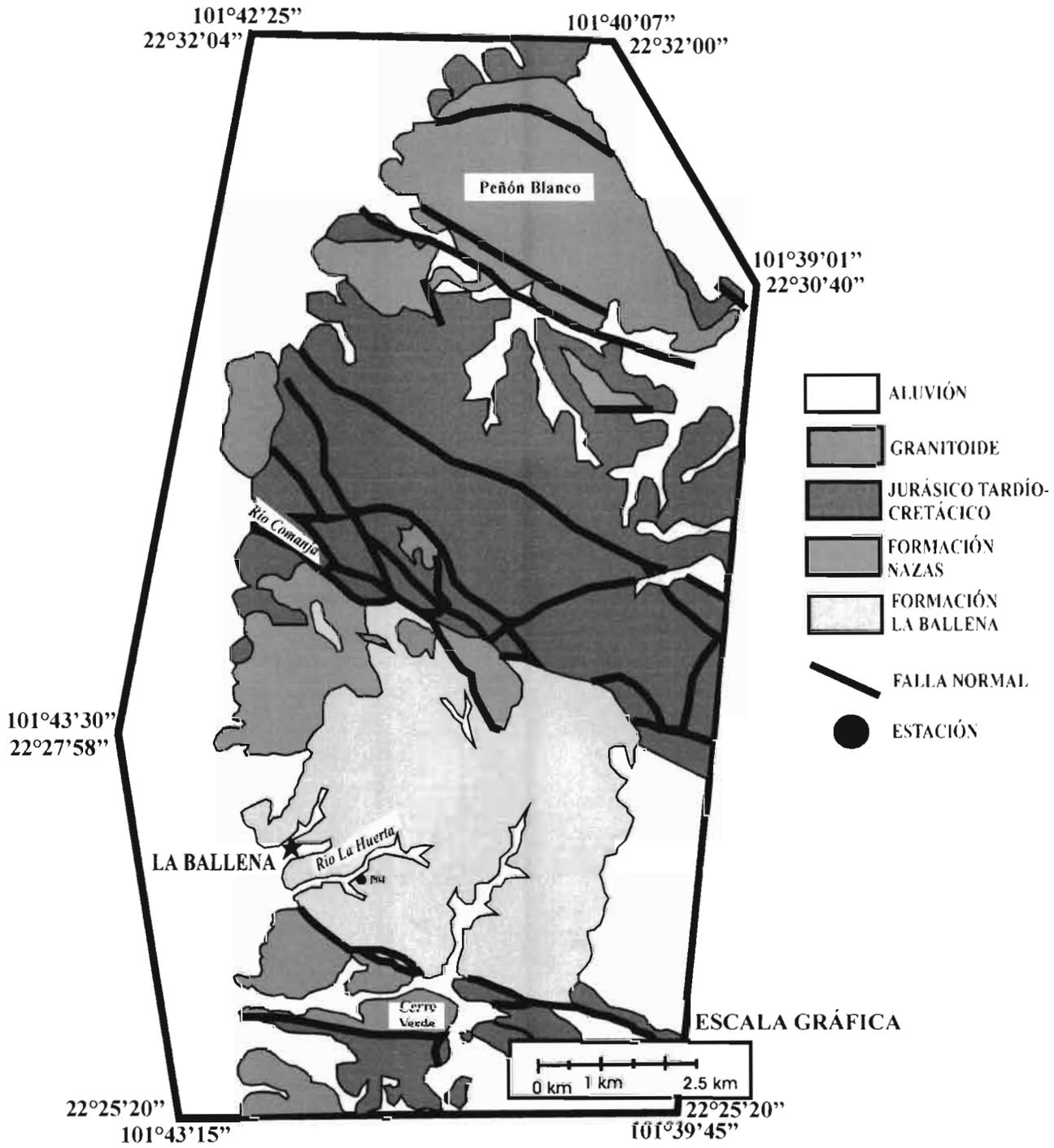


LEYENDA

- Depósitos aluviales (limos, arenas, gravas, conglomerados, etc.) del Terciario Superior Cuaternario
- Basaltos del Mioceno?
- Alternancia de calizas arcillosas y lutitas del Cretácico Superior (Turoniano/Formación Indudra)
- Calizas delgadas con bandas de pedernal negro del Albiano Superior Cenomaniano (Fm. Cuesta del Cura)
- Alternancia de caliza margá, del Aptiano Superior Albiano Inferior (Formación Tamauhuipis Superior)
- Margá-Lutita, Aptiano (Formación La Peña)
- Calizas en bancos gruesos con nódulos de pedernal (Hauteriviense-Beremiano Fm. Tamauhuipis Inferior)
- Margá-Lutita, Berriasiano-Valanginiense (Formación Tarasés)
- Limolita Margá, Kimmeridgiense-Turoniano, incluyendo posiblemente la base del Berriasiano (Formación La Caja)
- Caliza (Oxfordiano-Kimmeridgiense, Formación Zuloaga)
- Limolita roja-arenisca (Calloviano-Oxfordiano, parte superior de la Formación La Joya)
- Conglomerado poligénico-biécico (Bathoniano-Calloviano, Parte Inferior de la Formación La Joya)
- Pórfido ígneo (Formación Nazas)
- Productos volcánicos de composición intermedia (Jurásico Inferior a Medio (Formación Nazas)
- Areniscas y lutitas de la unidad interna capas Cero El Nazo
- Secuencia silicoclástica turbidítica del Triásico Superior (Formación Zacatecas)
- Diques y pequeñas apófitas cuarzo-monzoníticas del Eoceno
- Superficies de cementamiento en gran medida paralelas a las unidades litológicas (incluye en este caso a las superficies de espaldadura [s.s])
- Falla Normal
- Falla Normal Inversa
- Eje anticlinal
- Eje sincinal
- Curvas de nivel
- Rumba y echado de capas
- Rumba y echado del clivaje (S<sub>1</sub>) regularmente subparalelo a las capas (S<sub>2</sub>)
- Rumba y echado del clivaje (S<sub>2</sub>)

Mapa Geológico tomado de Barboza-Gudino et al. Mapa Geológico del área de la Sierra de Catorce, Municipio de Real de Catorce, San Luis Potosí.

ANEXO 5



Mapa Geológico con base de Silva Romo et al.  
Mapa Geológico del área de La Ballena  
Municipio de Villa Hidalgo, Zacatecas

## BIBLIOGRAFÍA

- Bacon, R. W.**, 1978, *Geology of the northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico*: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 124 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M. y Martínez-Macías, P.R.**, 2004, *Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 3, p. 299-319.
- Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández J. R., and Tristán-González M.**, 1997, *Some pre-Oxfordian red beds and related stratigraphic units in the southern and northeastern Central Plateau, Mexico*: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 29, n°. 2, p. 2.
- Barboza-Gudiño, J. R. y Torres-Hernández, J. R.**, 1999. *Carta Geológico-Minera Real de Catorce (F14-A24), escala 1:50,000*: México, Consejo de Recursos Minerales, SECO-FI, 1 mapa.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M and Torres-Hernández, J. R.**, 1998, *The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in north-eastern México*: Geofísica Internacional, 37, 4, 283-292.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M and Torres-Hernández, J. R.**, 1999. *Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern México: A review*. in Bartolini, C., Wilson, J. L. and Lawton, T. F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 197-210.
- Bartolini, C.**, 1998, *Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México*: El Paso, Texas, University of Texas, tesis doctoral, 558 p.
- Bartolini, C., H. Lang, A. Cantú-Chapa, and R. Barboza-Gudiño**, 2001, *The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico : Paleotectonic, paleogeographic, and paleobiogeographic implications*, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 295-315.
- Bouma, A. H.**, 1962, *Sedimentology of Some Flysch Deposits*: Amsterdam – New York, Elsevier, 167 p.
- Burckhardt, C. y Scalia, S.**, 1906, *Geologie des environs de Zacatecas Guide de excursions du Xe*. Congres Géologique International, México, 1-26.
- Campa, F., Coney, P.**, 1983. *Tectono-stratigraphic Terrones and mineral resource distribution in México*. Canadian Journal of Earth Sciences 20, 1040-1051.

**Cantú-Chapa, A.**, 1969, *Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México*: Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 1, p. 71-72.

**Carrillo-Bravo, J.**, 1971, *La Plataforma Valles-San Luis Potosí*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1-102.

*Carta geológica Matehuala*, 1:250,000 (F-14-1, INEGI).

*Carta geológica San Luis Potosí*, 1:250,000 (F-14-4, INEGI).

*Carta geológico-minera y geoquímica Real de Catorce*, 1:50,000 (F-14-A-24) del Consejo de Recursos Minerales (CRM).

*Carta topográfica Charcas*, 1:50,000 (F-14-A-43, INEGI)

**Centeno-García, E. y Silva-Romo, G.**, 1997, *Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 2, 244-260.

**Chávez-Aguirre, R.**, 1968. *Bosquejo geológico de la Sierra Peñón Blanco, Zacatecas*: Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 67 p.

**Compton, R.R.**, 1985: *Geology in the Field*; John Wiley and Sons (Ed.); Stanford University, p. 171-176.

**Cuevas-Pérez, E.**, 1985, *Geologie des älteren Mesozoicums in Zacatecas und San Luis Potosí, México*: Ph. D. Universität Marburg, Germany, tesis doctoral, 89 p.

**Dickinson, W. R.**, 1985, *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone*, in G. G. Zuffa, ed., *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Netherlands, Reidel Publishing Company, p. 333-361.

**Erben, H. K.**, 1956, *El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas*. XX Congreso Geológico Internacional, contribución del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 393 p.

**Füchtbauer, H.**, (editor), 1988: *Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*.- 2. Edición: 1141 p.; Stuttgart (Schweizerbart).

**Gallo-Padilla, I., Gómez-Luna, M. E., Contreras y Montero, B., and Cedillo-Pardo, E.**, 1993, *Hallazgos paleontológicos del Triásico marino en la región central de México*: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v. 6, p. 1-9.

**Hoppe, M.**, 2000, *Geologische Kartierung (1:10 000) im Gebiet Ojo de Agua, nordwestliche Sierra de Catorce und sedimentpetrologische Untersuchungen an prä.oberjurassischen Sedimenten "Zacatecas Formation"*: Clausthal, Technical University, tesis maestría, 235 p.

- Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J. R., and Schulz, H. M.,** 2002, *Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosí, México –lithology, facies and diagenesis.* – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2002: 705-724; Stuttgart.
- Howell, D.G., Normark, W. R.,** 1982: *Sedimentology of Submarine Fans*, in Scholle P. A. and Darwin S. (eds.): Sandstone- Depositional Environments- U.S. Geological Survey; Menlo Park, California. AAPG Memoir 31, p. 365-404.
- Ilger, J.M.,** (2004), *Geologische Kartierung eines Teilbereichs der Sierra de Salinas nahe der ortschaft La Ballena, Bundesstaat Zacatecas, México im Maßstab 1:10,000.* Institut für Geologie und Paläontologie. Technische Universität Clausthal. Clausthal-Zellerfeld.
- López-Infanzón, M.,** 1986, *Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas.* Sociedad Geológica Mexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo 47, v. 2, p. 1-32.
- Maher, D.J., Jones, N.W., McKee, J.W., and Anderson, T.H.,** 1991, *Volcanic rocks at Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: A new piece for the Jurassic-arc puzzle.* Geological Society of America, Abstracts with Programs, 23 (5), A133.
- Maldonado-Koerdell, M.,** 1948, *Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas.* Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas, v. 5, p. 291-306.
- Martínez-Pérez, J.,** 1972, *Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9),* Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros., 24, nos. 7-9, p. 327-402.
- Monod, O., and Calvet P. H.,** 1992, *Structural and stratigraphic reinterpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zacatecas) central Mexico: Evidence of a Laramide nappe pail.* Zentrallblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, H. 6, p. 1533-1544.
- Mutti, E., Ricci-Lucchi, F.,** 1972. *Le torbiditi dell 'apennino settentrionale : introduzione all 'analisi di facies.* Memoir Society Geology Italy 11, 161-199 (1978, English traslation in International Geology Review, 20, 125-166).
- Pantoja-Alor, J.,** 1972, *La Formación Nazas del levantamiento de Villa de Juárez, Estado de Durango* (resumen), México, Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 25-31.
- Pettijohn, F. J., and P. E. Potter,** 1964, *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures.* Springer-Verlag, New York.
- Prothero, D. R., and Schwab, F.,** 2004; *Sedimentary Geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy; Clastic Marine and Pelagic Environments.* Occidental College – Washington & Lee University, (ed.) Freeman., p. 183-193.

**Selley, Richard**, 2000, *Applied Sedimentology*, 2nd Edition. Royal School of Mines. London, United Kingdom, Ed. Academia Press, p. 140.

**Silva-Romo, G.**, 1993. *Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas*, Tesis de Maestría Universidad Nacional Autónoma de México, 140 p.

**Silva-Romo, G., Arellano-Gil, C., Mendoza-Rosales, C. y Nieto-Obregón, J.**, 2000, *A submarine fan in the Mesa Central, México*, Journal of South American Herat Sciences, 13, 429-442.

**StereoNett** versión **2.10** (*Johannes Duyster: Institut für Geologie Ruhr-Universität-Bochum*)

**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 y Metalurgia, Folleto Técnico 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, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 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 de Santa Gertrudis, San Luis Potosí*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 122, 50 p.

**Tucker, M. E.**, 2003. *Sedimentary Rocks in the Field; Sedimentary structures and geometry of sedimentary deposits*. 3<sup>rd</sup>. Edition. University of Durham, UK. (Ed.) WILEY, p. 53-110.

**Zárate-del Valle, P. F.**, 1982, *Geología y análisis metalogenéticos de la Sierra de Catorce, S.L.P.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43 (2), p. 1-22.

