



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN EN LOCALIDADES DE LA
SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO
SUPERIOR DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO
DE SAN LUIS POTOSÍ**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRÍA EN GEOLOGÍA APLICADA

P R E S E N T A

LUIS DANIEL BARAJAS NIGOCHÉ

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO

Alumno becado por:
Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología
(CONACYT)
Clave: 178084



San Luis Potosí, S. L. P.

Febrero de 2008.



26 de abril de 2007

**AL ING. LUIS DANIEL BARAJAS NIGOCHÉ
P R E S E N T E. –**

En atención a su solicitud de Tema y Temario, presentado por el Dr. Rafael Barboza Gudiño, Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestría en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 26 de abril del presente año, fue aprobado el Tema y Temario propuesto:

TEMARIO:

"ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN EN LOCALIDADES DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ. "

- Introducción.
- 1. Geología Regional.
- 2. El Triásico en México y las secuencias triásicas expuestas en la porción occidental del Estado de San Luis Potosí.
- 3. La deformación de la secuencia Triásica de la porción occidental del Estado de San Luis Potosí.
- 4. Implicaciones tectónicas.
- 5. Implicaciones económicas.
- Conclusiones.
- Bibliografía.
- Anexos.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

**ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTÍZ
DIRECTOR**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL.	i
LISTA DE FIGURAS.	iii
LISTA DE FOTOGRAFÍAS	v
AGRADECIMIENTOS.	vii
RESUMEN.	1
INTRODUCCIÓN.	3
a Objetivos.	3
b Metodología.	3
c Trabajos Previos.	5
d Localización y vías de acceso.	5
d.1 Área La Ballena.	5
d.2 Área de Charcas.	6
d.3 Área de Real de Catorce.	6
e Fisiografía.	9
1 GEOLOGÍA REGIONAL.	11
2 EL TRIÁSICO EN MÉXICO Y LAS SECUENCIAS TRIÁSICAS EXPUESTAS EN LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ.	13
2.1 Afloramientos y Paleogeografía del Triásico en México.	13
2.2 Afloramientos en la región de Charcas, S.L.P.	17
2.3 Afloramientos en la Sierra de Catorce, S.L.P.	19
2.4 Cartografía geológica 1:10,000 del Área La Ballena, Zacatecas y afloramientos del Triásico en la Sierra de Salinas, San Luis Potosí y Zacatecas.	23
Generalidades.	23
ESTRATIGRAFÍA.	26
Formación Zacatecas.	26
Formación Nazas.	32
Formación La Joya.	35

Formación Zuloaga.	38
Formación La Caja.	41
Formación Taraises.	44
Formación Tamaulipas Inferior.	48
Formación La Peña.	50
Formación Tamaulipas Superior.	52
Formación Cuesta del Cura.	54
Formación Indidura.	57
Formación Caracol.	58
Intrusivo Granítico.	60
Depósitos Aluviales Cuaternarios.	63
3 LA DEFORMACIÓN DE LA SECUENCIA TRIÁSICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE S. L. P.	64
Interpretación Fotogeológica.	64
3.1 Deformaciones Compresivas.	67
3.2 Deformaciones Extensivas.	71
3.3 Paleoesfuerzos.	75
4 IMPLICACIONES TECTÓNICAS.	78
5 IMPLICACIONES ECONÓMICAS.	79
CONCLUSIONES.	80
BIBLIOGRAFÍA.	82

ANEXO 1: Análisis geocronológico de U-Pb (en circones detríticos) de la muestra RC0631 por LA-MC-ICP-MS (Laser-Ablation Multicollector Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry)

ANEXO 2: MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL ÁREA LA BALLENA, ESTADOS DE SAN LUIS POTOSÍ Y ZACATECAS

ANEXO 3: Estaciones de medición.

ANEXO 4: Datos usados en la determinación de paleoesfuerzos.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localización y Vías de Acceso	8
Figura 2	Provincias fisiográficas. A) Mesa Central, B) Sierra Madre Oriental, C) Planicie Costera del Golfo. Tomado y modificado de Raisz (1964).	10
Figura 3	Provincias paleogeográficas y ubicación actual de áreas con afloramientos del Triásico marino en el centro de México. Modificado de López-Doncel (2003).	12
Figura 4	Localidades del Triásico marino y continental en el centro y noreste de México respectivamente. Facies marinas  A) Zacatecas, B) La Ballena, C) Charcas, D) Real de Catorce. Facies continentales  E) Sierra de Teyra, F) Cañón del Alamar, G) San Marcos, H) Cañón del Novillo, I) Cañón de la Boca. Modificado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (1999).	13
Figura 5	Paleogeografía del Triásico Tardío – Jurásico Temprano. K) Kula, AN) América del Norte, AS) América del Sur, F) Farallón. Modificado de Coney (1983).	16
Figura 6	Edades U/Pb de 100 circones detríticos de la muestra "RC-06-31" La línea roja representa la probabilidad relativa, mientras que el histograma representa el número de circones.	21
Figura 7	Diagrama de Concordia que muestra la dispersión de fechamientos de los circones detríticos y su relación con la curva ideal.	22
Figura 8	Localización del área cartografiada (Área La Ballena), en la parte central de la Sierra de Salinas estados de San Luis Potosí y Zacatecas.	23
Figura 9	Columna estratigráfica de la porción central de la Sierra de Salinas (área La Ballena).	25
Figura 10	Interpretación fotogeológica de la porción sur y centro de la Sierra de Salinas.	66
Figura 11	Posición aproximada del límite este del Terreno Guerrero y localidades del Triásico marino en el centro de México, R) Real de Catorce, CH) Charcas, B) La Ballena, Z) Zacatecas. Modificado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> (1998) y Centeno- García y Silva Romo (1997).	71

Figura 12	Evolución de la deformación según su orden de aparición. Estereogramas de Schmith con proyección de áreas iguales en hemisferio inferior (Datos, ver anexo 3).	73
Figura 13	Diagramas de paleoesfuerzos en las localidades de La Ballena, Charcas y Real de Catorce (Datos, ver Anexo 4).	77

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1	Afloramientos de areniscas de capas gruesas de la Formación Zacatecas en el Arroyo San Rafael en la localidad de Charcas.	18
Fotografía 2	Fotografía 2. Intercalación de capas delgadas de lutitas y areniscas pertenecientes a la Formación Zacatecas, generalmente desarrollando pliegues isoclinales.	27
Fotografía 3	Impresión de amonoideo en la localidad fosilífera aproximadamente 500 m, al norte del poblado La Ballena.	31
Fotografía 4	Afloramiento de Rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Nazas.	33
Fotografía 5	Aspecto general del miembro inferior de la Formación La Joya. Los fragmentos que lo constituyen son principalmente de rocas volcánicas.	36
Fotografía 6	Aspecto general del miembro superior de la Formación La Joya. Los fragmentos que lo constituyen son principalmente de cuarzo lechoso y escasos fragmentos volcánicos.	37
Fotografía 7	Detalle de la zona de transición entre las Formaciones Zuloaga (parte superior) y Joya (parte inferior) respectivamente.	40
Fotografía 8	Detalle de las capas delgadas de caliza intercaladas con capas de calcarenita y calcirrudita de la Formación La Caja.	43
Fotografía 9	Aspecto general de los afloramientos de la Formación Taraises. Presencia de pliegues tipo "chevron" en capas de caliza arcillosa.	46
Fotografía 10	Fósil de bivalvo (posible <i>inoceramus sp.</i>) en capas de calcarenita de la Formación Taraises.	47
Fotografía 11	Afloramiento de capas gruesas de rocas calcáreas plegadas pertenecientes a la Formación Tamaulipas Inferior.	49
Fotografía 12	Detalle de los afloramientos de calizas arcillosas intercaladas con capas delgadas de calcilutitas y calcarenitas, pertenecientes a la Formación La Peña.	51

Fotografía 13	Capas delgadas de caliza con intercalaciones de pedernal negro y delgadas capas de caliza arcillosa, pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior.	53
Fotografía 14	Intercalación de capas delgadas de caliza arcillosa y pedernal negro correspondiente a la Formación Cuesta del Cura.	56
Fotografía 15	Dique granítico intrusionando a rocas de la Formación Zacatecas.	62
Fotografía 16	Aspecto de los cuarzos de segregación deformados en depósitos de la Formación Zacatecas, en un afloramiento aproximadamente 3 km al SE del poblado La Ballena.	68

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en especial a mi asesor de tesis y Director del Instituto de Geología, el Dr. José Rafael Barboza Gudiño por todo su apoyo durante la elaboración de este trabajo, del mismo modo agradezco al Dr. Javier Castro Larragoitia, Coordinador de la Maestría en Geología Aplicada por toda su ayuda.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por haberme apoyado por espacio de 2 años con una beca para el estudio del posgrado (Clave: 178084).

Los estudios de geocronología de circones detríticos que aquí se reportan fueron posibles gracias a los apoyos recibidos por los fondos PIFI y al proyecto FAI (Fondo de Apoyo a la Investigación de la UASLP) denominado "Geocronología de circones detríticos de rocas triásicas del Centro y noreste de México", Clave: C06-FAI-11-33.70.

A PROADU, proyecto (2003-01-24-001-053) "Relaciones paleogeográficas y evolución de las facies marina y continental del Triásico Superior en el centro y noreste de México" y el convenio de recursos concurrentes C03-FRC-06-12.13 asociado al mismo proyecto.

A mis profesores en la Maestría, Dr. Rubén López Doncel, Alfredo Aguillón Robles, Cand. Dr. Margarito Tristán González, Cand. Dr. Ramón Torres Hernández, Dr. Rodolfo Rodríguez Ríos, Dr. Ricardo Saucedo y al Ing. Guillermo Labarthe Hernández, especialmente al Ing. Erasmo Mata Martínez por su asesoría en la descripción de muestras petrográficas.

A mis compañeros, Juan Manuel Torres, Javier Muñoz, Justino Ávila y Aurora Zavala Monsivais.



Dedicado para mi Esposa Aurora y mi
pequeñita Inés

A mi Padre el Sr. Francisco Barajas
Ramírez, a mi Madre la Sra. Lucila Nigoche
Netro y a mis hermanos Freddy, Daisy y
Eliana.



RESUMEN

En el centro de México afloran rocas siliciclásticas de ambiente marino de edad que varía del Triásico Medio a Superior, las cuales representan la base estratigráfica regional que allí aflora. Estos afloramientos aparecen de forma aislada en localidades como Real de Catorce y Charcas en el estado de San Luis Potosí, y La Ballena y Zacatecas en el estado de Zacatecas. En las localidades de Charcas, Real de Catorce y La Ballena la unidad presenta rasgos de deformación que hacen suponer la existencia de al menos tres fases de deformación compresiva y dos extensivas. Las dos primeras fases de deformación compresiva D_1 y D_2 están asociadas con el inicio de la subducción de la placa tectónica de Kula bajo de la de Norte América en un tiempo posiblemente Triásico Tardío. Este proceso de subducción generó el levantamiento de la secuencia (D_1) y de rasgos estructurales característicos asociados. Uno de estos rasgos es la presencia de cuarzo de segregación (S_1) generalmente plegado como es el caso de los afloramientos en el área de La Ballena en donde se puede reconocer mas fácilmente estas características, incluyendo estratos de lutita y limolita muy deformados, generando pliegues principalmente isoclinales con vergencia al NNW afectados por (D_2) superficies de foliación (S_2) subparalelas a la estratificación. El tercer evento de deformación compresiva (D_4) es más fácil de reconocer en las tres localidades, el cual genera pliegues asimétricos con vergencia al NE asociados con superficies de esquistosidad (S_3) de rumbo preferencial NW-SE e inclinación al SW, los cuales se asocian con la deformación Laramide de edad Cretácico Superior-Terciario Inferior que afecta a toda la secuencia del Mesozoico.

La deformación extensiva más antigua (D_3) esta representada por depósitos de conglomerados polimícticos pertenecientes a la Formación La Joya, estos conglomerados aparentemente rellenan fosas tectónicas posiblemente asociadas con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Superior en estas localidades. El evento más joven de deformación extensivo es D_5 el cual generó

fosas tectónicas alargadas con orientación principal NNW asociadas con intenso magmatismo silíceo de posible edad Oligoceno Inferior.

Se reportan como parte de las aportaciones del presente estudio, una cartografía a detalle (1:10 000) de los afloramientos del área de La Ballena, Zacatecas y un análisis de circones detríticos para una muestra de arenisca procedente de la Sierra de Catorce, localidad cuya edad Triásica de la secuencia turbidítica en la base de la columna que allí aflora, había permanecido hasta ahora en duda, ante la posible edad paleozoica asignada por otros autores. De acuerdo con los resultados obtenidos, la edad probable de la secuencia se sitúa en el Triásico, con la presencia de circones permo-triásicos que arrojan una edad máxima del depósito de 254 Ma. Así mismo, la presencia de circones greenvilleanos y panafricanos, permite ubicar estos depósitos en la margen pacífica de Pangea, cerca del bloque de Oaxaquia y del este de Texas o del bloque de Yucatán, antes de la apertura del Golfo de México, en concordancia con una posición autóctona para esta región durante todo el Mesozoico.

INTRODUCCIÓN.

a. Objetivos.

El objetivo principal de este estudio es determinar el grado y estilo de deformación compresiva de las rocas de origen marino de edad Triásico pertenecientes a la Formación Zacatecas, en las localidades del área de La Ballena (Estado de Zacatecas), Charcas y Real de Catorce (Estado de San Luis Potosí), para apoyar la reconstrucción de un modelo de evolución tectónico y paleogeográfico para esta parte del país.

El segundo objetivo es realizar el mapa geológico a de talle (escala 1:10,000) del área La Ballena (parte central de la Sierra de Salinas), con la finalidad de completar la serie de cartografía a detalle de localidades en los estados del centro y noreste de México donde afloran rocas triásicas. Esta serie cartográfica fue realizada por el Instituto de Geología de la UASLP, como parte de la línea de investigación "Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico Temprano".

b. Metodología.

Primeramente se recopiló toda la información bibliográfica disponible, referente a las áreas a estudiar (Charcas y Real de Catorce, en el estado de San Luis Potosí y La Ballena, en el estado de Zacatecas), además de investigar acerca de los métodos de campo y analíticos a aplicar, correspondientes a los análisis de deformación.

Para determinar el grado y estilo de deformación, se eligieron afloramientos (estaciones de medición) de rocas triásicas relativa y visiblemente más afectadas por tectonismo, considerados en este estudio los más aptos para la obtención de datos.

Para el análisis estructural se utilizó el programa de computo Stereo Nett Versión 2.46, utilizando redes estereográficas de Schmidth en las cuales se vació toda la

información obtenida de las estaciones de medición, además se utilizaron otros programas de cómputo que facilitaron el manejo de la información. Específicamente para el análisis de paleoesfuerzos, se utilizó el paquete Angelier.

Por otra parte, para la realización de la cartografía del área de La Ballena se utilizó como plano base la carta topográfica "Loreto" escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 2001), F14A71, la cual fue ampliada a una escala 1:10,000, en donde se vació toda la información geológica.

Se realizó la interpretación fotogeológica para lo cual se emplearon las fotografías aéreas monocromáticas de INEGI escala 1:40,000 (Tabla 1) en las cuales se determinaron lineamientos, posibles fallas, límites litológicos y algunos rumbos de estratos de fácil reconocimiento, con ayuda de un estereoscopio de espejos marca Wild Herbrugg.

Línea de Vuelo	Fotografías	Escala	Carta
L-281	F013 hasta F031	1:40,000	F14A71 (Loreto)
L-282	F003 hasta F020	1:40,000	F14A71 (Loreto)
L-283	F001 hasta F029	1:40,000	F14A72 (Pinos)

Tabla 1. Fotografías aéreas utilizadas en la interpretación fotogeológica

Se integraron los resultados obtenidos de la geocronología realizada a circones detríticos de una muestra de arenisca de la secuencia expuesta en La Sierra de Catorce y analizada en los laboratorios ("LasserChron-Labortory") de la Universidad de Arizona en Tucson, mediante el método "*Lasser-Ablation Multicollector Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometer*" o LA-MC-ICPMS (por sus siglas en ingles), siguiendo los criterios de muestreo establecidos por este laboratorio (www.geo.arizona.edu/alc)

c. Trabajos previos.

La presencia de rocas triásicas en el centro de México ha sido documentada desde principios del siglo pasado por Burckardth y Scalia, (1905; 1906), quienes reportaron por primera vez fauna del Triásico marino cerca de la Ciudad de Zacatecas. Trabajos posteriores reportan la presencia de fauna comparable del Triásico Superior en el área de Peñón Blanco, Zac., (Chavez-Aguirre, 1968; Gallo-Padilla *et al.*, 1993; Gómez-Luna y Martínez-Cortéz, 1997) y en el área de Charcas S. L. P. (Cantú-Chapa, 1969, Cuevas-Pérez, 1985 y Gallo-Padilla *op. cit.*).

Martínez-Pérez (1972) reportó en la Sierra de Catorce una secuencia de lutitas, limonitas y areniscas que podrían ser comparables con los afloramientos del Triásico de Charcas, S.L.P.

Algunos autores han descrito a la Formación Zacatecas como perteneciente a un abanico submarino depositado en la margen relativamente pasiva del oeste de Pangea, durante el Triásico Medio a Superior (Silva-Romo, 1993; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004, Bartolini, 1998; Bartolini *et al.*, 2001, Tristán-González y Torres Hernández, 1994; Hoppe *et al.*, 2002).

d. Localización y vías de acceso

d.1. Área de La Ballena.

El área de La Ballena se localiza en los límites de los Estados de San Luis Potosí y Zacatecas a 83 km en línea recta al noroeste de la capital del Estado de San Luis Potosí, entre los paralelos 22° 27' y 22° 30' de latitud norte y los meridianos 101° 43' y 101° 40' de longitud oeste. Para llegar al área de La Ballena, se utiliza la carretera federal 49 (San Luis Potosí-Torreón); siguiendo por la desviación hacia Villa Hidalgo, Zac. (Cabecera Municipal) la cual se encuentra sobre la carretera estatal 144. Aproximadamente a 5 km sobre la carretera a Villa Hidalgo, antes de llegar a la Hacienda de La Pendencia, existe una desviación la cual conduce por un camino de terracería hacia el poblado de La Ballena, de ahí se puede tomar varias veredas o caminos para llegar a las zonas de interés. Existe otra forma de llegar a la parte sur del área, esto es utilizando la carretera federal numero 49, posteriormente se toma la desviación hacia Villa Hidalgo, Zac. sobre la

carretera estatal 144; una vez en dicho poblado se toma el camino de terracería que en general es transitable en cualquier época del año, el cual nos conduce por aproximadamente 12 km hasta llegar al poblado de La Ballena, pasando por Rancho Nuevo, El Tepetate y Cerro Prieto respectivamente (Figura 1).

d.2. Área de Charcas.

El área de Charcas se localiza aproximadamente a 105 km al norte del estado de San Luis Potosí, y aproximadamente 10 km al oeste-suroeste del poblado de Charcas S. L. P, entre los paralelos 23° 02' y 23° 08' de latitud norte y los meridianos 101° 10' y 101° 15' de longitud oeste. Para ingresar al área de Charcas desde la capital del estado, se toma la carretera federal numero 144 (San Luis–Torreón), posteriormente en el kilómetro 30, se toma la desviación hacia la carretera estatal numero 66 la cual pasa por los poblados de Ahualulco, Moctezuma y Venado hasta llegar a Charcas. De aquí se puede tomar el camino que conduce a Villa Santo Domingo y aproximadamente a 2 km de recorrido, se toma la desviación por un camino de terracería que conduce a las comunidades de La Trinidad y de San Rafael, en este último poblado, se toman algunas veredas que conducen a las áreas de interés geológico (Figura 1).

d.3. Área de Real de Catorce.

El área de Real de Catorce se localiza aproximadamente a 170 km al norte de la capital del estado de San Luis Potosí y 1 km al poniente del poblado de Real de Catorce S. L. P, entre los paralelos 23° 38' y 23° 40' de latitud norte y los meridianos 100° 51' y 100° 56' de longitud oeste (Figura 1). Para ingresar a la parte oeste del área de Real de Catorce, se sale de la capital del estado, tomando la carretera federal numero 57 (autopista México-Piedras Negras) pasando por Entronque El Huizache hasta llegar a el poblado La Bonita, de donde se toma la desviación hacia Charcas; sobre esta carretera y aproximadamente a 50 km después del cruce de la vía de ferrocarril (San Luis–Monterrey) existe un camino que pasa por los poblados de San Francisco, Guadalupe del Carnicero y Refugio de Coronados respectivamente hasta llegar a Estación Catorce, continuando por

la terracería (transitable en la mayor parte del año) que se dirige a Real de Catorce. En el transcurso de este camino se encuentran las zonas de interés que son accesibles en parte mediante vehículos todo terreno. Existen otras dos formas de llegar al área de estudio, la primera es desde Matehuala, siguiendo al norte por la carretera 57 (autopista México-Piedras Negras) hasta llegar al entronque con la carretera estatal numero 62, la cual pasa por Cedral. Aproximadamente a 11 km se toma la desviación hacia Real de Catorce al cual se ingresa por el túnel de Ogarrío. Al oeste del poblado se encuentra la salida hacia Estación Catorce. Este camino pasa por las zonas de interés. La segunda forma de llegar es siguiendo el mismo recorrido que el anterior pero se continua derecho sobre la carretera numero 62 hasta llegar a Estación Vanegas, a partir de aquí se sigue hacia el sur por la carretera que se dirige hacia Estación Catorce. Una vez en este punto se toma el camino de terracería que se dirige a Real de Catorce. En el transcurso de este camino encontramos las zonas de interés geológico (Figura 1).

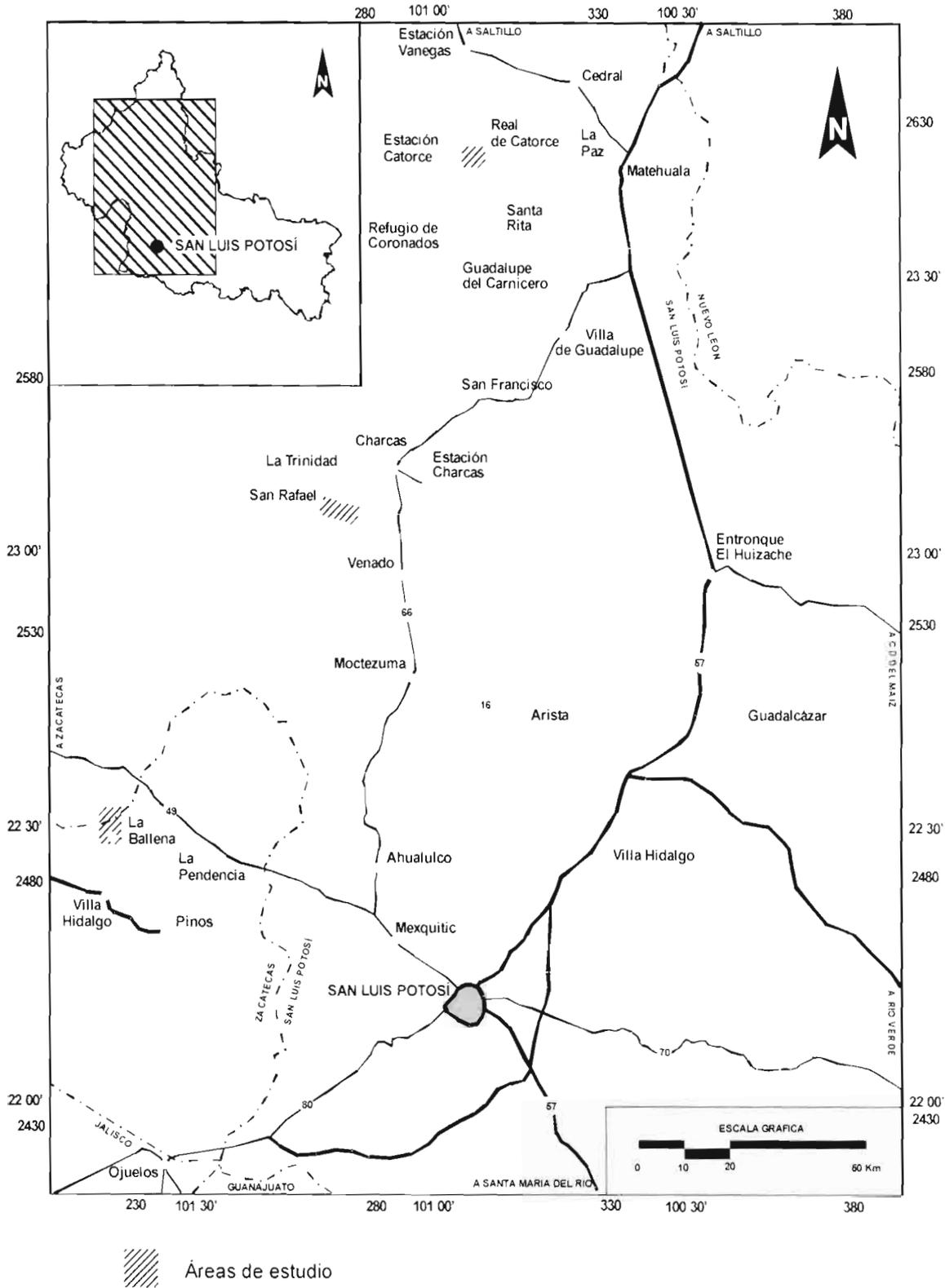


Figura 1. Localización y Vías de Acceso.

e. Fisiografía.

Fisiográficamente, las áreas de estudio se ubican en la parte centro y parte nororiental de la Provincia de la Mesa Central, hacia los límites con la Provincia de la Sierra Madre Oriental. La Mesa Central es una extensa altiplanicie con una superficie inclinada de sur a norte, sobre la cual se asientan montañas aisladas y conjuntos de éstas, constituidos por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, así como serranías que alcanzan alturas de hasta más de 3000 m.s.n.m., como es el caso de la Sierra de Catorce pero que en promedio escasamente rebasan los 2000 m.s.n.m. como las sierras de Salinas y de Charcas. Además son comunes las mesas y remanentes de rocas volcánicas principalmente del Neógeno y Cuaternario, así como los depósitos de pie de monte y algunos afloramientos aislados de rocas metamórficas (Figura 2). La morfología actual en la porción centro-oriental de la Mesa Central, esta representada por extensas planicies interrumpidas por los aislados lomeríos alineados que corresponden generalmente con estructuras constituidas por rocas mesozoicas que guardan una orientación NW-SE, en tanto que hacia el occidente se aprecian mayores elevaciones, predominando las geformas producto de la erosión diferencial de los derrames ígneos, como son amplias mesetas y picachos aislados (Guel-Díaz de León, 1985).

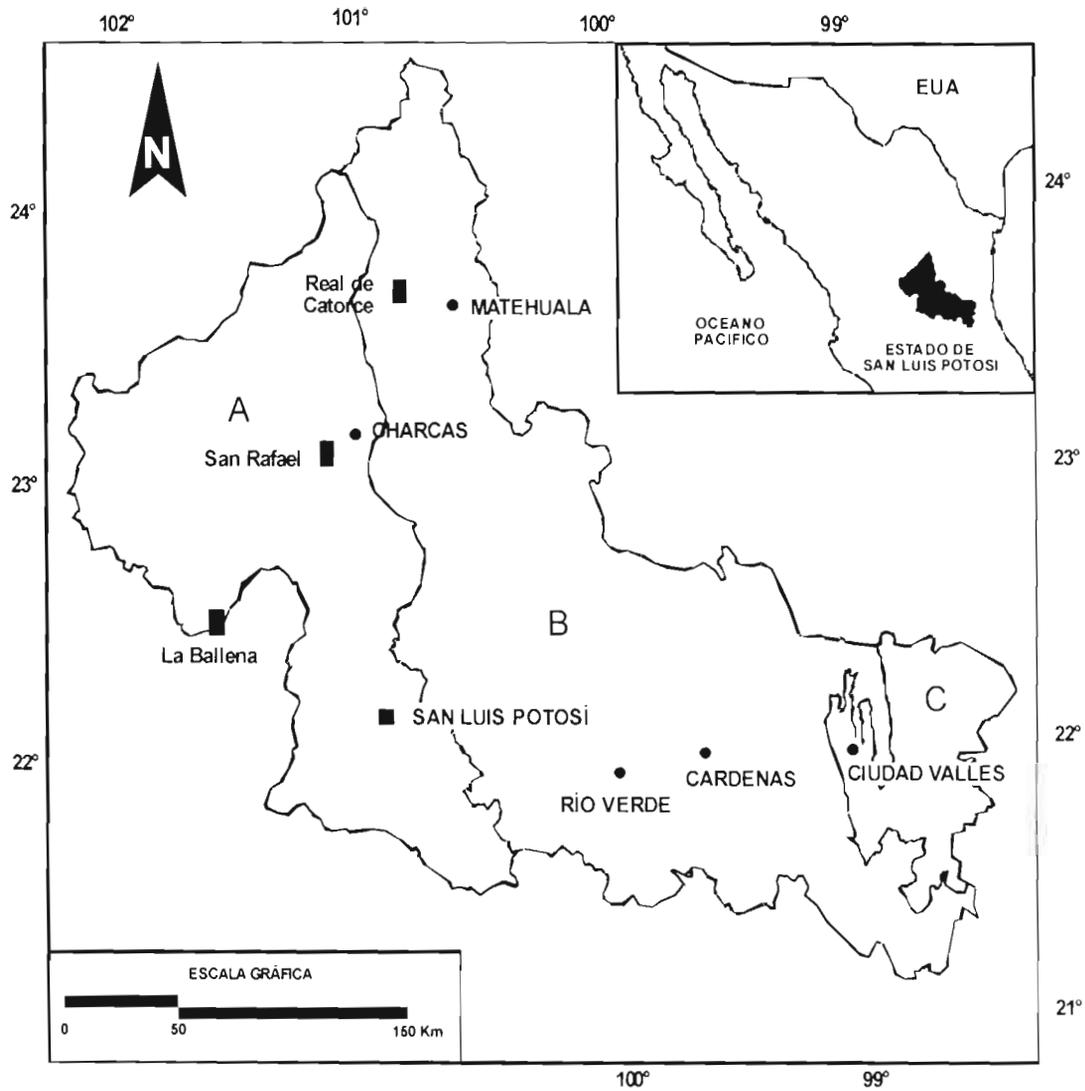


Figura 2. Provincias fisiográficas. A) Mesa Central, B) Sierra Madre Oriental, C) Planicie Costera del Golfo. Tomado y modificado de Raisz (1964).

1. GEOLOGÍA REGIONAL.

Las rocas más antiguas reconocidas en la región son de edad Triásico Superior, representadas por una secuencia siliciclástica marina, tipo flysch pertenecientes a una facies de abanico submarino de aguas profundas, denominada Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1971). Esta secuencia aflora de manera aislada en el centro de México y solo se ha reconocido en las localidades de La Ballena y en los alrededores de la Ciudad de Zacatecas, Zac., y en Charcas y Real de Catorce en el estado de San Luis Potosí. En la mayoría de las localidades la Formación Zacatecas es sobreyacida discordantemente por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edad Jurásico Inferior (Formación Nazas) pertenecientes a un arco magmático subaereo cordillerano (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Bartolini, 1998; Bartolini *et al.*, 2001; Silva-Romo *et al.*, 2000; Gómez-Anguiano, 2001, Zavala-Monsivais, 2000), y por capas rojas continentales de ambientes aluviales y lagunares pertenecientes a la Formación La joya, que pasa transicionalmente a las capas calcáreas oxfordianas (Carrillo-Bravo, 1961; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) de la Formación Zuloaga, la cual presenta facies arrecifales en el área de La Ballena, Zac. (Silva-Romo, 1993). Los depósitos calcáreos afloran en la mayor parte del centro del país, y están representados principalmente por una secuencia de calizas y margas en ocasiones intercaladas con pedernal. Esta secuencia representa el desarrollo y evolución de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 3).

En el centro y noroeste de México la secuencia estratigráfica está deformada y presenta pliegues con vergencia al N-NE, afectando a unidades de edad Cretácico Superior-Terciario Inferior. Posteriormente se estableció un proceso de relajación relacionado con el cese del empuje tectónico, formando un sistema de fallamiento normal orientado de forma paralela a sub-paralela a la orientación de los pliegues laramidicos. Este sistema de fallas produjo fosas tectónicas, al tiempo que se daba un volcanismo eminentemente félsico hasta intermedio que es considerado perteneciente al extremo sureste de la provincia de la Sierra Madre Occidental. En las fosas tectónicas (las cuales están preferencialmente orientadas N-S), se depositaron los productos de erosión de las áreas positivas o los mismos

productos volcánicos epiclásticos, formando flujos de detritos, depósitos de abanicos aluviales constituidos por algunos conglomerados polimícticos y productos epiclásticos en parte con más productos volcánicos intercalados. Este volcanismo calcoalcalino relacionado al arco de la Sierra Madre Occidental abarca el Oligoceno y parte del Mioceno, iniciando hacia el Mioceno Superior un volcanismo de tipo intraplaca de andesitas basálticas y finalmente un volcanismo alcalino de basaltos olivínicos y basanitas en el Plio-Cuaternario.

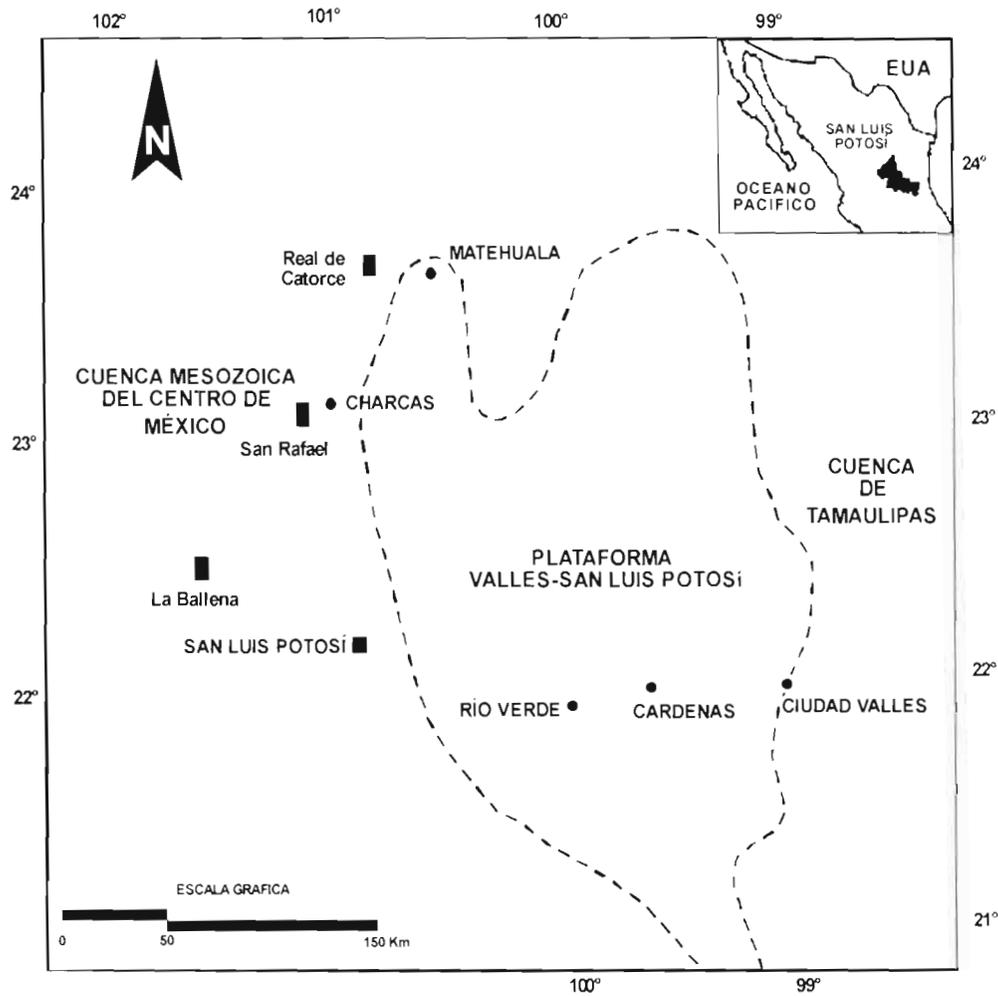


Figura 3. Provincias Paleogeográficas y ubicación actual de las áreas con afloramientos del Triásico marino en el centro de México. Modificado de López-Doncel (2003).

2. EL TRIÁSICO EN MÉXICO Y LAS SECUENCIAS TRIÁSICAS EXPUESTAS EN LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ.

2.1. Afloramientos y paleogeografía del Triásico en México.

La presencia de rocas triásicas en México se restringe a afloramientos aislados. En el centro de México, la secuencia triásica marina fue primeramente descrita por Burckhardt & Scalia (1905, 1906) en la localidad del Arroyo La Pimienta al oeste de la Ciudad de Zacatecas, Zac. Posteriormente Carrillo-Bravo (1968) propuso nombrar informalmente a esta secuencia siliciclástica marina como Formación Zacatecas.

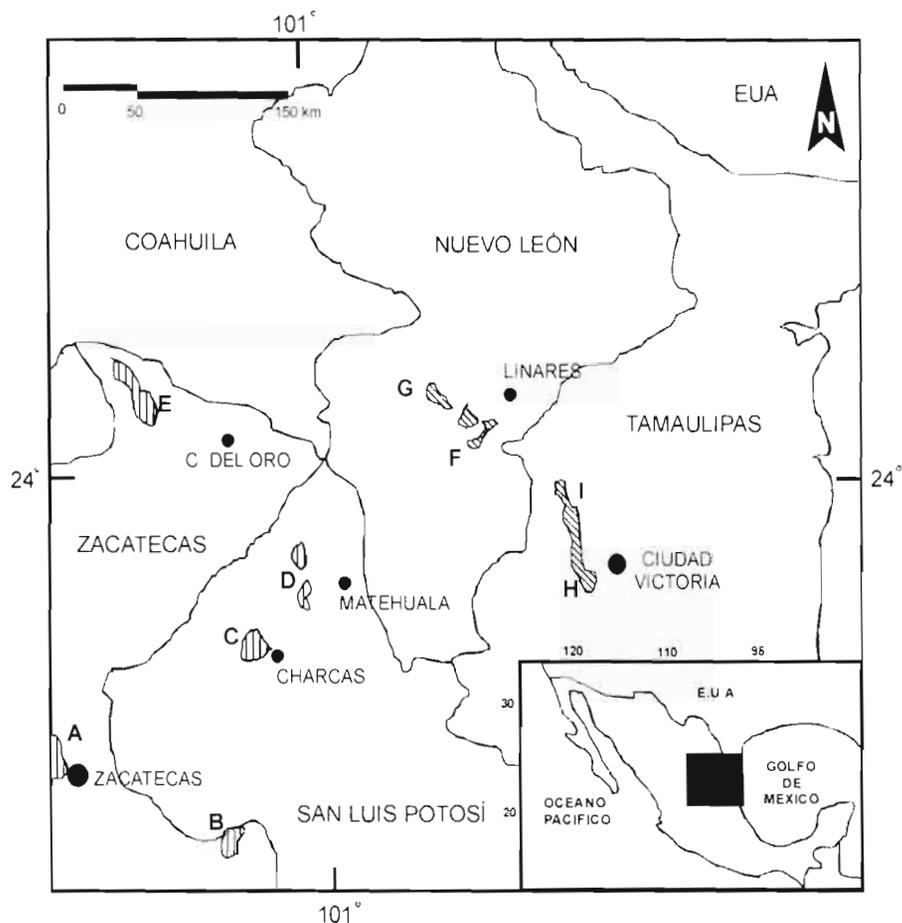


Figura 4. Localidades del Triásico marino y continental en el centro y noreste de México respectivamente. Facies marinas  A) Zacatecas, B) La Ballena, C) Charcas, D) Real de Catorce. Facies continentales  E) Sierra de Teyra, F) Cañón del Alamar, G) San Marcos, H) Cañón del Novillo, I) Cañón de la Boca. Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (1999).

Existen otros afloramientos en el centro del país, que se describieron y nombraron como "Formación Zacatecas" ya que en edad y litología son semejantes a los depósitos de la localidad del arroyo La Pimienta en Zacatecas, estos afloramientos se encuentran en las áreas de Sierra de Salinas (Chávez-Aguirre, 1968), en los límites de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas; así como en las vecindades de Charcas (Cantú-Chapa, 1969) en el Anticlinorio de La Trinidad-San Rafael y área de Santa Gertrudis, y en el área de la Sierra de Catorce (Cuevas-Pérez, 1985) en el norte de San Luis Potosí (Figura 4).

Esta secuencia, en las áreas del Arroyo La Pimienta y La Ballena Zacatecas, así como en las áreas de Charcas y Real de Catorce S. L. P., presenta características de facies de abanico submarino (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo, 1993; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999; 2004, Bartolini, 1998; Bartolini *et al.*, 2001; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994, Hoppe *et al.*, 2002), la cual se depositó en la margen oeste pasiva de Pangea como se esquematiza en la figura 5 (Centeno-García y Silva-Romo, *op cit*, Silva-Romo, 1993; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999, 2004, Bartolini, 1998; Bartolini *et al.*, 2001; Hoppe *et al.*, 2002).

Hacia la porción NE de México, las rocas triásicas están representadas por facies continentales de lechos rojos, los cuales afloran en una franja de orientación N-NW localizada en la parte este de la Sierra Madre Oriental. Existen algunos afloramientos al oeste de Ciudad Victoria en Tamaulipas y en la porción sur del Estado de Nuevo León. Los afloramientos de rocas triásicas en esta parte del país están representados por lo menos la parte inferior de la Formación La Boca (Mixon *et al.*, 1959) o Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1961), que se localizan en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, a pocos kilómetros al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Estas secuencias de capas rojas se depositaron en un ambiente tectónico de régimen extensivo, el cual produjo el desarrollo de pilares y cuencas, que se relacionan con la etapa inicial del rompimiento ("rifting") de Pangea en un tiempo Triásico Tardío-Jurásico temprano (Barboza-Gudiño *et al.* 1999).

En el norte del país, en la parte sur del Estado de Sonora aparece una secuencia de facies de cuenca tipo "rift" (González-León, 1997) perteneciente al Grupo Barranca (Formación Santa Clara) y más al norte rocas pertenecientes a la Formación Antimonio que son interpretadas como depósitos de facies de cuenca tipo fore-arc (Stanley y González-León, 1995). Las secuencias Triásicas del centro y noreste del país, pueden ser correlacionadas respecto a la edad con las secuencias expuestas en el Estado de Sonora, pero también en el sentido de que se trata en ambos casos de depósitos ocurridos en la margen occidental o paleo-pacífica de Pangea o bien, del suroeste de Norteamérica.

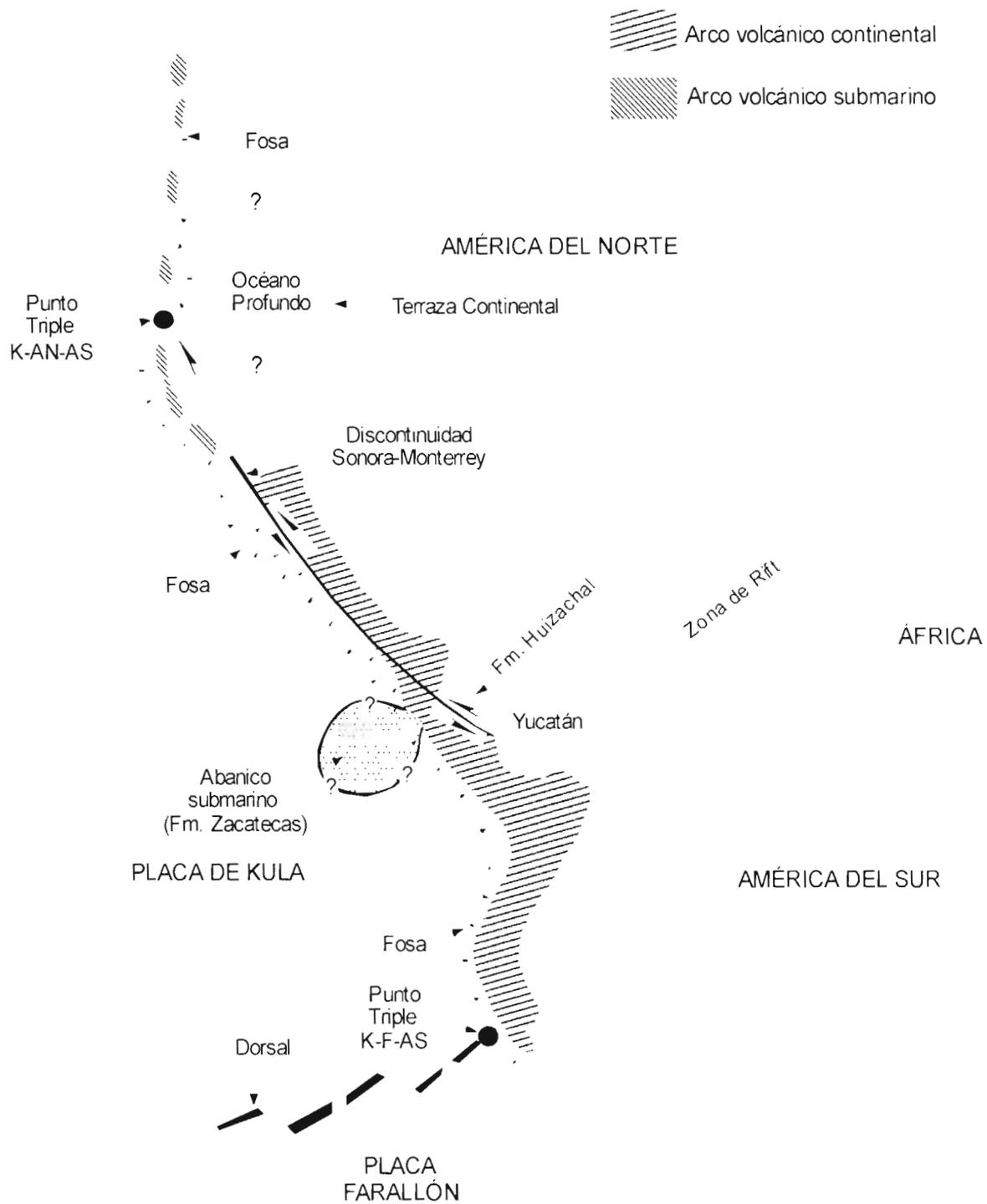


Figura 5. Paleogeografía del Triásico Tardío – Jurásico Temprano. K) Kula, AN) América del Norte, AS) América del Sur, F) Farallón. Modificado de Coney (1983).

2.2. Afloramientos en la región de Charcas, S.L.P.

Los afloramientos de la Formación Zacatecas en la localidad de Charcas son los de mayor extensión en el centro de México, con un área aproximada de 120 km². Estos depósitos aparecen en el núcleo del Anticlinal San Rafael-La Trinidad y representan la unidad más antigua en su posición estratigráfica a nivel regional. Estos depósitos constan principalmente de areniscas que varían de capas delgadas de unos cuantos centímetros a bancos de hasta 2 m, de espesor intercalados con limolitas y lutitas generalmente en capas delgadas. Las capas de arenisca presentan coloraciones generalmente rojizas en superficie alterada y de color gris verdoso en superficie fresca, mientras que las lutitas presentan coloraciones gris claro en superficie alterada y negras en superficie fresca. En algunos estratos de arenisca en contacto con lutitas, se pueden apreciar estructuras sin-sedimentarias como marcas de corriente, turboglifos y marcas de carga muy bien preservadas, además de estratificación oblicua y convoluta mostrando secuencias Bouma parcialmente desarrolladas, en ocasiones se pueden apreciar en las capas delgadas de lutitas y limonitas de esta misma secuencia restos de ichnofósiles, los cuales no fueron identificados. Tristán-González y Torres-Hernández (1994), realizaron la cartografía del área y dividieron a esta secuencia triásica marina en tres paquetes:

El paquete inferior, el cual consta de capas de areniscas delgadas a bancos de hasta 1 m (Fotografía 1) de espesor intercaladas con horizontes delgados de lutitas; el paquete intermedio, se caracteriza por presentar láminas a capas delgadas de lutita y arenisca, y el paquete superior de láminas de lutita y arenisca, predominando hacia la cima el contenido de lutitas. En este paquete se pueden observar de manera aislada algunos afloramientos de lutitas y limonitas con desarrollo de micas de origen clástico y en otros la presencia de horizontes conglomeráticos con abundantes fragmentos de cuarzo lechoso.

El espesor de la secuencia es incierto debido a que no aflora su base y que posiblemente exista repetición de la secuencia producto del tectonismo.



Fotografía 1. Afloramientos de areniscas de capas gruesas de la Formación Zacatecas en el Arroyo San Rafael en la localidad de Charcas.

Sin embargo aproximadamente a 25 km, al NW de Charcas, el pozo perforado por PEMEX denominado Taponá N° 1, corto 4,640 m de esta secuencia sin lograr atravesar su base (Tristán-González y Torres-Hernández, *op cit*).

Esta unidad infrayace discordantemente a depósitos de rocas volcanogénicas semejantes con la Formación Nazas del norte de Durango y Zacatecas (Pantoja-Alor, 1972).

Los depósitos de la Formación Zacatecas están fechados en base a restos fósiles colectados por Cantú-Chapa (1969) identificados como *Juvavites sp.*, asignándoles una edad del Cárnico inferior. Esta edad es apoyada por estudios posteriores de fauna de amonoides (Gallo-Padilla *et al*, 1993) y conodontes (Cuevas-Pérez, 1985), así como por los estudios palinológicos de muestras extraídas del pozo Taponá N° 1 (Guel-Díaz de León, 1990).

2.3. Afloramientos en la Sierra de Catorce, S.L.P.

Los afloramientos del Triásico marino en el área de Real de Catorce, se distribuyen en dos zonas de poca extensión, en la parte noroeste de la Sierra a los alrededores de los poblados Los Catorce y El Salto respectivamente, cubriendo en conjunto una superficie aproximada de 3 km². En general los depósitos de esta unidad están constituidos principalmente de lutitas con laminación interna y alternancia de limolitas y areniscas. Las lutitas son de color verde con tonalidades amarillentas en superficie alterada y de color negro a pardo en superficie fresca; estos depósitos presentan estructuras sinsedimentarias tales como "slumps", estratificación cruzada, "flute casts" y estratificación convoluta. Barboza-Gudiño *et al.*, (2004), señalan que las areniscas contenidas en los bancos de lutitas son sedimentológicamente inmaduras, constituidas generalmente de grauvacas cuyos fragmentos son principalmente subangulosos y están soportados por matriz, la cual puede aparecer hasta en un 40%. El espesor de esta secuencia es de más de 400 m en el área de Los Catorce, no habiéndose observado su base. La Formación Zacatecas infrayace discordantemente a bancos de cuarcitas conglomeráticas nombradas informalmente como capas Cerro El Mazo (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y a depósitos volcanogénicos de la Formación Nazas, esta última unidad descrita originalmente por Pantoja-Alor (1972) en la región de Villa Juárez, Durango.

La edad de la Formación Zacatecas en esta área hasta ahora ha sido dada por correlación con los afloramientos en la Sierra de Charcas, S. L. P.; y por posición estratigráfica, ya que infrayace a los depósitos volcanogénicos del Jurásico Inferior de la Formación Nazas, que en esta área aparecen interdigitados en parte con las capas Cerro El Mazo que se consideran de un ambiente posiblemente deltáico distal a marino proximal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez, 2007), mientras que la Formación Nazas es considerada de ambiente geotectónico de arco continental, ya que presenta lavas vesiculadas, brechas de desintegración, rocas piroclásticas, generalmente flujos de ceniza y cenizas de caída. A esta unidad se le ha asignado una edad de 174.7 ± 1.3 ma (Bajociano) por el método

U/Pb en circones, pertenecientes a un dique piroclástico que corta a la secuencia volcanogénica. La Formación Nazas es sobre yacida discordantemente por depósitos de la Formación La Joya (Barboza-Gudiño *et al*, 2004).

Como parte de las investigaciones a nivel regional por parte de la línea de investigación "Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico Temprano", del Instituto de geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, se han recolectado muestras de rocas de las diferentes localidades del Triásico marino y continental del centro y noreste de México, a fin de realizar estudios de geocronología de circones detríticos. En el presente trabajo se reportan y discuten los resultados de la muestra RC-06-31 procedente de los afloramientos del Cañón General, en las inmediaciones del poblado de Los Catorce, al poniente de Real de Catorce (Localización UTM: 304693/2622230). Los análisis fueron realizados por Barboza-Gudiño (en prep.) bajo los procedimientos seguidos en el laboratorio "LaserChron" de la Universidad de Arizona en Tucson.

Los resultados para un total de 100 circones medidos se dan en el anexo 2 y se representan en las figuras 6 y 7, en forma de histograma y diagrama de concordia respectivamente, siendo notable en el diagrama de probabilidad relativa que acompaña al histograma, el pico formado por circones de edad Permo-Triásica (254 Ma), con la presencia de circones panafricanos (picos de 508 y 583 Ma) así como grenvilleanos (960 y 1167) con algunos otros granos aislados estadísticamente no representativos de circones del Proterozoico Inferior y arqueano.

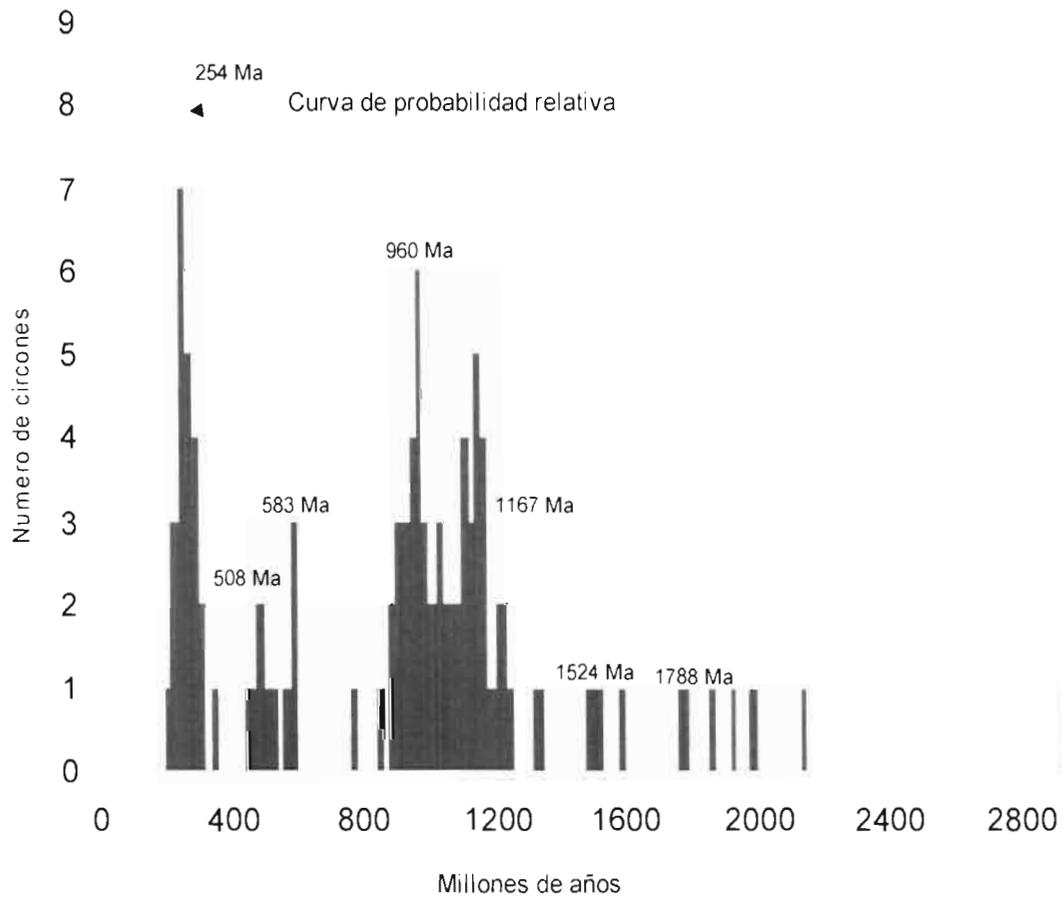


Figura 6. Edades U/Pb de 100 circones detríticos de la muestra "RC-06-31". La línea roja representa la probabilidad relativa, mientras que el histograma representa el número de circones.

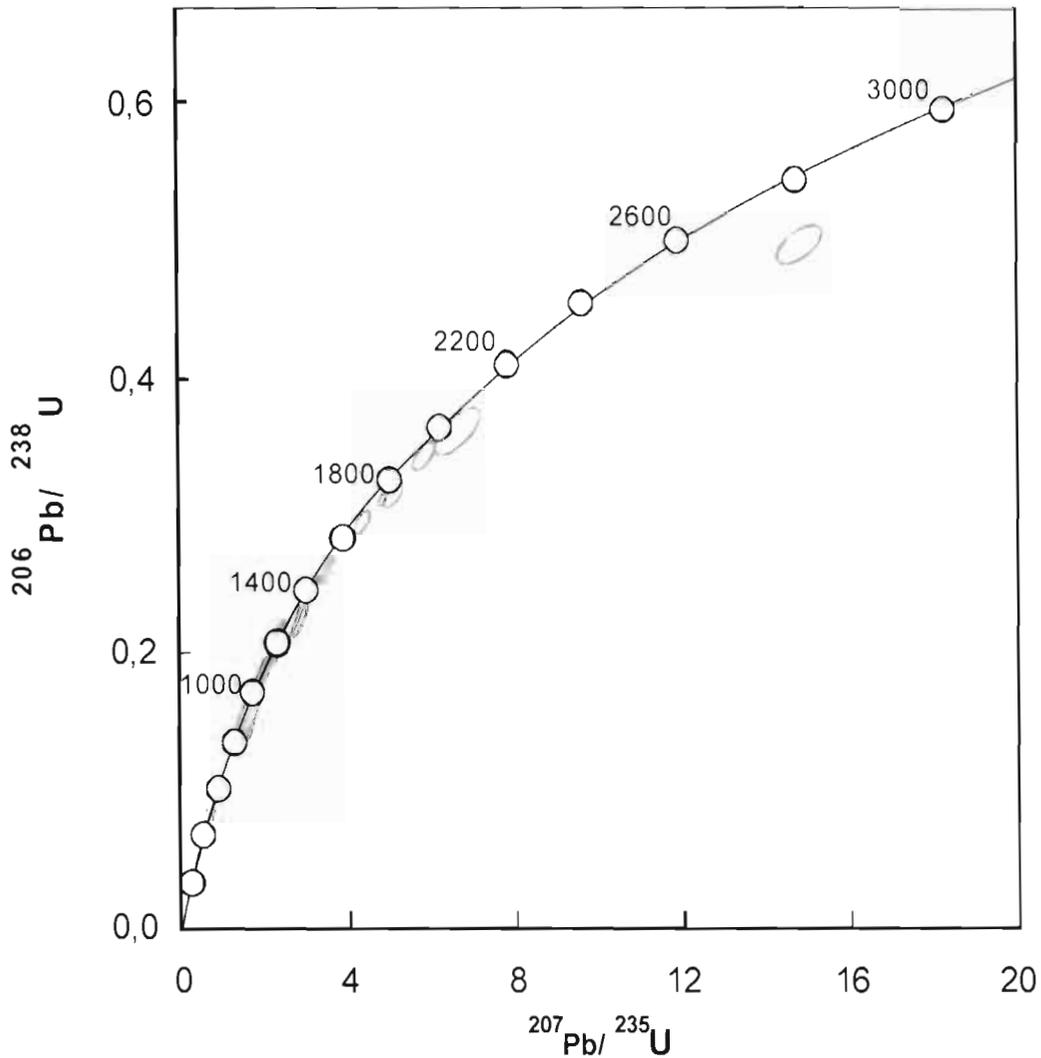


Figura 7. Diagrama de Concordia que muestra la dispersión de fechamientos de los circones detríticos y su relación con la curva ideal.

Dichos resultados permiten interpretar una edad máxima del depósito, cercana al límite Permico-Triásico y por consecuencia una edad real del depósito, ya en el Triásico, descartando una posible edad del Paleozoico Superior para estas rocas. Los circones panafricanos y grenvilleanos, permiten interpretar una procedencia de estos sedimentos, a partir de los bloques de Oaxaquia y de Yucatán o el este de Norteamérica, apoyando la idea de un origen autóctono y descartando el posible desplazamiento de estas unidades desde el noroeste, a lo largo de la llamada Megacizalla Mojave Sonora.

2.4. Cartografía geológica 1:10,000 del Área La Ballena, Zacatecas y afloramientos del Triásico en la Sierra de Salinas, San Luis Potosí y Zacatecas.

Generalidades

Como parte de los estudios sistemáticos para entender las relaciones estratigráficas y la deformación de la secuencia Triásica a nivel regional, se realizó una cartografía de detalle en escala 1:10, 000 del área de La Ballena, en el límite de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí (Figura 8), incluyendo los afloramientos de la secuencia del Triásico, así como toda la columna Mesozoica y Cenozoica que la sobreyace (Ver anexo 2).

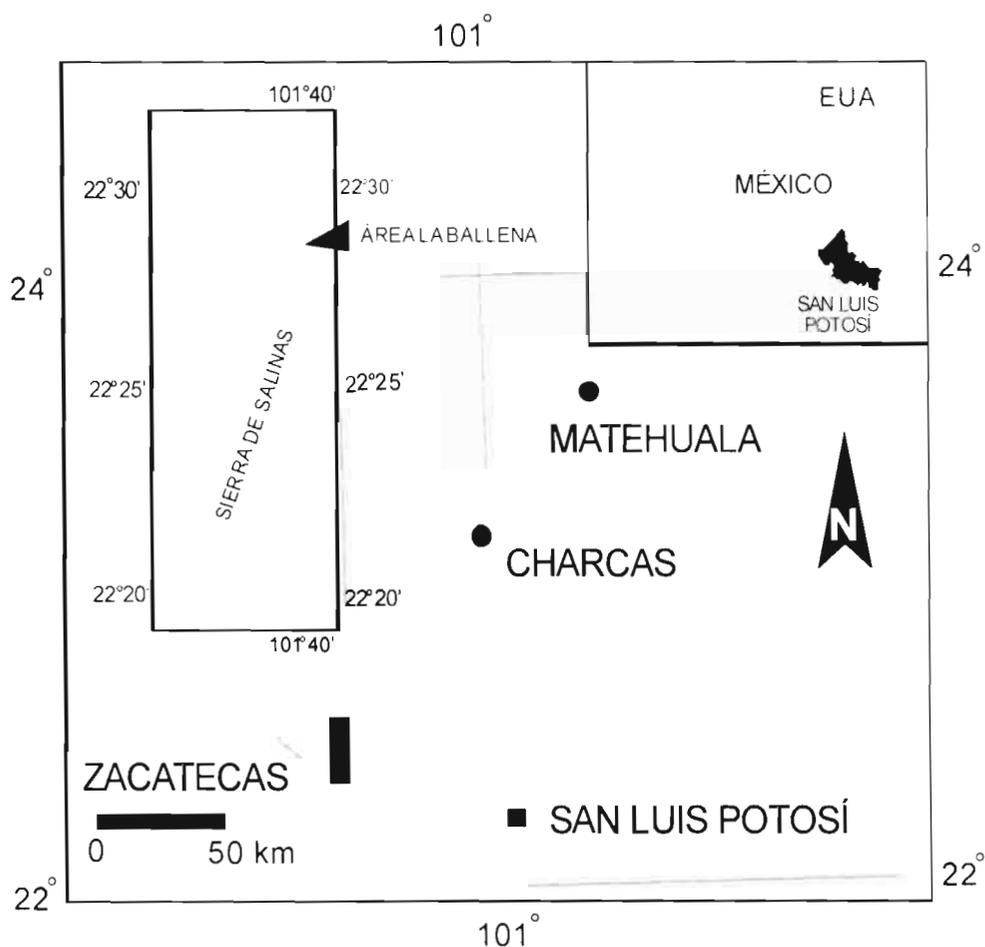


Figura 8. Localización del área cartografiada (Área La Ballena), en la parte central de la Sierra de Salinas estados de San Luis Potosí y Zacatecas.

Anteriormente se realizaron trabajos del tipo geológico-estructural, estratigráfico y minero, de los cuales destacan algunos como el de Chavez-Aguirre (1968), Labarthe-Hernández *et al.* (1982), Serrano-Marín (1991), Silva-Romo (1993), Bartolini (1998) y Zavala-Monsivais (2000), quienes describen a las unidades estratigráficas presentes en la Sierra de Salinas así como el marco tectónico y paleogeográfico.

En el área de La Ballena, afloran rocas del Mesozoico, las cuales representan de la base a la cima a las Formaciones Zacatecas (Triásico); Nazas, Joya, Zuloaga y La Caja (Jurásico); Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol (Cretácico) respectivamente. También aparecen rocas ígneas intrusivas (Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983) y depósitos arenosos y conglomeráticos del Cuaternario (Figura 9). Dichas unidades se describirán a detalle a continuación.

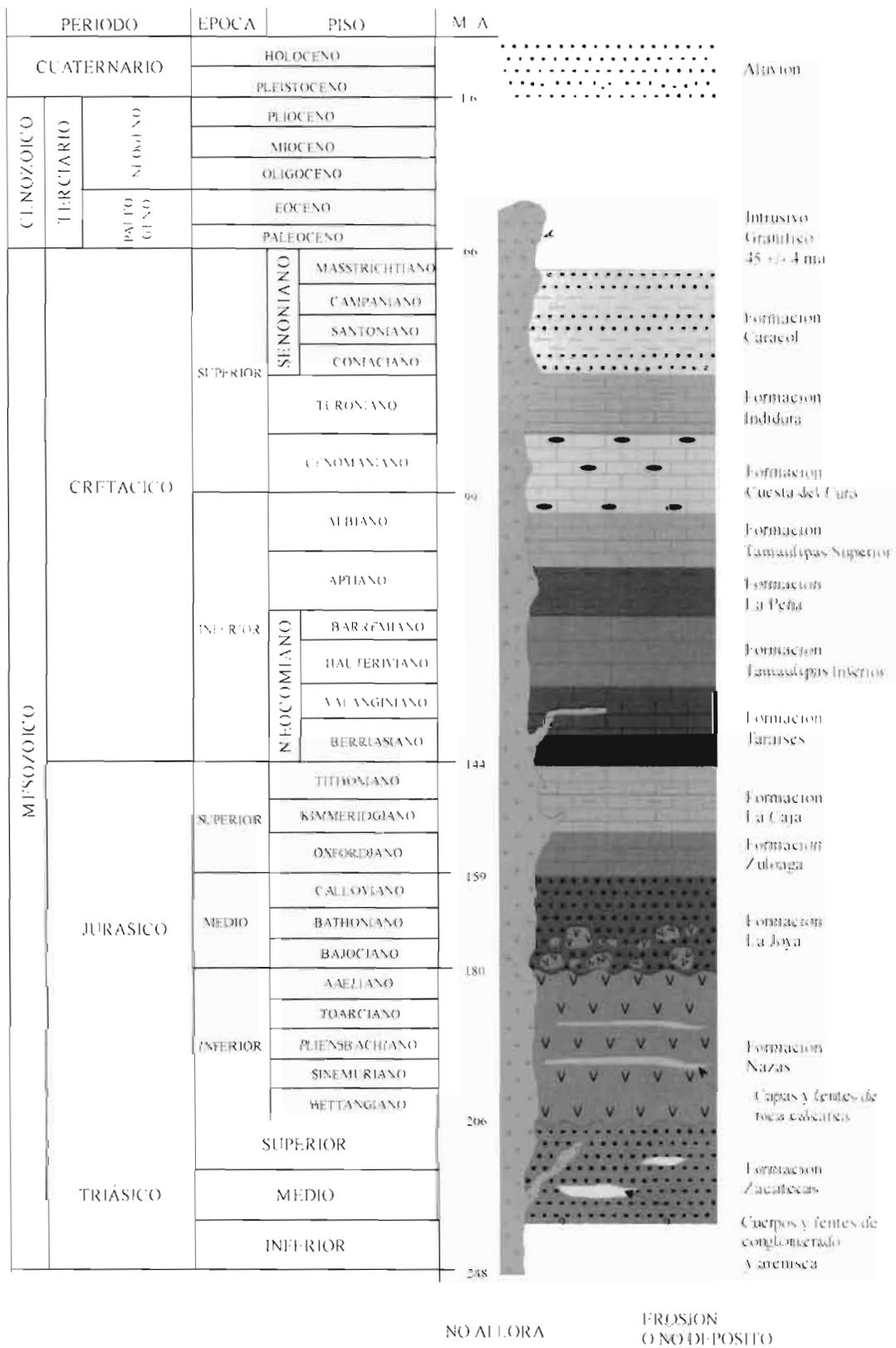


Figura 9. Columna estratigráfica de la porción central de la Sierra de Salinas (área La Ballena).

ESTRATIGRAFÍA.

Mesozoico.

El mesozoico esta representado por unidades, las cuales se clasifican de acuerdo con su ambiente de depósito, y su génesis. La unidad inferior es marina, de edad Triásico Tardío denominada Formación Zacatecas, la cual es sobreyacida por rocas volcánicas de la Formación Nazas considerada de edad Jurásico Temprano y depositada en un ambiente sub-aéreo, que subyace depósitos clásticos continentales de la Formación La Joya que a su vez es sobreyacida por depósitos calcáreos que conforman una secuencia de rocas, depositadas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Esta secuencia varía en edad desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. Estas unidades son las Formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol respectivamente.

Formación Zacatecas.

Distribución.

La Formación Zacatecas aflora en la parte central de la Sierra de Salinas, en los alrededores del poblado La Ballena, este afloramiento cubre una superficie de aproximadamente 16 km², y está limitado al norte y al sur por fallas normales de orientación casi E-W en las cuales están emplazados cuerpos ígneos intrusivos de composición granítica. Estas fallas cortan de manera perpendicular a la Sierra de Salinas; hacia el este y oeste, el afloramiento está limitado por fallas normales de orientación N-S. Este juego de fallas da forma al margen este del Graben de Villa Hidalgo localizado al W del afloramiento. Existe otro afloramiento de pocas dimensiones localizado entre el Cerro Peñón Blanco y el Cerro La Peña, el cual no ha quedado incluido en la presente cartografía.

Litología y Espesor.

La secuencia perteneciente a la Formación Zacatecas, consiste esencialmente de rocas clásticas principalmente lutitas físciles laminares, intercaladas con limolitas y capas delgadas de areniscas y escasos bancos de areniscas y conglomerados.

Las lutitas son de coloración negra en superficie fresca, presentando coloraciones en tonalidades principalmente gris oscuro a gris claro y rojizas a amarillo ocre en superficie alterada (Fotografía 2). El espesor de estas capas arcillosas es muy variable, pero en general son de espesores que varían de unos cuantos centímetros hasta estratos de 1 m, que junto con las limolitas comúnmente presentan estructuras primarias como marcas de carga, marcas de corriente (principalmente en la base de los estratos de arenisca), así como marcas de bioturbación. En algunas partes se pudieron observar fragmentos de arenisca de unos cuantos centímetros y bloques de hasta 1 m de diámetro “flotando” en las lutitas y limolitas, que hacen suponer que existían partes relativamente más elevadas de donde ocasionalmente se desprendían fragmentos que eran acarreados a las zonas más bajas, producto de posibles deslizamientos gravitacionales. Algunos bloques y fragmentos, presentan una clara laminación interna generalmente oblicua cóncava y en ocasiones oblicua tabular. Otro rasgo que favorece la idea anterior es la presencia de pliegues sin-sedimentarios (“slumps”) localizados aproximadamente a 1 km hacia el sur, fuera del área de estudio sobre el Arroyo La Haciendita.



Fotografía 2. Intercalación de capas delgadas de lutitas y areniscas pertenecientes a la Formación Zacatecas, generalmente desarrollando pliegues isoclinales.

Los bancos de conglomerados y de areniscas los encontramos usualmente coronando los cerros, estos bancos son por lo común discontinuos lateralmente, la parte conglomerática basal, consta de fragmentos sub-redondeados a redondeados principalmente de cuarcitas y de fragmentos tabulares (en promedio de 2 cm de longitud) intensamente silicificados y de coloraciones oscuras. Los bancos de areniscas, llegan a medir hasta 1.5 m de espesor y presentan laminación paralela y laminación oblicua, sin embargo muy comúnmente se observan masivos, con fragmentos que se pueden ver a simple vista (aproximadamente 2 mm de diámetro) de textura equigranular, generalmente de coloraciones amarillentas a blanquecinas en superficie alterada y de coloración gris en tonalidades claras en superficie fresca. Capas delgadas de areniscas color verdoso de 20 cm de espesor a laminares aparecen intercaladas con limolitas.

Se encontraron algunos sitios fosilíferos, principalmente sobre los arroyos en las vecindades del poblado de La Ballena, donde se encuentran restos de plantas y algunos ejemplares mal preservados de amonoideos y de bivalvos. En uno de estos sitios inmediatamente al norte de La Ballena se encontró un horizonte muy fosilífero de aproximadamente 30 a 40 cm de espesor. Aunque los ejemplares no se clasificaron en este estudio, existen amplias descripciones de los mismos, en Gallo-Padilla, *et al* (1993) y Gómez-Luna y Martínez-Cortéz (1997), destacando los géneros *Beyrichitidae sp.*, del Triásico Medio, *Trachyceratidae sp.*, del Ladiniano Tardío y *Clyonitidae sp.*, del Ladiniano Tardío al Cárnico Temprano.

El espesor total de esta secuencia siliciclástica no pudo ser medido directamente ya que no queda expuesta su base, sin embargo se estimó un espesor de 1200 m para las capas localizadas sobre el arroyo inmediatamente al norte de La Ballena. Este espesor se considera con ciertas reservas ya que posiblemente existe repetición de la secuencia debido a la intensa deformación. Cabe señalar que en los afloramientos del Triásico marino al NW de Charcas (área la Taponá), PEMEX perforó el pozo de exploración Taponá No. 1, el cual cortó una sección de 4640 m de espesor, sin llegar a su base (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994).

Esta secuencia siliciclástica presenta pliegues isoclinales y al menos dos fases de deformación compresiva bien marcadas y una posible tercera que solo es observable en casos y afloramientos excepcionales. Los rasgos de deformación se discutirán a detalle en el capítulo 3.

Relaciones Estratigráficas.

El contacto inferior de la Formación Zacatecas no se expone, mientras que el contacto superior es discordante con la Formación Nazas, este contacto se puede observar claramente aproximadamente a 500 m al norte del poblado La Ballena. Hacia la cima de la Formación Zacatecas existen capas de arenisca las cuales pasan de forma abrupta a rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Nazas. La parte superior de las capas arenosas, se observa muy silicificada y adquiere una coloración verdosa, e inmediatamente encima de ellas aparecen rocas de coloración negrusca y violácea características de la Formación Nazas. En la parte norte del Cerro Grande podemos observar otro contacto con rocas pertenecientes a las formaciones Nazas y Zuloaga respectivamente, este contacto es por fallamiento normal. En la parte NE se observa que la Formación Zacatecas está en contacto también por fallamiento con las formaciones Indidura y Tamaulipas Superior, esta falla tiene un rumbo preferencial E-W.

Sedimentología.

Los rasgos sedimentológicos encontrados son muy variados, siendo los más comunes, las marcas de carga; comúnmente encontradas en la base de los cuerpos principalmente arenosos y en algunas capas de limolita de grano grueso que están en contacto con rocas lutíticas y limolíticas finas, las cuales permiten la preservación de estas estructuras. Algunas de estas marcas no se observan claramente ya que en ocasiones la deformación tectónica destruye parcial a totalmente este y los demás rasgos sedimentológicos incluyendo la estratificación. Se encontraron también marcas de corriente, principalmente "groove marks"; estas marcas aparecen mas aisladas y son relativamente mas escasas, por lo general

miden algunos centímetros de longitud, sin embargo en ocasiones alcanzan hasta 1.5 m de longitud en su eje más largo.

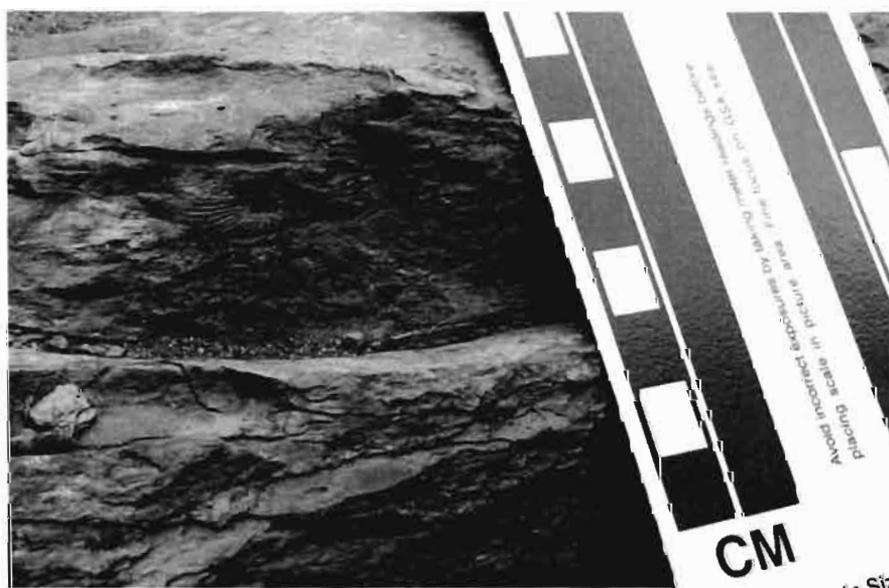
Estas estructuras, además de bloques de areniscas dentro de rocas arcillo-limosas, así como algunos pliegues sinsedimentarios (“slumps”) y rellenos de canal (“channel-fill”), hacen suponer que posiblemente pertenecen a un intervalo dentro de la parte superior y media de la facies de abanico medio y posiblemente en la parte inferior de la facies de abanico superior, de acuerdo con el modelo de facies de abanico submarino de Tucker (2001). Previamente la Formación Zacatecas en el área de La Ballena y en otras localidades en el estado de San Luis Potosí y Zacatecas, ha sido considerada como una secuencia tipo “flysch” que pertenece a un enorme abanico submarino, depositado en la margen occidental pasiva de Pangea, en base a descripciones en esta localidad (Silva-Romo, 1993) y en las áreas de Charcas y Real de Catorce S.L.P. (Hoppe, 2000), ésta última localidad considerada como facies transicional o deltaica distal (Hoppe, 2000; Barboza-Gudiño, 2000; Barboza-Gudiño *et al.* 2004). Silva-Romo (1993) señala que la Formación Zacatecas en la Sierra de Salinas presenta características sedimentológicas (litofacies B?, C, D, E) que hacen suponer que la secuencia corresponde a facies de abanico medio a externo.

Edad y correlación.

La edad de esta secuencia en el área de La Ballena está muy bien documentada en base al material fósil recolectado en las capas arcillosas y limolíticas, por autores como Chávez-Aguirre (1968) quien reportó la presencia del amonoideo *Sirenites sp.*, en rocas expuestas en el arroyo al noreste de La Ballena, por lo cual les asignó una edad del Triásico Tardío. Posteriormente, Silva-Romo (1993) reconoció dos localidades fosilíferas en las que recolectó restos de amonoideos del género *Clionites sp.*, además de moldes de pelecipodos posiblemente del género *Palaeoneilo sp.* y *Halobia sp.*, con lo cual le asignó una edad del Triásico Tardío. En el arroyo inmediatamente al norte de La Ballena, existen varias zonas con presencia de material fósil, de los cuales, se pudieron observar algunas

impresiones mal preservadas de amonoideos (Fotografía 3). Aproximadamente a 500 m al norte de la Ballena, se recolectó un fragmento de un horizonte de aproximadamente 30 cm de espesor, con abundante material fósil, principalmente de pelecipodos. Los fósiles recolectados en el presente estudio son en general ejemplares de los generos antes mencionados, que corresponden todos al Triásico Tardío, lo cual es congruente con la posición estratigráfica de esta unidad, ya que infrayace en esta misma localidad a rocas de la Formación Nazas consideradas de edad Jurásico Temprano (Bartolini, 1998).

Esta unidad se correlaciona en edad con afloramientos clásticos continentales de lechos rojos de la Formación La Boca (Mixon *et al.*, 1959), o Formación Huizachal (Carrillo-Bravo, 1961) que afloran en la región noreste de México, así como con depósitos transicionales de la Formación Santa Clara pertenecientes al Grupo Barranca (González-León, 1997) y con la Formación Antimonio que afloran en el Estado de Sonora (Stanley y González-León, 1995), también corresponderían en edad con por lo menos parte las secuencias de cuenca oceánica presentes en el denominado terreno Vizcaino en Baja California Sur y Arteaga, Michoacán (Sedlock *et al.*, 1993).



Fotografía 3. Impresión de amonoideo en la localidad fosilífera aproximadamente 500 m, al norte del poblado La Ballena.

Formación Nazas

La Formación Nazas fue definida por Pantoja-Alor (1972) en el norte de Durango, considerando como localidad tipo el levantamiento de Villa Juárez. La sección tipo se localiza aproximadamente a 20 km al suroeste de la ciudad de Torreón Coahuila, en donde describió una secuencia de lavas interestratificadas con tobas, lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo, la cual infrayace a las unidades marinas del Jurásico Superior.

Distribución.

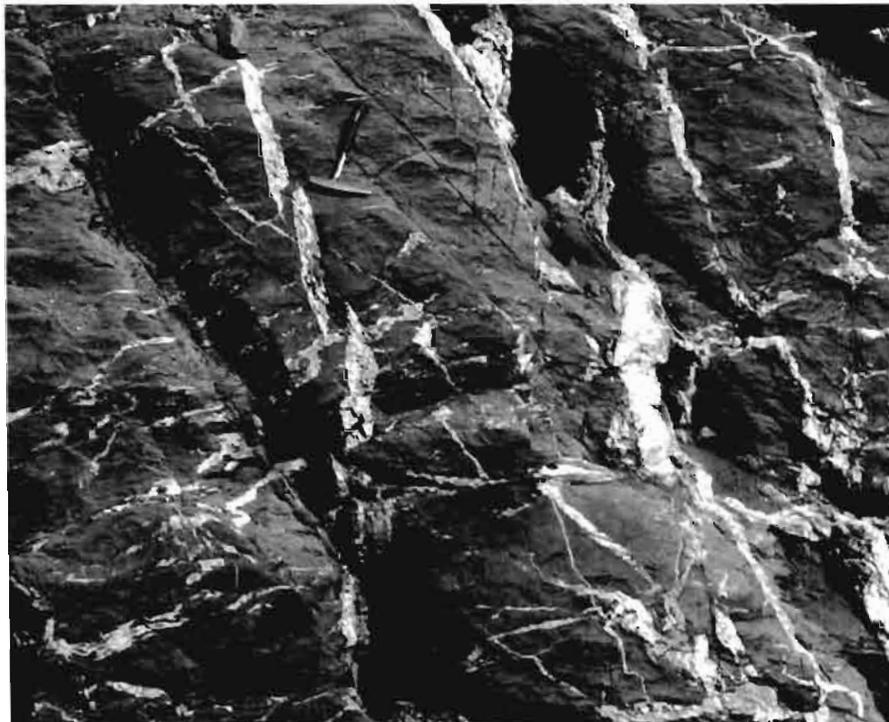
En el área de estudio, la Formación Nazas aflora en dos pequeñas zonas en la parte central de La Sierra de Salinas (ver anexo 2). La primera se localiza aproximadamente a 1 km al noroeste del poblado La Ballena y cubre una superficie de aproximadamente 4 km². Estas rocas se distribuyen en una franja irregular que corre de este a oeste en la parte central de la sierra. El segundo afloramiento, aparece aproximadamente a 1 km al suroeste del Cerro Peñón Blanco.

Litología y espesor.

En el área de estudio, la Formación Nazas está constituida esencialmente por rocas volcánicas, y volcanoclásticas, algunas capas de sedimentos epiclásticos y raros depósitos calcáreos?. En el área, predominan rocas de coloraciones oscuras, en tonalidades rojizas y pardo rojizo en superficie fresca, las cuales son principalmente derrames andesítico-basálticos, muy alterados (Fotografía 4). En superficie intemperizada presentan coloraciones violáceas y rojizas oscuras a verdosas claras y oscuras. Algunos horizontes son de coloraciones violáceas en superficie intemperizada. Zavala-Monsivais (2000), midió una sección al norte del Cerro Grande, en donde describe a la Formación Nazas como una secuencia que consiste de tobas de grano fino, rocas piroclásticas riolíticas, brechas volcánicas, lavas andesíticas y escasos lentes calcáreos. Los horizontes volcanoclásticos son rocas principalmente brechizas y aglomerados con fragmentos que varían desde 0.5 cm de diámetro hasta 30 cm o más. Otras capas de posible origen

volcanosedimentario son algunas rocas de grano muy fino posiblemente depósitos de ceniza de coloraciones rojizas en superficie intemperizada y verde claro en superficie fresca. Estos horizontes miden en promedio 2 m de espesor, en general son masivos, con tamaños de grano que varía de la arenisca fina a limolita. Otros horizontes muy comunes en esta área, son algunos depósitos de rocas de composición calcárea?, que en ocasiones presentan interestratificación con calcilutitas que contienen fragmentos de hasta 30 cm de diámetro de rocas probablemente volcánicas. Estos fragmentos se observan comúnmente hacia la base de los horizontes.

Bartolini (1998) le asigna a esta formación en el área cartografiada, un espesor de 400 m de acuerdo con un perfil medido en la parte norte del Cerro Grande. En el presente estudio se calcula que el espesor de esta unidad puede llegar a medir hasta 600 m, en base a los datos cartográficos, sin embargo cabe destacar que esta formación está deformada y posiblemente exista repetición de la secuencia.



Fotografía 4. Afloramiento de Rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Nazas.

Relaciones estratigráficas.

La base de esta secuencia está en contacto discordante por erosión y por fallamiento con la Formación Zacatecas. El contacto se puede observar claramente aproximadamente a 500 m al norte del poblado La Ballena (ver anexo 2). La cima de la Formación Nazas está en contacto discordante con la Formación La Joya. Este contacto en ocasiones se observa difuso debido a que el miembro inferior de la Formación La Joya presenta características litológicas semejantes con depósitos volcanoclásticos interestratificados de la Formación Nazas, dificultando la separación, sin embargo aproximadamente a 1 km al norte del poblado La Ballena, se puede observar el cambio litológico entre estas dos unidades, e inferir que se trata de una discordancia erosional, como se ha venido observando también a nivel regional.

Sedimentología.

Algunos autores coinciden en que la Formación Nazas posiblemente fue formada dentro de un arco volcánico continental (Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al*, 1998, 1999, Zavala-Monsivais, 2000; Gómez-Anguiano, 2001). En el área de estudio, encontramos evidencias que indican dicho ambiente continental ya que encontramos depósitos de tobas y cuerpos irregulares de brechas volcánicas asociadas con rocas producto de derrames basálticos?, en todos los casos con indicadores de un depósito subaéreo y total ausencia de otros rasgos, como pudieran ser formas de lavas almohadilladas o hyaloclastitas. También aparecen sin embargo, horizontes de hasta 1.5 m de espesor de rocas calcáreas?, lo cual sugiere que posiblemente existían depresiones topográficas en las cuales ocasionalmente prevalecían ambientes lagunares, esto es visible sobre todo hacia la base de la unidad.

Edad y correlación.

Bartolini (1998), en base a la posición estratigráfica le asignó una edad del Triásico Tardío al Jurásico Medio. Barboza-Gudiño *et al*. (1999) fecharon por roca total una muestra de andesita por el método K-Ar del cual obtuvieron una edad

anómala de 81.9 ± 4.1 Ma, probablemente como producto de reactivación térmica relacionada con la Orogenia Laramide. Barboza-Gudiño, *et al.* (2004), le asignaron a esta formación a nivel regional, en base a dataciones isotópicas de U-Pb en circones, una edad del Jurásico Inferior a Medio, por lo que en el presente estudio, en concordancia con esta información y con su posición estratigráfica, se le asigna una edad del Jurásico Inferior a Medio, ya que sobreyace a rocas de la Formación Zacatecas a la cual se le asignó una edad del Triásico Medio a Superior en base a restos fósiles (Chávez-Aguirre, 1968; Silva-Romo, 1993) y subyace a depósitos de la Formación La Joya a la cual se le asigna una edad entre el Calloviano y el Oxfordiano (Carrillo-Bravo, 1961).

Formación La Joya.

La Formación La Joya fue descrita por Mixon *et al.* (1959), en el anticlinorio de Huizachal-Peregrina en la Sierra Madre Oriental, en las cercanías de Ciudad Victoria, Tamps, al occidente del poblado La Joya Verde, donde midieron una secuencia de 59.3 m de lechos rojos, que de la base a la cima se describieron como sigue:

6 m de conglomerados de grano medio a grueso; 1 m de caliza gris de estratificación delgada; 2 m de lutita y limolita rojo brillante; 0.3 m de arenisca gris claro de grano fino; 2 m de lutitas y limolitas de color rojo brillante; 13 m de lutitas, limolitas y areniscas de grano fino de color rojo, areniscas de grano fino con estratificación oblicua; 5.2 m de areniscas de color rosa a rojisa de grano grueso a muy grueso con estratificación oblicua; 19.7 m de arenisca con algunas capas conglomeráticas delgadas de color rosa a rojo de grano fino a grueso y finalmente 10.1 m de conglomerados y areniscas conglomeráticas.

Localización.

La Formación La Joya dentro del área de estudio se distribuye en una pequeña zona en la parte central oeste de la Sierra de Salinas, aproximadamente a 2 km al norte del poblado la Ballena.

Litología y espesor.

La Formación La Joya está representada por dos miembros conglomeráticos, que se pueden diferenciar por su litología y coloración. El miembro inferior está constituido por depósitos de conglomerados polimícticos. Los fragmentos son de tamaños muy variables en donde predominan las fracciones del tamaño del conglomerado fino a medio, de formas que varían de angulosas a sub-redondeadas, presentando fragmentos de rocas volcanogénicas derivadas de la unidad subyacente (Formación Nazas), principalmente fragmentos de rocas volcánicas. La coloración de este miembro es principalmente verde claro en superficie alterada (Fotografía 5). En superficie fresca la coloración es principalmente gris claro a gris oscuro. Presenta estratificación y laminación que en promedio mide 15 cm de espesor. No se observó claramente el comportamiento lateral de este miembro superior, sin embargo se estima en base a los datos de campo que puede variar desde un par de metros hasta 40 o 50 m de espesor.



Fotografía 5. Aspecto general del miembro inferior de la Formación La Joya. Los fragmentos que lo constituyen son principalmente de rocas volcánicas.

El miembro superior es un conglomerado polimictico caracterizado por presentar fragmentos principalmente de cuarzo lechoso y escasos de rocas volcánicas. El tamaño de los fragmentos del miembro superior varía de unos cuantos milímetros a fragmentos de hasta 30 cm de diámetro. Este conglomerado es masivo (sin estratificación) y de forma lenticular. La coloración en superficie alterada es rojiza y en superficie fresca es principalmente gris oscuro a gris acero, los clastos están soportados generalmente grano a grano, y están muy silicificados tanto los fragmentos como la matriz (Fotografía 6). El espesor de este miembro superior es muy variable, sin embargo se estima de hasta 20 m de espesor.

Relaciones estratigráficas.

Los conglomerados de la Formación La Joya ocasionalmente descansan discordantemente sobre las formaciones Zacatecas y Nazas. El contacto superior se puede observar claramente en el costado oeste y noroeste del Cerro Grande (ver anexo 2). Este contacto es de forma transicional concordante, pasando de una roca clástica de tonalidades amarillentas (Formación La Joya) que gradualmente pasan a rocas calcáreas de la Formación Zuloaga.



Fotografía 6. Aspecto general del miembro superior de la Formación La Joya. Los fragmentos que lo constituyen son principalmente de cuarzo lechoso y escasos fragmentos volcánicos.

Sedimentología.

De acuerdo con las características litológicas y la naturaleza del contacto superior con la Formación Zuloaga, hacen suponer que los conglomerados polimícticos de la Formación La Joya se depositaron en un marco tectónico en el que posiblemente existían zonas topográficas relativamente más elevadas que fueron la fuente de los fragmentos, los cuales se depositaron en su cuenca correspondiente, que aparentemente sufrió una continua subsidencia dando paso al depósito de rocas carbonatadas las cuales marcan el comienzo de la transgresión marina.

Edad y correlación.

Carrillo-Bravo (1961), sitúa a la Formación La Joya entre el Calloviano y el Oxfordiano en base a microfósiles los cuales identifico como *Natica georgeana* y *Eonavicula sp.* En la presente cartografía la Formación La Joya no presenta restos fósiles. Sin embargo por posición estratigráfica, se le asigna una edad tentativa del Jurásico Medio, ya que infrayace a la Formación Zuloaga de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano y suprayace depósitos volcanogénicos de la Formación Nazas del Jurásico Inferior a Medio. La Formación La Joya es corelacionable con las areniscas de la Formación Tepexic que aflora en la Cuenca Tampico-Mizantla y con la Formación Cahuasas en la región de Tamazunchale (Carrillo-Bravo, 1961)

Formación Zuloaga.

La Formación Zuloaga fue definida por Imlay (1938) en la Sierra de Sombrerete al norte del poblado de Melchor Ocampo, en el Estado de Zacatecas. Describió la secuencia como depósitos calcáreos constituidos por calizas, calizas dolomíticas de color gris acero, en estratos que varían 1 a 3.5 m de espesor. Estas calizas fueron descritas anteriormente por Burckhardt (1930) como "calizas con nerineas" en las cercanías de Mazapil y en la Sierra de Symon, Zacatecas.

Distribución.

Esta secuencia, aparece en pocos afloramientos en la parte oeste y norte del Cerro Grande, aproximadamente a 2 km al norte de La Ballena, siendo relativamente más abundantes al sur del Cerro Peñón Blanco en el Arroyo Las Jaras (ver anexo 2).

Litología y espesor.

Esta secuencia está representada por rocas calcáreas de estratificación gruesa de hasta 2 m de espesor, su coloración en superficie fresca es color gris acero mientras que en superficie intemperizada adquiere una coloración amarillenta a gris claro. La Formación Zuloaga presenta bastantes nódulos y esporádicas capas de pedernal principalmente de coloración amarillenta a blanquecina, estos nódulos y capas de pedernal miden en promedio 10 cm de espesor siendo relativamente más abundantes hacia la cima de la secuencia mientras que en la parte inferior podemos observar gran cantidad de restos de corales en posición de crecimiento los cuales aparecen en dos pequeños afloramientos, uno ubicado aproximadamente a 1.5 km al norte de La Ballena, sobre el arroyo en la parte oeste del Cerro Grande, el segundo se observa claramente al norte del Cerro Grande, en el costado sur del Arroyo de Comanja por donde pasa el camino que conduce a pequeñas obras mineras (ver anexo 2). El espesor de esta secuencia no se midió directamente, sin embargo por las evidencias de campo, se estima un espesor máximo de 80 m.

Relaciones estratigráficas.

La Formación Zuloaga sobreyace concordantemente de forma transicional a la Formación La Joya, cambiando gradualmente de depósitos conglomeráticos a margosos y calcáreos en un intervalo de aproximadamente 3 m (Fotografía 7). Esta misma situación aparece en el área de Real de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El contacto superior es concordante y de forma transicional con los depósitos limo-calcáreos y arcillo-calcáreos pertenecientes a la Formación La Caja.



Fotografía 7. Detalle de la zona de transición entre las Formaciones Zuloaga (parte superior) y Joya (parte inferior) respectivamente.

Sedimentología.

De acuerdo con las observaciones de campo y a ejemplares de corales encontrados, la Formación Zuloaga se depositó en una ambiente en el que prevalecían aguas limpias, someras y con gran penetración de luz correspondiente a un ambiente lagunar-arrecifal. Este ambiente aparentemente se vio afectado por un abrupto cambio producto del aporte de sedimentos terrígenos (Formación La Caja) que inhibieron el depósito de calizas y el desarrollo de los organismos arrecifales.

Edad y correlación.

Imlay (1938), de acuerdo a su contenido fósil, le asignó una edad del Oxfordiano Superior-Kimmeridgiano Inferior en la región de Coahuila. Barboza-Gudiño *et al.*

(1999), le asignan una edad del Oxfordiano-Kimmeridgiano en base a la presencia de pelecípodos del género *Nerinea sp.* Silva-Romo (1993) le asigna una edad del Kimmeridgiano Inferior en base a nerineas deformadas las cuales identifiqué como *Phaneroptyxis aff., sulejovensís.* recolectadas al sur del Cerro Peñón Blanco en la parte centro norte de la Sierra de Salinas.

En el área de estudio se encontraron algunos gasterópodos mal preservados posiblemente del género *Nerinea sp.* y probables ostracodos, además de corales. Por posición estratigráfica le asigno una edad del Oxfordiano ya que sobreyace a la Formación La Joya de edad Jurásico Medio y subyace depósitos de la Formación La Caja de edad Kimmeridgiano Superior-Tithoniano Superior (Silva-Romo, 1993). Sin embargo, de acuerdo con la edad establecida por Silva-Romo (1993) (Kimmeridgiano Temprano) para esta área, considero que la Formación Zuloaga tiene una edad Oxfordiano-Kimmeridgiano.

Esta formación se puede correlacionar con la Formación La Gloria en Coahuila y con la Formación Tamán del área de Tamazunchale (Silva-Romo, 1993). La parte inferior de la Formación Zuloaga es posiblemente correlacionable en edad con la Formación Minas Viejas del noreste de México (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación La Caja.

Imlay (1938) propuso formalmente el nombre de Formación La Caja para una secuencia de 83 m de espesor de calizas limolíticas color ocre y blanquecino, estratos de pedernal, limolitas calcáreas, limolitas calcáreas con pedernal, calizas arcillosas fosfatadas, pedernal calcáreo fosfatado, calizas gris a rojizas y limolitas calcáreas con concreciones fosilíferas. La localidad tipo se encuentra en la Vereda del Quemado, situada en el flanco meridional de la Sierra de la Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas.

Localización.

Los afloramientos de la Formación La Caja están extendidos en gran parte en el centro y en el norte del área de estudio. Estos afloramientos son franjas irregulares que se encuentran bordeando de oeste a norte el Cerro Grande y la parte este y oeste del Cerro La Peña (ver anexo 2).

Litología y espesor.

En el presente estudio se lograron reconocer al menos dos miembros en la Formación La Caja. El primero es el miembro inferior, el cual consta de estratos de limolitas calcáreas de 20 cm de espesor en promedio, interestratificadas con capas delgadas de calizas arcillosas de 5 cm de espesor en promedio las cuales presentan algunos lentes y laminas de pedernal negro interestratificado (Fotografía 8). La coloración de este miembro es generalmente violáceo y rosáceo con tonalidades amarillentas y blanquecinas. El espesor de este miembro es incierto ya que comúnmente esta relacionado con fallamiento e intensa deformación, sin embargo, se estima en base a las evidencias de campo de 20 a 30 m de espesor. El miembro superior esta caracterizado por una disminución en el espesor de los estratos de las limolitas calcáreas y un incremento en el espesor de las capas de caliza arcillosa, respecto del miembro inferior. La coloración de este miembro es relativa ya que las capas de caliza generalmente presentan coloraciones gris claro a gris amarillento y las capas de limolita calcárea es de coloración en tonalidades rosas, blancas, cremas y violáceas claras. El espesor de este miembro se estima en 30 m aproximadamente.

Relaciones estratigráficas.

La Formación La Caja suprayace de forma concordante y transicional depósitos de facies arrecifales de la Formación Zuloaga y subyace de forma concordante y transicional depósitos de cuenca pertenecientes a la Formación Taráises.

Sedimentología.

Barboza-Gudiño *et al.* (2004), en el área de Real de Catorce señalan que la Formación La Caja pudo posiblemente depositarse en un ambiente nerítico de mar abierto de acuerdo con la asociación faunística encontrada en dicha localidad, y que probablemente el depósito se llevo a cabo bajo condiciones de buena oxigenación a una profundidad moderada (50 a 70 m) y localmente algunos organismos se preservaron bajo condiciones anoxicas. Por otro lado, Silva-Romo (1993) en la Sierra de Salinas, señala que de acuerdo con evidencias litológicas probablemente la Formación La Caja pudo depositarse en una ambiente de aguas someras en un marco de paulatina subsidencia.



Fotografía 8. Detalle de las capas delgadas de caliza intercaladas con capas de calcarenita y calcirrudita de la Formación La Caja.

Entre las evidencias de campo, hacia la base de esta secuencia se pudieron encontrar algunas capas con restos de icnofósiles, y bivalvos en la parte superior (probablemente *Inoceramus* sp). Estos organismos muy probablemente vivían bajo condiciones de alta penetración de luz, oxigenación y bajo la influencia del oleaje. Por tanto considero que el depósito inicial de la Formación La Caja se llevo

a cabo en aguas relativamente someras y bajo condiciones de continua subsidencia de acuerdo al cambio litológico observado hacia la cima de la unidad en transición con la Formación Taraises, evidenciado por la presencia de capas de caliza relativamente mas gruesas (respecto del la parte basal) de espesores en promedio de 20 cm, intercaladas con capas de pedernal negro de aproximadamente 5 cm de espesor en promedio.

Edad y correlación.

Dentro del área de estudio Silva-Romo (1993) identifico algunos ejemplares de pelecípodos, espinas de equinodermos y amonoideos clasificados como *Aspidoceras*, *Durangites*, *Kossmatia*, *Subdichotoceras sp.*, *Substeueroceras sp.*, *Virgatoxioceras sp.* y *Paradontoceras sp.*, indicando una edad por asociación faunística del Kimmeridgiano tardío-Tithoniano tardío. Considero asignarle una edad Kimmeridgiano-Tithoniano para esta secuencia calcáreo-arcillosa perteneciente a la Formación La Caja, en base a su posición estratigráfica y siguiendo los criterios expuestos por Silva-Romo (1993). Esta secuencia se correlaciona con la Formación La Casita del noreste de México que es considerada como una facies equivalente de plataforma cercana a la costa (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación Taraises.

La Formación Taraises fue definida originalmente por Imlay (1936), describiéndola como una secuencia de calizas delgadas y calizas lutíticas astilladas (estructura de lápiz) y nodulares, estableciendo como localidad tipo la parte superior del Cañón de Taraises en la porción occidental de la Sierra de Parras, Coahuila. Imlay (op. cit.) dividió a la secuencia en dos miembros: El miembro Inferior que consiste de capas gruesas y delgadas que intemperizan a coloraciones gris y gris claro, con abundantes amonoideos. El miembro Superior consta de calizas y margas de color gris claro a gris oscuro algunas nodulares, otras astillosas con abundantes fósiles en la base, en capas de espesores medianos a gruesos, con un espesor total de la Formación Taraises de 148 m.

Localización.

La Formación Taraises en el área de estudio, se localiza principalmente en la parte norte, en los costados del Cerro La Peña, y en el flanco norte del Cerro Grande sobre el Arroyo de Comanja aproximadamente a 4 km al norte del poblado de La Ballena (ver anexo 2).

Litología y espesor.

En el área de estudio, la Formación Taraises consiste principalmente de capas de calizas arcillosas laminares a masivas muy fosilíferas con espesores que varían de 10 a 25 cm, en ocasiones de 35 a 45 cm, presentando coloraciones gris oscuro en superficie fresca y coloraciones amarillentas a tonalidades color crema en superficie intemperizada. Estas capas calcáreas están intercaladas con láminas y capas arcillosas rosáceas en superficie intemperizada, estas capas miden en promedio 15 cm de espesor. Comúnmente aparecen capas, láminas y lentes de pedernal negro interestratificado. Esta secuencia presenta gran cantidad de material fósil principalmente amonoideos y algunos belemnites de hasta 5 cm de longitud. En base a las relaciones de campo, se estima que la Formación Taraises presenta un espesor de hasta 50 m, cabe mencionar que la secuencia está muy deformada, comúnmente con pliegues "chevron" que son muy característicos (Fotografía 9).

Relaciones estratigráficas.

La Formación Taraises suprayace de manera concordante transicional a la secuencia calcárea de la Formación La Caja y subyace concordantemente y de forma transicional a depósitos calcáreos de la Formación Tamaulipas Inferior.

Sedimentología.

En el área de Real de Catorce, S. L. P., en base a la bioestratigrafía y litología, se ha determinado que la Formación Taraises se depositó en un ambiente marino moderadamente profundo (entre 400 y 500 m) de facies pelágicas (Blauser, 1979) en transición a una cuenca (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). En el área de estudio,

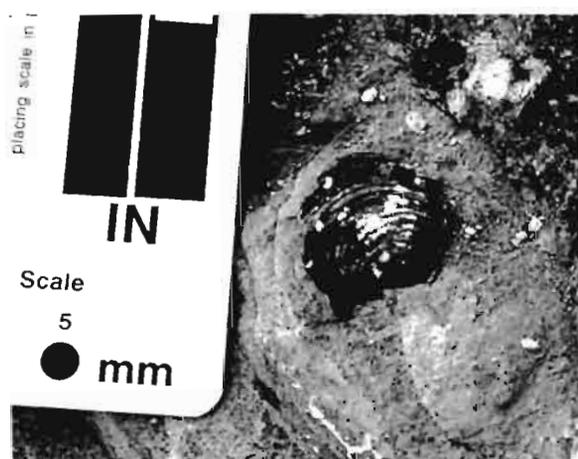
Serrano-Marín (1991) establece que la Formación Taraises, muy probablemente se depositó en una cuenca cerrada, en aguas tranquilas de muy poca circulación deducido por la presencia de pirita que apoya la presencia de un ambiente reductor entre los 45 y 180 m de profundidad. Por otra parte Silva-Romo (1993) menciona que la Formación Taraises muy posiblemente se depositó en una ambiente de mar abierto en aguas claras y oxigenadas, en base a la desaparición de las capas fosfatadas presentes en la Formación La Caja, posiblemente relacionado a una continua subsidencia de la cuenca de depósito. En las observaciones de campo del presente trabajo, se observaron nódulos de fierro de aproximadamente 1 cm de diámetro en promedio, así como lentes de pedernal, que se hacen relativamente más abundantes hacia la cima de la secuencia. Con estas evidencias, se puede interpretar que el depósito de la Formación Taraises obedece a condiciones relativamente reductoras y el incremento de pedernal hacia la cima hace suponer una continua profundización de la cuenca de depósito.



Fotografía 9. Aspecto general de los afloramientos de la Formación Taraises. Presencia de pliegues tipo "chevron" en capas de caliza arcillosa.

Edad y correlación.

Silva-Romo (1993) recolectó en esta misma localidad un ejemplar de *Inoceramus* sp. proponiendo una edad del Berriasiano-Valanginiano para la Formación Taraises, considerando además el alcance estratigráfico del Hauteriviano-Barremiano de la Formación Tamaulipas Inferior a la cual infrayace. Serrano-Marín (1991) en base a la posición estratigráfica y a ejemplares mal preservados de amonoideos, cortes de tintínidos (*Colomiela* sp.) y radiolarios (del Valanginiano), le asignó una edad del Berriasiano-Valanginiano para esta misma secuencia.



Fotografía 10. Fósil de bivalvo (posible *inoceramus* sp.) en capas de calcarenita de la Formación Taraises

En el área de estudio, aproximadamente 3.5 km al noreste del poblado La Ballena, sobre el Arroyo Los Coyotes, se recolectó un ejemplar posiblemente del genero *Inoceramus* sp. (Fotografía 10) por lo cual le asignó una edad del Berriasiano-Valanginiano, anteriormente dada por Silva-Romo (1993).

La Formación Taraises se correlaciona en base a su posición estratigráfica con la Formación Hosston de la Planicie Costera del Golfo (Blauser, 1979); con las Formaciones Las Vigas, de Villa Ahumada, Chihuahua y Barril Viejo del Potrero de Menchaca, Coahuila (Tristán-González *et al.*, 1995); con la Formación Carbonera del área de Pedriceñas, Durango y con la parte inferior de la Formación San

Marcos del área de Sierra de San Marcos, Coahuila (Serrano-Marín, 1991); así como las Formaciones Valdecañas de Fresnillo, Zacatecas y Santuario del área de Ixmiquilpan, Hidalgo (Silva-Romo, 1993).

Formación Tamaulipas Inferior.

El nombre de Formación Tamaulipas Inferior fue propuesto por Stephenson (1921), para una secuencia estratigráfica expuesta en los flancos del anticlinorio de la Sierra de Tamaulipas. Posteriormente Müir (1936), propuso a esta sierra como la localidad tipo; dividiendo a esta Formación en tres miembros del más antiguo al más joven como sigue: Miembro de calcarenitas. Está constituido por capas de calcarenita de color gris, café y crema de grano fino a grueso, subredondeados a redondeados con calizas oolíticas café claro y crema intercaladas con delgadas capas de caliza criptocristalina color gris verdosa y crema claro.

Miembro de bentonita. Está constituido por bentonita verde y gris verdoso con intercalaciones de calizas criptocristalinas de colores gris claro y crema; también presenta capas delgadas de caliza de textura fina ligeramente arcillosa de coloraciones café claro, en ocasiones se observan delgadas capas de lutita negra bituminosa laminar y nódulos de pedernal blanco lechoso, café y negro.

Miembro de caliza crema a calcilutita. Está constituido por calizas de textura fina de color crema y gris claro con aspecto "aporcelanado", algunas capas delgadas de lutita bituminosa laminar de color negro, capas de caliza fina ligeramente arcillosa, nódulos de pedernal café y blanco lechoso e intercalaciones de capas de bentonita verde claro y gris (Araujo-Mendieta, 1978).

Localización.

La Formación Tamaulipas Inferior se encuentra principalmente en los alrededores del Cerro La Peña, aproximadamente 4.5 km al norte de La Ballena.

Litología y espesor.

En el área de estudio, se reconoció una secuencia constituida por calizas en estratos delgados a gruesos y en ocasiones bancos de hasta 2 m de espesor de coloraciones gris, gris acero y gris oscuro en superficie fresca y gris claro a ligeramente amarillento en superficie intemperizada (Fotografía 11). Estas calizas presentan algunas láminas arcillosas hacia su base, y algunos nódulos de fierro (hematita radial) de hasta 6 cm de diámetro que gradualmente se hacen más abundantes hacia la cima. Existen algunas láminas de pedernal interestratificadas de color negro de hasta 15 cm de espesor. Se encontraron gran cantidad de fósiles, principalmente belemnites que llegan a medir hasta 16 cm de longitud por 1.5 cm de ancho y amonites pequeños. En base a las relaciones de campo, se estima un espesor para la Formación Tamaulipas Inferior de 250 m.



Fotografía 11. Afloramiento de capas gruesas de rocas calcáreas plegadas pertenecientes a la Formación Tamaulipas Inferior.

Relaciones estratigráficas.

La Formación Tamaulipas Inferior yace de manera concordante y transicional sobre la Formación Taraises. Este contacto aparece sobre el Arroyo de Comanja (ver anexo 2). El contacto se estableció de acuerdo a la desaparición de las capas arcillosas de la Formación Taraises y al aumento en el espesor de las capas calcáreas. El contacto superior es de manera concordante y transicional con capas arcillosas de la Formación La Peña, estableciendo el contacto en base a la abrupta aparición de material arcilloso, infrayaciendo de igual manera a la Formación La Peña.

Sedimentología.

De acuerdo con las características litológicas y sus relaciones estratigráficas, posiblemente la Formación Tamaulipas Inferior se depositó bajo condiciones anóxicas en aguas muy profundas.

Edad y correlación.

De acuerdo a su posición estratigráfica Serrano-Marín (1991), le asignó una edad del Hauteriviano-Barremiano. Para el presente estudio, y de acuerdo a su posición estratigráfica le asigno una edad del Hauteriviano-Barremiano, siguiendo los criterios utilizados por Serrano-Marín (1991) en la Sierra de Salinas y Barboza-Gudiño *et al.* (2004) para el área de Real de Catorce.

La Formación Tamaulipas Inferior se correlaciona en edad con la Formación Cupido la cual es interpretada como una facies de aguas poco profundas de plataforma y en parte arrecifal en el norte de México (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación La Peña.

La Formación La Peña fue originalmente descrita por Imlay (1936) y la dividió en dos miembros. El miembro inferior consiste de calizas de color gris oscuro a gris claro en superficie fresca y de coloraciones gris a gris amarillento en superficie

intemperizada, con estratos medianos a gruesos, los cuales incluyen algunos lutíticos. El miembro superior consiste de calizas de capas delgadas y lutitas interestratificadas. En conjunto los dos miembros tienen un espesor de 451 m.

Localización.

La Formación La Peña, aflora en los flancos del Cerro La Peña (ver anexo 2), aproximadamente a 4.5 km al norte del poblado La Ballena.

Litología y espesor.

La Formación La Peña consta principalmente de calizas margosas de coloraciones gris claro a gris amarillento en superficie intemperizada; los estratos llegan a medir hasta 25 cm de espesor. Estas capas de caliza están interestratificadas con capas y laminas lutíticas y algunas capas de pedernal negro. Las capas arcillosas varían de unos cuantos centímetros hasta 15 cm de espesor, de coloraciones verdosas y amarillentas en superficie fresca e intemperizan a coloraciones rosáceas, blanquecinas y amarillo verdoso. El espesor de esta unidad en base a observaciones de campo se estima en aproximadamente 80 m (Fotografía 12).



Fotografía 12. Detalle de los afloramientos de calizas arcillosas intercaladas con capas delgadas de calcilutitas y calcarenitas, pertenecientes a la Formación La Peña.

Relaciones estratigráficas.

La Formación La Peña yace de forma concordante y transicional sobre la Formación Tamaulipas Inferior e infrayace de forma concordante y transicional a la Formación Tamaulipas Superior.

Sedimentología.

Serrano-Marín (1991) señala que en los afloramientos de la Sierra de Salinas, las calizas arcillosas de esta formación muy probablemente corresponden a un ambiente batial. En el presente estudio en base a los rasgos sedimentológicos, esta unidad muy probablemente se depositó en un ambiente de aguas tranquilas bajo condiciones reductoras en donde hubo un repentino aporte de sedimentos terrígenos.

Edad y correlación.

Humphrey (1949 en Serrano-Marín, 1991) le asignó una edad del Aptiano en base a estudios paleontológicos en el área de Sierra de Los Muertos en Concepción del Oro, Zac. En el área de estudio, le asigno una edad del Aptiano en base a su posición estratigráfica. La Formación La Peña es correlacionable en edad con la Formación Otates descrita por Humphrey y Díaz (1956).

Formación Tamaulipas Superior.

La Formación Tamaulipas Superior fue originalmente definida por Müir (1936) en la localidad del Cañón de la Borrega, localizado a 75 km al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, como una secuencia de 134 m de espesor de calizas con estratificación mediana, con lentes y bandas de pedernal de varios colores.

Localización.

Esta secuencia aparece en algunos afloramientos en la parte oeste del Cerro La Peña y en el Arroyo de Comanja aproximadamente a 5 km al norte de La Ballena (ver anexo 2).

Litología y espesor.

La Formación Tamaulipas Superior consta de calizas de coloración gris claro a amarillento en superficie alterada y gris oscuro en superficie fresca, de textura micrítica. El espesor de los estratos varía de unos cuantos centímetros hasta 40 cm, los cuales generalmente aparecen interestratificados con algunas capas de pedernal negro con espesores que varían de 1 hasta 15 cm (Fotografía 13). Aparecen algunos nódulos de fierro de hasta 5 cm de diámetro y líneas estilolíticas. En esta secuencia aparecen gran cantidad de fósiles principalmente amonoideos y belemnites que en ocasiones se encuentran parcial a totalmente reemplazados por óxidos de fierro. Se estima que la Formación Tamaulipas Superior presenta un espesor de aproximadamente 200 a 300 m.



Fotografía 13. Capas delgadas de caliza con intercalaciones de pedernal negro y delgadas capas de caliza arcillosa, pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior

Relaciones estratigráficas.

La Formación Tamaulipas Superior yace de manera concordante y transicional sobre la Formación La Peña. El contacto superior no se pudo observar directamente, sin embargo se infiere la existencia de este por el cambio litológico de rocas de la Formación Tamaulipas Superior hacia rocas calcáreas con capas de pedernal características de la Formación Cuesta del Cura. Silva-Romo (1993) en la Sierra de Salinas (la cual incluye el área de la presente cartografía), señala que la Formación Tamaulipas subyace de manera concordante a la Formación Cuesta del Cura.

Sedimentología.

Los depósitos de la Formación Tamaulipas Superior, sugieren un ambiente de aguas profundas y anóxicas, de acuerdo con la presencia de nódulos de hierro.

Edad y correlación.

De acuerdo con su posición estratigráfica se le asigna una edad tentativa del Aptiano superior-Albiano inferior ya que sobreyace a la Formación La Peña de edad Aptiano e infrayace a la Formación Cuesta del Cura considerada del Albiano Superior-Cenomaniano en el área de Real de Catorce (Bacon, 1978; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Esta unidad se correlaciona con las facies transicionales equivalentes en edad de la Formación Aurora que representa calizas de plataforma en parte arrecifales.

Formación Cuesta del Cura.

La Formación Cuesta del Cura fue definida por Imlay (1936) denominando como localidad tipo a una excelente exposición de esta secuencia en la Cuesta del Cura, aproximadamente 6.5 km al oeste de Parras, Coahuila. Esta secuencia comprende 64 m de capas delgadas y compactas de caliza de formas onduladas de coloraciones gris y gris oscuro, intercaladas con escasos horizontes arcillosos y abundantes nódulos y bandas de pedernal negro.

Localización.

La Formación Cuesta del Cura, aparece en pequeños afloramientos principalmente en la parte alta al sureste del Cerro La Peña.

Litología y espesor.

Las rocas de la Formación Cuesta del Cura, están representadas por calizas delgadas de aproximadamente 15 a 20 cm de espesor, de coloraciones gris claro en superficie alterada y gris oscuro en superficie fresca, estas calizas se intercalan con capas delgadas de pedernal negro, comúnmente laminares con espesores de hasta 15 cm (Fotografía 14). Existen algunas zonas arcillosas, que presentan gran contenido de amonoides de hasta 15 cm de diámetro. En la parte este del área de estudio, aproximadamente a 3 km al noreste de La Ballena, se observaron capas de caliza de aproximadamente 15 a 30 cm con estratificación cruzada y pliegues sinsedimentarios de calizas y capas de pedernal. El espesor de esta secuencia se estima de acuerdo a las relaciones de campo que mide aproximadamente de 100 a 150 m.

Relaciones estratigráficas.

Los contactos inferior y superior son concordantes y transicionales con las Formaciones Tamaulipas Superior e Indidura respectivamente. El contacto con la Formación Tamaulipas Superior esta determinado en base al cambio litológico de calizas de estratificación delgada a gruesas de manera concordante y transicional a calizas de estratificación delgada interestratificadas con capas delgadas de pedernal negro. El contacto superior con la Formación Indidura es concordante y transicional determinado por la aparición de material terrígeno y capas delgadas de caliza, así como la desaparición paulatina de pedernal.

Sedimentología.

De acuerdo con las características sedimentológicas de esta secuencia, se supone que la Formación Cuesta del Cura representa un ambiente en el cual las condiciones eran aóxicas muy profundas (probablemente la mayor profundidad

alcanzada para la cuenca de depósito) ya que podemos observar gran cantidad de capas de pedernal y una relativa disminución en el depósito calcáreo, sin embargo la presencia del plegamiento sinsedimentario hace suponer que las condiciones en este mismo depósito eran de inestabilidad tectónica para esta región y que posiblemente existían corrientes de turbidez que provocaron el deslizamiento por gravedad de los depósitos y su deformación que generalmente ocurren en zonas del talud (López-Doncel comunicación personal).



Fotografía 14. Intercalación de capas delgadas de caliza arcillosa y pedernal negro correspondiente a la Formación Cuesta del Cura.

Edad y correlación.

Le asigno una edad tentativa en base a su posición estratigráfica del Albiano-Cenomaniano ya que sobreyace a la Formación Tamaulipas Superior de edad Aptiano superior-Albiano inferior e infrayace a la Formación Indidura de edad Cenomaniano tardío-Turoniano temprano (Silva-Romo, 1993). Silva-Romo (1993) en base a la relación faunística le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano temprano. La Formación Cuesta del Cura se correlaciona en edad con su equivalente de facies de talud y plataforma de la Formación Tamabra y Formación

El Abra respectivamente que se localizan en la margen oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Formación Indidura.

La Formación Indidura fue definida por Kelly (1936 en Tristán-González y Torres-Hernández, 1992), en donde describió una secuencia de 30.5 m de calizas lajotas, lutitas y calizas laminadas que afloran en la parte sur de la Sierra de Santa Ana, aproximadamente 19.3 km al oeste-sudeste de Delicias, Coah. La unidad contiene abundantes fósiles del Albiano superior, Cenomaniano y Turoniano. Posteriormente Imlay (1936) la dividió en cinco miembros constituidos de manera general por una alternancia de calizas y lutitas en capas delgadas.

Localización.

Los afloramientos de esta secuencia aparecen muy pobremente en el área de estudio, habiéndose observado únicamente en una pequeña parte en el sur del Cerro La Peña.

Litología y espesor.

Esta secuencia presenta capas delgadas de caliza arcillosa de coloraciones principalmente gris, amarillo oscuro y amarillo verdoso, estas capas miden aproximadamente 5 y 20 cm de espesor. Las capas calcáreas están interestratificadas con capas arcillosas de color verde amarillento en superficie intemperizada y de coloraciones negruscas en superficie fresca de aproximadamente 10 a 20 cm de espesor, también aparecen algunas capas de pedernal negro y pocos nódulos de hierro. Se aprecian algunos horizontes con abundantes fósiles recristalizados de amonoideos de hasta 8 cm de diámetro. El espesor de la Formación Indidura no pudo ser medido ya que su cima está erosionada y no aparece el contacto con la Formación suprayacente. El espesor de la secuencia expuesta se estima en aproximadamente 100 m.

Relaciones estratigráficas.

El contacto inferior no se observó con claridad, sin embargo se infirió por el cambio litológico con la Formación Cuesta del Cura que subyace a la Formación Indidura. El contacto superior no se expone debido a que la secuencia aparece incompleta y erosionada. Silva-Romo (1993) señala que el contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Cuesta del Cura y el superior es concordante y transicional con la Formación Caracol.

Sedimentología.

La Formación Indidura muy probablemente se depositó en aguas profundas y parcialmente reductoras, teniendo gran aporte de terrígenos posiblemente derivados de zonas emergidas.

Edad y correlación.

Silva-Romo (1993) encontró microfósiles del género *Inoceramus (Mytiloides) subhercynicus* e *Inoceramus (Mytiloides) hercynius*, de edad Turoniano temprano. En base a lo anterior y a la posición estratigráfica le asigna una edad correspondiente al Cenomaniano superior-Turoniano inferior. Por posición estratigráfica y en base a los antecedentes, le asigno una edad del Cenomaniano-Turoniano. Esta Formación se correlaciona en edad con su equivalente de facies de talud y de plataforma Formación Soyatal y Tamasopo respectivamente de la margen oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Formación Caracol.

Imlay (1936) propuso el nombre de Formación Caracol para describir una secuencia de 282 m de tobas desvitrificadas intercaladas con lutitas y con algunos estratos de calizas, que descansan sobre la Formación Indidura, tal como aflora en la margen oeste del Arroyo El Caracol situado en la Sierra de San Ángel, en la parte oriental de la Sierra de Parras, Coahuila.

Localización.

En el área de estudio la Formación Caracol aparece en una pequeña ventana tectónica aproximadamente a 4 km al norte del poblado La Ballena, a la altura del Arroyo de Comanja.

Litología y espesor.

La Formación Caracol, presenta una secuencia turbidítica en la que se incluyen bancos, estratos, capas y láminas de areniscas de coloraciones verdes oscuro y verde amarillento a ligeramente rojiza con tonalidades ocres en superficie intemperizada y de coloración gris verdoso en superficie fresca, presentando estratificación gradada además de abundantes estructuras sedimentarias como canales, marcas de carga y marcas de corriente. Estas areniscas, están interestratificadas con capas y láminas de limolitas y lutitas fisiles con colores de intemperismo verde oscuro a verde amarillento. En superficie fresca se observan coloraciones negruscas. El espesor no pudo ser medido ya que la base no se expone y la cima esta erosionada, pero se estima que la secuencia expuesta mide aproximadamente de 50 a 100 m de espesor.

Relaciones estratigráficas.

Debido a que la base no se expone y la cima esta erosionada, fue imposible determinar las relaciones estratigráficas con las demás unidades. En el área de estudio se observaron contactos por fallamiento del tipo normal con las Formaciones La Caja y Taraises. Serrano-Marín (1991) observó a pocos km, al norte del Cerro Peñón Blanco que la Formación Caracol yace concordantemente sobre la Formación Indidura.

Sedimentología.

Los sedimentos que aparecen en esta unidad demuestran un depósito en aguas de un medio ambiente en el cual existió alta energía (corrientes de turbidez). Los sedimentos provienen posiblemente de un arco volcánico que se instaló hacia la parte occidental de nuestro país, el cual dio origen a los materiales terrígenos que

colmataron la cuenca.

Edad y correlación.

Tentativamente le asigno una edad del Campaniano-Masstrichtiano, de acuerdo con su posición estratigráfica y las relaciones de facies. La Formación Caracol, es correlacionable en edad con su equivalente de facies de la Formación Cárdenas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y de igual manera es correlacionable con la Formación Méndez en Nuevo León y Tamaulipas; con la Formación Difunta de Coahuila (Barajas-Nigoche, 2002; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Cenozoico.

Dentro del área de estudio, el cenozoico esta representado por troncos, apófisis y diques de composición granítica que cortan a la secuencia Mesozoica.

Intrusivo Granítico.

Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarran (1983), definieron a las rocas que conforman el Cerro Peñón Blanco, localizado aproximadamente a 20 km al norte de Villa Hidalgo, Zac., como un plutón de forma regularmente elipsoidal localizado entre el Arroyo Cueva El Padre y el Cañón de Jaras, el cual consiste de un granito porfídico (de muscovita) color crema, ligeramente rosado. Contiene fenocristales de cuarzo, mica blanca y feldespato potásico, englobados en un mosaico granular fino de feldespato. Contiene fenocristales de cuarzo, ortoclasa, andesina y escamas de sericita.

Localización.

Existen tres cuerpos intrusivos de dimensiones considerables. El primero y más grande se localiza en la esquina noroeste del área de estudio, aproximadamente 5km al norte del poblado La Ballena. El segundo cuerpo forma parte del Cerro el Potrero que aflora aproximadamente a 2 km al noreste del poblado La Ballena. El tercer cuerpo forma parte del Cerro La Peña que se encuentra a 1 km del cerro El Potrero. Además existen algunos diques que se desprenden de las apófisis antes

mencionados, presentando estructura radial, incluso se comportan de manera concordante con la estratificación en algunas unidades sedimentarias calcáreas cretácicas.

Litología.

Las rocas que conforman estos apófisis, están constituídos por cristales de cuarzo bipiramidales (de hasta 0.5 cm de longitud), ortoclasa (de hasta 1 cm de longitud), muscovita (de hasta 0.3 cm de longitud) así como agregados radiales de turmalina negra de hasta 3 cm de diámetro (variedad "schorl") en una matriz equigranular fina. En ocasiones aparecen xenolitos provenientes de las rocas encajonantes. Los cuerpos intrusivos mayores como los apófisis, aparentemente se emplazaron en zonas de debilidad, estas zonas de debilidad son fallas del tipo normal y presentan dos sistemas de orientación preferenciales. El sistema relativamente más antiguo en el que se emplazaron estos apófisis tiene una orientación preferencial N60°W, el cual pone en contacto a las rocas de la Formación Zacatecas con las Formaciones Zuloaga, Tamaulipas Superior, La Caja y Taraises. El segundo sistema tiene una orientación preferencia N-S que da la forma al margen este del Graben de Villa Hidalgo, Zacatecas. Existen además, algunos diques orientados principalmente NE-SW, emplazados en zonas de debilidad principalmente fallas del tipo normal con esta misma orientación. Algunos de estos dique se interconectan con los apófisi mayores, como en el caso del Cerro El Potrero del cual aparentemente se desprende un dique (Fotografía 15) que se extiende hacia el SE (Ver Anexo 2).

Relaciones estratigráficas.

Los cuerpos intrusivos están emplazados en zonas de fallas normales y planos de estratificación en calizas (dique estratos). Los contactos se observan claramente y en ocasiones aparecen zonas recrystalizadas de unos cuantos metros hasta decenas de metros en rocas principalmente calcáreas.



Fotografía 15. Dique granítico intrusionando a rocas de la Formación Zacatecas.

Origen del Magma.

Silva-Romo (1993) señala que el magma muy probablemente se formó por fusión parcial de la corteza continental.

Edad.

Existe únicamente un fechamiento para las rocas que afloran en el Cerro Peñón Blanco, (8 km al noreste del poblado La Ballena) realizado por Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarran (1983) en cristales de muscovita por el método K-Ar, determinando una edad de 45 ± 4 Ma (Eoceno).

Depósitos Aluviales Cuaternarios.

En el área de estudio, se reconocieron algunos depósitos de conglomerados aluviales, la mayoría de extensiones muy pequeñas y no cartografiables. En los bordes de las laderas del Arroyo de Comanja, se encontró un conglomerado polimíctico de aproximadamente 1 m de espesor, compuesto por fragmentos principalmente calcáreos y arenosos provenientes de las formaciones expuestas en los cerros adyacentes, se pudo observar que los fragmentos arenosos provenían de la Formación Caracol y los fragmentos calcáreos de las otras formaciones mesozoicas. Estos depósitos conforman un pequeño abanico aluvial

3. LA DEFORMACIÓN DE LA SECUENCIA TRIÁSICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL ESTADO DE S. L. P.

Interpretación Fotogeológica.

Se realizó la interpretación fotogeológica, utilizando las fotografías aéreas de INEGI (1:40,000), las cuales se mencionan en el apartado correspondiente a la metodología. El área interpretada abarca casi la totalidad de la Sierra de Salinas (Figura 10).

De acuerdo con los datos obtenidos, se pudieron diferenciar cinco grupos litológicos o litofacies. El grupo 1 abarca las rocas clásticas marinas de la Formación Zacatecas y las rocas volcánicas y volcanoclásticas de las formaciones Nazas y La Joya; el grupo 2 abarca la secuencia carbonatada constituida por las Formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol; el grupo 3 lo conforman cuerpos intrusivos graníticos; el grupo 4 lo constituyen mesetas de ignimbritas y el grupo 5 lo constituyen depósitos aluviales cuaternarios (Figura 10).

Se identificaron al menos tres juegos de lineaciones, en base a las orientaciones preferenciales y a la orientación de algunos límites entre los grupos litológicos o litofacies identificadas. El primer juego tiene una orientación preferencial N 60° W, el cual separa a los distintos grupos litológicos aquí identificados, al mismo están estrechamente relacionadas las apófisis graníticas ya que se observan alineadas conforme a la dirección de las lineaciones, además de que también separan en algunos casos a las litofacies.

El segundo juego tiene una orientación preferencial N 40° E, el cual aparentemente corta a la meseta de Ignimbritas localizada en la parte sur (Figura 10). El último juego y aparentemente más reciente, tiene una orientación preferencial N-S el cual corta a los demás sistemas de lineaciones y es el que limita el margen oeste de la Sierra de Salinas.

Estos juegos de lineaciones muy probablemente coinciden con rasgos estructurales mayores que corresponden con zonas de falla regionales. Por sus relaciones estructurales y estratigráficas, se deduce que el juego más antiguo de lineaciones (N 60° W) corresponde a una edad posiblemente del Paleoceno-Eoceno, ya que aparentemente los intrusivos graníticos de edad 45 ± 4 Ma (Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983), ocuparon estas estructuras para su emplazamiento.

El segundo juego (N 40° E) es relativamente más joven que el anterior, ya que corta a las mesetas de ignimbritas (Ignimbrita Villa Hidalgo) cuya edad se ha estimado como del Oligoceno (Silva-Romo, 1993). Esta unidad se ha correlacionado con el miembro ignimbrítico de la Riolita Panalillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) cuyo fechamiento es de 26.8 ± 1.3 Ma. (Labarthe-Hernández *et al. op. cit.*). En base a lo anterior se considera que este lineamiento es posterior a dicha edad.

El tercer juego corta a los sistemas anteriores. Vélez-López y Mérida-Montiel (1998) señalan que el sistema de fallamiento N 40°-60 W controla el emplazamiento de los principales cuerpos intrusivos en la región, mientras que los sistemas NE-SW y N-S están asociados a la tectónica distensiva de la Provincia de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda-Gómez, 1992) que consiste principalmente de fallamiento normal, con volcanismo asociado y que provocaron el desarrollo de fosas y pilares tectónicos alargados (Figura 10).

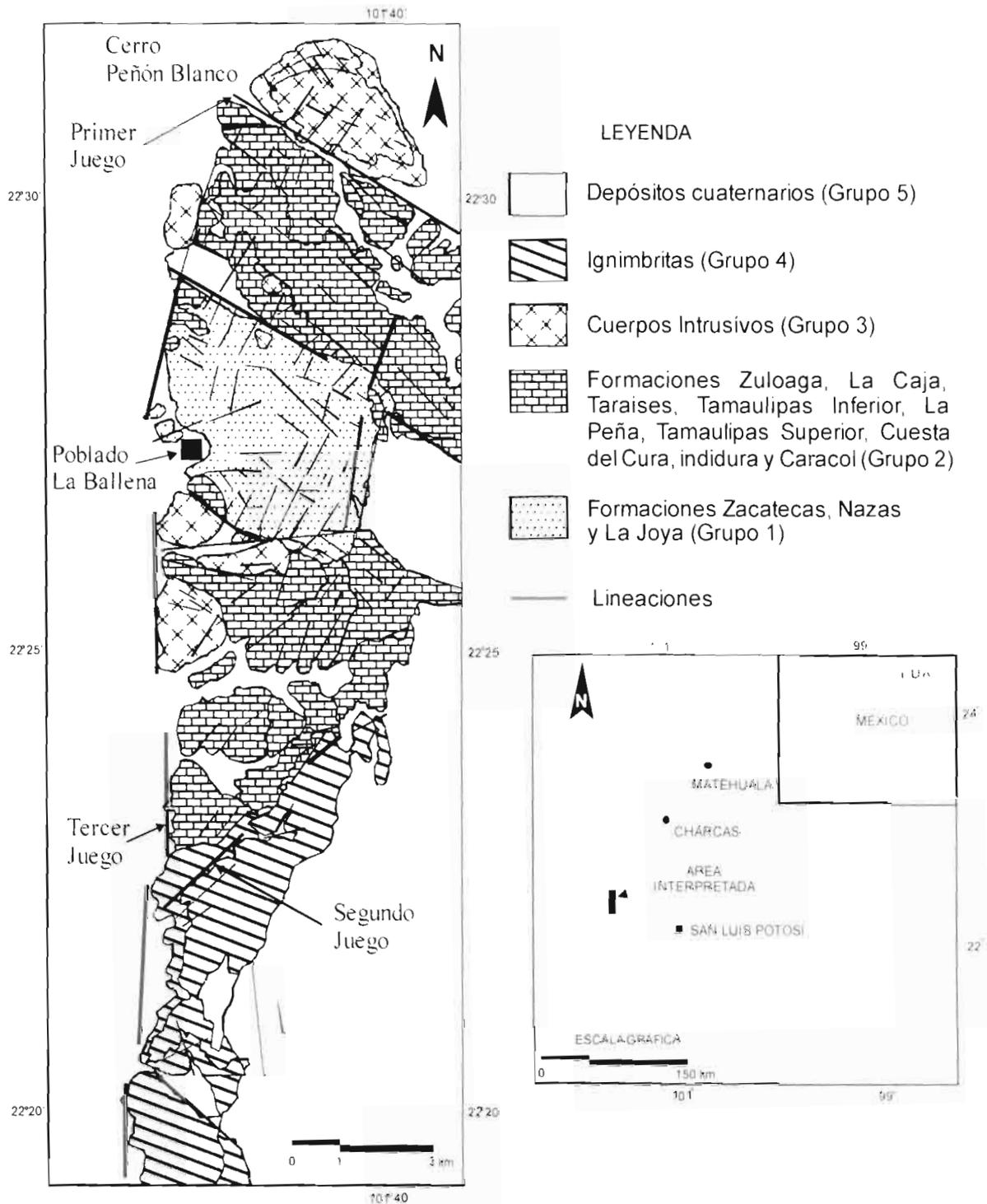


Figura 10. Interpretación fotogeológica de la porción sur y centro de la Sierra de Salinas.

Dentro de las áreas de estudio se reconocieron rasgos estructurales que hacen suponer la presencia de al menos dos fases más notables de deformación compresiva (D_1 y D_4), más una tercera fase que solo se manifiesta de manera incipiente (D_2), o que en muchos de los casos se confunde con las anteriores, principalmente con D_1 , debido a los campos de paleoesfuerzos que originaron ambas y que deben de haber sido muy similares en su orientación general, por lo que esta situación solo pudo observarse en algunos afloramientos y en casos muy aislados. Es notable el cambio aparente en la intensidad de la deformación entre una localidad y otra, por ejemplo, en el área de Charcas se observa que el grado de deformación es relativamente menor en comparación con La Ballena y Real de Catorce, sin embargo esto es atribuible a variaciones en la litología predominante, que favorecen estos cambios aparentes relacionados con la mayor o menor competencia de las rocas. Las deformaciones extensivas D_3 y D_5 , ocurrieron después de los eventos compresivos principales, como consecuencia de eventos tectónicos que afectaron a las masas continentales, como extensiones intra-arco y la apertura del Golfo de México (D_3) o relajación post-orogénica o transtensión (D_5). A continuación se describirán las evidencias según el posible orden de aparición de los diferentes rasgos o estructuras que se describieron y midieron, del más antiguo al más reciente según su ocurrencia y relaciones de campo y según su carácter, compresivo o extensional.

3.1. Deformaciones compresivas

El primer evento de deformación compresiva (D_1) desarrolló superficies S_1 de foliación que se han interpretado principalmente en base a la presencia de "cuarzo de segregación" (Fotografía 16), que afecta a la secuencia de la Formación Zacatecas (Figura 12 a). Por tanto se considera que la edad de este primer evento compresivo es posiblemente Triásico Superior-Jurásico Inferior, desarrollado antes del vulcanismo sub-aéreo que dio origen al vulcanismo de la Formación Nazas durante el Jurásico Inferior hasta Medio.



Fotografía 16. Aspecto de los cuarzitos de segregación deformados en depósitos de la Formación Zacatecas, en un afloramiento aproximadamente 3 km al SE del poblado La Ballena.

Algunas de las características del cuarzo de segregación son el hábito lenticular, su coloración blanca, sin embargo, es relativamente fácil confundirse con cuarzo producto de recristalización de capas de arenisca (cuarcita), las cuales en ocasiones presentan hábito lenticular, aunque este carácter lo adquieren por la intensa deformación y debido a que generalmente son fragmentos de capas recristalizadas y rotados, afectados por la foliación que genera estructuras tipo "boudinage" y "mullion". Los cuarzitos de segregación son paralelos a S_1 y generalmente aparecen subparalelos también a la estratificación (S_0); comúnmente son de coloración blanquecina pero en ocasiones adquieren tonalidades rojizas, además se les observa relacionados a laminas muy delgadas de micas que aparecen entre el cuarzo y la roca encajonante. En el Área de Charcas es escasa la presencia de cuarzitos de segregación. Solo se pueden observar en zonas tectónicamente muy afectadas y sin embargo la extensión de

dichas áreas es muy reducida en comparación con las presentes en el área de La Ballena. Finalmente, en el área del Real de Catorce, existen numerosos lentes de cuarzo en la secuencia triásica, de los cuales solo algunos estarían relacionados a la posible deformación D_1 y a un clivaje S_1 , ya que en esta área, en su gran mayoría están relacionados aparentemente a fases compresivas y de transcurencia posteriores.

El segundo evento compresivo (D_2) se distingue por la presencia de una foliación (S_2) con rumbo general E-W e inclinación de aproximadamente 15° a 30° al S, dispuestos de forma paralela a sub-paralela respecto de la estratificación formando pliegues isoclinales cuyas capas tienen un rumbo preferencial E-W e inclinación hacia el S y por tanto una vergencia al N-NW. Este sistema afecta a los cuarzos de segregación (S_1). En campo se observa que los cuarzos de segregación están plegados y sus flancos adquieren rumbos generalmente E-W describiendo pliegues asimétricos los cuales presentan una vergencia al N. De acuerdo con estos datos, existió un proceso tectónico compresivo cuyo empuje tenía un sentido NNW-SSE (Figura 12 c). En el Área de Charcas, este tipo de deformación no es muy notable, sin embargo se localizaron zonas intensamente deformadas donde se observan pliegues asimétricos y pliegues recostados, los cuales presentan rasgos distintivos como: flancos cuya dirección de la inclinación es al S-SE y una foliación asociada con superficies paralelas a subparalelas a la estratificación (Figura 12 d), similares a los pliegues del área de La Ballena. Es notable que aunque se trate de la misma secuencia siliciclástica, aparentemente el grado de deformación es comparativamente menor que la observada en el Área de La Ballena, no así su estilo, ya que se encontraron pliegues con las mismas características. Esta diferencia en el grado de deformación podría explicarse si se considera la relativa lejanía y la posición de ambas zonas con respecto a la margen del bloque continental, como basamento rígido estable hacia el este y atenuado en transición hacia una cuenca oceánica hacia el oeste (Figura 11). Otro factor que necesariamente ejerce una influencia sobre el grado de deformación, es la litología misma, ya que es notable el predominio de bancos gruesos de

areniscas en la zona de Charcas, a diferencia de un predominio notable de lutitas que adquieren incluso un aspecto y lustre metamórfico de filitas en la zona de La Ballena. En área de Real de Catorce, se logró identificar este estilo de deformación, en zonas intensamente deformadas, reconociéndose pliegues cuyos flancos se orientan preferencialmente E-W y una foliación asociada, subparalela a la estratificación, describiendo una vergencia al N-NW (Figura 12 e).

El tercer evento de deformación compresiva (D_4) está caracterizado por presentar pliegues simétricos a ligeramente asimétricos. Este evento desarrolló pliegues, los cuales se observan también muy claramente en la secuencia calcárea del Jurásico-Cretácico a nivel regional. Los pliegues presentan capas con rumbos preferenciales NNW-SSE y vergencia al E y NE. Este sistema de pliegues se observa más claramente en las unidades de la cubierta calcárea Jurásico-Cretácica de la región (Figura 12 i, j, k). Por ejemplo, en la Formación La Caja (Área La Ballena) se observaron pliegues isoclinales de estratificación casi horizontal asociados con dos aparentes sistemas de foliación, cuyos rumbos son NNW-SSE, el sistema relativamente más antiguo aparece paralelo a sub-paralelo respecto de la estratificación y pudiera representar lo que en idioma inglés se expresa como "bedding fishility" en tanto que el más joven (S_3) tiene una mayor inclinación además de cortar a las capas y a la primera foliación. Esta intersección de las dos superficies descritas, forma superficies y lineaciones por crenulación. La presencia de ambas foliaciones en la Formación La Caja, se puede explicar entonces como el resultado de una evolución continua desde la compactación misma del sedimento y finalmente la intervención de un solo evento compresivo.

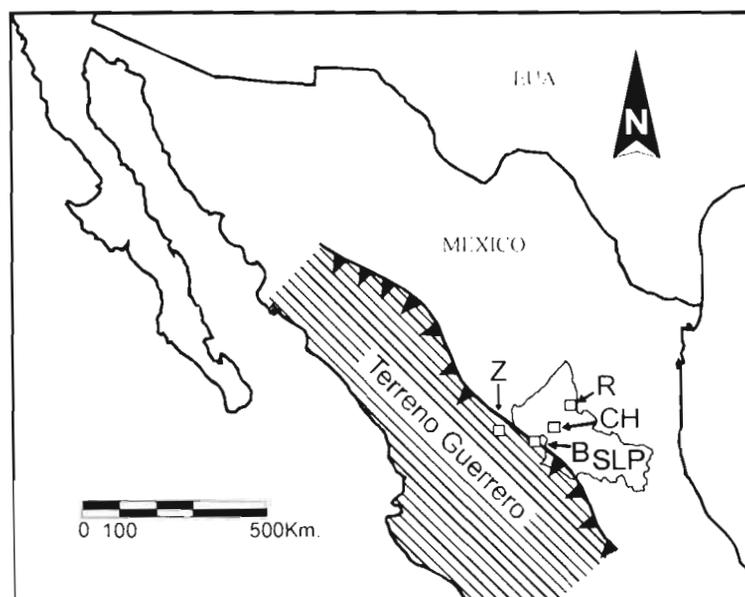


Figura 11. Posición aproximada del límite este del Terreno Guerrero y localidades del Triásico marino en el centro de México, **R)** Real de Catorce, **CH)** Charcas, **B)** La Ballena, **Z)** Zacatecas. Modificado de Barboza-Gudiño *et al.* (1998) y Centeno- García y Silva Romo (1997).

3.2. Deformaciones extensivas

Regionalmente se han reconocido sistemas importantes de fallamiento del tipo extensivo cuyas edades son principalmente cenozoicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). Estos sistemas de fallas y lineamientos dan el aspecto actual a la morfología de la región.

Dentro del área de estudio se reconocen al menos dos eventos principales de deformación extensiva los cuales se distinguen por sus rumbos y las rocas asociadas a dichas estructuras, o simplemente de manera indirecta por la distribución de depósitos asociados a las estructuras producto de dichos eventos de extensión regional. A continuación se describen y se ordenan de acuerdo con su secuencia de aparición.

El evento extensivo mas antiguo (D_3) del cual existen evidencias en las áreas consideradas para este estudio, es un evento que se interpreta estuvo asociado a la apertura del Golfo de México y del cual solo existen evidencias indirectas, como

lo es el depósito de sedimentos clásticos continentales, conocidos como Formación La Joya (Figura 12 f, g, h).

El sistema que conforman las estructuras de extensión más recientes (D_5) (Figura 12 l, m, n), consta de una serie de juegos que en orden de su aparición del más antiguo reconocido en el área al más reciente, se reconocen: 1). Un juego de fallas normales que presentan un rumbo preferencial NNW-SSE, que regionalmente se asocia con fallamiento normal el cual genera fosas y pilares tectónicos como el Graben de Villa de Reyes y el de Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), el cual se observa con mayor desarrollo en la Sierra de Catorce y es cortado por 2). Un juego de fallas normales NNW-SSE, variando ligeramente de $N30^\circ-50^\circ W$ a $N60^\circ-70^\circ W$ en la Sierra de Salinas. En los espejos de fallas de los afloramientos de la Sierra de Salinas fueron observadas estrías oblicuas al plano de falla, estas estrías tienen una dirección de $94^\circ/35^\circ$ e indican una componente lateral derecha. A este juego de fallas se asocian cuerpos intrusivos de composición granítica los cuales se emplazaron en estas zonas de debilidad. En la Sierra de Catorce, existen diques de composición cuarzomonzonítica y de edad Eoceno (54 Ma, K-Ar, Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983), emplazados en estas fallas, así como en fallas oblicuas, siendo más frecuentes 3). Las fallas de rumbo $N20^\circ-30^\circ W$ y componente lateral izquierda, en tanto que fallas $N20^\circ-30^\circ E$, son mucho menos frecuentes y menos desarrolladas, con una aparente componente lateral derecha.

Deformaciones compresivas y extensivas				
EVENTO/EDAD	LA BALLENA	CHARCAS	REAL DE CATORCE	DESCRIPCIÓN
D1 (TRs-Ji)	<p>Polos de superficies de cuarzo de exudación</p> <p>n=53</p> <p>a</p>		<p>Polos de superficies de diques plegados</p> <p>n=4</p> <p>b</p>	Distribución de planos de las superficies deformadas de lentes de cuarzo de segregación (La Ballena) y de diques (Real de Catorce). Estos lentes de cuarzo y diques, se consideran como evidencia del inicio de la primera etapa de deformación, los cuales fueron posteriormente deformados y plegados adquiriendo los rasgos de deformación resultantes, posiblemente durante el establecimiento de la zona de subducción en un tiempo Triásico Superior-Jurásico Inferior.
D2 (TRs-Ji)	<p>Polos de S_c N Polos de S₂</p> <p>n= 92</p> <p>c</p>	<p>Polos de S₁</p> <p>n=19</p> <p>d</p>	<p>Polos de S₂</p> <p>n=44</p> <p>e</p>	Desarrollo de superficies de foliación "S ₂ " (líneas naranjas) muy probablemente desarrolladas en un tiempo Triásico Superior-Jurásico Inferior, antes del depósito de las rocas pertenecientes a la Formación Nazas. En las áreas de Charcas y Real de Catorce es relativamente menor el desarrollo de estas superficies sin embargo es posible reconocerlas en zonas muy deformadas
D3	<p>Afloramiento de capas conglomeráticas pertenecientes a la Formación La Joya.</p> <p>f</p>	<p>Afloramiento de capas conglomeráticas pertenecientes a la Formación La Joya (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; 1994)</p> <p>g</p>	<p>Afloramiento de capas conglomeráticas pertenecientes a la Formación La Joya (Barboza-Gudiño et al 2004)</p> <p>h</p>	Depósito de conglomerados pertenecientes a la Formación La Joya, los cuales aparentemente se depositaron en fosas tectónicas asociadas a la apertura del Golfo de México (Jurásico), que fueron rellenadas con fragmentos de rocas de las unidades preexistentes (formaciones Zacatecas y Nazas)

Figura 12. Evolución de la deformación según su orden de aparición. Estereogramas de Schmidt con proyección de áreas iguales en hemisferio inferior (Datos, ver anexo 3).

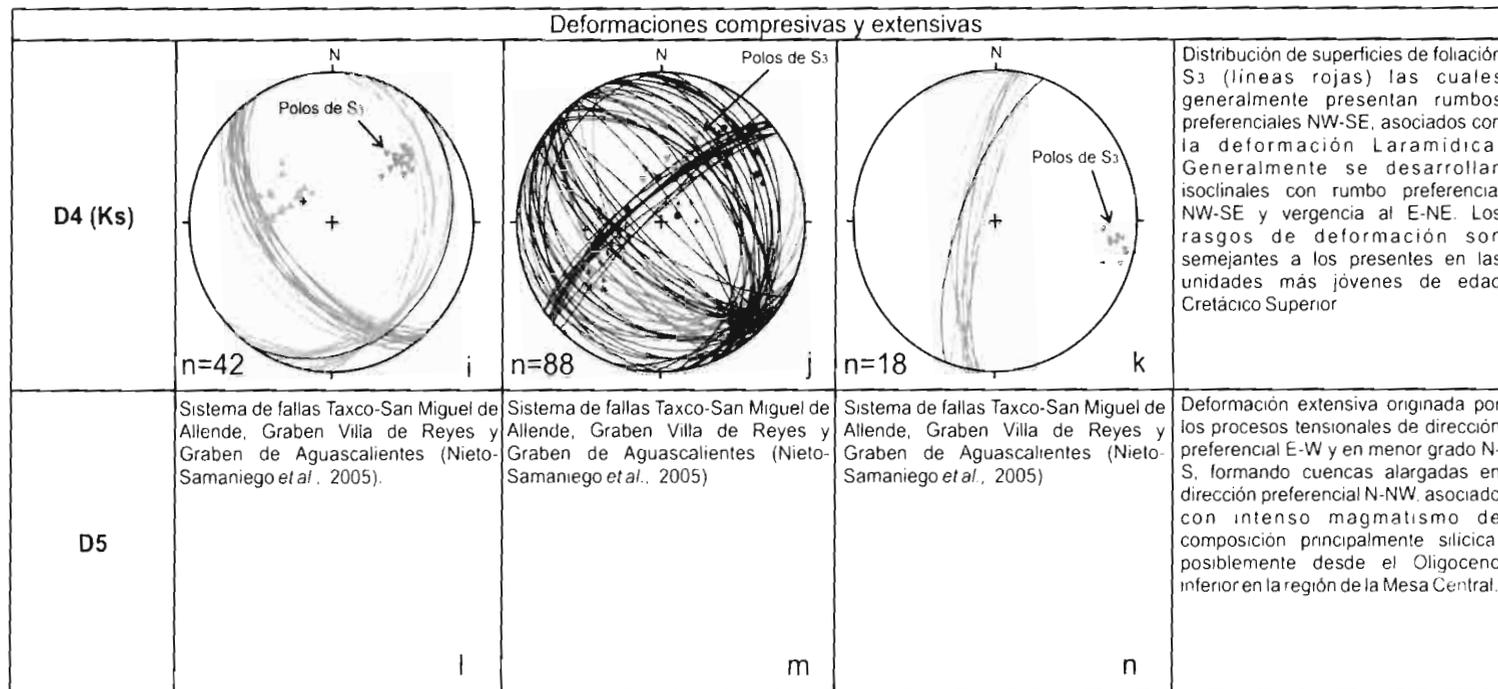


Figura 12. Evolución de la deformación según su orden de aparición. Estereogramas de Schmidt con proyección de áreas iguales en hemisferio inferior (Datos, ver anexo 3).

3.3. Paleoesfuerzos

Se realizó el estudio de estructuras principalmente fallas, preferentemente en forma de pares conjugados de tipo lateral, además de fallas inversas y fallas normales con componentes laterales y sus indicadores cinemáticos asociados que afectan a la secuencia siliciclastica del Triásico de la Formación Zacatecas, con el fin de determinar estadísticamente los paleoesfuerzos en áreas visiblemente afectadas por procesos de deformación en las localidades de La Ballena, Charcas y Real de Catorce respectivamente, midiéndose el rumbo e inclinación del plano de falla o fractura así como el pitch de las estrías o crecimiento de minerales fibrosos sobre la superficie de movimiento.

A continuación se describen los resultados obtenidos a partir de las gráficas, utilizando el paquete de computación ANGELIER. Para esta discusión se tomaron diagramas representativos de cada localidad.

En el área de La Ballena, los diagramas muestran direcciones de paleoesfuerzos compresivos orientados principalmente NNW-SSE (anexo 4, La Ballena 1 y 2), los cuales son congruentes con los resultados obtenidos en la falsilla de Schmidth, que describen pliegues isoclinales con vergencia al NNW y superficies de foliación S_2 de rumbo generalmente E-W e inclinación al SSE (Figura 13 A, B).

Para el área de Charcas, se observa que el comportamiento de los sistemas de esfuerzos presenta una dirección del esfuerzo principalmente orientado al ENE (Figura 13 C, D). Este sistema de esfuerzos está más asociado con pliegues desarrollados producto de la orogenia laramídica, los cuales presentan orientación de los flancos y superficies de foliación con rumbos generalmente al NNW-SSE con inclinación al SW y por tanto vergencia al NE.

En el área de Real de Catorce se observó el mismo comportamiento que en el área de Charcas, el diagrama presenta dirección del esfuerzo principal orientado

al NE-SW, posiblemente asociado con deformación producto de la Orogénia Laramide (Figura 13 E).

Cabe destacar que en las tres localidades se observan pliegues orientados conforme a los esfuerzos en los diagramas C, D y E de la figura 13, asociados con la deformación laramídica. Así también se observa que los esfuerzos orientados NNW son más notorios en el área de la Ballena no así en las localidades de Charcas y Real de Catorce, sin embargo se observó en algunos afloramientos del área de Charcas y de Real de Catorce pliegues aislados aparentemente generados por esfuerzos pre-laramídicos de orientación NNW y que están presentes también en afloramientos de rocas triásicas cerca de la ciudad de Zacatecas (Barboza-Gudiño com. per), por lo que se piensa que al haberse dado dichos esfuerzos, correspondientes a las deformaciones D_1 y D_2 , estos afectaron con una intensidad diferente a las rocas, de acuerdo con los factores principales:

1. Su posición más al occidente y en consecuencia más cercana al posible frente de deformación proveniente desde esa dirección y 2. La competencia de las rocas afectadas, siendo las secuencias expuestas en Charcas y Real de Catorce más arenosas en tanto que la secuencia expuesta en el área de La Ballena es más pelítica, por lo que en concordancia con esta observación es importante destacar que en la propia localidad de La Ballena, en donde esta condición varía, es notable la intensidad de la deformación y desarrollo de estructuras atribuibles a los diferentes eventos en la parte más pelítica de la secuencia, en tanto que hacia las partes con mayor proporción de areniscas y con estratificación más gruesa dichos rasgos son menos evidentes.

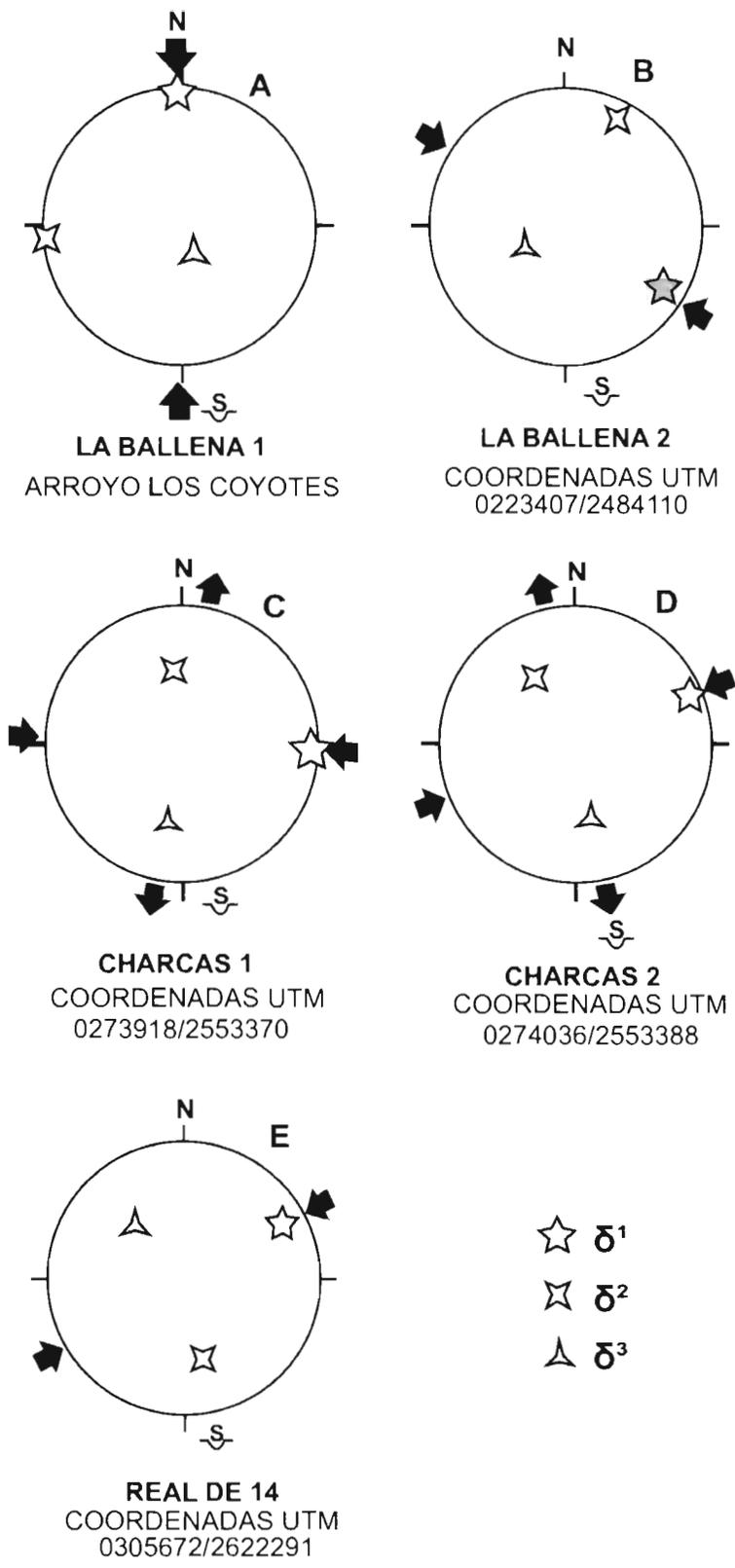


Figura 13. Diagramas de paleoesfuerzos en las localidades de La Ballena, Charcas y Real de Catorce (Datos, ver Anexo 4).

4. IMPLICACIONES TECTÓNICAS.

Los eventos de deformación documentados aunque al parecer no desarrollados con igual intensidad en las diferentes áreas estudiadas, parecen tener una correlación con los eventos tectónicos mayores conocidos para esta zona como la subducción que necesariamente ocurrió hacia el fin del Triásico y en el Jurásico Inferior que produjo la deformación de la secuencia siliciclástica del Triásico Superior (D_1), el levantamiento de la misma hasta alcanzar las condiciones subaéreas bajo las cuales se depositó la sucesión volcánica que la sobreyace.

El mismo proceso de subducción en la fase de "lowstress" produjo el arco volcánico continental del Jurásico Inferior, que actuó hasta el Jurásico Medio y cesó al tiempo que iniciaban de manera simultánea la subducción intraoceánica de polaridad SW (D_2) que posteriormente dio origen a los complejos de arco conocidos como "Terreno Guerrero" en el occidente de México y la extensión NW-SE que en el oriente produjo la apertura del Golfo de México (D_3) separados estos dos regimenes contrastantes, por una megacizalla transformante que se ha identificado en el cinturón milonítico del frente SW de la Sierra de Juárez entre Puebla y Oaxaca.

Hacia el fin del Cretácico, la deformación laramídica, comenzó tras el proceso de subducción de la Placa Farallón, nuevamente de polaridad E-NE, el cual ocasionó la deformación más desarrollada en toda la secuencia mesozoica a nivel regional (D_4), seguida del magmatismo cenozoico y los procesos de extrusión y transcurrancia durante el Cenozoico (D_5).

Finalmente y de gran relevancia, pueden ser las implicaciones de la geocronología de circones detríticos, ya que muestran una clara afinidad de estos depósitos con el bloque de Oaxaquia y en consecuencia Gondwana, a través de su procedencia Greenvilleana y Panafricana descartando así toda posible conexión con las provincias Mazatzal, Yavapai, Mojave y otras del suroeste de Norte América, en contraposición con un desplazamiento sinistral de esta porción de México desde aquella región como se interpreta en algunos modelos de evolución tectónica.

5. IMPLICACIONES ECONÓMICAS.

Los aspectos de interés económico que surgen en asociación con los procesos tectónicos que se han documentado, son muy variados, como puede ser la ocurrencia misma de ambientes geotectónicos con directa relación a determinados tipos de yacimientos minerales o combustibles fósiles.

En asociación con los depósitos turbidíticos, son modestas las posibilidades de ocurrencia de grandes acumulaciones de hidrocarburos; y de encontrarse, su extracción es compleja, además de considerar las condiciones para el caso particular del área de estudio y en general de la Mesa Central en donde son frecuentes el magmatismo y los depósitos minerales asociados.

En particular las grandes acumulaciones de sedimentos clásticos y en especial las facies pelíticas que son abundantes, ofrecen un gran potencial que en la actualidad ya se ha comenzado a aprovechar por la industria cerámica.

En asociación con los eventos posteriores al depósito de la secuencia siliciclástica del Triásico Superior, se originó primeramente un arco volcánico continental (arco Nazas) con la consecuente asociación de procesos hidrotermales y mineralización potencial. Posterior al arco continental en el Mesozoico Inferior (Jurásico Inferior a Medio) asociado a una subducción de polaridad E-NE (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999), se tiene el magmatismo de arco intraoceánico del denominado Terreno Guerrero asociado posiblemente a una subducción de polaridad W-SW en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Dickinson y Lawton 2001). A este ambiente geotectónico se asocian una serie de depósitos tipo SEDEX y VMS cuya ocurrencia dada su asociación con determinados niveles estratigráficos es poco probable en las rocas triásicas, no así la ocurrencia de cuerpos vetiformes en asociación con magmatismo y procesos hidrotermales laramidicos (Cretácicos y Paleógenos) sintectónicos y postectónicos, siendo los más conocidos y directamente emplazados en la secuencia Triásica algunas vetas en el área de San Rafael, al poniente de Charcas, S. L. P.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los datos obtenidos y observaciones de campo se considera que un juego de superficies (S_1) que contienen cuarzos de segregación deformado, es el producto de la deformación más antigua (D_1), que se originó después del depósito de la secuencia siliciclástica y durante el proceso de empuje tectónico de la secuencia contra el continente, al inicio de la subducción de la Placa de Kula bajo Norte América a finales del Triásico. El primer evento antes descrito "levantó" a la secuencia triásica, pasando de un ambiente submarino a uno sub-aéreo. Durante este levantamiento de la secuencia siliciclástica los cuarzos de exhudación fueron deformados (D_2) y se desarrolló además superficies de foliación (S_2) con orientaciones preferenciales NE-SW y vergencia de los pliegues al N-NW. Los eventos mencionados se desarrollaron antes del depósito de la Formación Nazas, ya que esos rasgos de deformación no se observan dentro de la secuencia volcanogénica.

Una deformación extensiva (D_3) es solo evidente por la presencia de algunos depósitos de rellenos aluviales a nivel regional en el Jurásico Medio a Superior, sin haberse identificado estructuras de fallas que se suponen de orientación E-NE por estar relacionada con la extensión del Golfo de México.

La deformación laramidica (D_4) generó una foliación S_3 subvertical y de rumbo NNW, con vergencia regularmente hacia el ENE.

Un evento deformativo, posiblemente relacionado con la acresión del Terreno Guerrero, según los modelos propuestos por Coney (1983) y Barboza- Gudiño *et al* (1998; 1999), la acresión ocurrió en sentido ENE contra el continente, desarrollando una vergencia de las estructuras hacia el NE en el Cretácico, con lo cual la vergencia de los pliegues y las direcciones de la inclinación de la foliación serían muy similares a las laramidicas, consideradas aquí como (D_4) por lo que ha sido sumamente difícil su separación.

Eventos de extensión y transcurrancia en el Cenozoico han producido fallas N-S, WNW-ESE y algunos sistemas de cizalla NW (sinistrales) y NE (dextrales), lo cual es más evidente en la Sierra de Catorce, siendo dichas fallas la consecuencia de

los levantamientos en donde se han reconocido los afloramientos de las rocas más antiguas objeto del presente estudio.

Una conclusión estratigráfica adicional es la edad triásica de la secuencia turbidítica expuesta en el Cañón General de la Sierra de Catorce en base a los resultados de geocronología de circones detríticos aquí presentados, descartando así una posible edad Paleozóica.

En base a la geocronología de circones detríticos, se establece una procedencia para estas rocas a partir de bloques greenvilleanos, Panafricanos y del arco permotriásico, todos estos complejos asociados a Gondwana, descartando así una posible conexión, antes del Jurásico con el Cratón de Norte América (Laurentia).

Se recomienda la realización de análisis estructurales en más localidades y en las unidades suprayacentes, a fin de detallar mejor los eventos de deformación antes mencionados.

Se recomienda la realización de más estudios geocronológicos en las diferentes localidades a fin de establecer las edades máximas de los depósitos y procedencia en base a circones detríticos lo cual dará mayor certeza a las correlaciones estratigráficas.

Finalmente se recomienda la realización de estudios que permitan establecer el grado de metamorfismo o ausencia del mismo, como puede ser la aplicación del método de la cristalinidad de illitas y el de reflectancia de vitrinitas así como para establecer variación de estos parámetros en las diferentes localidades.

BIBLIOGRAFÍA.

- Araujo-Mendieta, J., 1978**, Litofacies y diagénesis de la Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior) en el subsuelo de las Áreas Bejuco-Las Lajas, Estado de Veracruz, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, XXXIX(2), 14-24.
- Bacon, R. W., 1978**, Geology of northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México (M. S. Thesis): Arlington, Universidad of Texas, 109 p.
- Barajas-Nigoche, L. D., 2002**, Cartografía y Estudio Geológico Estructural de una Porción de la Sierra de Llanos del Carmen en la parte norte del Municipio de Villa Hidalgo, S. L. P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Trabajo Recepcional, 112 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1998**, The Late Triassic-Early Jurassic Active Continental Margin of Western North America in Northeastern México, Geofísica Internacional, 37(4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1999**, Tectonic Setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, Geological Society of America, Special Paper 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., 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, 21(3), 299-319.
- Barboza-Gudiño, J. R., 2000**. Estratigrafía y Elementos Paleogeográficos del Mesozoico Temprano del Noreste de México y sus Implicaciones Tectónicas, VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio Geológico en el Noreste de México. Linares, Nuevo León, México Resumen.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe M., Gómez-Anguiano, M., 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*, 21(3), 299-319.

- Bartolini, C., 1998.** Stratigraphy, Geochronology, Geochemistry and Tectonic Setting of the Mesozoic Nazas Formation, North-Central, Mexico, Department of Geological Sciences, The University of Texas at El Paso, Dissertation, 558 p.
- Bartolini, C., Lang, H., Cantú-Chapa, A., Barboza-Gudiño, J. R., 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 basin, and petroleum system: AAPG Memoir 75*, 295-315.
- Blauser, W. H., 1979,** Geology of the southern Sierra de Catorce and stratigraphy of the Taraises Formation in North-Central Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 80 p.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1905.** La faune jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique Inférieur : *Inst. Geol. México*, 23, 216 p.
- Burckhardt, C., Scalia, S. 1906.** Géologie des environs de Zacatecas. *Congt. Intern, Géol., X. Sess. México, Guide Excurs.*, 24, 1-26 p.
- Burckhardt, C., 1930,** Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mém. Soc. Paléon. Suisse*, 49-50, 1-208.
- Cantú-Chapa, A., 1969,** Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1, 71-72.
- Carrillo-Bravo, J., 1961,** Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), 1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1968,** Reconocimiento geológico preliminar de la porción central del altiplano mexicano, *Petróleos Mexicanos*, original no consultado, citado en Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, *A submarine fan in the Mesa*

Central, Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429-442.

- Carrillo-Bravo, J., 1971**, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, XXIII, 113 p.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997**, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.
- Chávez-Aguirre, R., 1968**, Bosquejo geológico de la Sierra Peñón Blanco, Zacatecas: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis profesional, 67 p.
- Coney, P. J., 1983**, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe, Subdirección de Tecnología de Exploración del Inst. Mex. Petrol., Universidad de Arizona, XV(1).
- Cuevas-Pérez, E., 1985**, Geologie des Alteren Mesozoikums in Zacatecas und San Luis Potosí, México:, Essen Marbur/Lhan, Germany, Ph.D. dissertation, 182 p.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001**, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160
- Gallo-Padilla, I., Gómez-Luna, M. E., Contreras y Montero, B., Cedillo-Pardo, E., 1993**, Hallazgos Paleontológicos del Triásico Marino en la región central de México. *Rev. Soc. mex. Pal.*, 6 (1), 1-19 p.
- Gómez-Anguiano, M., 2001**, Cartografía Geológica del Área de San Juan de Matanzas en la Porción Noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí y Correlación Estratigráfica y Geoquímica de Rocas Volcanogénicas pre-Oxfordianas del Noreste de México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 164 p.
- Gómez-Luna, M. E., Martínez-Cortéz, 1997**, Relationships and differences between triassic ammonoid siccessions of northwestern Sonora, Mexico,

and west-central Nevada, USA, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 208-218.

González-León, 1997, Sequence stratigraphic and paleogeographic setting of the Antimonio Formation (Late Permian-Early Jurassic), Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 136-148.

Guel-Díaz de León, A. G., 1985, Monografía "Mesa Central y Plataforma Valles-San Luis Potosí", *Petróleos Mexicanos*, Superintendencia de distritos de exploración petrolera, Zona Norte.

Guel-Díaz de León, 1990, Tabla de correlación de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Cuenca Mesozoica del Centro de México y Tampico-Mizantla : (inédita).

Henry, C. D., Aránda-Gómez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid to Late Cenozoic extension, *Geology*, 20, 701-704.

Hoppe M., 2000. Geologische Kartierung (1:10,000) im Gebiet Ojo de Agua, Nordwestliche Sierra de Catorce und Sedimentpetrologische Untersuchungen an Präoberjurassischen (Zacatecas-Formation). Institut für Geologie und Paläontologie, TU-Claustal, 235 p.

Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J. R., Hans-Martin, S., 2002. Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosí, México – lithology, facies and diagenesis. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 705-724; Stuttgart.

Humprey, W. E., 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.

Humprey, W. E., Díaz, T., 1956, Tectonic framework of northeastern Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies, *Transactions*, 6, 25-24.

Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.

Imlay, R. W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: *Geological Society of America Bulletin*, 49, 1651-1694.

- INEGI, 2001**, Carta Topográfica Loreto (F-14-A-71), escala 1:50.000.
- Kelly, W. A., 1936**, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part II, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America, Bulletin, 47, 1009-1038.
- Labarthe-Hernández, G.; Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1982**, Estudio Geológico-Minero del área Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. y Metalurgia. Folleto Técnico 76, 63 p.
- López-Doncel, R. A., 2003**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20(1), 1-19.
- 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 (7-9), 325-402.
- Mixon, R. B., Murria, G. E., Díaz-González, T. E., 1959**, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 23, 757-771.
- Muir, J. M., 1936**, Geology of the Tampico region, Mexico: Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, 280 p.
- Mujica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983**. Estudio Petrogenético de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Altiplano Mexicano. Subdirección de Tecnología de Exploración, IMP, 78 p.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaníz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., 1997**, La deformación cenozoica postlaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14(1), 13-25.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaníz-Álvarez, S. A., Camprubí, C. A., 2005**, La Mesa Central de México: Estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVIII (3), 285-318.

- Pantoja Alor, J., 1972.** La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango. Soc. Geol. Mex, Memorias de la Segunda Convención Nacional, p. 25-31; 194-196.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F, Speed, R. C., 1993,** Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.
- Serrano-Marín, C. A., 1991,** Estudio Tectónico-Estratigráfico de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Trabajo recepcional. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Facultad de Ingeniería Área Ciencias de la Tierra.
- Silva-Romo, G., 1993,** Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de S.L.P. y Zac., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Postgrado, Tesis de Maestría, 139 p.
- Silva-Romo, G.; Arellano-Gil, J.; Mendoza-Rosales, C.; Nieto-Obregón, J., 2000.** A Submarine fan in the Mesa Central, México. Journal of South American Earth Sciences, 13, 429-442.
- Stanley G. D., González-León, C., 1995,** Paleogeography and tectonic implications of Triassic fossils and strata from the Antimonio Formation, northwestern Sonora, Geological Society of America, Special Paper 301, 1-16.
- Stephenson, L, W, 1921,** en Mûir, J. M., 1935, Limestone reservoir rocks in the Mexican oil fields, and problems of petroleum geology, Am. Assoc. of petroleum geologists, Tulsa, Oklahoma, 382 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., Mata-Segura, J. L., 1995,** Geología de la Hoja Presa de Santa Gertrudis, S. L. P., Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico 122.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1992,** Cartografía Geológica 1:50,000 de la Hoja Charcas, Estado de San Luis Potosí, Folleto

Técnico 115. Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J, R., 1994**, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11(2), 117-138.
- Tucker, N. E., 2001**, Sedimentary Petrology (3rd ed.), Blackwell Science, Osney Mead, Oxford, 262 p.
- Velez-López, J., Mérida-Montiel, R, 1998**, Exploración Aeromagnética por minerales metálicos en la mesa central de México. Geomimet, 1(213), 12-38.
- Venegas-Rodríguez, G., 2007**, El Jurásico Temprano de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, , Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Maestría, 84 p.
- Zavala-Monsiváis, A., 2000**, Petrografía de Rocas Volcánicas pre-oxfordianas en la Parte Occidental de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo recepcional, 112 p.

ANEXOS

ANEXO1: Analisis geocronológico de U-Pb (en circones detriticos) de la muestra RC0631 por LA-MC-ICP-MS (Laser-Ablation Multicollector Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry)

Analisis	Relaciones isotópicas						Edades aparentes (Ma)					
	206Pb/ 207Pb*/		± (%)	206Pb*/		error corr	206Pb*/		±	207Pb*/		±
	204Pb	235U		238U	238U		238U	(Ma)		235U	(Ma)	
1	7906	0.87494	5.7	0.09551	2.6	0.46	588.0	14.8	638.2	26.8	620.3	104.7
2	4219	0.67576	3.9	0.08429	2.1	0.54	521.7	10.6	524.2	16.0	535.2	71.7
3	13211	0.60341	2.2	0.07518	1.6	0.73	467.3	7.3	479.4	8.4	537.7	32.9
4	4409	0.32284	6.5	0.04729	2.0	0.31	297.9	5.9	284.1	16.2	172.2	144.9
5	29418	1.58477	1.6	0.15786	1.3	0.79	944.8	11.4	964.2	10.2	1008.7	20.3
6	1655	0.24063	15.9	0.03739	2.7	0.17	236.7	6.2	218.9	31.3	32.5	377.1
7	11677	0.79491	1.8	0.09563	1.4	0.81	588.7	8.1	594.0	8.0	613.9	22.3
8	21790	2.31541	2.0	0.19687	1.7	0.85	1158.5	18.4	1217.0	14.5	1322.3	20.8
9	15788	1.48656	1.5	0.15130	1.0	0.69	908.3	8.5	924.9	8.8	964.8	21.6
10	13096	3.51821	2.9	0.25949	2.7	0.91	1487.2	35.4	1531.3	23.2	1592.8	22.8
11	14806	1.49350	1.9	0.14866	1.6	0.84	893.5	13.1	927.7	11.4	1010.1	20.6
12	18182	1.93450	3.0	0.18030	2.5	0.84	1068.6	24.5	1093.1	19.8	1142.2	32.0
13	2777	0.56443	12.1	0.07950	2.0	0.16	493.1	9.3	454.4	44.4	262.9	275.1
14	15899	1.91481	1.9	0.17958	1.2	0.60	1064.7	11.3	1086.3	12.9	1129.8	31.0
15	6154	0.41136	2.8	0.05669	1.3	0.47	355.5	4.5	349.9	8.1	312.8	55.3
16	17477	1.52355	1.8	0.15642	1.2	0.66	936.8	10.4	939.9	11.0	947.1	27.6
17	11987	1.64704	1.5	0.16482	1.0	0.68	983.5	9.1	988.4	9.3	999.4	21.8
18	7805	6.65354	5.2	0.36036	3.4	0.65	1983.9	57.7	2066.5	46.0	2149.8	69.3
19	16160	2.39455	2.2	0.21372	1.5	0.67	1248.6	16.6	1241.0	15.7	1227.7	32.1
20	8139	0.29830	3.5	0.04219	2.3	0.65	266.4	5.9	265.1	8.1	253.7	60.9
21	63354	4.37989	1.4	0.29074	1.0	0.71	1645.2	14.5	1708.6	11.7	1787.1	18.2
22	2985	1.56930	8.7	0.14550	8.1	0.93	875.7	66.3	958.1	53.9	1152.5	62.3
23	35678	2.97392	2.2	0.22740	1.9	0.89	1320.9	23.0	1401.0	16.5	1525.1	18.9
24	7571	0.28393	2.2	0.04064	1.0	0.47	256.8	2.5	253.8	4.6	225.8	44.4
25	37909	1.58441	1.5	0.15602	1.0	0.67	934.6	8.7	964.1	9.3	1032.0	22.3
26	14258	1.68156	4.4	0.16234	1.9	0.42	969.7	16.8	1001.6	28.2	1071.9	80.7
27	4820	0.26938	6.7	0.04049	1.7	0.26	255.9	4.4	242.2	14.4	111.8	152.7
28	10173	1.58480	2.8	0.15735	2.5	0.89	942.0	21.5	964.3	17.2	1015.3	26.0
29	33758	1.87718	3.7	0.17687	2.9	0.79	1049.8	28.3	1073.1	24.6	1120.5	45.6
30	34028	5.10653	2.4	0.31434	2.1	0.88	1762.0	32.2	1837.2	20.1	1923.5	19.9
31	41247	1.63852	2.0	0.16341	1.6	0.83	975.7	14.7	985.1	12.4	1006.2	22.4
32	30102	2.01369	1.7	0.18468	1.2	0.70	1092.5	11.8	1120.1	11.4	1174.2	23.9
33	56175	1.24755	1.8	0.12747	1.5	0.83	773.4	11.1	822.3	10.3	956.8	20.5
34	13546	2.86917	3.9	0.22394	3.6	0.94	1302.6	42.9	1373.9	29.2	1486.3	25.5
35	12288	0.79332	4.1	0.09257	3.7	0.90	570.7	20.2	593.1	18.4	679.5	38.0
36	49210	2.15282	2.9	0.19763	2.6	0.89	1162.6	27.4	1166.0	20.0	1172.3	25.5
37	2683	0.29991	10.0	0.03938	1.4	0.14	249.0	3.4	266.3	23.4	421.8	221.5
38	11481	0.29289	7.1	0.03998	6.7	0.94	252.7	16.7	260.8	16.4	334.6	53.1
39	33426	1.70559	5.1	0.16688	4.7	0.93	994.9	43.4	1010.6	32.5	1044.9	38.0
39A	26877	1.76542	1.6	0.17346	1.0	0.63	1031.1	9.5	1032.8	10.3	1036.4	24.9
40	24864	1.78256	1.6	0.17556	1.0	0.62	1042.7	9.6	1039.1	10.4	1031.6	25.3
41	11281	1.80161	3.1	0.17192	1.9	0.62	1022.7	18.1	1046.0	20.1	1095.2	48.0
42	13415	0.67745	2.3	0.08246	1.6	0.68	510.8	7.8	525.2	9.6	588.4	37.3
43	55961	5.76814	2.3	0.34112	1.9	0.82	1892.1	31.3	1941.6	20.2	1994.9	24.0
44	16522	4.93828	1.6	0.31299	1.1	0.67	1755.4	16.4	1808.8	13.6	1871.0	21.7
45	7641	0.27384	3.1	0.03917	2.2	0.70	247.7	5.3	245.8	6.7	227.5	50.6
46	6799	1.40376	2.9	0.14906	2.2	0.74	895.7	18.1	890.5	17.4	877.7	41.0
47	39250	1.71977	2.4	0.17319	1.7	0.70	1029.7	15.9	1015.9	15.4	986.5	34.9
48	14277	1.81408	1.7	0.17621	1.0	0.58	1046.2	9.7	1050.6	11.4	1059.6	28.7
50	14978	1.67044	1.9	0.16670	1.6	0.84	993.9	14.5	997.4	11.9	1005.0	20.6
51	27730	14.83252	2.2	0.49657	1.7	0.77	2599.0	36.7	2804.6	21.2	2955.9	22.9
53	8943	2.42975	3.6	0.21833	1.8	0.52	1273.0	21.3	1251.4	25.7	1214.5	60.2
54	7465	1.81613	3.2	0.17900	2.0	0.64	1061.5	19.7	1051.3	20.7	1030.1	49.2
55	15127	1.75352	2.3	0.17529	1.0	0.45	1041.2	9.8	1028.5	14.7	1001.5	41.1
56	18534	2.17747	3.9	0.19648	3.7	0.94	1156.4	39.1	1173.9	27.2	1206.2	25.5

Análisis	Relaciones isotópicas						Edades aparentes (Ma)					
	206Pb/204Pb		207Pb*/235U		± (%)	error corr	206Pb*/238U		± (Ma)	207Pb*/235U		± (Ma)
	206Pb/204Pb	207Pb*/235U	206Pb*/238U	207Pb*/235U			206Pb*/238U	207Pb*/235U				
56A	4247	0.27992	8.5	0.04280	1.5	0.17	270.2	3.9	250.6	19.0	70.9	200.3
57A	16373	1.61170	1.6	0.16114	1.0	0.65	963.1	9.2	974.8	9.9	1001.1	24.2
58	17983	1.65475	2.0	0.16040	1.5	0.75	959.0	13.3	991.4	12.5	1063.7	26.1
59	25951	4.35833	2.5	0.29354	2.1	0.84	1659.2	30.9	1704.5	20.8	1760.6	25.3
60	16466	1.73237	2.8	0.16428	2.6	0.93	980.5	23.5	1020.6	17.8	1107.7	20.1
61	13831	2.22843	2.2	0.19871	1.8	0.82	1168.4	19.0	1190.0	15.3	1229.6	24.7
62	40029	3.25288	1.5	0.24984	1.0	0.65	1437.6	12.9	1469.9	12.0	1516.7	22.3
63	8758	2.09737	1.7	0.19394	1.3	0.75	1142.7	13.6	1147.9	12.0	1157.9	22.9
64	5146	2.06316	2.5	0.18798	2.2	0.87	1110.4	22.5	1136.7	17.3	1187.1	24.6
65	20534	2.01599	3.0	0.18539	1.2	0.39	1096.4	11.8	1120.9	20.2	1168.8	54.4
66	4489	0.66658	12.0	0.08031	2.6	0.21	498.0	12.3	518.6	48.7	610.7	253.5
67	8087	1.58960	2.2	0.16120	1.7	0.80	963.5	15.6	966.1	13.6	972.2	26.5
68	22781	1.66527	7.5	0.15680	6.4	0.85	939.0	55.9	995.4	47.6	1121.8	77.8
69	16698	1.54576	1.6	0.15899	1.2	0.75	951.2	10.6	948.8	9.9	943.3	22.0
70	3722	0.23355	4.3	0.03305	3.6	0.84	209.6	7.4	213.1	8.3	252.1	54.5
71	12358	2.12342	1.5	0.19726	1.0	0.66	1160.6	10.6	1156.4	10.4	1148.7	22.4
72	2410	0.38951	10.6	0.04862	10.1	0.95	306.1	30.1	334.0	30.2	533.4	72.5
72A	11603	2.42931	2.3	0.21462	1.2	0.50	1253.4	13.1	1251.3	16.4	1247.7	38.6
73	2277	1.49801	4.4	0.15339	3.1	0.70	919.9	26.4	929.6	27.0	952.5	65.1
74	11435	1.59391	1.6	0.16063	1.1	0.69	960.3	9.7	967.8	9.8	985.0	23.1
75	46331	1.39690	2.0	0.14160	1.6	0.79	853.7	12.9	887.6	12.0	973.1	25.1
76	13562	0.32306	2.9	0.04507	2.6	0.90	284.2	7.3	284.3	7.2	284.9	29.5
77	9685	0.33169	2.9	0.04635	1.2	0.42	292.1	3.5	290.9	7.3	280.9	60.0
78	8467	1.58896	2.1	0.15560	1.6	0.76	932.3	13.7	965.9	12.9	1043.2	27.0
79	23042	0.31276	1.4	0.04372	1.0	0.70	275.9	2.7	276.3	3.5	280.1	23.3
80	11662	0.30603	2.3	0.04324	1.1	0.50	272.9	3.0	271.1	5.4	255.5	44.9
81	9795	0.28262	2.3	0.03983	1.8	0.78	251.8	4.5	252.7	5.2	261.8	33.5
82	3109	1.85729	5.1	0.17597	3.4	0.66	1044.9	32.5	1066.0	33.7	1109.5	76.4
83	19036	2.03491	1.7	0.18678	1.3	0.77	1103.9	13.0	1127.3	11.4	1172.5	21.0
84	20092	1.51437	1.5	0.15259	1.1	0.70	915.5	9.3	936.2	9.5	985.3	22.4
85	14939	1.93272	2.0	0.18396	1.6	0.80	1088.6	16.1	1092.5	13.5	1100.2	24.3
86	4059	2.06739	2.3	0.19272	1.6	0.71	1136.1	17.2	1138.1	15.8	1141.8	32.2
87	44683	0.79064	1.5	0.09527	1.1	0.75	586.6	6.4	591.5	6.8	610.3	21.7
88	60400	1.58850	1.6	0.16185	1.3	0.78	967.1	11.2	965.7	10.0	962.6	20.4
89	7801	0.27492	3.8	0.03961	1.5	0.41	250.4	3.8	246.6	8.2	210.5	79.6
90	6945	0.29840	3.0	0.04274	1.9	0.65	269.8	5.1	265.1	6.9	224.1	52.2
90A	6124	1.59612	3.7	0.15295	3.2	0.87	917.5	27.1	968.7	22.9	1086.8	36.8
91	4140	0.54959	7.1	0.07372	5.2	0.73	458.5	22.9	444.7	25.5	374.0	109.1
92A	3095	2.61299	4.8	0.21859	4.3	0.89	1274.4	49.9	1304.3	35.5	1353.7	41.8
93	4220	1.55791	3.1	0.15994	1.9	0.61	956.5	16.8	953.6	19.2	947.1	50.5
94	27421	1.79134	8.4	0.16902	8.3	0.99	1006.7	77.4	1042.3	54.5	1117.8	20.0
95	9235	0.25955	1.7	0.03633	1.3	0.75	230.0	2.8	234.3	3.5	277.3	25.2
96	6655	0.34780	2.8	0.04919	1.1	0.40	309.5	3.4	303.1	7.3	253.7	59.1
97	21381	1.69998	3.3	0.16878	3.0	0.91	1005.4	27.8	1008.5	20.9	1015.3	27.0
98	9420	1.60237	1.9	0.16096	1.3	0.71	962.1	11.9	971.1	11.6	991.6	26.5
99	5989	0.31576	3.8	0.04542	1.6	0.41	286.4	4.4	278.6	9.2	214.2	80.0
100	5434	0.26091	2.8	0.03750	2.0	0.71	237.3	4.6	235.4	5.9	216.0	45.3

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (1)

Localidad: La Ballena, Zac.			Área Oeste del poblado La Ballena.		
Coordenadas: 0223554/2485168.					
Descripción: Toma de datos para análisis de deformación en la formación Zacatecas.					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	198	25	S1	198	26
S0	204	30	S1	180	25
S0	205	20	S1	172	24
S0	206	32	S1	170	26
S0	197	35	S1	188	25
S0	206	25	S1	193	25
S0	184	26	S1	189	28
S0	155	31	S1	166	29
S0	148	31	S1	164	30
S0	204	26	S1	178	25
S0	192	34	S1	177	30
S0	267	65	S1	158	21
S0	198	28	S1	188	29
S0	169	19	S1	194	26
S0	185	9	S1	204	30
S0	179	14	S1	189	20
S0	206	25	S1	198	28
S0	224	20	S1	176	27
S0	192	25	S1	182	27
S0	195	23	S1	172	25
S0	196	30	S1	151	19
S0	195	30	f2	317	81
f1	234	74	f2	105	87
f1	62	84	f2	312	80
f1	230	88	f2	312	85
f1	239	86	f2	310	79
f1	239	80	f2	312	68
f1	59	80	f2	314	74
f1	242	85	f2	129	90
f1	234	75	f2	94	86
f1	236	86	f2	321	76
f1	212	70	f3	19	60
f1	224	81	f3	24	61
f1	238	81	f3	23	65
L1	160	16	f3	30	61
L1	152	15	f3	22	56
L1	155	25	f3	20	50
L1	170	22	f3	26	65
L1	159	25	f3	32	60
L2	188	5	f3	30	70
L2	198	12	f3	32	63
L2	184	4			
L2	214	5			
L2	230	5			

S0: Estratificación; Fr1, Fr2 y Fr3: Fracturas; L1 y L2: Lineares.

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (2)

Localidad: La Ballena, Zac.			Área. Costado del camino de terracería La Pendencia-La Ballena (Al oeste de La Ballena)		
Coordenadas: 0224517/2484899.					
Descripción: Zona con presencia de cuarzo de exhudación					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	87	27	S1	100	20
S0	50	24	S1	122	45
S0	80	10	S1	100	41
S0	70	26	S1	110	33
S0	50	21	S1	125	46
S0	60	24	S1	122	45
S0	106	40	S1	115	44
S0	182	28	S1	104	15
S0	196	25	S1	113	35
S0	177	25	S1	118	40
S0	151	20	S1	134	30
S0	196	25	S1	134	29
S0	190	25	S1	130	36
S0	120	45	S1	147	35
S0	119	41	S1	97	20
S0	136	49	S1	128	40
S0	131	50	S1	132	52
S0	132	33	S1	125	54
S0	112	55	S1	134	45
S0	120	69	S1	135	50
S0	156	26	S1	110	46
S0	148	53	S1	107	43
S0	146	55	S1	108	44
S0	168	21	S1	113	41
S0	149	61	S1	110	35
S0	146	50	S1	149	35
S0	136	49	S1	145	36
S0	144	53	S1	148	34
S0	135	53	S1	150	35
S0	128	82	S1	155	46
S2	230	60	S1	150	51
S2	226	57	S1	153	31
S2	234	83	S1	142	30
S2	225	85	S1	142	39
S2	224	64	S1	130	54
S2	225	61	S0 (Qz)	176	35
S2	220	57	S0 (Qz)	10	70
S2	246	51	f (Qz)	288	85
S2	236	56	f (Qz)	77	86
L1	191	36	f (Qz)	241	74
L2	208	5	f (Qz)	234	71
L2	210	4			
L2	212	10			
L2	28	4			

S0: Estratificación, S1 y S2: Foliación, L1 y L2: Lineares, SO (Qz): Superficies de lentes de cuarzo de exhudación, f(Qz): Fracturas en lentes de cuarzo de exhudación

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (3)					
Localidad: La Ballena, Zac.			Área Sobre Arroyo al N de La Ballena.		
Coordenadas: 0221209/2486674					
Descripción: Pliegue isoclinal en la formación Zcatecas					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	180	20	S1	160	30
S0	186	20	S1	125	14
S0	178	14	S1	162	15
S0	166	25	S1	152	10
S0	164	16	S1	153	17
S0	180	21	S1	156	15
S0	187	21	S1	174	14
S0	200	18	S1	214	15
S0	200	21	S1	180	18
S0	199	11	S1	190	22
S0	174	20	S1	182	20
S0	190	25	S1	177	19
S0	198	21	S1	182	19
S0	215	24	S1	200	22
S0	178	22	S2	217	61
S0	236	22	S2	220	68
S0	229	24	S2	204	50
S0	166	15	S2	232	84
S0	132	10	S2	228	60
S0	166	30	S2	228	59
S0	142	21	S2	230	70
S0	185	25	S2	228	80
S0	204	35	S2	226	72
S0	200	23	S2	227	76
S0	192	23	S2	202	86
S0	186	26	S2	219	71
S1	140	16	S2	242	80
S1	166	19	S2	224	52
S1	140	21	S2	232	70
S1	155	20	S2	226	79
S1	154	20	S2	231	73
S1	145	10	S2	221	85
S1	165	25	LS2/S1	126	10
S1	142	16	LS2/S1	140	10
S1	150	25	LS2/S1	141	11
S1	200	17	LS2/S1	140	10
S1	214	21	LS2/S1	160	2
S1	248	20	LS2/S1	145	10
S1	218	20	LS2/S1	152	7
S1	146	36	LS2/S1	134	20
S1	137	23	LS2/S1	128	15
S1	147	20	LS2/S1	123	15
S1	138	31	LS3/S1	180	20
S1	200	18	LS3/S1	174	25

S0: Estratificación; S1 y S2: Foliación; LS2/S1 y LS2/S1: Lineares por crenulación

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (4)					
Localidad: La Ballena, Zac.			Área Este del poblado La Ballena.		
Coordenadas: 0225492/2485706.					
Descripción: Toma de datos en zona con intensa deformación.					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	180	36	S1	210	43
S0	160	50	S1	174	76
S0	165	42	S1	199	55
S0	168	29	S1	130	30
S0	159	56	S1	179	36
S0	162	41	S1	188	53
S0	142	50	S1	188	55
S0	152	94	S1	188	55
S0	150	54	S1	196	46
S0	166	38	S1	182	23
S0	164	53	S1	178	29
S0	161	36	S1	187	41
S0	151	55	S1	195	53
S0	152	39	S1	170	51
S0	160	45	S1	196	46
S0	147	46	S2	227	45
S0	180	48	S2	227	55
S0	175	54	S2	238	50
S0	157	44	S2	234	46
S0	171	45	S2	225	55
S0	144	69	S2	245	45
S0	139	31	S2	232	80
S0	161	74	S2	229	64
S0	154	31	S2	238	80
S0	153	32	S2	231	80
S0	175	67	S2	218	89
S0	164	41	S2	233	79
S0	177	58	S2	219	85
S0	183	51	S2	230	65
S0	187	45	S2	235	74
S0	183	45	S2	239	75
S1	138	16	S2	219	81
S1	154	24	S2	222	70
S1	161	34	S2	226	85
S1	128	30	S2	215	80
S1	153	24	S2	228	80
S1	128	30	S2	227	74
S1	167	20	S2	232	89
S1	158	21	S2	222	77
S1	168	46	S2	234	80
S1	158	26	S2	222	77
S1	184	52	S2	234	80
S1	195	47	f1	114	82
S1	184	51	f1	292	80
S1	195	52	f1	290	89
S1	206	48	f1	291	80
S1	210	52	f1	273	79

S0: Estratificación; S1 y S2: Foliación, F1: Fractura

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (5)					
Localidad: La Ballena, Zac.			Área: Este del poblado La Ballena.		
Coordenadas: 0223407/2484110.					
Descripción: Toma de datos en cuarzos de exhudación					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	148	40	S0Qz	182	35
S0	200	15	S0Qz	177	30
S0	190	35	S0Qz	182	30
S0	190	45	S0Qz	170	30
S0	190	40	S0Qz	207	50
S0	186	45	S0Qz	174	50
S0	188	40	S0Qz	186	50
S0	168	25	S0Qz	165	20
S0	196	12	S0Qz	169	10
S0	122	28	S0Qz	84	80
S0	48	75	S0Qz	142	25
S0	130	30	S0Qz	144	45
S1	193	15	S0Qz	83	25
S1	165	35	S0Qz	121	30
S1	195	28	S0Qz	132	40
S1	155	25	S0Qz	186	36
S1	186	80	S0Qz	140	40
L1	258	10	S0Qz	201	35
L1	84	5	S0Qz	190	25
L1	80	5	S0Qz	167	25
L1	85	1	S0Qz	198	45
L0	142	30	S0Qz	222	30
L0	154	45	S0Qz	200	40
L0	154	39	S0Qz	172	45
			S0Qz	212	56
			S0Qz	141	45
			S0Qz	176	50

S0: Estratificación; S1: Foliación, L1: Lineares; L0: Eje de pliegue, S0Qz: Superficie de lente de cuarzo de exhudación

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de La Ballena (6)					
Localidad: La Ballena, Zac.			Área Este del poblado La Ballena		
Coordenadas: 0221394/2486566.					
Descripción: Cuarzos de exhudación deformados					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	218	55	S1	218	60
S0Qz	230	80	S1	230	70
S0Qz	228	55	S1	220	70
S0Qz	146	35	S1	220	75
S0Qz	186	35	S1	212	67
S0Qz	206	20	S1	220	61
S0Qz	206	40	S1	220	60
S0Qz	142	30	S1	220	55
fr	89	81	S1	216	40
fr	95	80	S1	216	55
fr	293	65	S1	216	75
fr	10	89	S1	216	45
fr	94	87	S1	216	15
fr	58	60	S1	222	70
			S1	218	45
			S2	205	35
			S2	206	98
			S2	206	44

S0: Estratificación; S0Qz: Superficie de lente de cuarzo de exhudación, Fr: Fractura; S1 y S2: Foliación.

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de Charcas (1)					
Localidad: Charcas, S.L.P.					
Coordenadas (UTM): 0272717/2552753					
Descripción: Afloramiento de capas arenosas interestratificadas con capas delgadas de limolita de coloración negra en superficie fresca y coloración rojiza en superficie intemperizada					
Datos					
Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación
S0	130	5	S1	232	70
S0	291	5	S1	238	64
S0	222	10	S1	240	70
S0	242	52	S1	239	70
S0	227	75	S1	253	65
S0	68	75	S1	238	54
S0	60	65	S1	225	52
S0	249	60	S1	242	60
S0	242	80	S1	238	56
S0	232	75	S1	226	54
S0	232	88	S1	233	56
S0	224	84	S1	241	57
S0	226	75	S1	225	31
S0	217	70	S1	223	42
S0	233	75	S1	245	40
S0	230	78	S1	230	64
S0	230	81	S1	230	65
S0	225	85	S1	202	25
S0	252	46	S1	222	60
S0	242	56	S1	230	45
S0	211	30	S1	222	57
S0	218	10	S1	213	48
S0	228	33	S1	219	79
S1	226	70	S1	218	38
S1	235	37	S1	229	55
S1	228	35	S1	226	65
S1	226	36			

S0: Estratificación; S1: Foliación.

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de Charcas (2)					
Localidad: Charcas, S.L.P.					
Coordenadas (UTM): 0272606/2552614					
Descripción: Afloramiento de rocas limolíticas intensamente deformadas, en el Arroyo de San Rafael					
Datos					
Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación
S0	291	83	S1	112	86
S0	301	79	S1	292	80
S0	300	88	S1	117	83
S0	110	72	S1	112	71
S0	298	84	S1	272	86
S0	126	85	S1	106	86
S0	134	80	S1	286	85
S0	276	85	S1	113	86
S0	100	89	S1	106	89
S0	280	90	S1	290	80
S0	132	55	S1	280	86
S0	295	85	S1	302	90
S0	102	61	S1	298	90
S0	108	65	S1	112	88
S0	92	85	S2	321	40
S0	122	80	S2	330	46
S0	128	85	S2	316	50
S0	120	75	S2	225	60
S1	104	70	S2	351	25
S1	99	86	S2/S1	27	26
S1	86	75	S2/S1	22	25
S1	121	80	S2/S1	30	25
S1	113	75	S2/S1	41	31
S1	112	70	S2/S1	30	30
S1	104	66	S2/S1	42	45
S1	104	80	S2/S1	32	31
S1	105	85	S2/S1	10	16
S1	293	79	S2/S1	358	10
S1	111	79	S2/S1	358	10
S1	294	90	S2/S1	4	35
S1	116	86	S2/S1	6	40
S1	108	80	S2/S1	4	28
S1	294	84			

S0: Estratificación; S1y S2: Foliación; S2/S1: Lineares por crenulación.

ANEXO 3: Estaciones de medición en el Área de Charcas (3)					
Localidad: Charcas, S.L.P.					
Coordenadas (UTM): 0272199/2552211					
Descripción: Toma de datos en pliegue isoclinal sobre el Arroyo San Rafael					
Datos					
Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (Inclinación)	Inclinación
S0	210	75	S0	58	41
S0	225	14	S0	198	10
S0	270	20	S1	216	54
S0	62	64	S1	216	40
S0	56	50	S1	202	41
S0	238	20	S1	208	46
S0	224	65	S1	203	49
S0	223	69	S1	202	40
S0	226	79	S1	202	50
S0	225	76	S1	214	60
S0	222	60	S1	185	35
S0	218	70	S1	155	25
S0	58	50	S1	162	30
S0	82	25	S1	201	35
S0	46	46	S1	194	30
S0	78	25	S1	168	25
S0	65	50	L1	70	26
S0	93	35	L1	280	54
S0	108	20	L1	260	55
S0	67	20	fr1	235	70
S0	80	25	fr1	245	63
S0	40	50	fr1	232	50
S0	42	50	fr1	215	65
S0	200	25	fr1	251	10
S0	215	60	fr1	110	20
S0	48	55	fr1	177	24
S0	54	79	fr1	226	56
S0	214	20	fr1	222	50
S0	210	30	fr1	230	50
S0	225	34	fr2	319	70
S0	50	56	fr2	321	76
S0	84	44	fr2	318	75
S0	70	45	fr2	319	85
S0	82	20	fr2	314	84
S0	67	30	fr2	324	81
S0	67	40	fr2	324	76
S0	67	30	fr2	324	71
S0	60	35	fr2	324	75
S0	218	70	fr2	320	75
S0	220	61	fr2	318	75
S0	70	25	fr2	321	75
S0	42	89	fr2	320	76
S0	215	30	fr2	320	75
S0	56	70	fr2	318	70

S0: Estratificación; S1: Foliación; L1: Lineares; Fr1 y Fr2: Fractura

ANEXO 3: Estaciones de medición en el área de Real de Catorce		
Área: Real de Catorce. S. L. P		
Localidad: Cañón de Catorce		
Coordenadas: 0304757/2622488		
Descripción: zona de isoclinal plegado		
Afloramiento: formación Zacatecas		
Datos		
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	222	84
S0	24	89
S0	215	86
S0	2	60
S0	356	75
S0	290	70
S1	277	79
S1	276	75
S1	280	71
S1	278	70
S1	281	82
S1	288	82
S1	283	84
S1	279	75
S1	165	50
S2	274	65

S0: Estratificación; S1 y S2: Foliación.

ANEXO 4: Datos para la determinación de Paleoesfuerzos (estación La Ballena 1)				
Localidad: La Ballena, Zac.			Área Arroyo El Salto Prieto (ver anexo 2)	
Coordenadas: S/C				
Descripción: Afloramiento al Este del Poblado La Ballena, area muy deformada.				
Datos				
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Pitch	Características
F	1	77	X	
L	275	11	13 W	Lat Derecha
F	198	88	x	
L	169	90	89 W?	Normal
F	62	10	x	
L	72	10	80 E	Inversa
F	5	76	x	
L	284	30	32 W	Lat. Derecha
F	111	64	x	
L	38	30	34 N	Lat. Izquierda
F	131	84	x	
L	218	25	27 S	Lat. Derecha
F	182	80	x	
L	184	80	?	Normal
F	185	30	x	
L	237	20	44 W	Normal
F	220	65	x	
L	176	57	68 S	Inversa/derecha
F	266	34	x	
L	191	10	18 S	Lat Izquierda
F	290	44	x	
L	212	10	16 S	Lat. Derecha
F	225	40	x	
L	170	26	43 S	Inversa/derecha
F	226	45	x	
L	183	36	58 S	Inversa/derecha
F	242	35	x	
L	169	11	20 S	Inversa/derecha
F	264	36	x	
L	333	14	26 N	Lat. Derecha
L	222	28	54 S	Normal
F	182	85	x	
L	234	82	84 ?	Normal

F: Plano de Falla, L: Estría

ANEXO 4: Datos para la determinación de Paleoesfuerzos (estación La Ballena 2)					
Localidad: La Ballena, Zac.					
Coordenadas: 0223407/2484110.					
Descripción: Datos tomados sobre arroyo, con presencia de moldes de amonites					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación
S0	75	18	S0Qz	159	10
S0	302	16	S0Qz	271	30
S0	279	54	S0Qz	264	55
S0	38	40	S0Qz	50	10
S0Qz	209	25	S1	252	65
S0Qz	214	30	S1	264	75
S2	284	15	S2	306	10
S2	276	10	S2	320	5
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Pitch	Características	
F	4	89	x	Plano de falla	
L	276	28	29 W	Lat. Derecha	
F	325	80	x	Plano de falla	
F	170	80	x	Plano de falla	
L	242	30	32 w	Lat. Izquierda	
F	226	50	x	Lat. Izquierda	
L	310	5	8 w	Lat. Izquierda	
F	248	75	x	Lat. Izquierda	
L	332	20	22 N	Lat. Izquierda	
F	211	75	x	Normal-Lat. Izquierda	
L	143	55	58 S	Normal-Lat. Izquierda	
F	87	50	x	Normal	
L	118	45	69 E	Normal	
F	158	18	x	Inversa	
L	193	13	56 S	Inversa	
L	142	17	75 S	Inversa	

F: Plano de Falla, L: Estría

ANEXO 4: Datos para la determinación de paleoesfuerzos en la estación Charcas 1.					
Área: Charcas, S. L. P.					
Localidad: Arroyo de San Rafael.					
Coordenadas (UTM): 0273918/2553370.					
Descripción: Bancos de arenisca intercalados con lutita y limolita					
Afloramiento: Zona de areniscas con intensa deformación.					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Descripción	Características	Pitch
Fr	190	78	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	110	40	Linear (cristales de cuarzo)	Movimiento lateral derecho	41 E
S0	285	3	Estatificación	Estratificación normal	x
Fr	58	79	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	138	40	Linear (cristales de cuarzo)	Movimiento lateral izquierdo	41 S
F	80	60	Plano de falla	Normal con comp. lat. derecho	x
L	140	41	Estrias		50 S
S0	256	7	Estratificación	Estratificación normal	x
L	242	7	Linear (cristales de cuarzo)	Estrias capa-capa	76 W
S0	277	5	Estratificación	Estratificación normal	x
F	62	25	Plano de falla	Falla inversa	x
L	36	23	Linear (cristales de cuarzo)	Falla inversa	66 N
Fr	220	70	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	307	10	Estrias	Movimiento lateral izquierdo	11 W
S0	310	9	Estratificación	Estratificación normal	x
Fr	210	74	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	128	25	Estrias	Movimiento lateral izquierdo	26 E
Fr	339	88	Plano de fractura	Estructura de pluma	x
L	62	9	Estrias	Movimiento lateral derecho	?
Fr	304	70	Plano de fractura	Crecimiento de cristales	x
L	222	18	Estrias	Movimiento lateral derecho	21 S
Fr	327	75	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	244	20	Estrias	Movimiento lateral derecho	22 W
Fr	312	80	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	226	13	Estrias	Movimiento lateral derecho	15 W
Fr	158	16	Plano de fractura	Crecimiento de cristales	x
L	230	3	Estrias	Inversa	19 W
Fr	212	77	Plano de fractura	Presenta estrias	x
L	127	22	Estrias	Movimiento lateral izquierdo	23 E

Fr: Fractura, L: Estria, S0: Estratificación

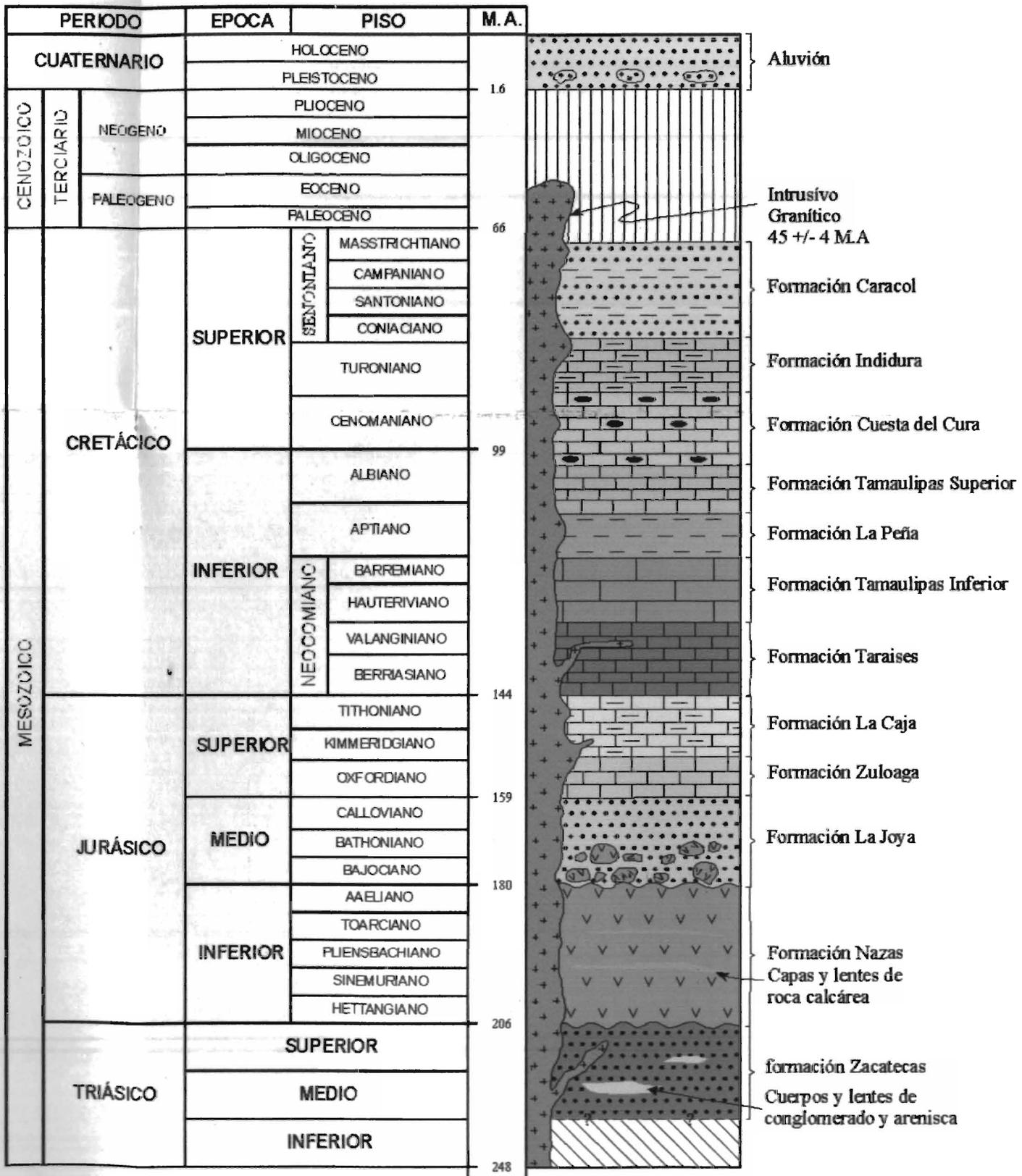
ANEXO 4: Datos para la determinación de paleoesfuerzos en la estación "Charcas 2"					
Área: Charcas. S. L. P.					
Localidad: Arroyo de San Rafael					
Coordenadas: 0274036/2553388					
Afloramiento: Zona de deformación con gran cantidad de estrias.					
Datos					
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Descripción	Características	Pitch
S0	218	15	Capa	Estratificación Normal	x
L	234	25(15)	Linear (capa-capa)	Inversa	75 S
F	324	75	Plano de falla		x
L	244	24	Linear (intracapa)	Lateral derecho	25 W
F	156	10	Plano de falla	x	x
L	152	12	Linear (intracapa)	Inversa	85 S
L2	226	2	Linear (intracapa)	Inversa	24 S
F	320	76	Plano de falla	x	x
L	236	17	Linear (intracapa)	Lateral derecho	19 W
F	220	10	Plano de falla	x	x
L	217	10	Linear (intracapa)	Inversa	87 S
F	21	70	Plano de falla	Inversa	x
L	100	28	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	31 E
F	2	68	Plano de falla	Inversa	x
L	65	47	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	53 E
F	13	58	Plano de falla	x	x
L	100	5	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	13 E
F	5	60	Plano de falla	X	x
L	80	24	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	28 E
F	1	60	Plano de falla	x	x
L	74	26	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	30 E
F	288	48	Plano de falla	x	x
L	209	9	Linear (intracapa)	Lateral derecho	15 S
F	300	58	Plano de falla	x	x
L	220	14	Linear (intracapa)	Lateral derecho	18 S
F	194	80	Plano de falla	x	x
L	110	32	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	33 E
F	313	81	Plano de falla	x	x
L	230	32	Linear (intracapa)	Lateral derecho	34 W
F	53	61	Plano de falla	x	x
L	132	19	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	22 E
F	46	75	Plano de falla	x	x
L	118	48	Linear (intracapa)	Lateral Izquierdo	50 E

S0: Estratificación, F: Plano de falla, L: Estria.

ANEXO 4: Toma de datos para análisis de paleoesfuerzos en el Área de Real de Catorce				
Área: Real de Catorce, S. L. P.				
Localidad: Cañón de Catorce				
Coordenadas: 0305672/2622291				
Descripción: Zona de intensa deformación, se logran apreciar estructuras "Kink bands"				
Afloramiento: formación Zacatecas				
Datos				
Dato medido	Rumbo (inclinación)	Inclinación	Descripción	Pitch
S1	242	66		
S1	262	74		
S1	280	80		
S1	277	85		
S1	260	68		
S1	271	76		
S1	263	76		
S1	274	76		
S1	254	74		
S1	251	85		
S1	262	65		
S1	144	70		
S1	170	68		
S1	277	80		
S1	184	75		
S1	195	65		
S1	239	70		
S1	90	85		
S1	282	90		
S0	326	76		
S0	346	85		
F	251	45	Falla Inversa	x
L	256	45		87 W
F	263	66	Falla Lat. Izquierda	x
L	341	24		27 N
F	228	71	Falla Lat. Izquierda	x
L	150	32		34 S
F	265	56	Falla Inversa	x
L	264	56		?
F	280	60	Falla Lat. Derecha	x
L	348	33		40 N
F	240	53	Falla Lat. Derecha	x
L	156	9		11 S
F	273	67	Falla Lat. Izquierda	x
L	354	20		22 N
F	34	59	Falla Inversa	x
L	34	60		?
F	257	81	Falla Lat. Derecha	x
L	344	16		18 N
F	253	84	Falla Lat. Derecha	x
L	341	15		17 N
F	210	70	Falla Lat. Izquierda	x
L	286	33		36 N

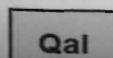
S1: Foliación, S0: Estratificación, F: Plano de Falla, L: Estría

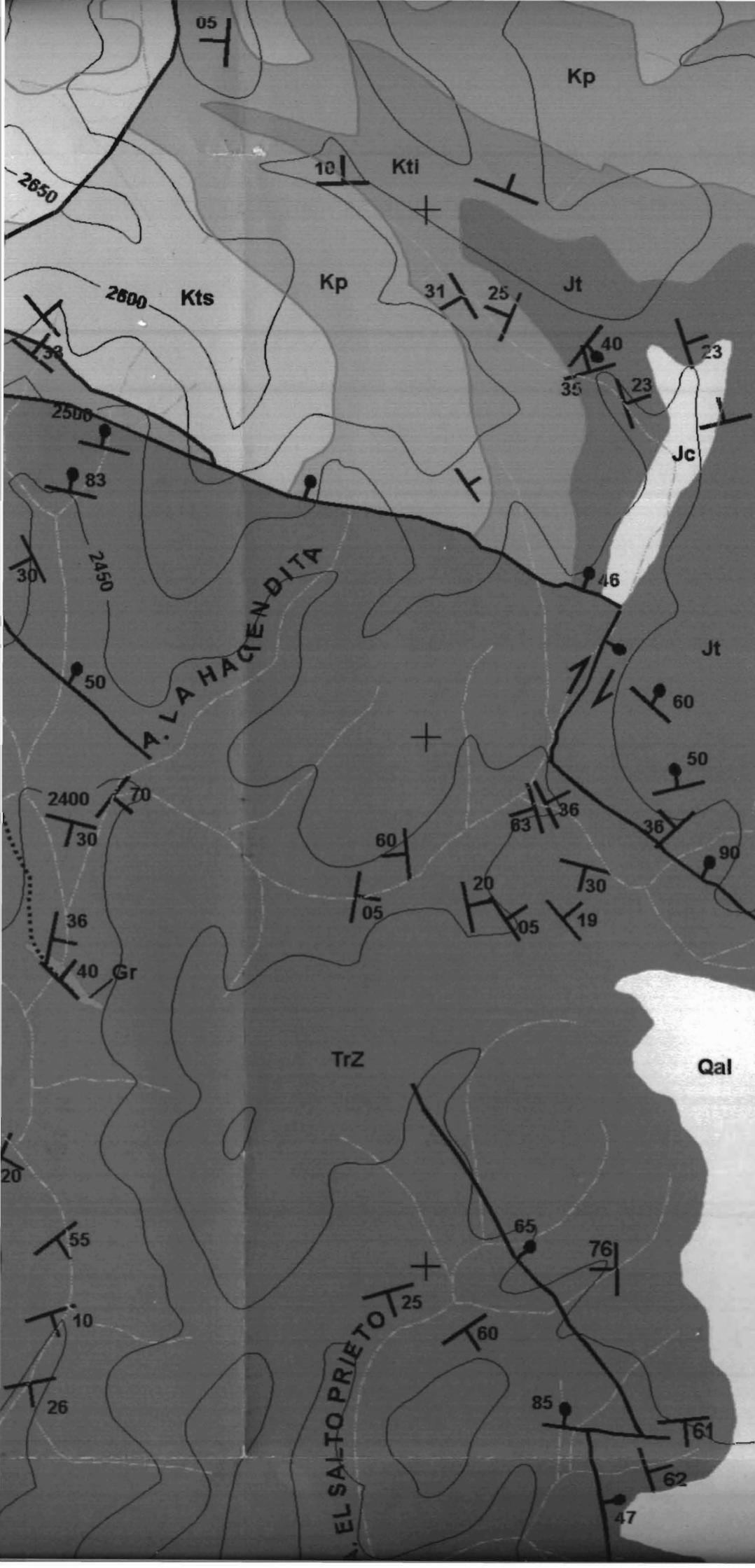
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



 NO AFLORA
  EROSIÓN O NO DEPÓSITO

LEYENDA

 Qal Aluvión



88000

87000
22° 28'

2486000

LEYENDA

Qal	Aluvión
Gr	Intrusivo Granítico
Kc	Formación Caracol
Ki	Formación Indidura
Kcc	Formación Cuesta del Cura
Kts	Formación Tamaulipas Superior
Kp	Formación La Peña
Kti	Formación Tamaulipas Inferior
Kt	Formación Taraises
Jc	Formación La Caja
Jz	Formación Zuloaga
Jj	Formación La Joya
JN	Formación Nazas
TrZ	Formación Zacatecas

SIMBOLOGÍA

PLANTA



2500



Rumbo y echado

Falla lateral dextral

Falla normal

Curvas de nivel

Arroyos

Poblado

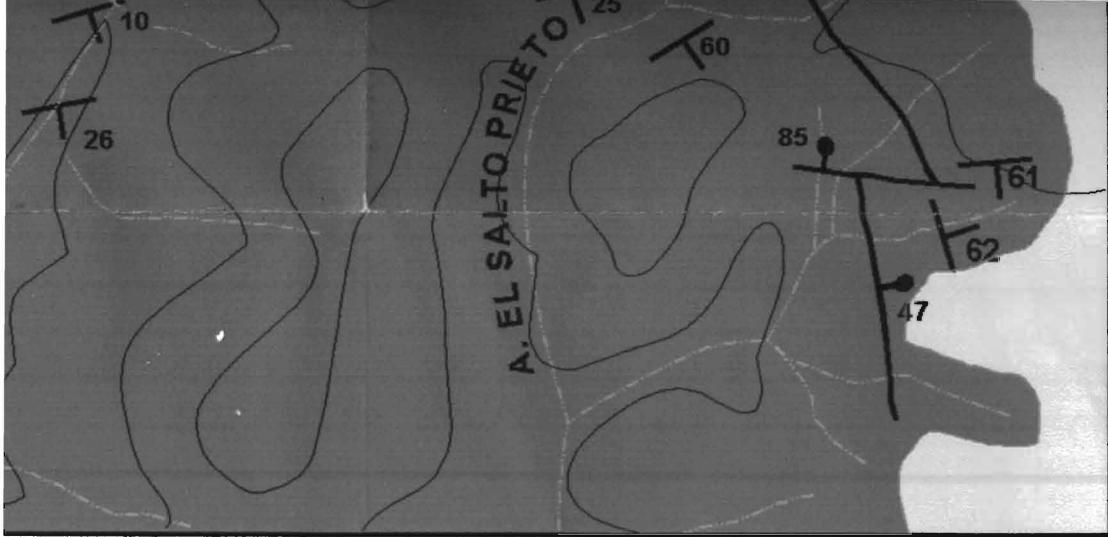
Caminos

Limite estatal

Sección geológica

SECCIÓN





101° 40'

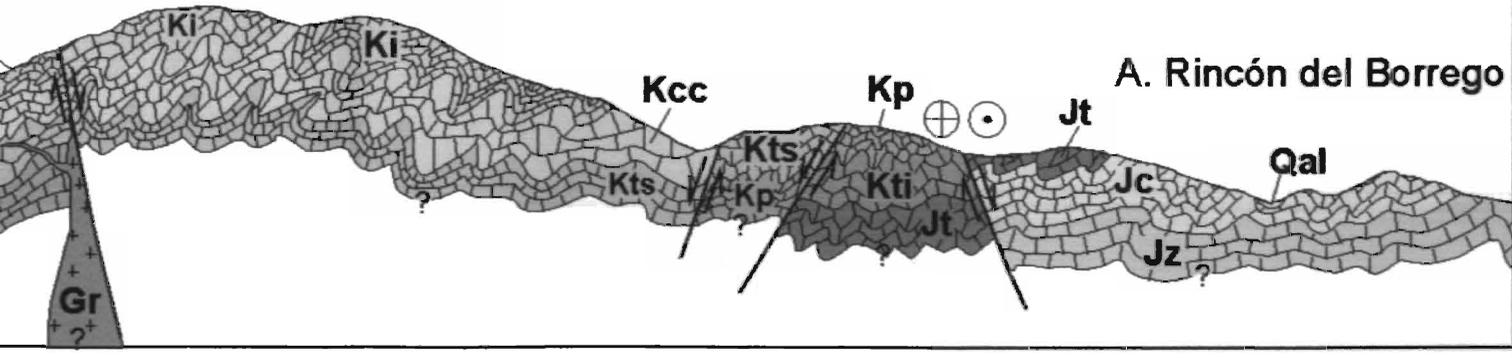
26000

ESCALA 1:10,000



Asociación de...

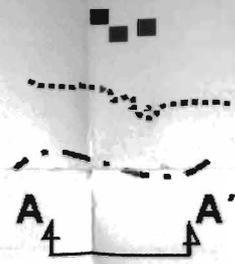
C. La Leona



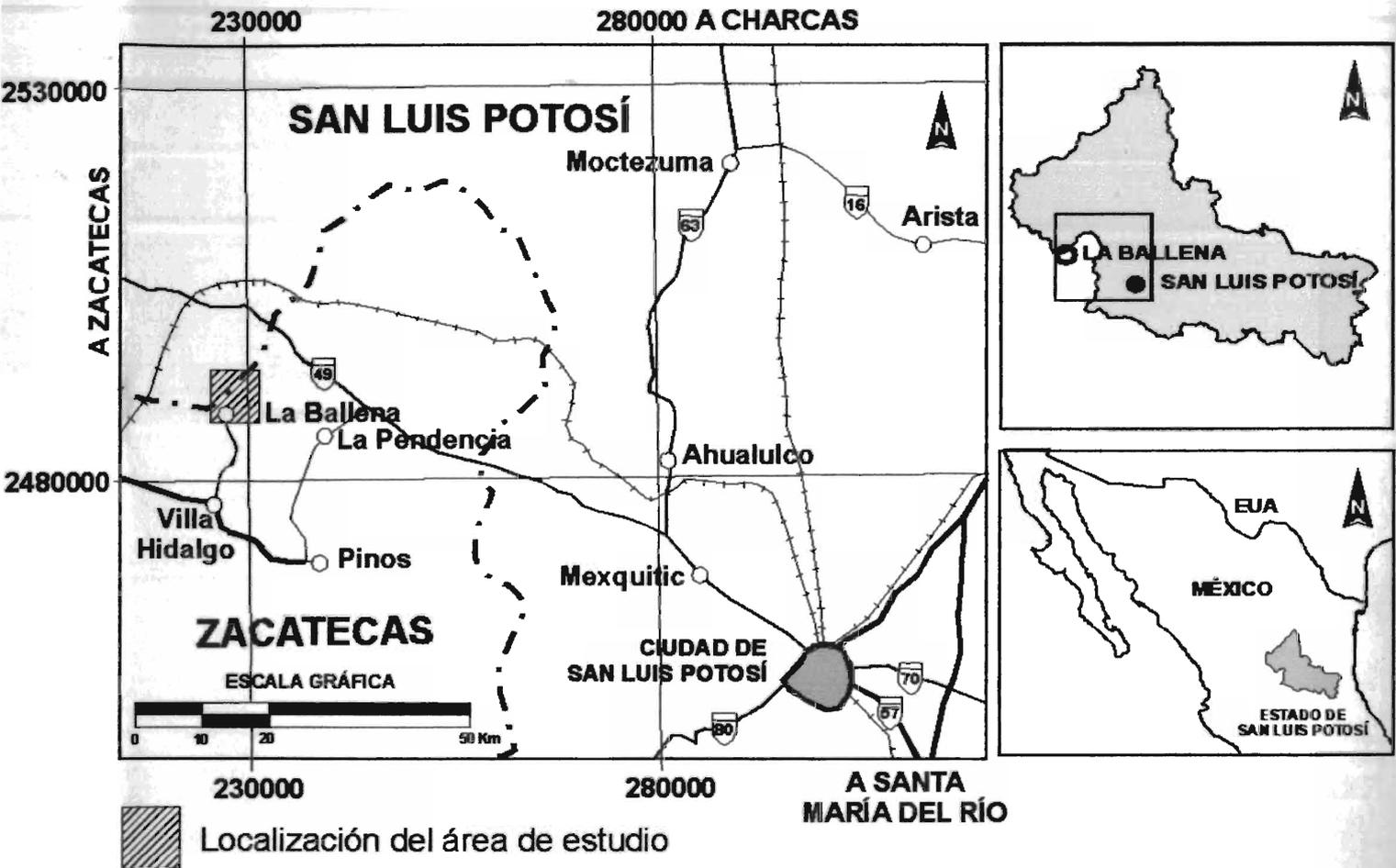
A'

2700
2600
2500
2400
2300
2200

A. Rincón del Borrego



Poblado
 Caminos
 Limite estatal
 Sección geológica



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
 INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ANEXO 2:
 MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL
 DEL ÁREA "LA BALLENA" ESTADOS
 DE SAN LUIS POTOSÍ Y ZACATECAS**

LUIS DANIEL BARAJAS NIGOCHÉ

2008

101° 42' 0222000

23000

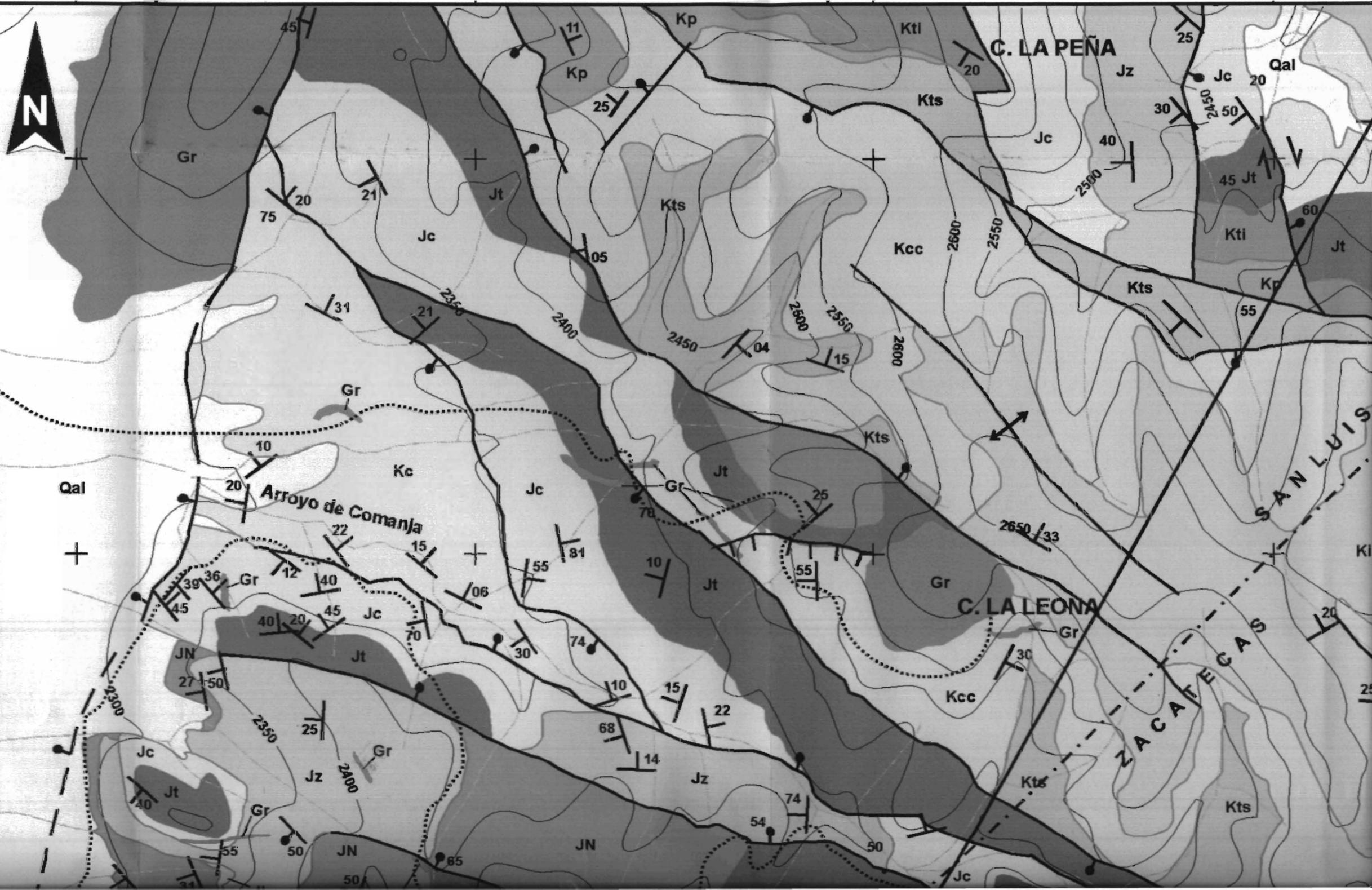
101° 41' 24000

25000

90000

89000

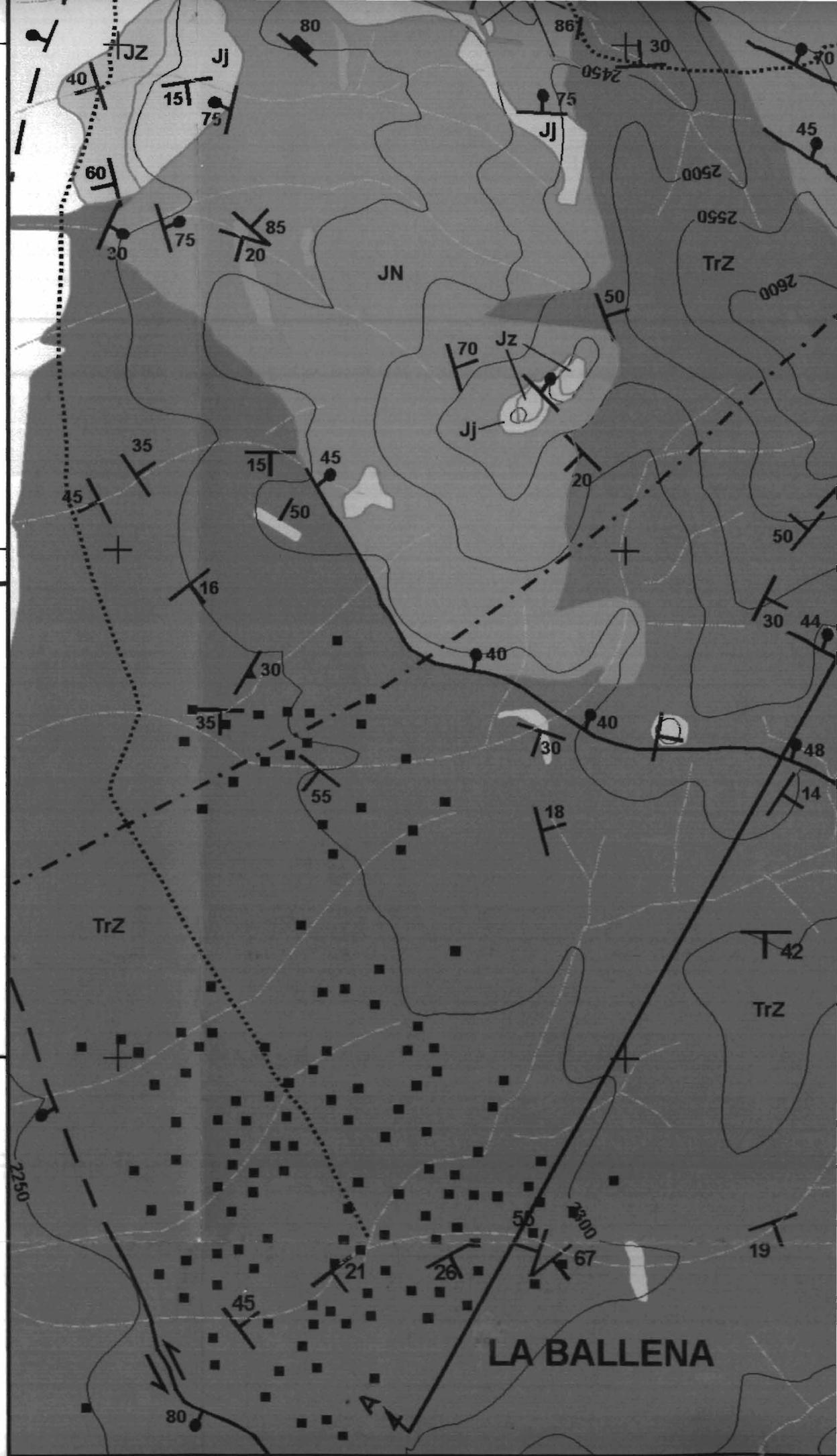
22° 29'



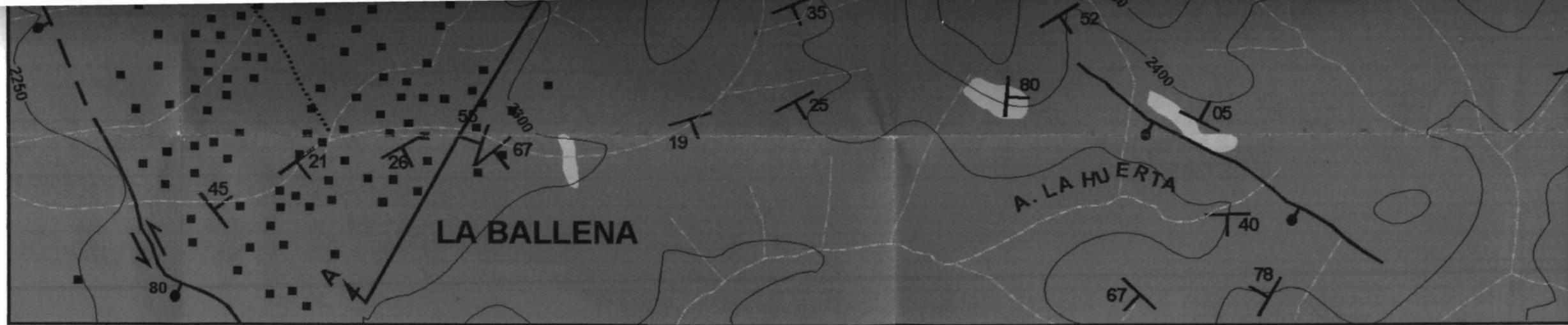
88000

87000
22° 28'

2486000



LA BALLENA



222000

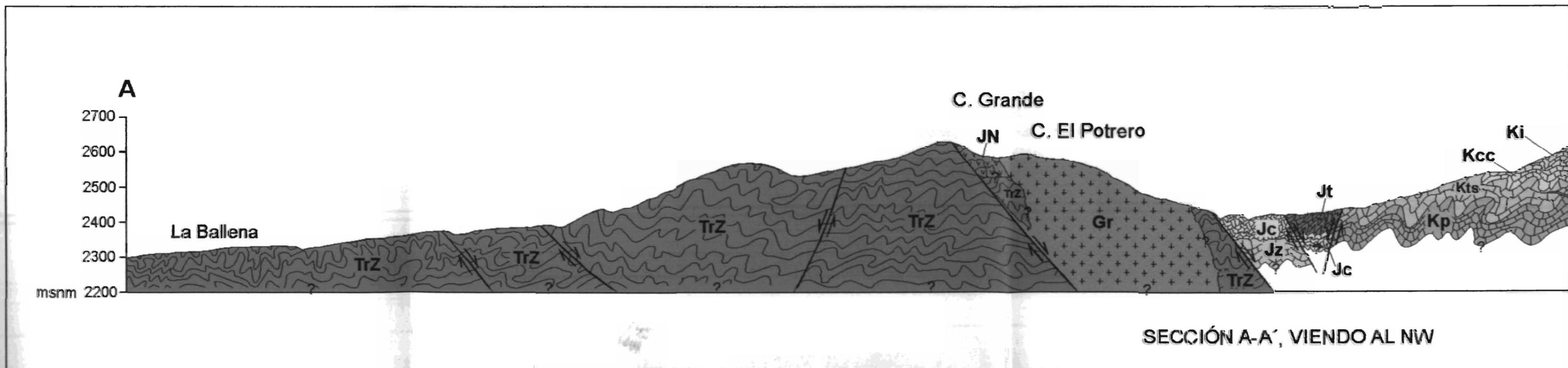
230000

240000

250000

101° 42'

101° 41'



A

C. Grande

C. El Potrero

JN

Ki

Kcc

Kts

Kp

Jt

Jc

Jz

Jc

Gr

TrZ

TrZ

TrZ

TrZ

La Ballena

SECCIÓN A-A', VIENDO AL NW

msnm 2200

2700

2600

2500

2400

2300