



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA**

**“GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LAS ZONAS AFECTADAS  
POR LA INTRUSIÓN DE LOS CUERPOS PLUTÓNICOS DE  
PEÑÓN BLANCO, LA SAUCEDA Y NORIA DEL CERRO,  
ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ Y ZACATECAS.”**

**TRABAJO RECEPCIONAL**

**PARA OBTENER EL TITULO DE**

**INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA**

**ANA LIZBETH QUEVEDO CORONADO**

**SAN LUIS POTOSÍ, S. L. P.**

**JUNIO 2007**





16 de noviembre de 2006

**A LA PASANTE ANA LIZBETH QUEVEDO CORONADO  
P R E S E N T E.-**

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el **ING. MARGARITO TRISTÁN GONZÁLEZ**, Asesor del Trabajo Recepcional que desarrollará usted, con el objeto de sustentar su Examen Profesional en la Licenciatura de **Ing. Geólogo**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de noviembre del presente año, fue aprobado el Temario propuesto:

**TEMARIO:**

**"GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LAS ZONAS AFECTADAS POR LA INTRUSIÓN DE LOS CUERPOS PLUTÓNICOS DE PEÑÓN BLANCO, LA SAUCEDA Y NORIA DEL CERRO, ESTADO SAN LUIS POTOSÍ Y ZACATECAS"**

**INTRODUCCIÓN.**

1. GEOGRAFÍA DEL ÁREA.
  2. GEOLOGÍA.
  3. TECTÓNICA.
  4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.
- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.  
BIBLIOGRAFÍA.**

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

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

**A T E N T A M E N T E**

**ING. JOSE ARNOLDO GONZÁLEZ ORTIZMA  
DIRECTOR**



## CONTENIDO

## PÁGINA

Índice de figuras	iii
Agradecimientos	v
Resumen	vi
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
a. Objetivo	1
b. Metodología	1
c. Trabajo de campo	1
d. Trabajo de laboratorio	2
e. Trabajo de gabinete	2
f. Antecedentes bibliográficos	2
<b>1. GEOGRAFÍA DEL ÁREA</b>	<b>4</b>
1.1 Ubicación del área de estudio	4
1.2 Vías de acceso	4
<b>2. GEOLOGÍA</b>	<b>7</b>
2.1 MARCO GEOLOGÍA REGIONAL	7
2.2 ESTRATIGRAFÍA	12
2.2.1 Área de Peñón Blanco	12
2.2.1.1 Formación Nazas	12
2.2.1.2 Formación Zuloaga	14
2.2.1.3 Formación La Caja	15
2.2.1.4 Formación Taraises	16
2.2.1.5 Formación Cupido	17
2.2.1.6 Formación La Peña	18
2.2.1.7 Formación Indidura	19
2.2.1.8 Formación Caracol	20
2.2.1.9 Intrusivo Peñón Blanco	20
2.2.1.10 Conglomerado	25
2.2.1.11 Aluvión	25
2.2.2 Área La Sauceda	26
2.2.2.1 Flysch de Asientos	26
2.2.2.2 Formación Cerro Gordo	27
2.2.2.3 Intrusivo Chepinque	29
2.2.2.4 Aluvión	32
2.2.3 Área Noria del Cerro	32
2.2.3.1 Secuencia vulcano-sedimentaria	32
2.2.3.2 Formación Cerro Gordo	33
2.2.3.3 Intrusivo La Tesorera	34
2.2.3.4 Dacita Guanajuatillo	37
2.2.3.5 Ignimbrita El Águila	37
2.2.3.6 Domos y diques Riolíticos	38
2.2.3.7 Conglomerado	39
2.2.3.8 Suelo Residual	40
2.2.3.9 Aluvión	40

<b>3. TECTÓNICA</b>	41
<b>4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	48
4.1 Análisis estructural	48
4.1.1 Intrusivo Peñón Blanco	48
4.1.2 Intrusivo Chepinque	49
4.1.3 Intrusivo La Tesorera	54
<b>DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	59
A. Discusión	59
B. Conclusiones	60
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	62

## INDICE DE FIGURAS

		PÁGINA
Figura 1.	Mapa de localización y vías de acceso.....	5
Figura 2.	Mapa de provincias fisiográficas.....	9
Figura 3.	Mapa de terrenos tectonoestratigraficos.....	9
Figura 4.	Columna geológica del área Peñón Blanco San Luis Potosí, La Saucedá y Noria del Cerro Zacatecas.....	13
Figura 5 A y B.	Fotografías donde se puede ver el Cerro del Peñón Blanco y se aprecia la forma alargada que presenta....	22
Figura 6 A y B.	Fotografías donde se logran identificar las zonas: basal periférica (BP), media periférica (MP) y central (C) del Cerro Peñón Blanco.....	23
Figura 7 A, B, C, D, E, F.	Microfotografías de las láminas delgadas del intrusivo Peñón Blanco.....	24
Figura 8 A y B.	Fotografías donde se muestran los cuerpos de jasperioides del Flysch de Asientos.....	28
Figura 9 A.	Fotografía de la formación Cerro Gordo, donde se presenta como una secuencia de capas de caliza de espesor medio a grueso, color gris claro a tonos azules, presenta laminación.....	28
Figura 9 B.	Fotografía de la formación Cerro Gordo, donde se comporta como una secuencia rítmica de lutitas de color gris y capas de caliza arcillosa, de color gris oscuro, en capas que varían de delgadas a medias.....	28
Figura 10 A.	Aspecto del intrusivo principal de la zona La Saucedá el cual presenta fenocristales de ortoclasa de hasta 8 cm de diámetro y estructuras aplíticas.....	31
Figura 10 B.	Muestra del aspecto que presentan los diques graníticos con gran cantidad de biotita.....	31
Figura 11 A.	Microfotografía de la lámina delgada de los diques graníticos con abundante biotita.....	31
Figura 11 B.	Microfotografía de la lámina delgada del intrusivo principal en el área La Saucedá.....	31
Figura 12 A y B.	Formación Cerro Gordo, en el área Noria del Cerro, donde se presenta en capas de limolitas con bandas y nódulos de pedernal, con estratos de caliza de delgados a medios.....	36
Figura 12 C y D.	Aspecto de la caliza de la formación Cerro Gordo, la cual se observa muy plegada, teniendo por lo menos dos etapas de deformación.....	36
Figura 13.	Microfotografía de la lámina delgada del intrusivo La Tesorera, donde se identifican los minerales principales que conforman este intrusivo.....	36
Figura 14 A.	Diques riolíticos con una alineación NW-SE.....	39
Figura 14 B.	Fotografía de la lámina delgada que se elaboró para la descripción petrográfica de los domos riolíticos.....	39

Figura 15.	Esquema donde se muestran las edades en Ma antes del presente, de anomalías reconocidas al oriente de la Placa Pacífica.....	42
Figura 16.	Modelo esquemático de la interacción entre las placas de Norteamérica, Pacífica y Farallón.....	42
Figura 17.	Mapa de terrenos tectonoestratigráficos.....	44
Figura 18.	Mapa de provincias geológicas.....	45
Figura 19.	Mapa que muestra la localización de las estructuras mayores de la Mesa Central y las áreas de estudio.....	47
Figura 20.	Mapa geológico-estructural del área de Peñón Blanco..	50
Figura 21.	Estereogramas del área Peñón Blanco.....	51
Figura 22.	Mapa geológico-estructural del área La Saucedá.....	53
Figura 23.	Estereogramas del área de La Saucedá.....	54
Figura 24.	Mapa geológico-estructural del área Noria del Cerro.....	56
Figura 25.	Estereogramas del área Noria del Cerro.....	57

## **Agradecimientos**

El trabajo de campo, laboratorio y edición del presente trabajo se realizó gracias al apoyo del proyecto CONACYT SEP-2003-C02-43966 “Relaciones estratigráficas y evolución paleogeográfica de las facies de talud del margen occidental de la plataforma cretácica Valles-San Luis Potosí, Centro de México” a cargo del Dr. Rubén López Doncel.

Este estudio forma parte del proyecto de investigación de la tectónica de la Mesa Central realizado por Tristán-González y colaboradores en vigencia.

Mis más sinceros agradecimientos al Ing. Margarito Tristán González por su asesoría para la elaboración de este trabajo; Al Dr. Rubén López Doncel por el apoyo y la asesoría en la estratigrafía del Centro de México. Al Dr. Alfredo Aguillón Robles por la credibilidad que siempre tuvo hacia mí. Al Ing. Guillermo Labarthe Hernández por sus observaciones y recomendaciones para el trabajo. Al Ing. Guillermo Alvarado Valdez por su ayuda durante toda la carrera. Al Ing. Miguel Mayer Tanguma por el apoyo en la descripción de las laminas delgadas y en la elaboración de las mismas un agradecimiento al Ing. Erasmo Mata Martínez.

Un especial agradecimiento al Ing. José Arnoldo González Ortiz por sus consejos y el tiempo dedicado.

Un agradecimiento a mis padres Adela Coronado Martínez y José de Jesús Quevedo Moreno, así como también mi Tía Rosa María Quevedo y familia por el apoyo tanto económico como moral a lo largo de mi carrera.

A mis amigos: Jhasmín María José, Erika, Nadia Angélica, Juan Miguel, Macario, Gildardo Alonso, por estar conmigo en los buenos y malos momentos.

A Anette Johoziel que es mi razón de vivir.

## Resumen

En la porción suroriental de la Sierra Madre Occidental y en particular en la parte central-sur de la Mesa Central, se encuentran una serie de estructuras levantadas que exhiben ventanas de basamento Mesozoico, principalmente rocas marinas correspondientes al Cretácico Inferior y a las cuales se asocian espacialmente cuerpos intrusivos de composición granítica y granodiorítica. Existen pocos estudios de estas zonas los cuales están enfocados principalmente a estudiar el aspecto minero y son generalmente reportes internos de compañías mineras no publicados, esto debido a la presencia de una serie de depósitos de importancia económica en la zona de contacto con las rocas carbonatadas. Dichas estructuras se encuentran enmarcadas dentro de dos de los terrenos tectoestratigráficos descritos por Campa y Coney (1983), correspondientes al Terreno Guerrero y Sierra Madre, los cuales son de naturaleza diferente; el primero formado de secuencias vulcano-sedimentarias de edad Jurasico Superior-Cretácico Inferior, el cual está ensamblado tectónicamente sobre las rocas del Terreno Sierra Madre, formado de una secuencia de depósitos de cuenca, correspondientes a la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982).

La existencia de los cuerpos plutónicos de la porción central-sur de la Mesa Central han sido poco estudiados, a los cuales se les ha clasificado desde el punto de vista petrográfico y realizado fechamientos K-Ar por Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983); estos cuerpos se intrusionaron en la secuencia marina mesozoica ocasionando deformación y alteración en las rocas encajonantes.

## INTRODUCCIÓN

### **a. Objetivo**

El objetivo del presente estudio es realizar una cartografía geológica con detalle de la estratigrafía, y un análisis estructural de la deformación ocurrida en la secuencia sedimentaria mesozoica, como consecuencia de la intrusión de los cuerpos plutónicos de Peñón Blanco, San Luis Potosí, La Saucedá y Noria del Cerro en el estado de Zacatecas.

### **b. Metodología**

La metodología utilizada para el presente trabajo consistió en la digitalización de los mapas de cada área a estudiar, para lo cual se utilizó como base las cartas topográficas de INEGI 1:50,000 de Salinas de Hidalgo F-14-A-61 y la carta Espíritu Santo F-14-A-62, para la zona de Peñón Blanco, y la carta Luis Moya F-13-B-79 para la zona de Saucedá, y las cartas topográficas Ojo Caliente F-13-B-69 y Zacatón F-13-B-59 para el área Noria del Cerro, de las cuales se digitalizaron los datos de toponimia, así como las curvas de nivel cada 50 m en el programa "Autocad", para obtener el mapa base de cada área.

### **c. Trabajo de campo.**

El trabajo de campo consistió de una serie de caminamientos verificando puntos de interés, se tomaron datos estructurales, contactos y se obtuvieron muestras para análisis petrográfico, todo lo anterior se posicionó con GPS (global position system) GARMIN 45. Una vez finalizado el trabajo de campo se realizó el traslado de los datos geológicos de las fotografías aéreas del mapa topográfico escala 1:20,000 utilizando un transferoscopio para el cambio de escalas. El traslado de los datos tomados en campo fueron digitalizados con el programa "Autocad" y el tratamiento de los datos para el análisis estructural que se obtuvieron en el campo se realizó con el programa "StereoNett".

#### **d. Trabajo de laboratorio**

El trabajo de laboratorio consistió en la elaboración de 21 láminas delgadas de las muestras colectadas en campo, esto se llevó a cabo en el laboratorio de preparación de minerales del Instituto de Geología. El análisis de las láminas delgadas se realizó utilizando los microscopios binocular y petrográfico marca Leica, del laboratorio de microscopia del mismo instituto.

#### **e. Trabajo de gabinete**

Se realizó la interpretación de fotografías aéreas verticales en blanco y negro escalas 1:25,000 para las áreas de Peñón Blanco y Noria del Cerro, y escala 1:50,000 para el área de Saucedá. La fotointerpretación se realizó utilizando un estereoscopio de espejos, donde se interpretaron rasgos geológicos y estructurales para su posterior verificación en el campo.

#### **f. Antecedentes bibliográficos**

La información existente sobre las áreas estudiadas es escasa, se contó con algunos trabajos, sobre todo en el área de la Sierra de Salinas donde se han escrito varios artículos, enfocados principalmente a resolver el aspecto estratigráfico y con miras a estudiar las rocas triásicas que ahí afloran.

Para el área de Peñón Blanco, se encontró el estudio geológico-minero del área Peñón Blanco (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) en donde definen la estratigrafía de la Sierra de Salinas y mencionan la existencia, además del intrusivo de Peñón Blanco, de una serie de apófisis, diques y diquestratos de pórfido granítico.

González-Faustino (1978), en su trabajo llamado Estudio Geológico y Geoquímica del Cerro del Peñón Blanco y Sierra de La Ballena estados de San Luis Potosí y Zacatecas, en general define al intrusivo de Peñón Blanco como un granito de muscovita por la descripción petrográfica.

Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) realizaron un estudio petrogénético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano donde clasifican al granito del Cerro Peñón Blanco como granito porfídico de muscovita, con minerales de

cuarzo, ortoclasa, andesina, muscovita y magnetita, y le asignan una edad de  $48 \pm 4$  Ma por el método radiométrico de K-Ar, en muscovita.

Silva-Romo (1993), reporta sobre la estratigrafía y tectónica de la sierra de Salinas, la descripción y clasificación de granitoides cenozoicos incluyendo al granito del Peñón Blanco, el cual define como granito peraluminoso según los estudios geoquímicos que realizó, textura porfídica con abundantes fenocristales en una matriz equigranular. Entre sus fenocristales destacan minerales de cuarzo euhedrales tipo beta, además menciona que el tronco del cerro de Peñón Blanco contiene algunos xenolitos de rocas sedimentarias, principalmente areniscas y presenta una aureola de metamorfismo de contacto menor de un metro.

Gallo-Padilla *et al.*, (1993), menciona sobre los hallazgos paleontológicos del Triásico marino en la región central de México, se reportan amonoides de edad Triásico en la localidad de La Ballena, Zacatecas.

En la Monografía Geológico-Minera del Estado de San Luis Potosí (1992), editada por el Consejo de Recursos Minerales (COREMI), hoy Servicio Geológico Mexicano (SGM), se encuentra el mapa geológico del área de Peñón Blanco y su relación con los yacimientos minerales que ahí se presentan, sobre todo los relacionados a la zona de contacto que son antimonio, plata, oro, plomo, zinc, cobre y fluorita.

En la Monografía Geológico-Minera del Estado de Zacatecas (1991), se describió el granito La Tesorera como un cuerpo ígneo intrusivo de dimensiones batolíticas con una longitud de 20 km de largo y 6 km de ancho con una composición que corresponde a un granito monzonítico, calcialcalino, con facies de granodiorita.

## **1. GEOGRAFÍA DEL ÁREA.**

### **1.1 Ubicación del área de estudio**

El área de Peñón Blanco se localiza en la porción occidental del Estado de San Luis Potosí, en el límite con el estado de Zacatecas. Se encuentra en la porción norte de la Sierra de Salinas-La Ballena, aproximadamente a 75 km de la ciudad de San Luis Potosí y al sur oriente de la población de Salinas de Hidalgo. El intrusivo Peñón Blanco es una prominencia de forma elíptica que alcanza una altura sobre el nivel del mar de 2750 m, que cubre una superficie de unos 12 Km<sup>2</sup>, limitada por los paralelos 22° 30' y 22° 33' de Latitud Norte y los meridianos 101° 39'30" y 101° 41' 30" de Longitud Oeste (Figura 1).

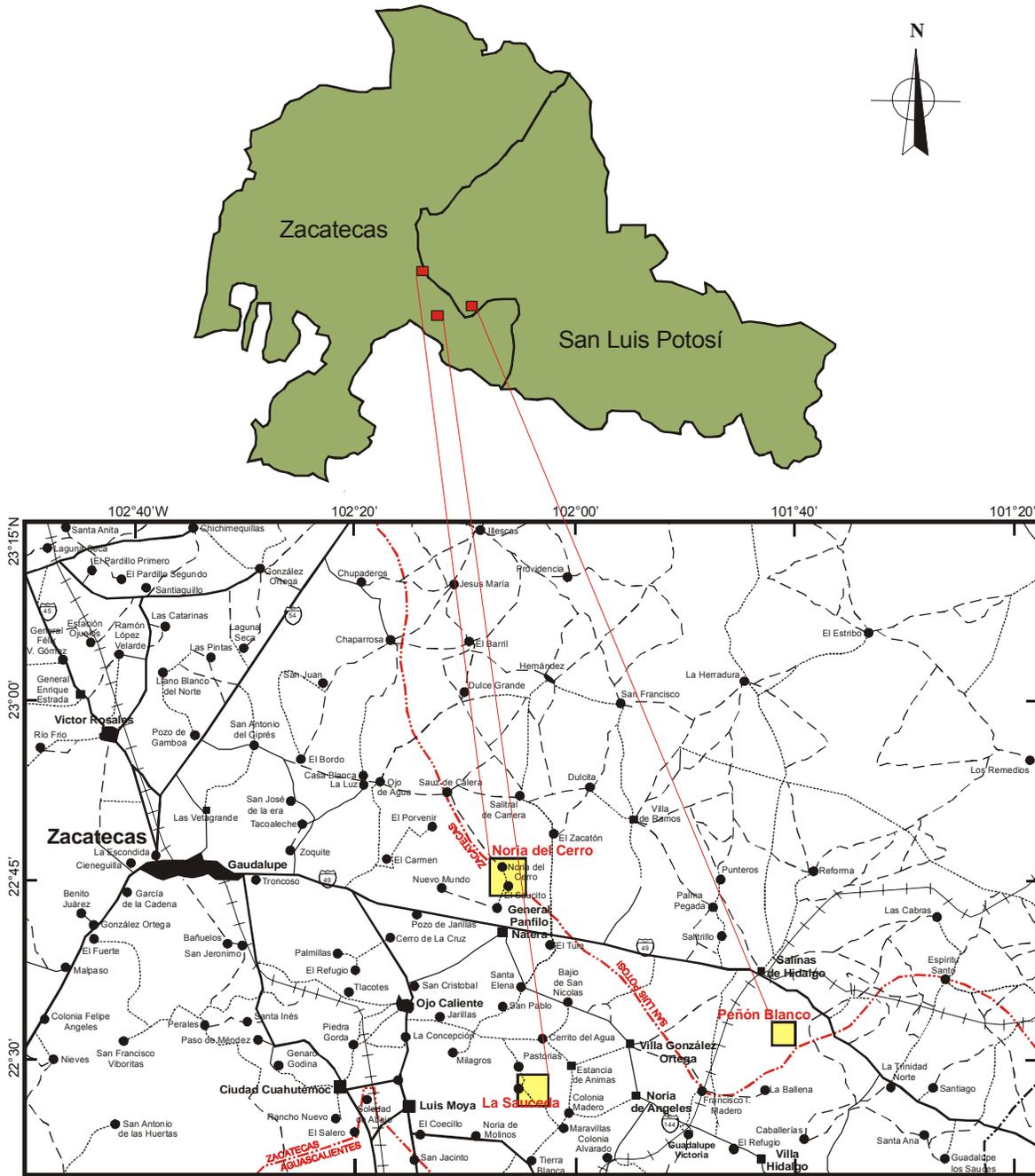
El área La Sauceda se encuentra en la porción suroriente del estado de Zacatecas al nororiente de la población Luis Moya, al sur del poblado de Pastoría. El área estudiada cubre una superficie aproximada de unos 45 km<sup>2</sup> limitada por los paralelos 22° 25' y 22° 28' 51.8" de Latitud Norte, y los meridianos 102° 04' y 102° 07' de Longitud Oeste (Figura 1).

El área Noria del Cerro se ubica en el suroriente del estado de Zacatecas, al norponiente de la población de Pánfilo Natera y La Tesorera, cubriendo un área de unos 81 km<sup>2</sup>, limitada por los paralelos 22° 42' 51.8" y 22° 48' de Latitud Norte y los meridianos 102° 04' 44.2" y 102° 10' de Longitud Oeste (Figura 1).

### **1.2 Vías de acceso.**

Para acceder al área de Peñón Blanco, en el tramo de la carretera 49 San Luis Potosí-Salinas parten dos brechas como principales vías de acceso, la primera unos 10 km al oriente de la población de Salinas, que pasa por el poblado El Alegre, y la segunda, que parte unos 4 km al oriente de la población de Salinas y que pasa por la comunidad del Salto del Matorral (Figura 1).

En el área La Sauceda se llega por la carretera pavimentada que parte de la población Ojo Caliente y que se comunica hasta el pueblo de Pastoría, después de ahí se sigue hacia el sur sobre un camino de terracería para arribar a la comunidad



**SIMBOLOGÍA**

- Poblado
- Ciudad
- Camino de terracería
- - - Camino secundario
- Vía ferrea
- ▭ Zonas de estudio
- Límite de estado
- Carretera federal



Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso (tomada de la carta topográfica del estado de San Luis Potosí 1:500,000).

de Saucedá de Mulatos. También hay una carretera pavimentada que parte del poblado de Villa González Ortega hacia los poblados de Estancia de Animas y Maravillas, de donde se continúa por una terracería hasta el poblado de La Saucedá de Mulatos (Figura 1).

Para arribar a la zona de Noria del Cerro, se toma por una carretera pavimentada que parte del entronque a Pánfilo Natera en la Carretera Federal No 49, la cual se dirige hacia el norte a los poblados de La Tesorera y El Saucito, a partir del Saucito se toma un tramo de terracería hacia el norte que conduce al poblado de Noria del Cerro (Figura 1).

## 2. GEOLOGÍA

### 2.1 MARCO GEOLOGÍA REGIONAL

Las áreas de estudio se encuentran al suroccidente, de la Provincia Fisiográfica de la Mesa Central; esta provincia se localiza en la región central de la República Mexicana extendiéndose hacia el sur hasta su colindancia con la Faja Volcánica Transmexicana. Quedando limitada al poniente por la Sierra Madre Occidental y al oriente por la Sierra Madre Oriental. Comprende parte de los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes y Guanajuato (INEGI 2002); (Figura 2).

Las rocas más antiguas que afloran en la Mesa Central son facies marinas de edad triásica y delimitan burdamente una zona del margen continental para ese tiempo. sobreyaciendo aparecen distribuidas en toda la provincia rocas continentales de Jurásico Medio y Superior. A partir del Oxfordiano y hasta finales del Cretácico prevalecieron condiciones marinas. Durante ese lapso se depositaron tres conjuntos litológicos muy distintos; hacia la margen oriental se encuentra una secuencia de plataforma depositada sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí que es parte de la Sierra Madre Oriental. Su porción del talud del lado oriental queda dentro de la Mesa Central; hacia el centro aparecen rocas de cuenca marina que constituyen una secuencia potente de terrigenos y rocas carbonatadas (Jurásico-Cretácico Inferior) y de lutita y arenisca que colmaron la cuenca en el Cretácico Superior; que fueron depositadas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982). Hacia los límites occidental y sur aparecen conjuntos vulcano-sedimentarios marinos, que muestran una intensa deformación compresiva, producida principalmente durante la Orogenia Laramide. Sobre estos conjuntos litológicos se encuentran en contacto por una gran discordancia angular las rocas de edad cenozoica, de origen continental, que hacia la base de la secuencia consisten de conglomerados y rocas volcánicas de composición andesítica a riolítica. Hacia la cima de la secuencia cenozoica aparecen basaltos alcalinos de edad Mioceno y Cuaternario.

Las áreas se localizan hacia la parte sur-oriental de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Figura 2). Esta provincia volcánica es considerada producto del paroxismo ignimbrítico; que sucedió en el lapso 32-28 millones de años en el

borde oriental de la Sierra Madre Occidental (Durango, Chihuahua, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato y Jalisco), y se desplazó hacia la costa del Pacífico durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Se conoce que abajo del supergrupo volcánico superior (K-Ar < 32 Ma; McDowell y Keiser, 1977) hay una secuencia volcanoplutónica del Eoceno que indica la existencia de un arco volcánico en esa época (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). Afloramientos aislados de capas rojas, se encuentran intercaladas entre las dos secuencias parcialmente contemporáneas al vulcanismo del Eoceno y posiblemente acumuladas en fosas tectónicas activas durante el depósito.

El área de Peñón Blanco, se encuentra localizada hacia la parte suroccidental del terreno Sierra Madre. Campa y Coney (1983) definieron este terreno como una secuencia de limolitas, lutitas y areniscas, plegadas e imbricadas por fallas inversas de edad Mesozoico Superior, superyaciendo a la secuencia transgresiva del Golfo de México, que fue deformada durante la orogenia Laramide (Figura 3).

En general el Terreno Sierra Madre está compuesto por basamento precámbrico cubierto por rocas sedimentarias del Cámbrico al Pérmico, capas rojas del Mesozoico Inferior, rocas sedimentarias marinas del Mesozoico Superior, que muestran estructuras de cabalgaduras hacia el N y E (Campa y Coney, 1983).

Las áreas de Noria del Cerro y La Sauceda, quedan dentro del Terreno Guerrero; hacia Zacatecas está asociado con rocas sedimentarias y rocas volcánicas marinas. La estratigrafía de este terreno se interpreta mejor hacia los estados de Michoacán y Guerrero. Por el contrario, la parte noreste del terreno está caracterizada por afloramientos aislados rodeados por áreas grandes de rocas cenozoicas volcánicas y sedimentarias (Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

Hacia el norte el Terreno Guerrero está expuesto comúnmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas y algunas limolitas de edad Cretácico Inferior (De Cserna, 1976; Yta *et al.*, 1992).

Regionalmente el área de Peñón Blanco pertenece a la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM); (Carrillo-Bravo, 1982), la cual se encuentra cubierta en

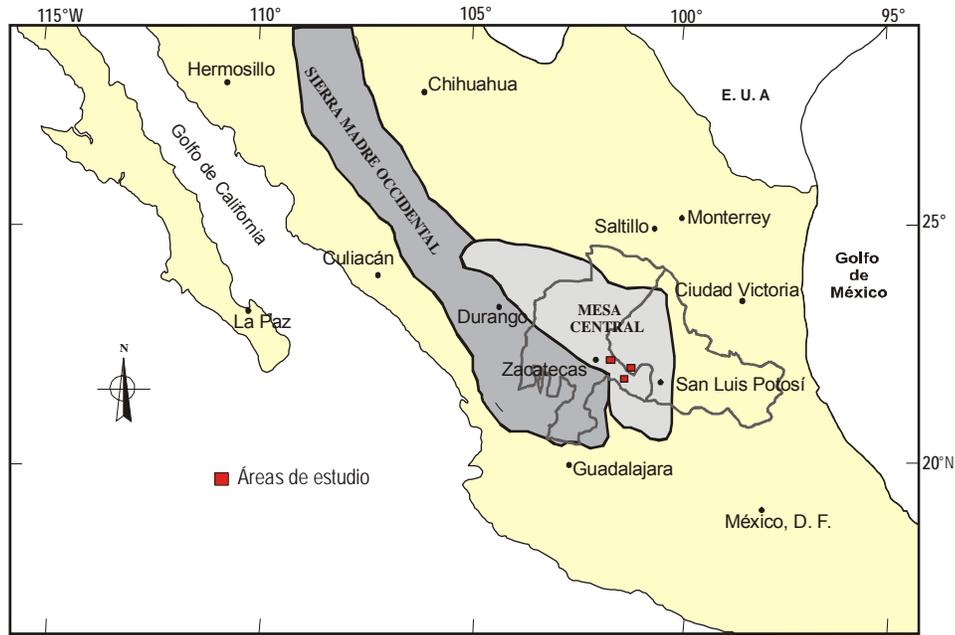


Figura 2. Mapa de provincias fisiográficas de la parte central de la Republica Mexicana (modificado de Stewart 1998).

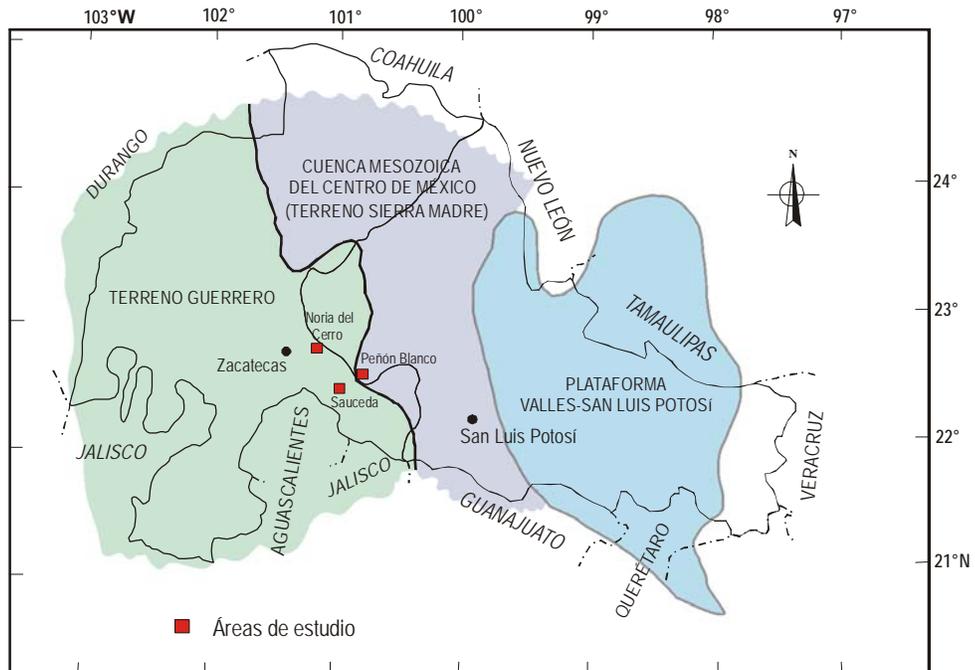


Figura 3. Mapa de terrenos estratigráficos de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí (modificado de Carrillo-Bravo, 1982).

su porción sur y suroccidental, por sedimentos clásticos continentales del Paleoceno-Eoceno y una secuencia volcánica del Terciario, compuesta por derrames de lava de composición andesítica del Eoceno y rocas piroclásticas, lavas dacíticas, riodacíticas y riolíticas de edad Eoceno-Oligoceno.

La CMCM es una gran cuenca sedimentaria, que contiene 700,000 km<sup>3</sup> de sedimentos marinos del Triásico Superior, Jurásico Superior, Cretácico Superior, y está localizada en la porción central del país, donde se depositó una secuencia sedimentaria que se desarrolló sobre sedimentos del Triásico Superior correspondientes a la Formación Zacatecas. Su depósito se inició durante el Jurásico Inferior con el depósito de clásticos continentales y rocas volcánicas de la Formación Nazas. La cuenca comenzó a hundirse, en el Jurásico Medio lo que permitió la sedimentación de terrígenos de la Formación La Joya y sobre estos sedimentos en el Oxfordiano se desarrollaron los bancos de caliza de la Formación Zuloaga. La subsidencia continuó hasta el Cretácico Inferior con el depósito de las Formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura. La cuenca alcanzó su máxima profundidad durante el Albiano-Cenomaniano, para posteriormente levantarse hasta colmarse en el Cretácico Superior con la Formación Caracol del Campaniano-Maestrichtiano. Al mismo tiempo durante el Turoniano las formaciones Soyatal y Cárdenas se depositaban en la porción occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971).

La CMCM se encuentra limitada al oriente por la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, al poniente por el complejo ígneo de la Faja Ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, al norte por los plegamientos de la Cuenca Transversal de la Sierra Madre Oriental y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana (Carrillo-Bravo, 1982).

El plegamiento y cizallamiento originado por la Orogenia Laramide afectó a las rocas mesozoicas originando un cinturón intensamente plegado, afectado por un complejo sistema de fallas que con frecuencia ponen en contacto sedimentos del Mesozoico Inferior con rocas del Cretácico Superior. La estructura que forma al cinturón mencionado son anticlinales sinuosos, alargados, angostos, frecuentemente asimétricos o volcados hacia el E, NE y se manifiestan en los sedimentos triásicos, jurásicos y cretácicos. Esta franja plegada, tiene una orientación general N-S en la

porción media de la cuenca y cambia a una dirección E-W en la margen norte (Carrillo-Bravo, 1982).

En la porción meridional de la Mesa Central se han definido importantes campos volcánicos sobresaliendo el Campo Volcánico de San Luis Potosí, Río Santa María y Guanajuato los cuales contienen un paquete grueso de rocas volcánicas que fueron emplazadas a partir del Eoceno, este vulcanismo es de tipo andesítico y cuya edad se ha reportado por fechamientos K-Ar de 44 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) de 49 Ma para el área de Guanajuato (Aranda-Gómez y McDowell, 1988). El vulcanismo félsico en estos campos se inició alrededor de los 32 millones de años con erupciones de lavas de composición dacítica-riodacítica formando cadenas de domos exógenos, asociados a estas lavas hubo vulcanismo piroclástico en sus etapas iniciales representado por ignimbritas. Las lavas riolíticas de alto sílice representaron la etapa de mayor volumen volcánico efusivo, el cual formó grandes domos exógenos alineados en patrones NW-SE (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). La etapa del vulcanismo del Oligoceno concluyó con la emisión de flujos piroclásticos y basaltos correspondientes a la Ignimbrita Panalillo y Basalto Cabras cuya edad reportada está en el rango de los 26-23 Ma y corresponde a un vulcanismo bimodal (Torres-Aguilera y Rodríguez-Ríos, 2005).

El vulcanismo tipo intraplaca del Mioceno superior-Cuaternario, ocurre en esta porción de México conformado por rocas alcalinas y contiene xenolitos de peridotita provenientes del manto superior, y/o conjuntos de megacrístales, y/o de granulitas feldespáticas provenientes de partes profundas de la corteza (Aranda-Gómez, 1982). Algunos de los campos volcánicos de tipo intraplaca más voluminosos y extensos del norte de México fueron en parte simultáneamente a fallamiento normal. En otros sitios los volcanes se encuentran alineados a lo largo de fallas normales regionales y/o sus productos están intercalados con gravas de relleno de graben. Sin embargo, en la mayoría de los casos, la relación entre extensión y magmatismo de tipo intraplaca es tenue. En algunos campos el ascenso de magmas tipo intraplaca fue influenciado por fallas que delimitan dominios tectónicos regionales en el basamento y que tienen historias complejas (Aranda-Gómez *op cit.*).

## 2.2 ESTRATIGRAFÍA

Para la descripción de la estratigrafía se hará de forma individual para cada área de estudio, describiendo solo las formaciones aflorantes en la periferia de los cuerpos intrusivos.

### 2.2.1 ÁREA DE PEÑÓN BLANCO

#### 2.2.1.1 Formación Nazas.

**Descripción original y Localidad tipo.** Córdoba-Méndez (1964), en su mapa geológico de la zona Teyra-San Julián fue el primero en usar informalmente, el nombre de Formación Nazas para la serie de lechos rojos y rocas volcánicas que ahí afloran.

Pantoja-Alor (1972), le dio el nombre de Formación Nazas en la localidad de Villa Juárez cerca de Torreón, donde la describe como una serie de flujos riolíticos, con alternancia de sedimentos clásticos e intercalaciones de derrames piroclásticos. Hace la observación de que existió una intensa actividad volcánica de tipo explosivo, ocurrida contemporáneamente a la depositación de los sedimentos. En donde los correlaciona por semejanza litológica con el Grupo Huizachal.

**Descripción local.** Consiste de una secuencia de paquetes formados por andesitas de color gris oscuro a negro, cloritizadas, en cuerpos hasta de 4 m, las cuales se intercalan con limolitas ligeramente filitizadas de color morado a café rojizo en bancos de diferente espesor, alcanzando algunos a medir unos 3 m de espesor; hacia la cima aparecen horizontes conglomeráticos y de areniscas de color verdoso.

La secuencia se haya fuertemente deformada formando innumerables pliegues de diferente dimensión. Se le observa afectada al menos por dos deformaciones. Su espesor no se pudo determinar ya que no aflora su base, pero de acuerdo al perfil geológico se le puede estimar de 40 m.

**Distribución.** Aflora en el límite poniente del área, en contacto con la Formación Zuloaga.

**Edad y correlación.** Imlay *et al.*, (1948), le da una edad Jurásico Superior, a los lechos rojos del Valle de Huizachal; Erben (1956) da a los sedimentos de la parte

central de México una edad Jurásico Medio; De Cserna (1956) consideró que los lechos rojos son de gran parte del Jurásico. Barboza-Gudino (1989) le asigna una edad de Tríasico Superior-Jurásico Inferior.

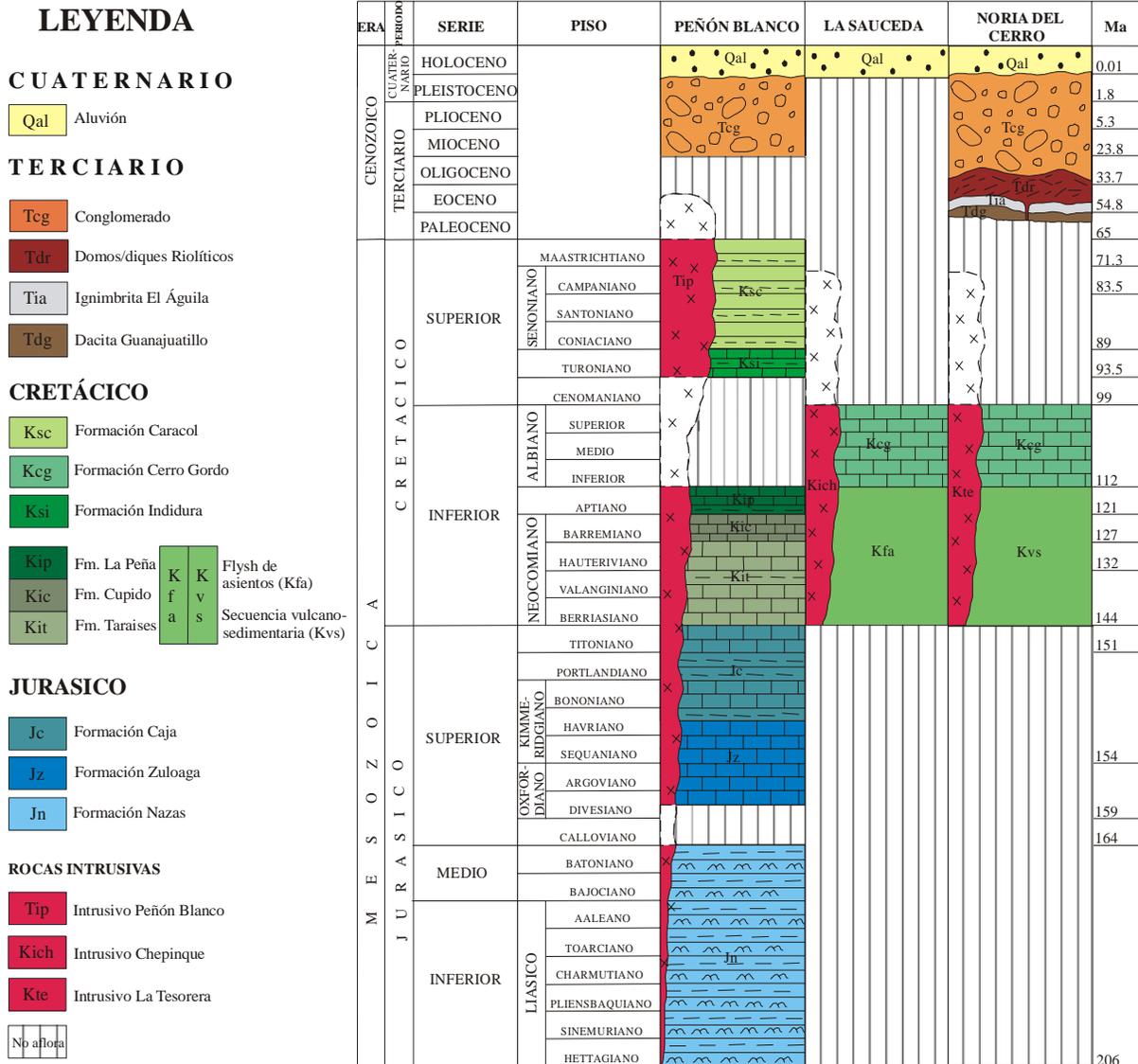


Figura 4. Columna geol3gica del 3rea Pe3n3n Blanco, San Luis Potos3, La Sauceda y Noria del Cerro, Zacatecas.

Se correlaciona con la formaci3n Nazas de Villa Ju3rez, Durango. Con la formaci3n Barranca del Centro y NW de Sonora y desde luego equivalente a la formaci3n Huizachal expuesta en el Anticlinorio Peregrina en Tamaulipas.

**Medio ambiente de depósito.** Se interpreta de origen subaéreo por su carácter piroclástico con frecuentes flujos de ceniza y por la presencia de brechas. Además no presenta influencia de corrientes submarinas. Por su contenido clástico de conglomerados y areniscas continentales, se puede interpretar este depósito como la combinación de un aporte continental con influencia de arco continental (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

#### **2.2.1.2 Formación Zuloaga.**

**Descripción original y localidad tipo.** Originalmente descrita por Burckhardt (1906;1921), quién estudió una capa de caliza, equivalente a la caliza Zuloaga, en las cercanías de Mazapil y la Sierra de Symón, en el estado de Zacatecas, dándole el nombre de “Caliza de Nerinea”.

Imlay (1938), la describió en la Sierra de Sombreretillo, situada al norte de la población de Melchor Ocampo Zacatecas, asignando este sitio como su localidad tipo, donde consiste de aproximadamente 600 m de calizas, en estratos gruesos, hasta de 4 m de espesor, de color gris claro, con nódulos de pedernal negro. Humphrey, (1956), dividió la serie Sabinaciana en dos grupos, en la parte norte central y noroeste de México como: Grupo La Casita arriba, y Grupo Zuloaga abajo. Este último comprende a la caliza Zuloaga, Formación Olvido, Yeso Minas Viejas y Formación La Gloria.

**Descripción local.** En el área se observa hacia su base en forma lenticular, donde se compone de capas delgadas a medias de caliza con nerineas y otros fragmentos de fósiles y nódulos de pedernal, que se intercalan con algunas capas de limolitas y areniscas de color amarillento. Hacia la cima las capas de caliza son bancos hasta de 2 m de espesor intercalados con algunas laminaciones de limolitas. En las cercanías del intrusivo Peñón Blanco, la base de esta formación se encuentra recristalizada en su totalidad incluyendo el pedernal, que adquiere un color beige. Su espesor se estima aproximadamente de 60 m.

**Distribución.** Esta formación se encuentra aflorando principalmente en la parte sur y surponiente del área de estudio, donde forma una serie de afloramientos aislados.

**Edad y correlación.** Burckhardt (1906; 1921), estudió la caliza “*Nerinea*”, en la sierra de Symón, en el estado de Zacatecas dándole una edad del Oxfordiano. García-Calderón (1968), en el área del Salado en el estado de Zacatecas, le encontró abundantes gasterópodos *nerinea sp.*, y le asigna una edad del Oxfordiano.

Se le puede correlacionar con las formaciones: Olvido, del área del Cañón de Peregrina y Galeana, Nuevo León, y con La Gloria, de la Sierra de Parras, Coahuila.

**Medio ambiente de depósito.** Por su litología se considera un ambiente de inicio de plataforma de aguas someras, con suficiente penetración de luz solar; además, junto con la Formación La Joya marca el principio de una gran transgresión.

### 2.2.1.3 Formación La Caja.

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita originalmente por Burckhardt (1906;1907), y posteriormente estudiada y nombrada por Imlay (1938), quien designó localidad tipo a la vereda del Quemado en el flanco meridional de la Sierra de La Caja; posteriormente en el mismo lugar fue reestudiada por Rogers *et al.*, (1961), enfocándose principalmente hacia la parte económica, por su contenido de fosforita y la divide en cuatro unidades: A) Compuesta de delgadas capas de limolitas y limolitas calcáreas, presentando concreciones de caliza; B) Calizas arcillosas fétidas, con intercalaciones ocasionales de limolitas, lutitas y lutitas calcáreas; con algunos lentes de caliza e intercalaciones de pedernal pardo, C) caliza de fosforita y pedernal fosfatado, con algunos lentes de caliza fosfatada, D) limolitas calcáreas intercaladas con lentes y delgadas capas de pedernal.

**Descripción local.** Su litología consiste de capas de caliza de color oscuro, intercaladas con capas delgadas de limolitas calcáreas, de color morado claro. La Formación La Caja presenta algo de metamorfismo regional de bajo grado, que tiende a filitizar a las lutitas limosas y a recrystalizar a las calizas. Se observan vetillas de un cuarzo blanco lechoso en las cercanías del intrusivo Peñón Blanco. En el área se han calculado aproximadamente 120 m de espesor.

**Distribución.** La Formación La Caja se localiza en la porción surponiente del área; en su parte superior está en contacto con los afloramientos de La Formación Zuloaga.

**Edad y correlación.** Basándose en los trabajos de Burckhardt (1930), Imlay (1938) le asignó una edad del Kimmerigdiano-Titoniano, Rogers *et al.*, (1961) de acuerdo a su posición estratigráfica y contenido faunístico le dio una edad similar.

Se correlaciona con la Formación Molone, de la región de Ciudad Juárez, Chihuahua.; con la Casita, del noreste de México; con la San Hipolito, de la Sierra de Viscaíno, Baja California; con La Pimienta y parte superior del Grupo Tamán, de la Cuenca Tampico-Misantla.

**Medio ambiente de depósito.** Según Rogers *et al.*, (1961) sugiere que esta formación, se depositó sobre una superficie, donde sobresalen algunas islas, ya que encontró algunos restos fósiles terrestres en el flanco meridional de la Sierra La Caja al norte de Mazapil estado de Zacatecas. Imlay (1938) la sitúa dentro de una facie extralitoral en el Geosinclinal Mexicano.

En el área, se continúa la transgresión iniciada en el Calloviano y Oxfordiano, aumentando la profundidad del fondo marino. Parece tratarse de una cuenca con restringida circulación de agua, con presencia de materia orgánica, fosforita, sílice, calcita y concentraciones primarias de uranio. Este depósito debió tener lugar en aguas tranquilas sin penetración de luz solar, por lo que se puede situar dentro un medio ambiente nerítico a 45-180 m de profundidad, según Labarthe-Hernández *et al.*, (1982),

#### **2.2.1.4 Formación Taraises.**

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita originalmente por Imlay (1936), quien designó como localidad tipo al Cañón de Taraises, situado en la porción occidental de la Sierra de Parras. Para Imlay la Formación Taraises esta constituida por dos miembros: miembro inferior) Consiste de calizas en capas gruesas y delgadas que intemperizan en gris a gris claro. Miembro superior) contiene calizas y margas de color gris a gris oscuro, en capas de espesor mediano a grueso.

**Distribución.** Esta formación aflora en la parte sur y sur poniente del área.

**Descripción local.** Constituido predominantemente de limolitas calcáreas en capas delgadas, de color violáceo, gris claro y gris oscuro; Presenta pequeños

budines de caliza arcillosa de color gris claro y algunas capas delgadas esporádicas de pedernal negro, sobre todo hacia el contacto con la Formación La Caja.

**Edad y correlación.** En la localidad tipo se encontraron fósiles del Neocomiano inferior. Burckhardt (1930), e Imlay (1938), propusieron una edad Berriasiana para las capas inferiores de la Formación Taraises en la Sierra de Symón en el estado de Zacatecas, Córdoba-Mendéz (1964) en el área de Apizolaya Zacatecas, encontró *Neocomites sp* de edad Berriasiano superior al Hauteriviano inferior, aunque su desarrollo mayor fue durante el Valanginiano. Rogers *et al.*, (1961) encontró fósiles de las especies de amonites que son: *Alcostephanus coahuilenses sp*, *Madeira coronata sp*, *Mexianoceras vigorosum sp* y *Spitidiscus boessi sp*, por lo que le da una edad que abarca desde el Valanginiano al Hauteriviano.

Se correlaciona con las formaciones Las Vigas, de Villa Ahumada, Chihuahua; con la parte inferior de la Houston, de la serranía Del Burro, Coahuila; con la Caliza Padilla, del Potrero La Mula, Coahuila; con la Carbonera del área Pedriceña, Durango; con la parte inferior de La San Marcos, de la Sierra de San Marcos, Coahuila.

**Medio ambiente de depósito.** Estos sedimentos se depositaron en una cuenca cerrada, de aguas tranquilas, ya que presenta laminación fina, y con periodos intermitentes de quietud a agitados; esto sugerido por su estratificación rítmica e irregular; con aguas de muy poca circulación, debido a la presencia de pirita y marcasita, lo que indica un ambiente reductor, pobre de oxígeno, aunque la marcasita puede deberse a una acidificación subsecuente a la depositación.

### 2.2.1.5 Formación Cupido.

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita originalmente por Imlay (1937), quien designó como localidad tipo al lugar conocido como el Cañón del Mimbres, cerca del sitio denominado el Garambullo, en la Sierra de Parras, Coahuila.

En general la Formación Cupido en la mayoría de las localidades donde aflora, está formada por caliza de color gris oscuro, en estratos medianos a gruesos, que al intemperizar adquieren un color gris rosáceo claro; contiene además abundantes concreciones de pirita y nódulos de pedernal gris.

**Descripción local.** La base consiste de caliza micrítica, maciza, en estratos de 10-30 cm, es de color gris claro a gris crema, contiene concreciones de hematita de hábito radial, además es muy común encontrarle lentes y nódulos de pedernal negro a castaño. En algunos lugares se pueden distinguir capas delgadas de limolita de 1-3 cm, de color rojizo, intercaladas aisladamente entre las capas de caliza; presenta también abundantes estilólitas que predominan en los estratos más gruesos. De acuerdo con Labarthe-Hernández *et al.*, (1982), se le estima un espesor aproximado de 160 m.

**Distribución.** Dentro del área de estudio se encuentran sus afloramientos hacia la parte sur-suroccidental.

**Edad y correlación.** Con los antecedentes de Rogers *et al.*, (1961) y Böse (1923), por su contenido faunístico en el área y por su posición estratigráfica, se le asigna una edad del Hauteriviano-Barremiano.

Se correlaciona con las formaciones Vigas, de Palomas, Chihuahua; Rancherías, de Villa Ahumada, Chihuahua; Caliza Padilla, de Potrero de La Mula, Coahuila; Arcosa San Marcos de la Sierra de San Marcos Coahuila; Arcosa Patuca del Cañón Barril Viejo, Coahuila; Tamaulipas Inferior del área Huizachal-Peregrina, Tamaulipas.

**Medio ambiente de depósito.** Por su litología y posición estratigráfica Imlay (1944), clasificó a esta formación como una facie extralitoral del Geosinclinal Mexicano.

#### **2.2.1.6 Formación La Peña**

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita originalmente por Imlay (1936), en el flanco occidental de la Sierra de Parras cerca de la hacienda La Peña la nominación de localidad tipo, en donde describe a las porciones inferiores y medias, de las montañas formadas de calizas de la Sierra de Parras con cantidades pequeñas de lutitas.

**Descripción local.** Consiste de calizas micríticas, en capas de 10-20 cm, de color gris claro, con pequeñas laminaciones de limolitas de color rojizo, con bandas y

lentes de pedernal negro, algunas líneas estilolíticas y pequeñas concreciones de hematita y delgadas venillas de calcita blanca.

**Distribución.** Solo se localiza un pequeño afloramiento en la porción occidental en contacto con el intrusivo Peñón Blanco.

**Edad y correlación.** Humphrey (1949), estudió la estratigrafía y paleontología en la Sierra de los Muertos, donde le asignó una edad del Aptiano.

**Medio ambiente de depósito.** Burckhardt (1906), al referirse a los depósitos del Aptiano y Baremiano al sur de la línea Torreón-Salttillo, los sitúa en un medio ambiente batial.

#### 2.2.1.7 Formación Indidura

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita originalmente por Kelly (1936), quien la estudió en la Región de Delicias Coahuila, dando este nombre a unos 30 m de lutitas, calizas resquebrajadas y lajas de caliza, que cubren directamente a la Caliza Aurora, y que contiene fósiles indicativos de Albiano superior-Cenomaniano y Turoniano. Imlay (1936) midió varias secciones en la Sierra de Parras y la dividió en cinco miembros, constituidos en general, por una alternancia de calizas y lutitas en capas delgadas.

**Descripción local.** Consiste de capas de caliza arcillosa delgadas, de color gris claro, que intemperizan en color violáceo y amarillento; éstas se intercalan con capas delgadas de limolita de color gris, violáceo y morado, y hacia la cima empiezan a aparecer capas medianas de arenisca. Su espesor se estimó en los perfiles geológicos realizados de aproximadamente 35 m.

**Distribución.** Se encuentra distribuida principalmente al norte del intrusivo de Peñón Blanco, y está en contacto con él.

**Edad y correlación.** Imlay (1936), le asignó una edad turoniana, basándose en su contenido de *Inoceramus labiatus* y *Exogyra sp.* Humphrey (1949) la situó desde del Albiano superior al Turoniano. Kellum y Shuback (1961) y Kellum y Robinson (1963), le asignaron una edad del Albiano superior al Turoniano superior. De Cserna (1956) la situó en el Albiano superior, Cenomaniano y Turoniano.

Se le correlaciona con las formaciones Soyatal de la Sierra de Álvarez, San Luis Potosí; con la Formación Agua Nueva, de la Cuenca Tampico-Misantla.

**Medio ambiente de depósito.** Estos sedimentos fueron depositados desde la parte alta del medio batial, pasando por la subzona circalitoral, hasta llegar a la subzona infralitoral.

#### **2.2.1.8 Formación Caracol**

**Descripción original y localidad tipo.** Descrita por Imlay (1936) en el arroyo El Caracol, situado en la Sierra de San Ángel, en la parte oriental de la Sierra de Parras Coahuila. Ahí se presenta como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura.

**Distribución.** Se encuentra distribuida en ventanas pequeñas y en contacto con el Intrusivo Peñón Blanco en su margen nororiental.

**Descripción local.** Su litología consiste de lutitas de color gris verdoso, fisil, que al partirse se astillan fácilmente, las cuales intemperizan en un color café rojizo, alternándose con areniscas en capas de 10-30 cm, de color verdoso con granos subarredondeados de feldespato, cuarzo y gran cantidad de muscovita. Su espesor no se puede medir, ya que solo aflora en ventanas aisladas y pequeñas.

**Edad y correlación.** La edad fue asignada por Carrillo-Bravo (1971), correspondiente al Coniaciano- Maestrichtiano.

Esta formación se correlaciona, con las formaciones Cárdenas y Tamasopo, de la Plataforma Valles-San Luis Potosí; con la Méndez y San Felipe de la margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí; con la Mezcala del área de Guerrero.

**Medio ambiente de depósito.** Estos sedimentos pueden considerarse como un depósito de las facies “flysch”, resultado de la destrucción de un arco volcánico, que se encontraba en el poniente de México.

#### **2.2.1.9 Intrusivo Peñón Blanco**

**Descripción original y localidad tipo.** González-Faustino (1978), en La Sierra Salinas-La Ballena en el estado de Zacatecas y San Luis Potosí describió una serie

de cuerpos intrusivos, que definió como cuerpos ígneos intrusivos, graníticos, en forma de apófisis cuyas dimensiones varían entre 200 y 100 m de diámetro, y menciona que la prominencia más notable denominada Cerro del Peñón Blanco llega a medir hasta 4 km de longitud y le asignó una edad del Oligoceno.

**Descripción local y distribución.** Aflora en la parte norte de la Sierra de Salinas, donde se le conoce como Cerro del Peñón Blanco, el cual tiene una dimensión de unos 3.5 por 2.0 km, el cual se emplazó sobre la zona de la falla norte del bloque de la Sierra de Salinas-La Ballena, cuyo rumbo es de N60°W que pone en contacto en su margen sur al granito con las rocas jurásicas, y en la margen norte con remanentes de formaciones del Cretácico Superior. Este cuerpo plutónico tiene forma elongada, formando la prominencia más elevada de la región que se eleva desde los 2350 hasta alcanzar una altura de 2740 m (figura 5 A y B).

Este intrusivo presenta una variación importante en cuanto su contenido de muscovita, la cual es más notoria en su periferia y hacia su parte central ésta disminuye notablemente. La descripción microscópica de las muestras tomadas en campo se seleccionaron tomando en cuenta esta variación y se dividieron en tres zonas: de la parte basal periférica, media periférica y central (parte superior del intrusivo) ;(figura 6 A y B).

En la descripción de las muestras de la parte basal periférica se tiene un 23% de minerales de cuarzo, hipidiomorfo dispersos, con diámetro aproximado de 2-4 mm, ortoclasa hipidiomorfa, 22% con diámetro de 1-3 mm, en agregados; plagioclasa (oligoclasa) hipidiomorfa, dispersa, de 1-2 mm de diámetro aproximadamente; 10 %; biotita hipidiomorfa, diámetro de  $\pm 0.25$  mm, en un 4%; matriz microcristalina de granos alotriomorfos de cuarzo y feldespato en un 41% (Figura 7 A y B).

Las muestras de la parte media periférica contienen minerales de ortoclasa hipidiomorfo, en agregados ligeramente tabulares, con diámetro de 1-4 mm aproximadamente en un promedio de 25%; cuarzo hipidiomorfo 15%, ligeramente redondeado, con diámetro de 1-4 mm, 15%; plagioclasa (oligoclasa) hipidiomorfa,



Figura 5 A y B. Fotografías donde se puede ver casi en su totalidad el Cerro del Peñón Blanco y se aprecia la forma elongada que presenta.

con diámetro de 1-2 mm, 13%; biotita, hipidiomorfa, forma laminar, diámetro >0.5mm, en un 4%; muscovita, hipidiomorfa, diámetro >0.5 mm, forma laminar, en un 3%; matriz microcristalina de cuarzo y feldespato en un promedio de 40%. (Figura 7 C y D).

La descripción de las muestras de la parte central de la cima del cerro es como sigue: contiene minerales de ortoclasa, hipidiomorfa, con diámetro de 1-3 mm, en agregados, en un 23%; minerales de cuarzo hipidiomorfo, con diámetro de 1-5 mm, presente en un 16%; plagioclasa (andesina) hipidiomorfa, ligeramente tabular, con diámetro aproximado de 1-2 mm, 14%; biotita hipidiomorfa, con diámetro de  $\pm 0.5$

mm, en un 7%; como mineral accesorio se presenta la turmalina alotriomorfa, forma radial, tabular con diámetro de 0.25 mm, en un 1%; matriz microcristalina de cuarzo y feldespato en un 39%. (Figura 7 E y F).

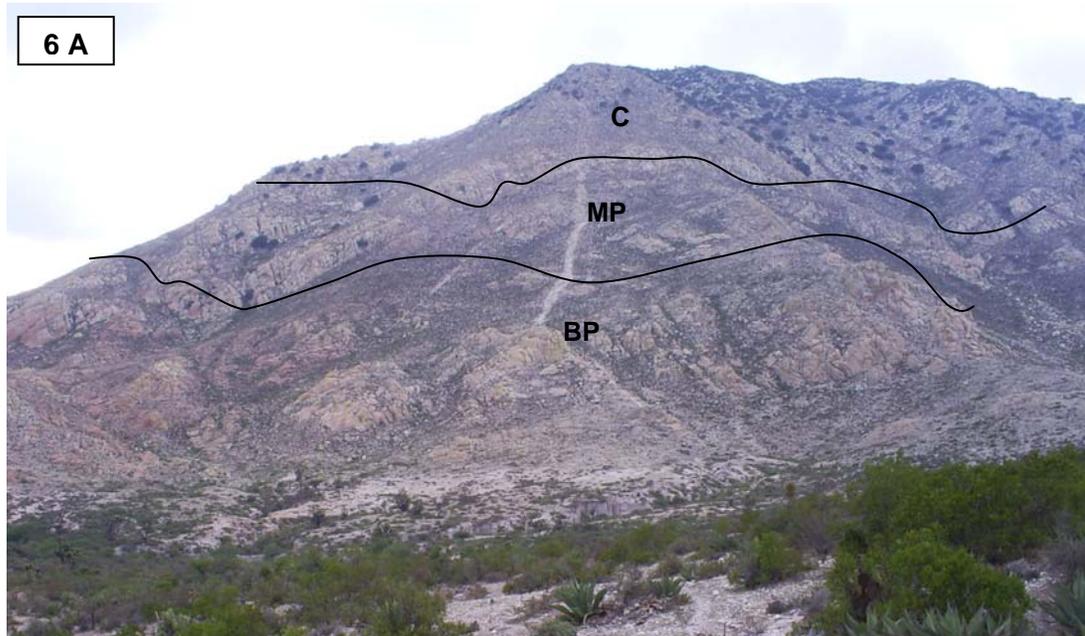


Figura 6 A y B. Fotografías donde se logran identificar las zonas: basal periférica (BP), media periférica (MP) y central (C) del Cerro Peñón Blanco.

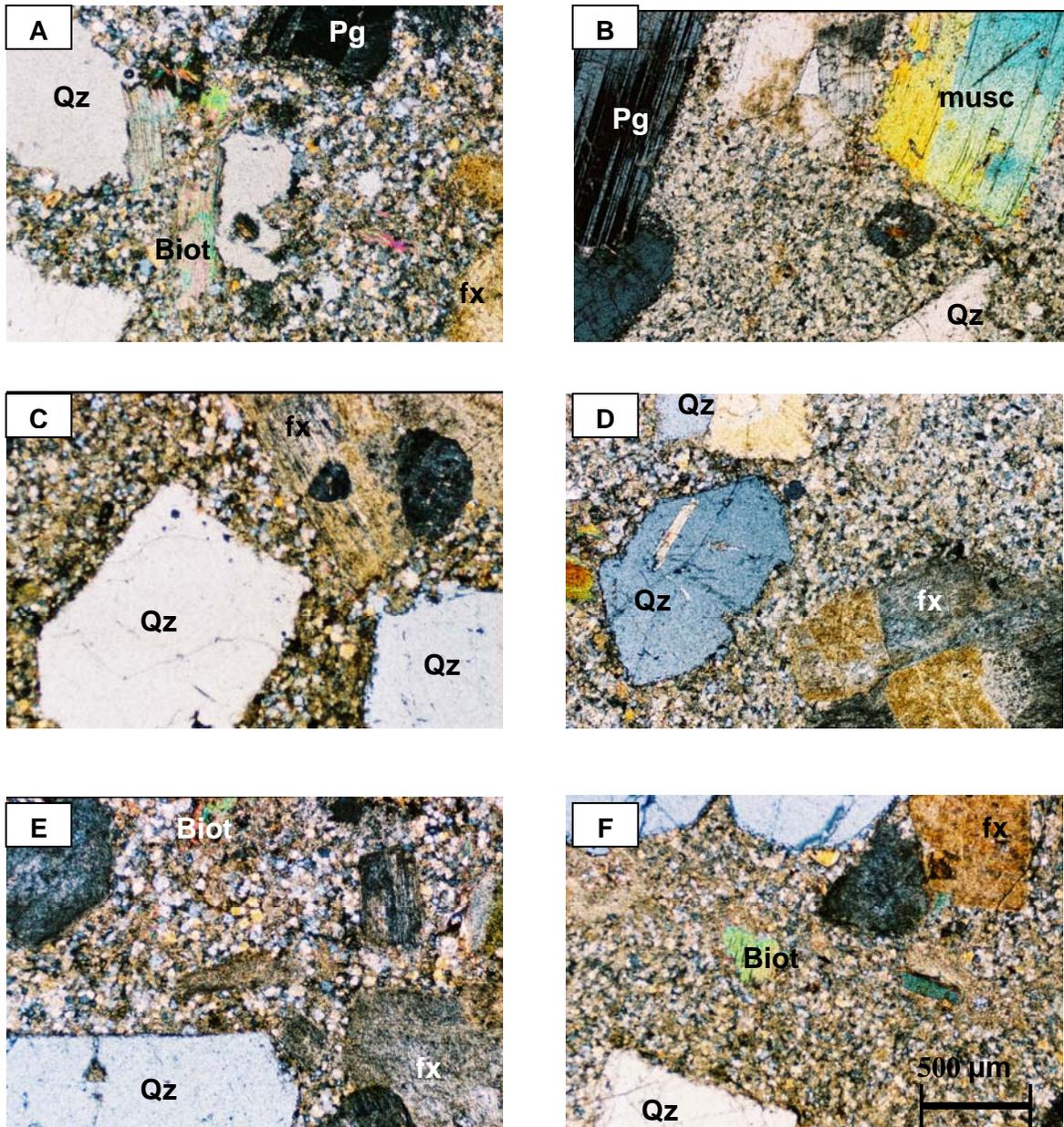


Figura 7. Microfotografías de las láminas delgadas del intrusivo de Peñón Blanco donde se muestran los principales minerales formadores de la roca, aumento de 10x. Qz= cuarzo, fx= feldspato, Pg= plagioclasa, Biot= biotita, musc= muscovita. A y B. Son las láminas de las muestras recolectadas de la parte basal periférica. C y D. Microfotografías de las láminas de la parte media periférica. E y F. Microfotografías de las láminas delgadas de la parte central (parte superior del intrusivo).

De acuerdo a la descripción microscópica se puede concluir que los minerales de ortoclasa son los más abundantes en el granito siguiendo después el cuarzo, plagioclasas y finalmente las micas, solo en algunas muestras de la periferia se presenta la turmalina como mineral accesorio.

	ortoclasa	cuarzo	plagioclasa	biotita	muscovita	matriz
Basal periférica (%)	22	23	10	4	3	41
Media periférica(%)	25	15	13	4		40
Central (%)	23	16	14	7		39

Solo en la parte de la periferia de la base y media del intrusivo Peñón Blanco se hacen presentes los dos tipos de micas, tanto biotita como muscovita. El tipo de plagioclasa predominante es la oligoclasa, pero también se encuentra algo de andesina.

**Edad.** Se conoce el reporte de un fechamiento por el método K-Ar en muscovita en el Peñón Blanco que dio una edad de  $48 \pm 4$  Ma (Mújica-Mondragón y Albarrán-Jacobo, 1983). Otro fechamiento realizado por Tristán-González *et al.*, (2007) da  $45.3 \pm 1.1$  Ma en muscovita, obtenido en K-Ar.

#### 2.2.1.10 Conglomerado.

**Descripción local.** Con este nombre se agrupa los sedimentos acumulados en las laderas de los cerros y en las depresiones intermontanas, y que consisten de depósitos bien consolidados por caliche que incluyen principalmente fragmentos redondeados del tamaño gravas y arenas.

En ocasiones estos depósitos sobre todo los más jóvenes tienen nada o poca compactación y gradación. Los fragmentos son de las rocas existentes en sus alrededores.

**Distribución.** El conglomerado se encuentra distribuido principalmente en el flanco

**Edad.** Por su posición estratigráfica se les da una edad tentativa del Mioceno-Plioceno.

#### 2.2.1.11 Aluvión.

**Descripción local.** Se describe como aquel material, que cubre los lomeríos, siendo el resultado de la desintegración de las rocas cercanas.

Son sedimentos que se acumulan en las desembocaduras de los arroyos, formando pequeños abanicos aluviales, compuesto por gravas arenas y limos, de poco espesor.

**Distribución.** Se localiza principalmente hacia la parte poniente del área de estudio.

**Edad.** Por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Holoceno.

## 2.2.2 ÁREA LA SAUCEDA

### 2.2.2.1 Flysch de Asientos.

**Descripción original y localidad tipo.** En la porción suroriental del estado de Zacatecas se presentan ventanas de una secuencia de sedimentos formados por alternancias de areniscas y lutitas, con intercalaciones esporádicas de lentes de caliza, que afloran en las zonas de Asientos-Tepezala, en el nororiente del estado de Aguascalientes. Tristán-González *et al.*, (1994) le dieron el nombre de “Flysch” de Asientos e interpolaron el nombre para un paquete de sedimentos de características muy semejantes que afloran en el área de Pastoría-Sauceda de Mulatos en el suroriente del estado de Zacatecas. En las Monografías Geológica-Mineras editadas por SGM para los estados de Aguascalientes y Zacatecas, aparecen mapas geológicos de estas zonas donde le dan el nombre de Roca Verde y le asignan una edad del Triásico.

**Distribución.** En el área se encuentra aflorando en el flanco occidental y noroccidental de la zona de estudio, en los cerros Santa Rosa, La Iguana y el poblado Santo Tomás.

**Descripción local.** En la base se presenta como una alternancia de lutita y arenisca de estratificación delgada, con estratos gruesos ocasionales de arenisca. En la parte media de la secuencia, tiene un paquete grueso de conglomerado con intercalaciones finas de material tobáceo. Los fragmentos predominantes son de rocas volcánicas de composición andesítica y de arenisca en menor cantidad. Sobre estos conglomerados se encuentra un horizonte con metamorfismo de bajo grado más visible que los otros paquetes, pues se observa como esquisto micáceo, de

color blanco de tacto jabonoso y muy deleznable. Hacia arriba de la secuencia continua una alternancia de lutita y arenisca de grano fino, en estratos delgados ligeramente filitizadas. Se presenta cuarzo de segregación cruzando la secuencia. Gran parte de estos sedimentos se encuentran silicificados formando en algunos sitios cuerpos grandes de jaseroide, con gran cantidad de óxidos de hierro en las fracturas y huecos, sobre todo en las zonas periféricas del intrusivo principal y a la serie de pequeños apófisis de la periferia. (Figura 8 A y B)

**Edad y correlación.** De acuerdo al trabajo realizado por Tristán-González *et al.*, (1994) le asignaron una edad cretácica.

**Medio ambiente de depósito.** Son sedimentos producto de la destrucción un arco volcánico situado en la parte occidental de la Republica Mexicana.

### 2.2.2.2 Formación Cerro Gordo.

**Descripción original y localidad tipo.** Guzmán-Aguirre (1969), nombró estos sedimentos como Formación Cuesta del Cura por su semejanza con los afloramientos del norte de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas y los describe como lutitas calcáreas, lutitas arcillosas de tintes violáceos y rojizos con estratificación delgada a gruesa. DeCserna, (1976) le dio el nombre a estos afloramientos como caliza Cerro Gordo y las describió en la zona del Cerro Gordo y Xoconostle, donde consiste de una alternancia de limolitas calcáreas, margas, calizas y lutitas de estratificación delgada, en donde sólo en cortos intervalos las calizas predominan; ocasionalmente, aparecen estratos de areniscas que van desde 10 cm hasta 2 m.

**Distribución.** Se encuentra ampliamente distribuida en la parte nororiente, norponiente y oriente de la zona.

**Descripción local.** En la base consiste de una secuencia de capas de caliza de espesor medio a grueso de color gris con tonos ligeramente azules, de grano medio (grainstone), cuyas capas se observan finamente laminares, con pliegues tipo “slump” y laminación cruzada, presenta en algunos horizontes bandas y nódulos de pedernal (Figura 9 A).

Hacia arriba de la secuencia, las capas de caliza disminuyen transformándose en una secuencia mas o menos rítmica de lutitas de color gris oscuro y capas de

caliza arcillosa gris oscuro en capas delgadas y medias (Figura 9 B). Estas calizas cuando se encuentran en contacto con el intrusivo, fueron recristalizadas formando franjas hornfelizadas, y cuerpos de wollastonita. Se observaron obras mineras en el contacto con el cuerpo mayor del intrusivo, con diques y apófisis, donde se aprecia fuerte oxidación, limonitización, silicificación y zonas de sulfuros, además de la presencia de wollastonita; algunas de ellas fueron explotadas por Cu. Se calculó un espesor aproximado de 80-100 m, medido en el perfil geológico.



Figura 8 A y B. Fotografías donde se muestran los cuerpos de jasperioides del Flysch de Asientos, con tonos rojizos debido a la gran cantidad de óxidos de Fe.



Figura 9 A. Fotografía de la Formación Cerro Gordo, donde se presenta como una secuencia de capas de caliza de espesor medio a grueso, color gris claro a tonos azules, presenta laminación. B. Fotografía de la Formación Cerro Gordo, donde se comporta como una secuencia rítmica de lutitas de color gris y capas de caliza arcillosa, de color gris oscuro, en capas que varían de delgadas a medias.

**Edad y correlación.** DeCserna (1976), mencionó que de acuerdo a fósiles clasificados por Alencaster (1971), en Chiapas, esta formación pertenece al Albiano, lo cual coincide con la edad de los fósiles determinados por Carreño (1985) en

Zacatecas. Se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura descrita en la Sierra de Parras, Coahuila.

**Medio ambiente de depósito.** Son calizas que se depositaron en un ambiente de plataforma.

### 2.2.2.3 Intrusivo Chepinque.

**Descripción original.** Este cuerpo intrusivo fue mencionado por Tristán-González *et al.*, (1994), como dos cuerpos intrusivos, siendo el mayor el que aflora en la zona del poblado de Saucedá de Mulatos cuya mineralogía consiste principalmente de fenocristales de cuarzo > ortoclasa > biotita y hornblenda, y lo clasificaron como un pórfido granítico. En la Monografía Geológico-Minera del estado de Zacatecas (1991), editada por SGM aparece mencionado en la zona mineralizada de Ojo Caliente, específicamente en el área de Pastoría en donde definen a las rocas intrusivas como un tronco granodiorítico emplazado en rocas metasedimentarias del Triásico y rocas calcáreas cretácicas.

**Distribución.** El cuerpo principal se encuentra ubicado en la parte central del área de estudio; tiene una forma ligeramente elíptica con su eje mayor orientado NW-SE de longitud aproximada de 4 km por 3 km de su eje menor.

**Descripción local.** En la zona de estudio se pudieron distinguir dos generaciones de granito, el cuerpo principal, que se distingue por contener fenocristales grandes de ortoclasa hasta de 8 cm y la serie de diques que intrusieron al cuerpo mayor que se caracteriza por contener gran cantidad de biotita (Figura 10 A y B).

El cuerpo principal denominado en este trabajo como intrusivo de Chepinque se describió al microscopio como: roca de color gris verdoso, holocristalina, de grano medio, con cristales de ortoclasa, hipidiomorfa, con diámetro aproximado de 1mm-1cm, en un 23 %; cuarzo, hipidiomorfo, diámetro 1-4 mm, presente en un 18%; biotita, hipidiomorfa, con diámetro de 1mm a menores, presenta oxidación; matriz microcristalina de cuarzo y feldespato en un 59 %. De acuerdo al diagrama de Streckeisen (1974) se clasifica como un granito de feldespato.

En el intrusivo mayor se encuentran gran cantidad de diques aplíticos, además de zonas con fenocristales de ortoclasa que llegan a medir hasta 6-7 cm.

La serie de diques oscuros que cruzan al cuerpo mayor son más o menos paralelos al eje mayor (NW-SE) con anchos que varían desde unos 4 m hasta 50 m, son diques con abundancia de biotita; se describieron al microscopio como una roca gris oscuro, con tamaño de grano fino, textura sacaroide, con abundantes minerales de plagioclasa hipidiomorfa, de forma alargada, en un 45%; biotita hipidiomorfa, se presenta de forma alargada, de tamaño muy fino, oxidación, presente en un 35%; feldespato hipidiomorfo, alterado, en un 20 %. Por su alto contenido de biotita se han clasificado como diques de biotita (Figura 11 A).

El otro tipo de intrusivo se describe como una roca de color gris, holocristalina, con cristales de cuarzo, hipidiomorfo, con diámetro aproximado de 1-2 mm, en un 36%; ortoclasa, hipidiomorfa, con diámetro de 1-3 mm, en un 30%; biotita, hipidiomorfa, con diámetro aproximado entre  $\pm 1$  cm, 20%; plagioclasa (oligoclasa), hipidiomorfa, diámetro de 1-2 mm, en un 13%; según el diagrama de Streckeisen se clasifica como un granito de biotita (figura 11 B).

Este intrusivo provocó una aureola de contacto originando cuerpos lenticulares de "hornfels", en menor grado wollastonita a lo largo del contacto y desarrollo menor de granate. En otros sitios cercanos a la periferia se observan colgantes de las calizas del Cerro Gordo a las cuales hornfelizó. En el contacto de los diques oscuros que intrusionaron a la masa mayor del intrusivo, y que se caracterizan por contener abundante biotita, se encuentran obras mineras donde se distinguen minerales de cobre como azurita y malaquita, las cuales en algún tiempo se explotaron por Cu.

Además de los diques de biotita, dentro de la masa mayor del intrusivo, se localizó un dique riolítico, el cual presenta evidencias de ser un dique piroclástico que se describe como una roca de color café rojizo, textura porfirítica, sacaroide, con 10% de fenocristales de sanidino y cuarzo con diámetro aproximado de 2-6 mm, matriz fina cristalizada, con 1% de biotita, los sanidinos se encuentran muy alterados. En la margen poniente de este dique se emplazó un dique de unos 2 m de ancho de andesita (ver sección en la Figura 22).



Figura 10 A. Aspecto del intrusivo principal de la zona de La Saucedá el cual presenta fenocristales de ortoclasa de hasta 8 cm de diámetro y estructuras aplíticas. B. Muestra del aspecto que presentan los diques graníticos con gran cantidad de biotita.

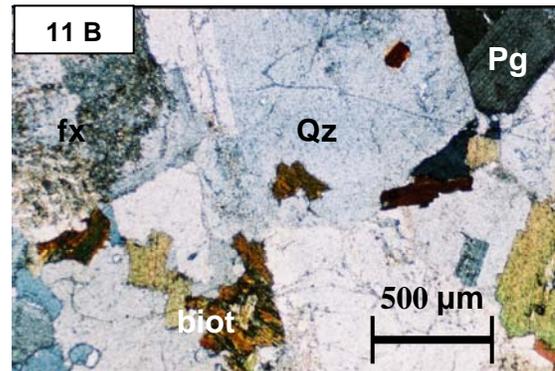
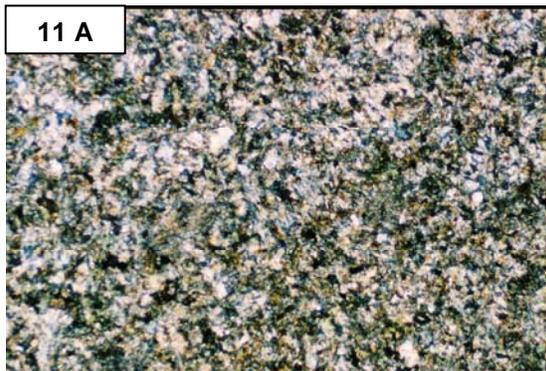


Figura 11 A. Microfotografía de la lámina delgada de los diques graníticos con abundante biotita. B. Microfotografía de la lámina delgada del intrusivo principal en el área La Saucedá donde fx=feldespato, Qz=cuarzo, Pg=plagioclasa, biot=biotita.

Además existen otra serie de dique riolíticos que se localizan en la periferia NW del intrusivo, intrusionando a la secuencia sedimentaria que ahí existe y al intrusivo.

Estos diques riolíticos clasifican como una roca de color café rosáceo, textura porfírica, con fenocristales de cuarzo hipidiomorfo, 2-5mm en un 10%; sanidino hipidiomorfo, 4-5 mm, en un 5; biotita hipidiomorfa, con diámetro de 1-3 mm, en un 3%. Matriz desvitrificada.

**Edad y correlación.** No existe edad determinada por algún método radiométrico, por lo cual solo se puede inferir correlacionándolo con el Intrusivo de La Tesorera cuya edad determinada por K/Ar por parte de Mújica-Mondragón y Albarrán (1983) es de  $74 \pm 6$  Ma en biotita.

#### **2.2.2.4 Aluvión.**

**Descripción local.** Son los sedimentos que se acumulan en las desembocaduras de los arroyos, formados principalmente de gravas, arenas y limos, formando pequeños abanicos aluviales. Este tipo de sedimentos se hacen presentes al poniente de la localidad de Pastoría y al poniente de la zona. Otro tipo son los que se extiende hacia los valles, compuestos también de gravas, arenas y limos,

**Distribución.** Se hace presente en el área hacia la margen suroriental.

**Edad.** Por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Holoceno

### **2.2.3 ÁREA NORIA DEL CERRO**

#### **2.2.3.1 Secuencia vulcano-sedimentaria**

**Descripción original y localidad tipo.** En el área existe solo un afloramiento de rocas muy parecidas a la Roca Verde que aflora en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas y que son también muy semejantes a esas rocas del Arroyo Chilitos en la zona de la mina de Fresnillo DeCserna (1976), quién las describió como una secuencia de lavas de color gris oscuro con tonalidades rojizas y verduscas, con formación de almohadillas, brechas de color verde rojizo y rocas volcánicas epiclásticas.

**Distribución.** En este estudio, solo afloran en el lecho del Arroyo El Gallinero, que cruza por la mitad del poblado del Saucito Zacatecas; su exposición mayor se observa debajo del puente de la terracería que va al poblado de Noria del Cerro (Yta, 1990).

**Descripción local.** En el afloramiento del Arroyo el Gallinero, la rocas se observan como una secuencia de horizontes de lavas andesíticas con estructura masiva y almohadillada que se intercalan con bancos y estratos delgados de arenisca, capas de caliza, margas y lutitas. La secuencia presenta débil metamorfismo regional, con alteración de clorita y epidota. En este sitio es difícil de estimar su posición estratigráfica y espesor, ya que se encuentra muy cubierta por conglomerado, pero se puede inferir que se encuentra en contacto por falla con la

secuencia de calizas del Cerro Gordo que afloran en su periferia (Tristán-González *et al.*, 1994).

**Edad y correlación.** Su edad tentativa se puede estimar de acuerdo con los datos de determinaciones paleontológicas dadas por la fauna encontrada en la localidad del Arroyo Chilitos en Fresnillo, Zacatecas, como del Valanginiano-Hauteriviano (Cantú-Chapa, 1974).

Se correlaciona con la Unidad Vulcano-Sedimentaria (Roca Verde) de Zacatecas, Formación Chilitos de Fresnillo, Zacatecas y con Formación Taraises, de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

**Medio ambiente de formación.** De acuerdo con Campa y Coney (1983) esta formación corresponde a las secuencias Vulcano-Sedimentarias acumuladas en la zona de tras arco de un arco volcánico situado al occidente y que fue acresionado, ensamblándose tectónicamente hacia el oriente sobre rocas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo 1982; Centeno-García y Silva-Romo 1997).

### 2.2.3.2 Formación Cerro Gordo

**Descripción original y localidad tipo.** En este trabajo se decidió nombrar al paquete de rocas calcáreas que afloran en las inmediaciones del poblado de la Noria del Cerro-El Saucito, como Formación Cerro Gordo, esto por su semejanza litológica y posición estratigráfica que guardan las rocas calcáreas en los afloramientos de calizas que se localizan en los cerros conocidos como Cerro Gordo y Xoconostle en el norte de la ciudad de Fresnillo Zacatecas, donde DeCserna (1976), las describió como una secuencia de estratos medios a gruesos de caliza hacia su base, y hacia su cima una secuencia de capas delgadas de limolitas y margas intercalados con capas delgadas de caliza.

**Distribución.** En la zona de estudio esta formación aflora principalmente hacia la periferia norte y nororiental del cuerpo principal del intrusivo La Tesorera.

**Descripción local.** Al nororiental del Arroyo Los Coyotes esta formación se describe como una secuencia donde se intercalan horizontes de capas gruesas a medianas de caliza micrítica de color gris claro, algunas de ellas con laminación fina muy bien desarrollada, con lentes de pedernal. Dentro de estos horizontes, se

observan cuerpos tabulares lenticulares de caliza silicificada (jasperoide) y zonas con abundantes vetas delgadas de calcita.

En otros afloramientos se puede observar a la caliza muy impura y horizontes donde se ve que hubo etapas de depositación química directa (micritas) y otras calizas muy laminares de carácter turbidítico. También hacia su parte media se observó el aumento de capas de limolita, bandas y nódulos de pedernal negro y los estratos de caliza son de delgados a medios (Figura 12 A y B).

En la parte sureste del área aguas arriba del Arroyo El Gallinero se encuentra una zona de jasperoide de color oscuro formando montículos amplios de sílice que reemplazaron a los sedimentos marinos de la Formación Cerro Gordo. También es posible observar una serie de colgantes de esta formación sobre el intrusivo La Tesorera, a los cuales hornfelizó, sobre todo al NW del poblado de Guanajuatillo.

Su espesor es variable debido a su grado de erosión avanzado en algunos sitios; de acuerdo al perfil geológico elaborado para este estudio se le estimó de 20 m y en el Cerro del Potosí donde es más grueso este paquete se le pueden estimar unos 200 m.

Esta caliza se encuentra muy plegada en algunos sitios y se le puede observar claramente que contiene cuando menos dos deformaciones (Figura 12 C y D).

**Edad y correlación.** DeCserna (1976), menciona que de acuerdo a fósiles clasificados por Alencaster (1971) en Chiapas, esta formación probablemente pertenece al Albiano, lo cual coincide con la edad de los fósiles determinados por Carreño (1984) en Zacatecas. Se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura descrita en la Sierra de Parras, Coahuila (Imlay 1936).

**Medio ambiente de depósito.** Son calizas que se depositaron en un ambiente de plataforma.

### 2.2.3.3 Intrusivo La Tesorera

**Descripción original.** Este cuerpo intrusivo aparece mencionado en la Monografía geológico-Minera, editada por SGM, donde lo clasifican como un granito monzonítico calcialcalino con facies de granodiorita, de dimensiones batolíticas con una longitud de 20 km de largo y 6 km de ancho, posicionándolo en el Terciario.

Tristán-González *et al.*, (1994), mencionan que se trata de un cuerpo intrusivo con fenocristales de cuarzo, ortoclasa y muscovita, que produjo amplias zonas de alteración en su contacto, originando cuerpos de mármol, wollastonita y zonas hornfelizadas.

**Distribución.** Gran parte del área entre el poblado Noria del Cerro y El Saucito está ocupada por la presencia de un cuerpo granítico hipabisal, ubicado en la parte central del área.

**Descripción local.** De acuerdo a la descripción microscópica realizada en este estudio se describe con minerales de ortoclasa alotriomorfa, con diámetro aproximado de 1-3 mm, en agregados, en un 51%; cuarzo alotriomorfo, con diámetro de 0.5 mm-2 mm aproximadamente en agregados, en un 27 %; biotita, en agregados, con diámetro menor o igual a 1 mm, presenta algo de oxidación, se encuentra en abundancia en un 15%; minerales de plagioclasa (andesina), hipidiomorfa, presentan zoneamiento, con diámetro 1-2 mm, en un 5%; hornblenda xenomorfa, con diámetro  $\leq$  a 6 mm, presente en un 2%.(Figura 13).

Por su contenido mineralógico basándose en el diagrama de Streckeisen se clasifica como un granito.

Este intrusivo produjo en algunas partes aureolas amplias de metamorfismo en su zona de contacto con las rocas calcáreas que ahí afloran, originando cuerpos amplios de caliza recristalizada, cuerpos lenticulares de wollastonita y zonas hornfelizadas. La mayor cantidad de obras mineras de donde se ha extraído la wollastonita se encuentran en su periferia NE y oriente en una franja de máximo 100 m.

Se pudo observar que este intrusivo tiene una mayor dimensión de la que aflora, ya que en su porción occidental y sur está cubierto por conglomerados y en su parte poniente está por debajo de las rocas sedimentarias donde estas quedaron como colgantes, otra parte del intrusivo fue cubierta por los derrames de lava riolítica de los domos que se formaron sobre el intrusivo cubriendo gran parte de él.

Este cuerpo se encuentra intrusionado por una gran cantidad de diques riolíticos de anchos variables.

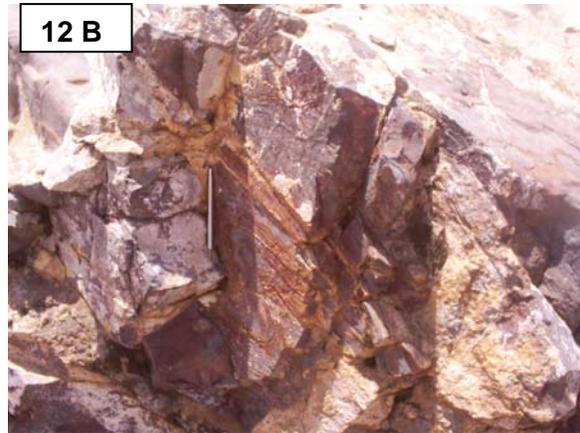


Figura 11 A y B. Formación Cerro Gordo, en el área Noria del Cerro, donde se presenta en capas de limolitas con bandas y nódulos de pedernal, con estratos de caliza de delgados a medios.



Figura 12 C y D. Aspecto de la caliza de la Formación Cerro Gordo, la cual se observa muy plegada, teniendo por lo menos dos etapas de deformación, donde  $S_2$  esta plegada.

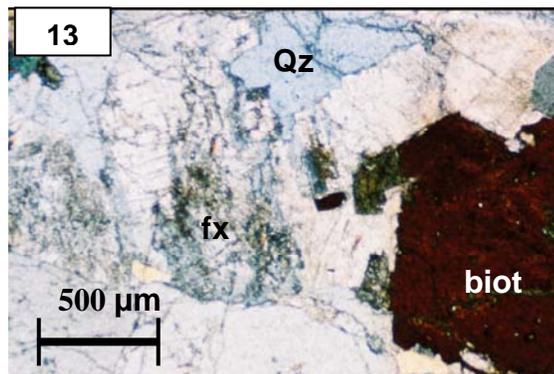


Figura 13. Microfotografía de la lámina delgada del intrusivo La Tesorera, donde se identifican los principales minerales formadores del intrusivo. Qz=cuarzo, fx=feldespatos, biot=biotita.

**Edad.** Mújica-Mondragón y Albarrán (1983), determinaron una edad para el intrusivo de La Tesorera, Zacatecas, obteniendo una edad radiométrica (K-Ar) de  $74 \pm 6$  Ma, en biotita. Solé *et al.*, (2007), da una edad de  $71 \pm 4$  Ma, en plagioclasa.

#### 2.2.3.4 Dacita Guanajuatillo

**Distribución.** En la porción NW del poblado de Guanajuatillo, en las estribaciones del cerro El Peñascudo, sobre la Formación Cerro Gordo, y debajo de flujos piroclásticos, se localizan ventanas de una roca de color oscuro, que en este trabajo se le denomina Dacita Guanajuatillo.

**Descripción original y local.** Se trata de una roca de color rojizo, porfirítica, con 10% de fenocristales de 2-4 mm de plagioclasa, sanidino y muy aislados fenocristales de cuarzo, ferromagnesianos aislados, fluidal, con matriz desvitrificada.

**Edad y correlación.** Esta roca constituye la base de la secuencia volcánica terciaria del área de Noria del Cerro, la cual se sitúa tentativamente en el Eoceno superior, en base a la edad de las rocas volcánicas que afloran en las inmediaciones de la ciudad de Zacatecas y que corresponden a esa edad.

#### 2.2.3.5 Ignimbrita El Águila

**Descripción original y local.** Hacia la porción poniente del cerro El Peñascudo se encuentran afloramientos de un paquete de flujos de ceniza, el cual consiste en su parte basal, de una roca de color amarillento, parcialmente soldada, con 3% de fenocristales de cuarzo 2-4 mm, pómez sin colapsar. La matriz está poco soldada con líticos de 2-15 cm de roca ígnea, que hacia su cima disminuye en líticos y pasa a un flujo de color café amarillento, con 20% de fenocristales de hasta 4 mm, se encuentra más soldada que la de la base, contiene líticos de roca verde y rojiza y fenocristales de cuarzo de 1-2 mm, con pómez sin colapsar. El espesor de este flujo es de unos 12 m. Hacia el occidente esta ignimbrita aumenta de espesor y donde se observa como un flujo masivo con líticos abundantes y pómez sin colapsar.

**Distribución.** Se encuentra descansando sobre las rocas de la Formación Cerro Gordo o bien sobre la Dacita Guanajuatillo, en la parte occidental del área de estudio.

**Edad y correlación.** Esta roca junto con la Dacita Guanajuatillo se reporta por primera vez en este estudio, por lo que su edad tentativa se puede asociar al Eoceno inferior, semejante a los afloramientos de la zona de Zacatecas.

#### **2.2.3.6 Domos y diques Riolíticos.**

**Descripción original.** En la porción suroriental de la Sierra Madre Occidental se encuentran un gran número de estructuras dómicas de composición dacítica a riolítica. Este vulcanismo efusivo formó los campos volcánicos de San Luis Potosí, Guanajuato y un gran número de centro volcánicos a lo largo de la porción occidental y suroccidental de la Mesa Central (Labarthe-Hernández *et al.*, 1983; Tristán-González, 1986; Tristán-González *et al.*, 2005). La mayoría de los domos se emplazaron en una lapso comprendido entre los 32 y 28 millones de años para esos campos, donde los más jóvenes son de composición riolítica de alto sílice (Tristán-González *et al.*, 2005). Huspeni *et al.*, (1984) estudiaron desde el punto de vista petrológico y geoquímico a la serie de riolitas con depósitos de estaño en una franja paralela al borde oriental de la Sierra Madre Occidental, y le dio el nombre de Cinturón Mexicano de Estaño. Para la zona en la Sierra de Zacatecas se han reportado edades para las rocas volcánicas que ahí afloran, en especial para la ignimbrita La Virgen de 46.8 millones de años (Ponce y Clark, 1988).

**Descripción local.** En el área se encuentran una serie de domos riolíticos, cuyas coladas de lava formaron lóbulos cortos y en algunos de ellos solo se pueden identificar la masa de roca que quedó sobre el conducto alimentador, además de la serie de diques que sirvieron de conductos alimentadores alineados en un patrón NW-SE (Figura 14 A).

En la base de unos de los lóbulos del domo El Peñascudo, en su parte surponiente en el Cerro Piedras de Amolar, se pudo observar la brecha basal de desintegración, que se describe como roca de color rojiza, de textura afanítica, con aislados fenocristales de cuarzo de 3 mm, matriz desvitrificada, muy fluidal, con un espesor aproximado de 10 m.

En lámina delgada para una muestra de uno de los diques del Cerro Rincón Huizache, se describió como una roca porfirítica, textura sacarosa, color café

amarillento a café violáceo, con un 15% de fenocristales de cuarzo hipidiomorfo, con diámetro aproximado entre 0.5 y 1 mm; sanidino hipidiomorfo, alterado, con diámetro de 1-2 mm. La matriz es microgranular, masiva, presenta oxidación, se clasificó como una riolita (Figura 14 B).

**Distribución.** Su ubicación en el área se encuentra en el Cerro El Gato, Cerro Redondo y Cerro El Colorado ubicado hacia el suroriente del área de estudio. En el occidente sobresale el domo mayor nombrado como Cerro El Peñascudo, que derramó sus lavas principalmente hacia el surponiente donde formó lóbulos cortos. De los innumerables diques sobresale el del Cerro Rincón Grande-El Águila, el cual se bifurca en diques más estrechos tanto hacia el NW como al SE.

**Edad y correlación.** Estas rocas volcánicas pertenecen a algunas de las unidades riolíticas basales de la Sierra de Zacatecas, posiblemente contemporáneas a la ignimbrita La Virgen de 46.8 millones de años (Ponce y Clark, 1988) o al domo del Cerro La Bufa, correspondientes al Eoceno superior. Ellas se encuentran cubriendo discordantemente a las rocas calcáreas y al granito.

### 2.2.3.7 Conglomerado

**Descripción local.** Este nombre se le da a una serie de sedimentos acumulados en las depresiones que forman las partes bajas de los cerros, donde consisten principalmente de clastos subarredondados, de las rocas que afloran en el área; predominan fragmentos del tamaño de guijarros, y están empacados con arenas y limos. Se le clasifica como conglomerado polimíctico.

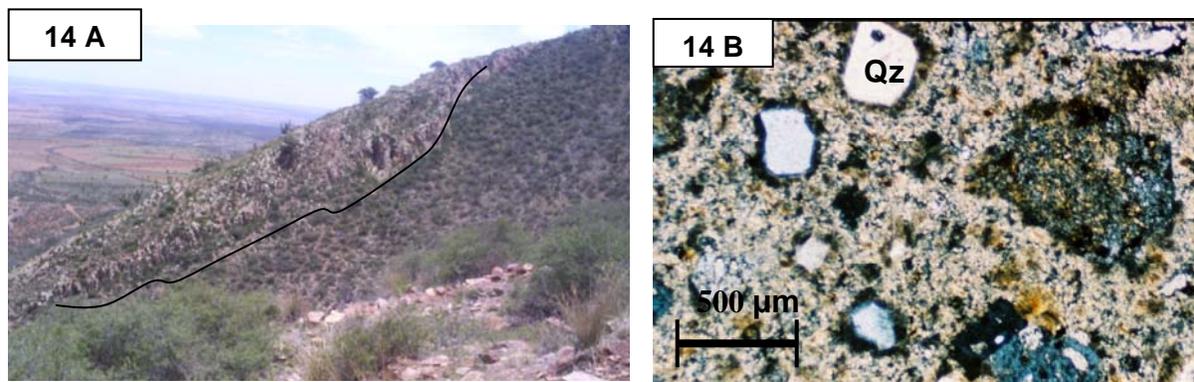


Figura 14 A. Diques riolíticos con una alineación NW-SE. B. microfotografía de la lámina delgada que se elaboró para la descripción petrográfica de los domos riolíticos. Qz= cuarzo, fx=feldespatos.

**Distribución.** Se encuentra ampliamente distribuido tanto en la porción occidental como en la oriental del área de estudio.

**Edad.** Por su posición estratigráfica y distribución se le asigna una edad del Oligoceno al Pleistoceno.

#### **2.2.3.8 Suelo Residual**

**Descripción local.** En las partes con poca pendiente se han desarrollado cubiertas de suelo endurecido, debido al poco transporte que han sufrido después de su depósito, y son resultado de la desintegración de la roca y cuyo producto fue depositado muy cerca de su fuente, en algunos sitios donde hay rocas calcáreas estos se encuentra asociados con cubiertas delgadas de caliche.

**Distribución.** En esta área se localizan principalmente en la depresión que se formó sobre el intrusivo en las cercanías del poblado de Noria del Cerro.

#### **2.2.3.9 Aluvión**

**Descripción local.** Se refiere a los sedimentos que se acumulan en las desembocaduras de los ríos, resultado de la erosión de las rocas cercanas, de poco espesor, no consolidados.

En la zona de estudio se encuentran dispersos sedimentos de este tipo preferentemente hacia la parte sur poniente. Existen sedimentos compuestos también por gravas, arenas y limos, pero que se extienden hacia los valles, rellenando cuencas.

**Distribución.** Se localizan hacia toda la parte oriental del área.

**Edad.** Por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Holoceno.

### 3. TECTONICA

El tiempo de contacto entre la dorsal Pacífica, Placa Farallón y la Placa de Norteamérica, se restringen principalmente a estudios de remanencia de anomalías magnéticas en la Placa Pacífica, que de acuerdo al modelo propuesto por Atwater (1970), donde propone que aproximadamente entre los 29-32 millones de años la dorsal y la trinchera colisionaron, y la Placa Farallón se destruyó entre las zonas de fractura Pioneer y Murray; a partir de ese tiempo, los fragmentos de la dorsal comenzaron a chocar con la trinchera.

Durante los 24 millones de años, la Placa Farallón fue desapareciendo entre las zonas de fractura Mendocino y Murray, y el movimiento de las placas Americana-Pacífica se fue hacia la margen continental-oceánica (Figura 15 y 16). Para los 20 millones de años, esta sección de placa se desaparece hacia el sur de California y norte de Baja California.

Esta interacción de placas tuvo importantes efectos en la porción central y norte de México y responsable de acortamientos de fines del Mesozoico y de la extensión y vulcanismo del Cenozoico.

El área de estudio de Peñón Blanco se encuentra en la porción occidental del Terreno Sierra Madre, el cual cubre gran parte de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental. Parte del Terreno Sierra Madre puede ser un fragmento desplazado del basamento de Norteamérica similar al del Terreno Chihuahua (Campa y Coney, 1983). Las áreas de Noria del Cerro y Saucedá, forman parte de fragmentos de la región oriental del Terreno Guerrero, conformado de secuencias vulcano-sedimentarias y calizas de mar poco profundo.

El terreno Guerrero queda comprendido dentro de la región poniente tectonoestratigráfica de México; en esta región los terrenos son considerados que tienen acreción a Norteamérica en el Mesozoico Superior al Terciario Inferior; los principales basamentos de esta región son principalmente una serie de rocas volcánicas submarinas y sedimentarias de arco magmático. El Terreno Guerrero es uno de los principales terrenos de arco del Mesozoico Superior (Figura 17).

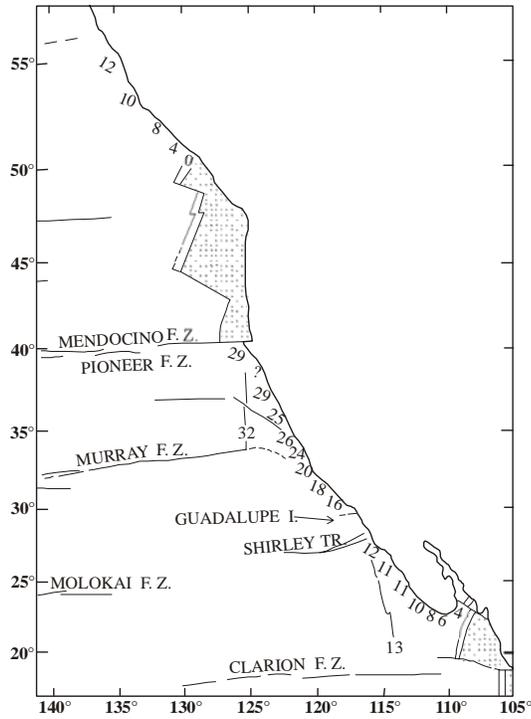


Figura 15. Esquema donde se muestran las edades en millones de años antes del presente, de anomalías magnéticas reconocidas al oriente de la placa Pacífica. (Tomada de Mc Keiser y Parker 1967).

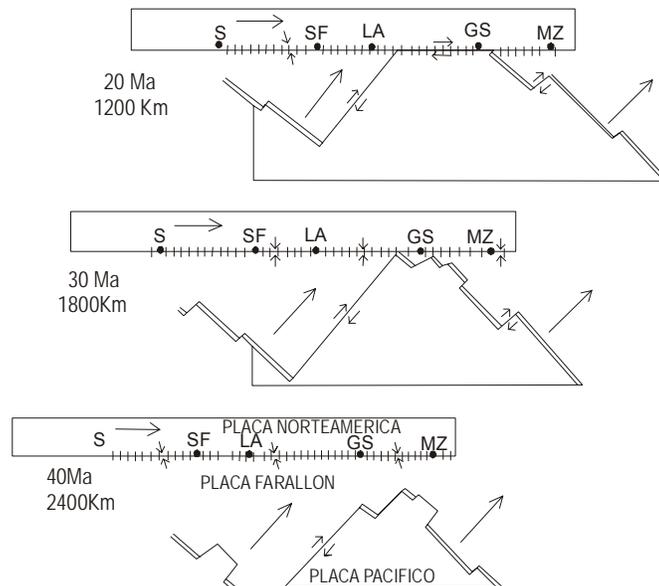


Figura 16. Modelo esquemático de la interacción entre las placas de Norteamérica, Pacífica y Farallón. S: Seattle, SF: San Francisco, LA: Los Angeles, GS: Guaymas, MZ: Mazatlán. (Tomada de Atwater 1970).

En la franja paralela a las estribaciones orientales de la Sierra Madre Occidental y de la Sierra Madre Oriental, se desarrolló un patrón de fallas normales, que forman extensas fosas, pilares y medios “grabens”, con una dirección predominante NW-SE, que se extiende desde la porción surponiente de los Estados Unidos y finaliza en la Faja Volcánica Trasmexicana y que cubre parte de los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, Guanajuato, Querétaro y San Luis Potosí, la cual se le ha dado el nombre de Provincia de Cuencas y Sierras de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998; Aranda-Gómez *et al.*, 2000); (Figura 18).

Gran parte del centro y norte de México presenta claramente una extensión cenozoica, la cual produjo un sistema de fallas, con episodios diferentes a lo largo de ella, los cuales ocurrieron en 23-24 millones de años y 12-13 millones de años (Aranda-Gómez *et al.*, 2000), ambos en México y suroccidente de Estados Unidos. El fallamiento comúnmente fue acompañado de erupciones de basaltos alcalinos por fracturamiento intraplaca.

Se han formulado varias hipótesis para explicar el origen de la extensión en la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras, entre las cuales se pueden mencionar:

1. Las que apelan a procesos interplacas (debidos a fuerzas diversas generadas por las interacciones entre la Placa Norteamericana con las placas Farallón y/o Pacífica, (Severinghaus y Atwater, 1990).
2. Aquellas que asocian la extensión a procesos subcorticales (levantamiento o formación de una “ampolla” en el manto, (Schorlz *et al.*, 1971).
3. Las que emplean mecanismos intraplaca, principalmente la energía potencial gravitacional generada por engrosamiento local de la corteza por plegamiento y/o magmatismo (Wernicke *et al.*, 1987).

Las áreas de estudio se localizan hacia la parte centro-oriental dentro del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Este sistema de fallas en imágenes de satélite y modelos digitales de elevación se observa como un gran lineamiento de dirección NW-SE que se extiende desde San Luis de La Paz, Guanajuato, hasta Tepehuanes, Durango. Su traza coincide burdamente con el límite

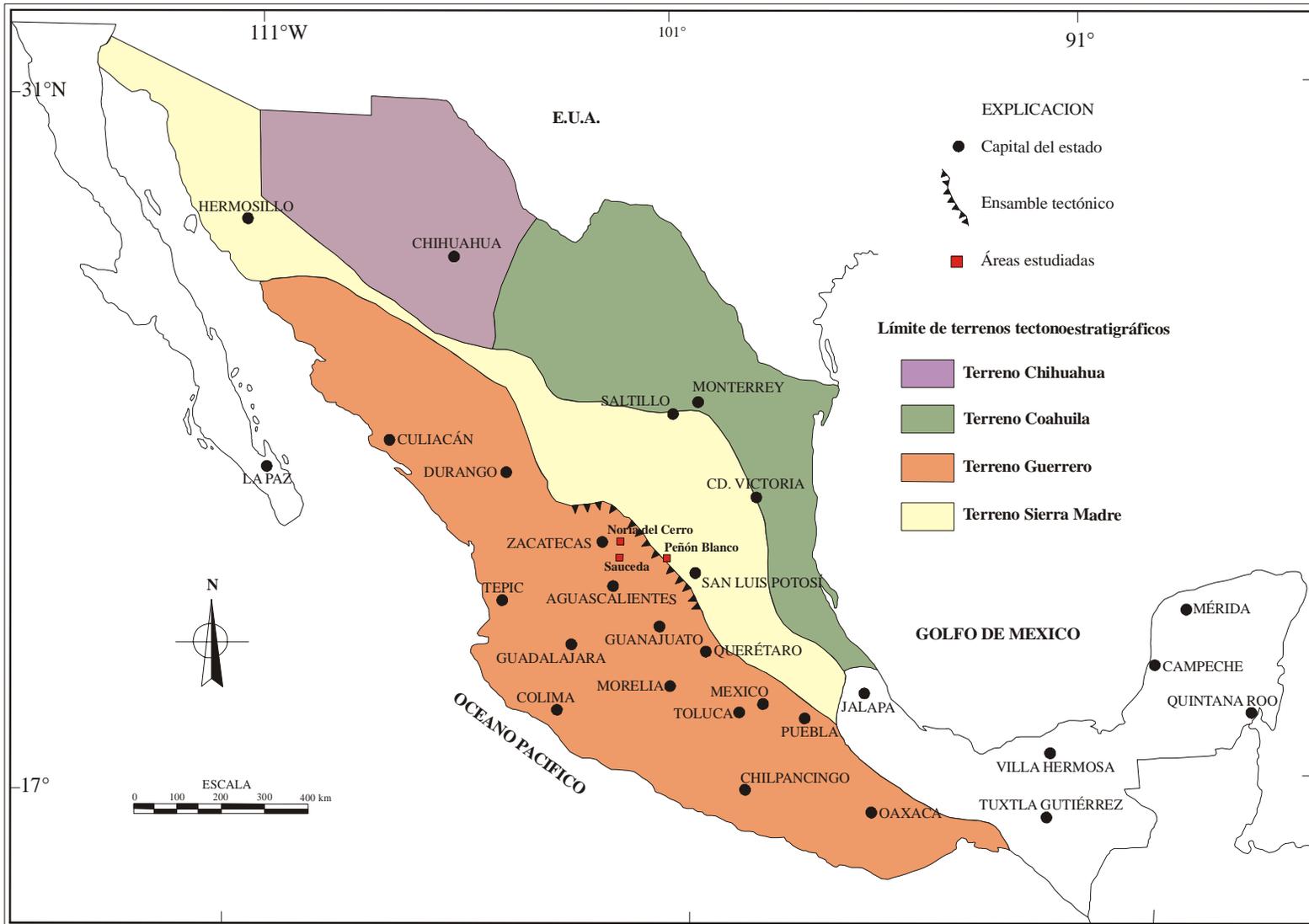


Figura 17. Mapa de la republica Mexicana con la distribución de terrenos tectonoestratigráficos. (Tomada de Campa y Coney 1983).

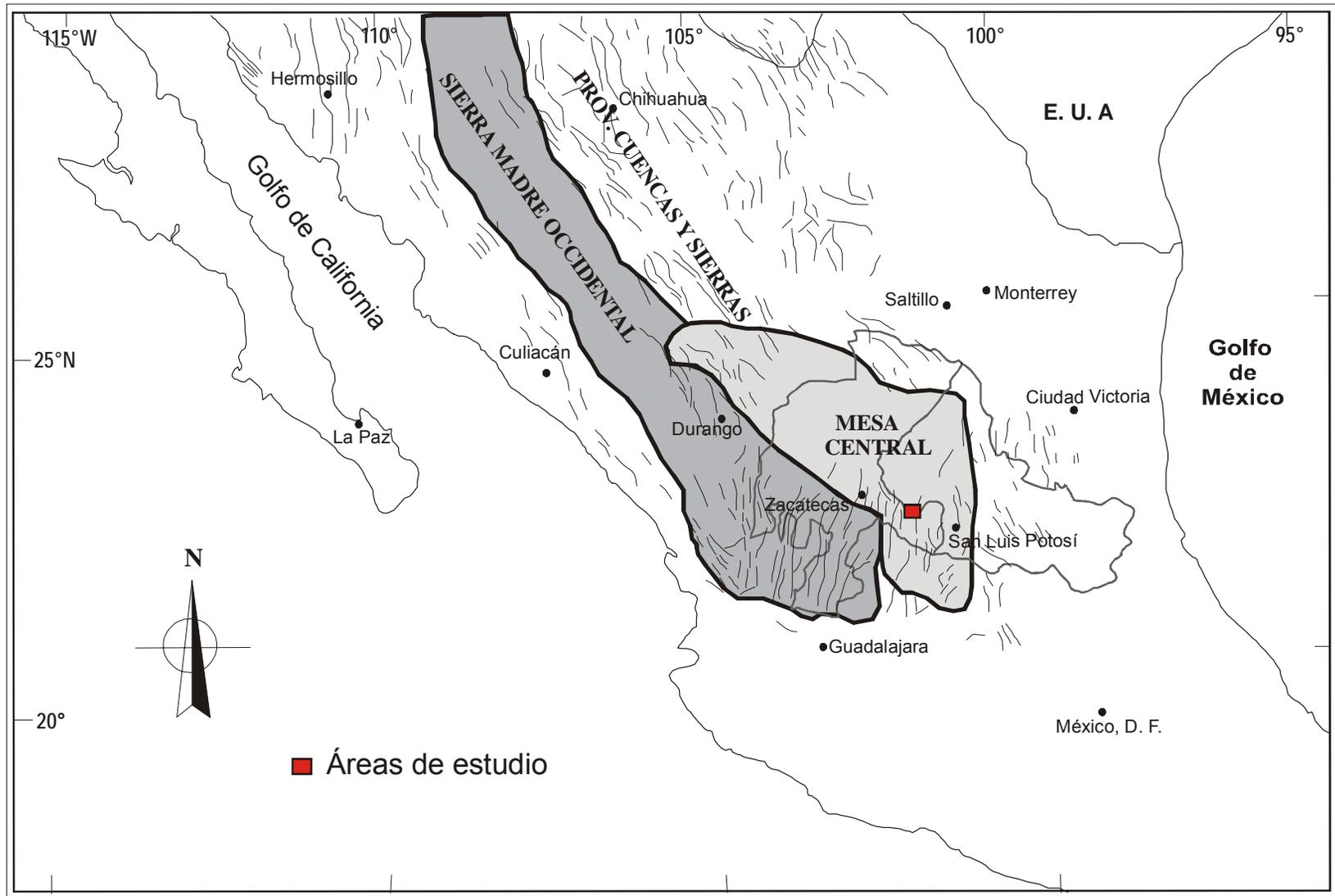


Figura 18. Mapa de la Republica Mexicana donde se localizan las áreas de estudio dentro de las provincias geológicas. (Modificado de Stewart 1998).

de los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental, con los afloramientos de las secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas y con el límite norte de las fosas del sur-oriente de la Sierra Madre Occidental (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005); (Figura 19).

Aproximadamente a 60 km al occidente de la sierra de Salinas el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes se cruza con el graben de Aguascalientes, observándose que dicho graben termina con la intersección y no continúa hacia el norte. En esa zona hay numerosas estructuras de rumbo N70W, de movimiento principalmente normal, que se localizan sobre la traza de este sistema (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

A partir del Eoceno, los eventos geológicos más importantes en la región han sido vulcanismo y fallamiento. La actividad magmática asociada a la subducción en la parte occidental de la Placa Norteamericana, dio origen a la extensa y voluminosa Sierra Madre Occidental. Conforme cesó la subducción gradualmente, inició el magmatismo intraplaca en la región situada al oriente de la Sierra Madre Occidental.

Estos pulsos varían de manera sistemática de un lugar a otro. Así el frente del vulcanismo voluminoso asociado a subducción y el fallamiento normal intenso se desplazaron de NE a SW y fueron reemplazados hacia el interior del continente por actividad alcalina intraplaca y por extensión de menor magnitud (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

Las etapas paroxísmicas de magmatismo asociado a subducción y extensión (29-27 millones de años cerca de la ciudad de San Luis Potosí, y de 23-19 millones de años en la región de Bolaños, Jalisco) coinciden con periodos en que se incrementó notablemente la tasa de divergencia entre las placas Farallón y Pacífica, al sur de la zona de fractura Shirley, posiblemente debido a tasas más rápidas de subducción, que a su vez indujeron magmatismo y fallamiento extensional en la placa continental por efecto de un retroceso de la trinchera (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

Hace 40 millones de años, la Placa Farallón estuvo subduciendo en la Placa Norteamérica; este evento generó la provincia volcánica de la Sierra Madre

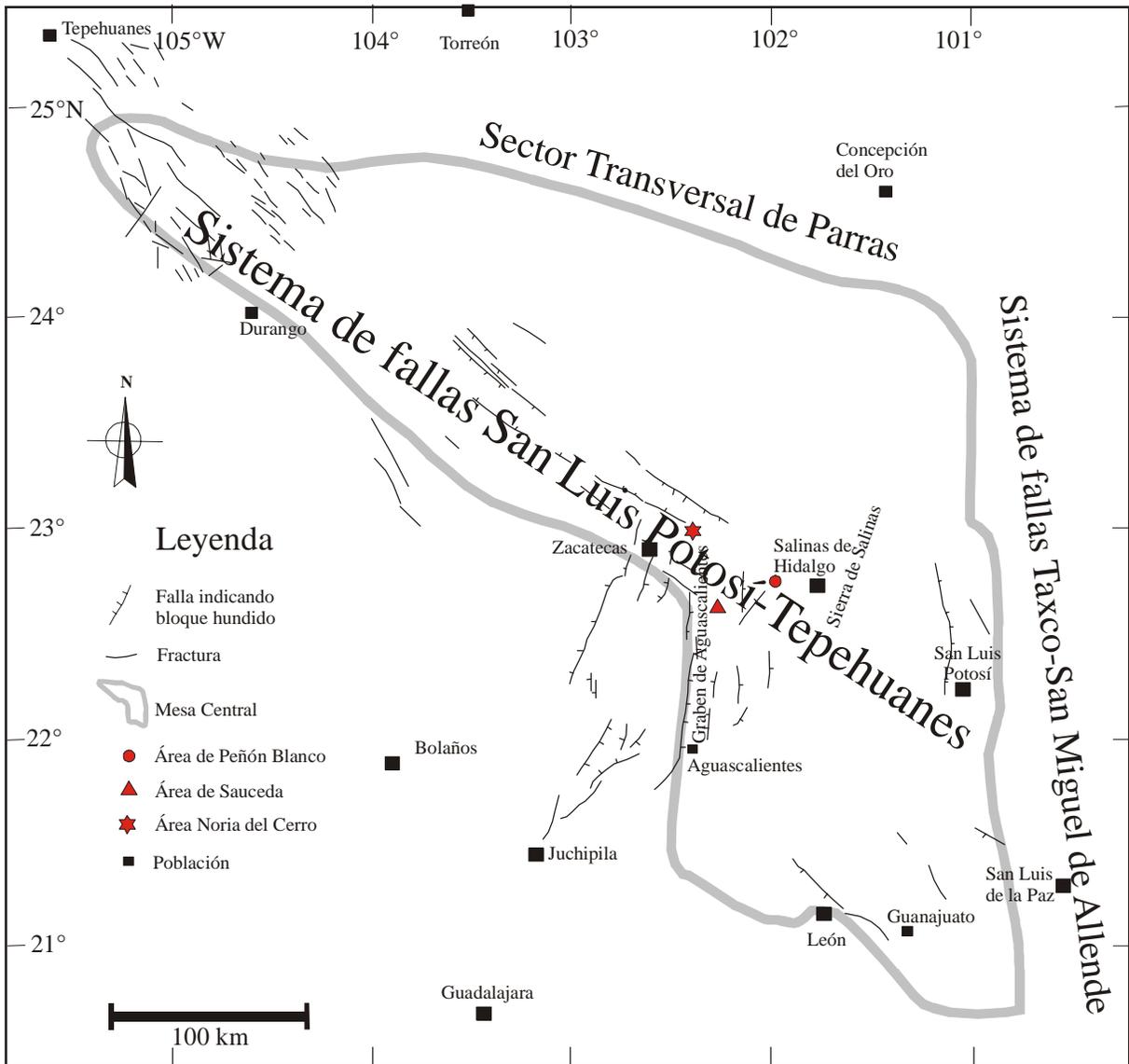


Figura 19. Mapa que muestra la localización de las estructuras mayores de la Mesa Central y las áreas de estudio. (Tomada de Nieto Samaniego *et al.*, 2005).

Occidental. Al consumirse la Placa Farallón, formando un punto triple el cual se desplazó hacia el norte por los estados de Nevada y California en Estados Unidos y hacia el sur, hacia los estados de Colima y Nayarit (Atwater, 1970).

En esta área deja de haber subducción dentro de la Placa Norteamérica y la Placa Pacífica tiene un movimiento lateral con respecto a la Placa Norteamérica, causando el desplazamiento de la Península de Baja California, hacia el norte esto ocurre a los 10 millones de años.

## **4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

Uno de los objetivos principales de este trabajo es mostrar los efectos que produjeron los cuerpos intrusivos de Peñón Blanco, La Tesorera y La Saucedá, en la secuencias de rocas mesozoicas que los alojan; para esto se seleccionaron estaciones para toma de datos, tanto en el interior de los cuerpos intrusivos como en la periferia en la roca encajonante. Los datos fueron tratados con el programa Stereonett versión 2.20, (1998), usando los diagramas de polos, densidades y diagramas de rosas para rumbos. Los estereogramas se montaron sobre el mapa geológico de cada zona en las estaciones de toma de datos.

### **4.1. ANALISIS ESTRUCTURAL**

#### **4.1.1 Intrusivo Peñón Blanco**

El intrusivo Peñón Blanco se emplazó en un sistema de fallas normales, donde en el bloque que bajó afloran sedimentos del Cretácico Superior y al bajo rocas del Jurásico Inferior; la mayor parte de la periferia del intrusivo se encuentra cubierta por depósitos coluviales por lo que no es posible observar esas rocas con detalle, esto solo se puede ver en su periferia norte donde está en contacto con la Formación Indidura. Este cuerpo intrusivo se encuentra emplazado en una zona de cizalla, donde la falla principal localizada al sur del intrusivo, tiene una dirección NW-SE, la cual se interrumpe al llegar al intrusivo, lo cual se debe a que este cuerpo utilizó esa zona para su emplazamiento y que de acuerdo a su forma elongada y cuya parte mas estrecha se localiza en su porción SE y la más amplia al NW, sugiere que este creció rotándose en sentido derecho, lo que se observa en los estereogramas D y E de la Figura 20, donde se nota una ligera rotación en sentido derecho de los planos  $S_0$  del estereograma D con respecto a los planos del estereograma E de la Figura 20 que corresponde a planos fuera de la influencia del intrusivo, rotándose  $10^\circ$  con respecto a los del estereograma D de la Figura 20. Los ejes de pliegues de la Formación Indidura en la zona de contacto con el intrusivo fueron rotados colocándolos en posición vertical.

El intrusivo se alojó en una zona de cizalla donde la falla mayor localizada al SE del cuerpo tiene un rumbo general N50°-60°W y el eje mayor del intrusivo es paralelo a ella, esto se puede comparar con el estereograma C en la Figura 21 donde la actitud principal de esos planos muestran una dirección del esfuerzo mínimo  $\sigma_3$  de 30°, que coincide con la extensión en la falla principal y como resultado de ellos los juegos de juntas de tensión perpendiculares. En el estereograma B de la Figura 20 y 21, se observa un juego conjugado de fracturas cuya dirección de extensión es casi paralela a la falla principal. El estereograma A de la Figura 20 y 21 muestra el sistema de fracturas con ángulos altos que corresponden al juego conjugado con respecto a  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ .

Como recapitulación de lo analizado en la Figura 20 se presentan una serie de estereogramas que muestran en tres formas diferentes (polos, densidad y diagrama de rosa) lo explicado en los estereogramas montados en los mapas geológicos. Figura 21.

En conclusión se puede decir que las rocas de la Formación Indidura que se presentan en el contacto norte del cuerpo intrusivo fueron rotadas en sentido derecho, como consecuencia de la forma en que fue inyectándose el magma. Los datos de direcciones de juntas de tensión muestran coherencia en cuanto a la dirección de  $\sigma_3$  que es paralelo a la dirección de extensión que muestra la falla localizada al SE del intrusivo.

#### **4.1.2 Intrusivo Chepinque**

El intrusivo Chepinque tiene una forma ligeramente elíptica, con su eje mayor orientado NW-SE, el cual se emplazó en una secuencia de rocas correspondientes al Flysch de Asientos y a la Formación Cerro Gordo, las cuales se encuentra deformadas por dos eventos de deformación compresiva (Tristán-González *et al.*, 1994).

Para su análisis se seleccionaron dos estaciones de medición en las rocas sedimentarias, una en la porción sur y la otra en su parte norte. El diagrama de densidades A dibujado en el mapa geológico de la Figura 22 en la zona al norte del

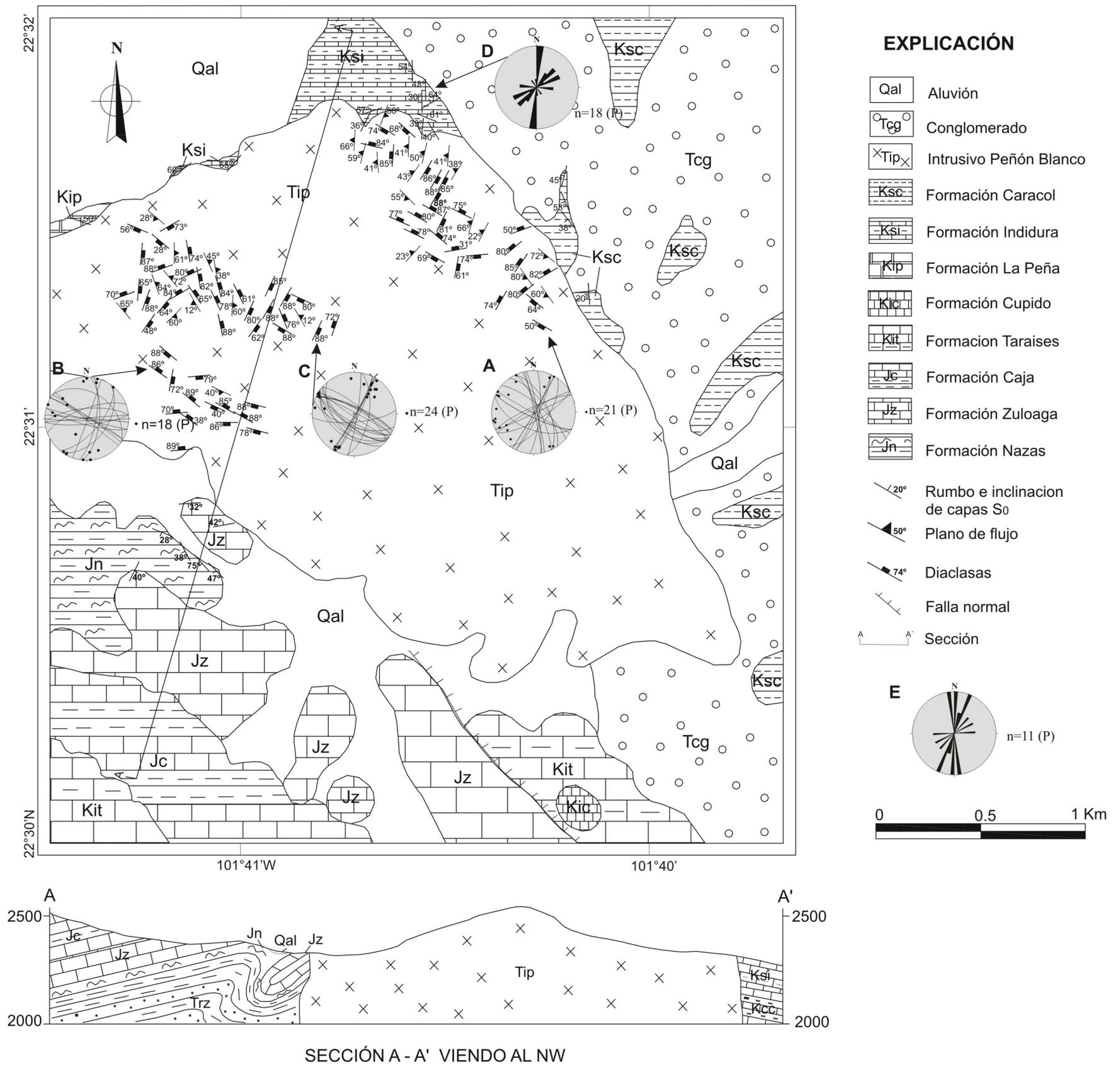


Figura 20. Mapa geológico-estructural del área de Peñón Blanco.

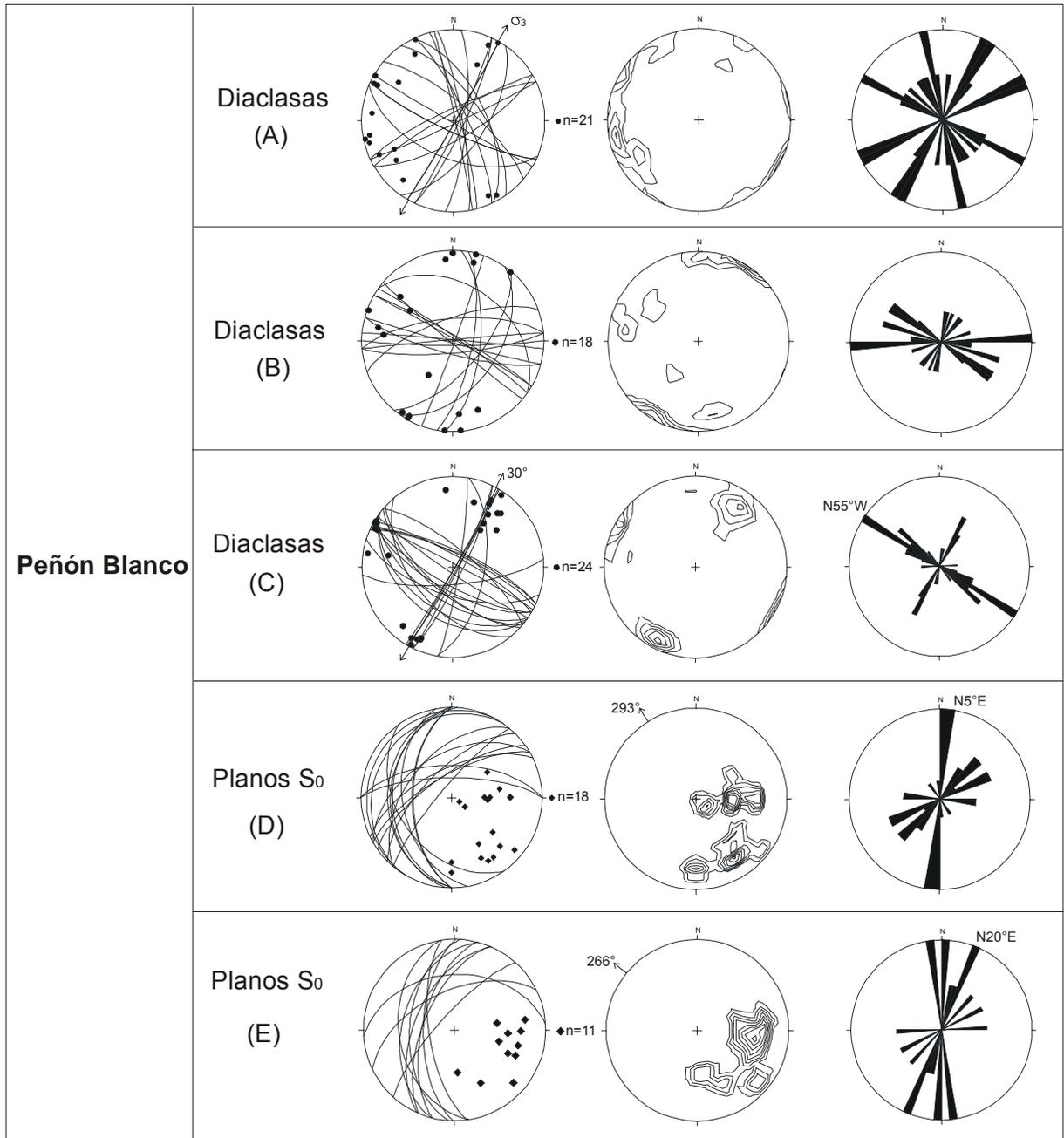


Figura 21. Estereogramas del área de Peñón Blanco. A, B y C; corresponden a los datos de juntas tomados dentro del cuerpo intrusivo. D, son datos de planos S<sub>0</sub> en la periferia norte del intrusivo y E, corresponden a planos S<sub>0</sub> tomados al norte fuera de la influencia del intrusivo.

poblado La Saucedá, muestra la actitud de los planos S<sub>0</sub> correspondientes a capas de la Formación Cerro Gordo, donde se aprecia que el conjunto de polos representa una actitud de planos inclinados al NE y en los estereogramas de la Figura 23 A se

observan la serie de círculos mayores con inclinaciones de los planos en el rango de  $35^{\circ}$  a  $58^{\circ}$ , los cuales se intersectan al SE, evidenciando que son parte de una estructura recostada con cabeceo en esa dirección. El transporte tectónico estuvo dirigido al  $035^{\circ}$  como lo muestra el estereograma de densidades de la Figura 23 A y el rumbo de la estructura según el diagrama de rosas es de  $N60^{\circ}W$ . Para la estación B, de la Figura 22, localizada al sur en la zona del Cerro El Volcán, la gran mayoría de densidad de polos muestra una plena inclinación de los planos al SE. En la Figura 23 B, los círculos mayores muestran una inclinación que varía en el rango  $21^{\circ}$  a  $61^{\circ}$ , con intersección de planos mostrada al SSE, que muestra una estructura que cabecea mas o menos simétricamente al SE, y cuyo transporte tectónico esta dirigido  $152^{\circ}$  mostrado en el diagrama de densidades y el rumbo promedio de la estructura en el diagrama de rosas  $N84^{\circ}E$ . La diferencia reflejada en la secuencia calcárea de la Formación Cerro Gordo en la periferia del intrusivo entre las dos estaciones es mayúscula, en cuanto a la dirección de transporte tectónico, mientras que en la estación A,  $\sigma_1$  está orientado  $035^{\circ}$  en la estación B se orienta  $152^{\circ}$ , lo cual está indicando que el intrusivo giró a las estructuras colocando sus planos paralelos a su periferia.

Hay una serie de diques que se consideraron como parte del magma residual y que se emplazaron dentro del intrusivo mayor dispuesto en franjas de dirección NW-SE, los cuales en su conjunto se muestran en la Figura 23 C, donde se aprecia que son de ángulo alto  $57^{\circ}$  a  $79^{\circ}$  y el diagrama de rosas de la Figura 23 C se calculó su rumbo promedio  $N25^{\circ}W$ . Se encontraron diques riolíticos y piroclásticos cortando al intrusivo y a las rocas encajonantes, los cuales son paralelos a los diques intrusivos y conservan la misma dirección de  $N55^{\circ}E$  de los diques intrusivos.

La dirección mostrada por los diques es muy semejante a los de la zona Noria del Cerro de  $N51^{\circ}E$ , lo que lleva a pensar que en esa época entre el emplazamiento de los intrusivos y la salida de las rocas riolíticas piroclásticas y lavas formadoras de domos, predominó esa dirección de extensión en la región.

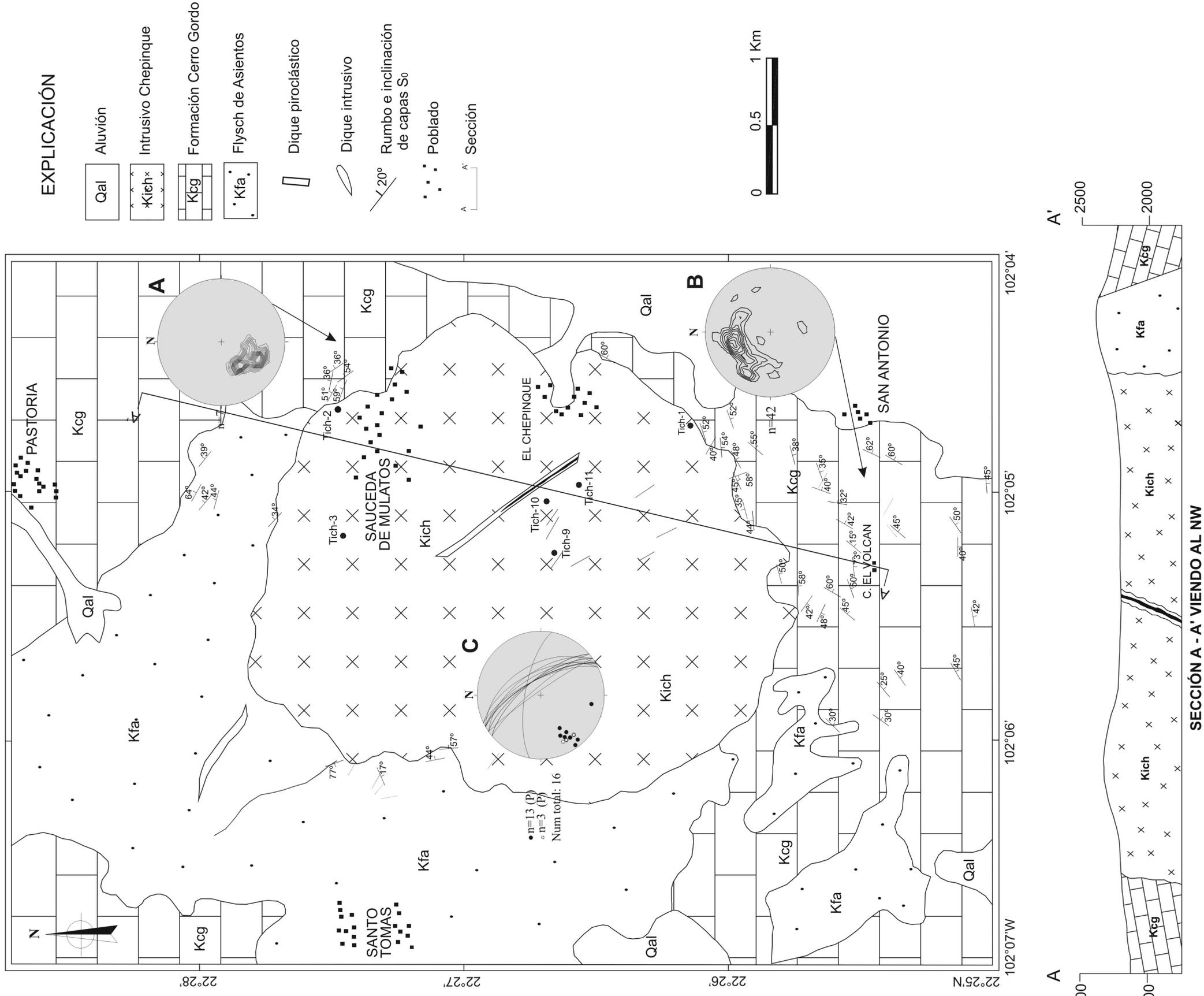


Figura 22. Mapa geológico-estructural del área La Saucedá.

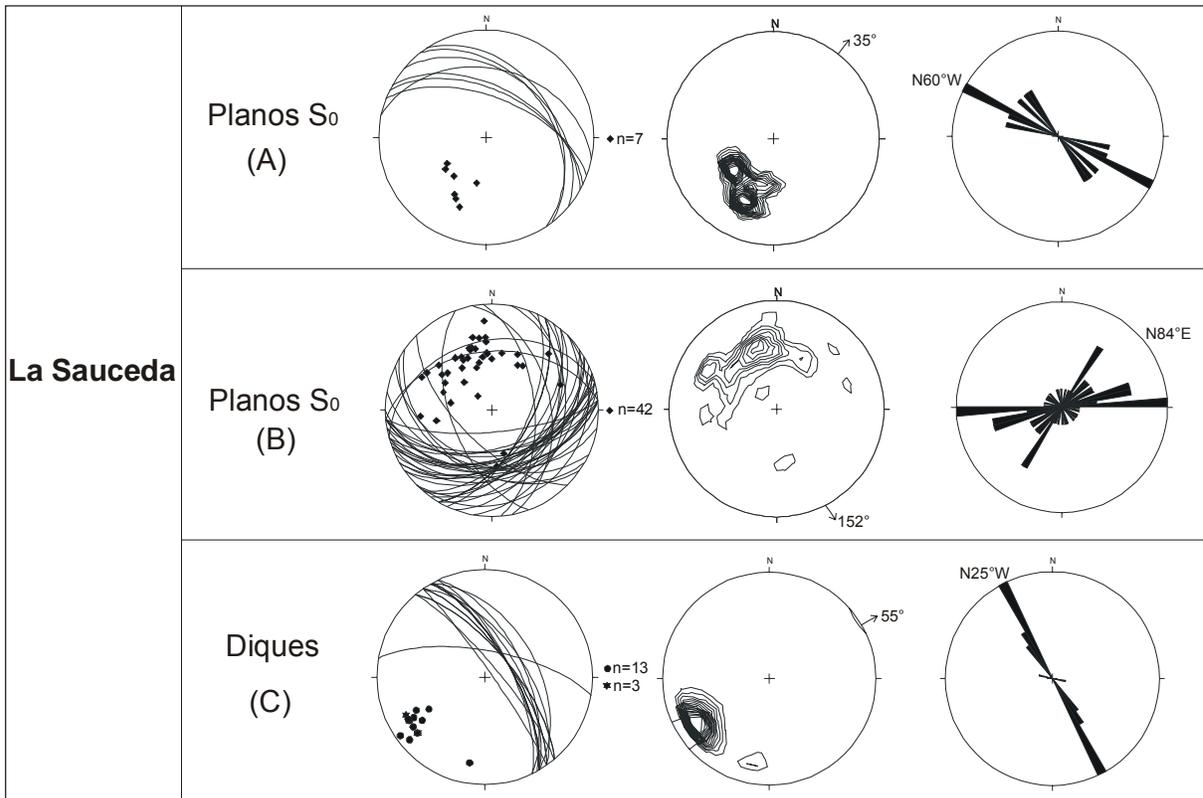


Figura 23. Estereogramas del área La Sauceda. A, corresponden a datos de planos  $S_0$  de la porción NW del área, en la formación Cerro Gordo. B, planos  $S_0$  de la Formación Cerro Gordo de la porción SE del área en la periferia del intrusivo, C, corresponde a dirección de diques intrusivos, riolíticos piroclásticos.

#### 4.1.3 Intrusivo La Tesorera

El cuerpo intrusivo La Tesorera, cuyas dimensiones pueden ser mayores a las que se le ha estimado, ya que gran parte de él se encuentra sepultado debajo de carpetas de sedimentos recientes (conglomerados, suelos residuales y aluviones) además de que muchas de las rocas sedimentarias que ahí se encuentran están como colgantes, a las cuales alteró notablemente quedando en muchos sitios como cuerpos de “hornfles”, pero en sus márgenes donde se encuentra en contacto con estos sedimentos produjo franjas donde la caliza fue remplazada por cuerpos de wollastonita y en las zonas un poco más alejadas de las márgenes cuerpos de jasperoides en franjas y manchones.

La zona oriental y norponiente del cuerpo intrusivo es donde mejor se expone la secuencia marina de rocas carbonatadas pertenecientes a la Formación Cerro Gordo, las cuales se muestran deformadas por eventos compresivos anteriores al

emplazamiento del intrusivo; estas muestran plegamiento, con formación de pliegues recostados al oriente, lo que sugiere un transporte tectónico en esa dirección, lo cual es coherente con la dirección de ensamble tectónico hacia el oriente de la secuencia del Terreno Guerrero sobre el Terreno Sierra Madre (Tristán-González *et al.*, 1994). Las capas de caliza muestran que fueron afectadas cuando menos por dos deformaciones (Figura 11 C y D) una en el Aptiano y la segunda por efectos de la deformación Laramide, que acortó la secuencia hacia el oriente en el Cretácico tardío (Tristán-González *op. cit.*).

Se escogieron tres estaciones en la periferia oriente y norponiente donde afloran las rocas marinas afectadas por este cuerpo intrusivo, las cuales se ilustran con estereogramas de densidades que fueron montados sobre el mapa geológico. La estación localizada en la esquina norponiente del área ( estereograma A de la Figura 24) muestra claramente una actitud de los planos  $S_0$  al  $039^\circ$  lo cual se ve con mayor detalle en la Figura 25 A donde la roseta de rumbos da una clara representación del rumbo predominante de la estructura en ese sitio  $N74^\circ E$ ; esto puede representar a un flanco de una estructura mayor o bien una serie de pliegues recostados al NW, y el diagrama de densidades de la Figura 25 A se estima una dirección de transporte tectónico al  $355^\circ$ . En la estación de medición al norte del poblado Noria del Cerro el estereograma B de la Figura 24 el diagrama de densidad tiene una actitud principal de los planos orientados al NE y en la Figura los tres estereogramas ayudan a definir el comportamiento de los planos  $S_0$  en este sitio donde los círculos mayores muestran una actitud mucho mayor de planos inclinados al NE con inclinaciones entre  $47^\circ$  y  $64^\circ$ , una densidad menor de planos al SW, lo cual sugiere un plegamiento que involucra pliegues asimétricos. En el diagrama de densidades de la Figura 25 B se obtiene la dirección predominante del transporte tectónico que fue en promedio de  $058^\circ$  y en el diagrama de rosas muestra el rumbo de la estructura de  $N25^\circ W$ . Para la estación C de la Figura 24, localizada al norte del poblado del Saucito, muestra una actitud predominante de los planos  $S_0$  al SE; en la Figura 25 C, en el estereograma de polos, los círculos mayores están prácticamente inclinados al SE, y en el de densidades se estima una dirección del transporte tectónico al  $117^\circ$  y el rumbo de la estructura se estimó en el diagrama de rosas de  $N25^\circ E$ .

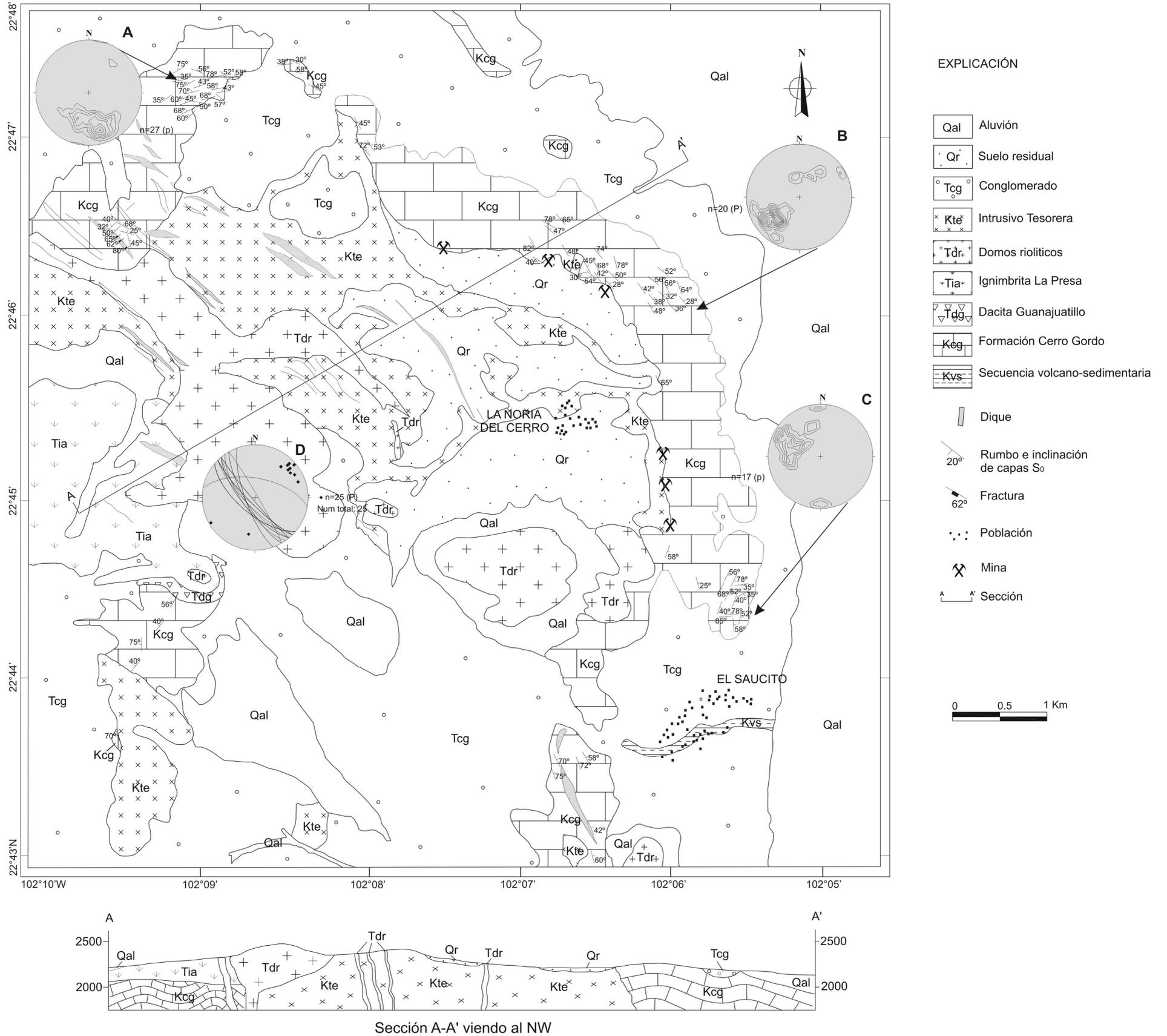


Figura 24. Mapa geológico-estructural del área Noria del Cerro.

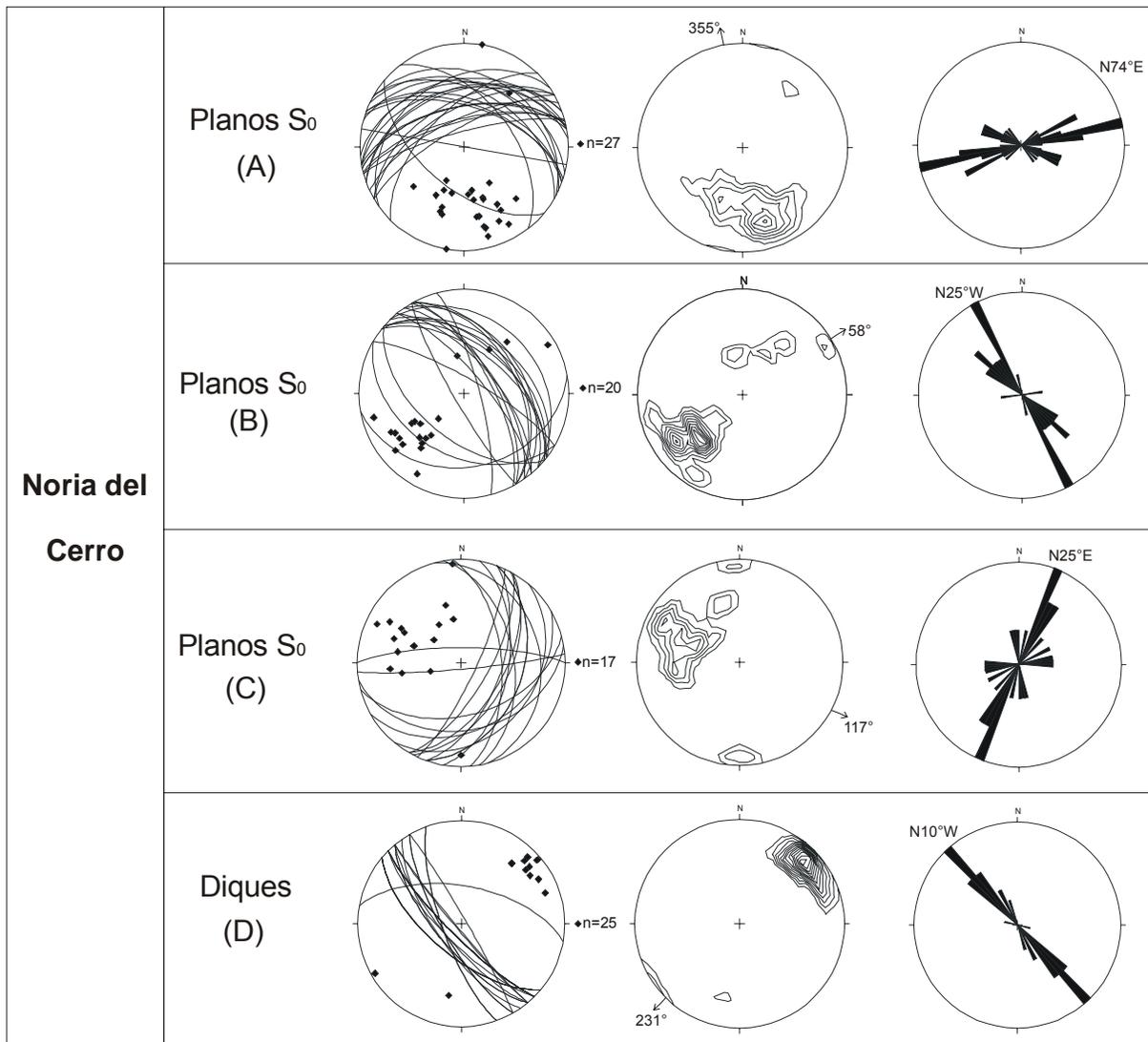


Figura 25. Estereogramas del área Noria del Cerro. A, B, C, Datos de planos  $S_0$  en la Formación Cerro Gordo en la periferia del intrusivo. D, Estereogramas de lo diques riolíticos.

Se puede observar en las tres estaciones de medición que hay una diferencia importante en cuanto a la dirección de  $\sigma_1$  que gira desde una dirección  $117^\circ$  hasta lo que sugiere que al ir emplazándose el cuerpo intrusivo giró en sentido izquierdo a la secuencia; esto por la forma de arco que presenta la periferia NW del intrusivo.

Por otro lado el intrusivo está cortado por una gran cantidad de diques riolíticos, que fueron los alimentadores de los domos riolíticos conservándose algunos de ellos, pero por lo general solo se ven ahora lo que fueron sus dique alimentadores. Se

midieron una serie de estos diques los cuales se muestran en el estereograma D de la Figura 24 donde se aprecia una dirección paralela entre ellos con la mayoría de sus planos inclinados al SW con alto ángulo  $64^{\circ}$  a  $84^{\circ}$ . En la Figura 25 D, se midió en el estereograma de densidades una dirección de  $\sigma_3$  de SW-NE, con un rumbo general estimado en el diagrama de rosas de  $N10^{\circ}W$ .

La actitud de estos diques está sugiriendo que esta zona del intrusivo estaba influenciada por un sistema de extensión regional NE-SW, que es más o menos perpendicular al eje principal que muestran los afloramientos del intrusivo La Tesorera, el cual también debió haber estado ya influenciado por esta etapa de extensión previa al evento de los diques. Su inclinación hacia el SW puede también sugerir que el emplazamiento fue en forma inclinada al NE, sugerido esto por la disposición de la periferia oriente y NW que es donde se encuentran las obras mineras, por conservación de la secuencia marina, mientras que en el lado opuesto, periferia poniente y SW, no hay contacto visible con las rocas sedimentarias, solo se observan colgantes.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### A. Discusión.

De acuerdo con el objetivo de trabajo, el cual consiste en realizar un análisis estructural para estudiar el estilo de deformación que sufrieron los sedimentos marinos de las periferias de los cuerpos intrusivos del Peñón Blanco, La Tesorera y Chepinque. Primero se revisaron los antecedentes de éstas áreas, donde se encontró solo la existencia de información sobre estratigrafía y en algunos casos solo se mencionan aspectos litológicos y mineros. Para este trabajo se aportan una serie de resultados estructurales y estratigráficos que enriquecen el conocimiento de estas áreas.

Con lo que respecta al intrusivo Peñón Blanco, que está intrusionando a la secuencia sedimentaria de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, y cuyos estudios previos estuvieron enfocados principalmente a resolver el aspecto minero y estratigráfico de las secuencias encajonantes, pero sin tocar el aspecto estructural interno como el de la periferia del intrusivo. En este trabajo se reconoce que este cuerpo intrusivo fue emplazado en una zona de cizalla donde las fallas normales observan un componente derecho, ocasionando que el cuerpo intrusivo fuera girando la secuencia encajonante, girando los planos  $S_0$  en sentido izquierdo. La forma elongada, en donde la parte más estrecha se encuentra hacia el SE y la parte más amplia se ubica hacia el NW, sugiere que el intrusivo creció en sentido derecho.

Para las áreas de La Sauceda y Noria del Cerro localizadas en la porción oriental del Terreno Guerrero, los cuerpos plutónicos que intrusionaron a la secuencia Vulcano-Sedimentaria de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, solo se encontró mención con referencia a los cuerpos minerales que se encuentran en sus contactos, principalmente de wollastonita y cobre, sin hacer énfasis de su aspecto estructural. En el análisis realizado para este trabajo, se encontró que las rocas encajonantes muestran dos deformaciones compresivas y una etapa extensional que produjo una serie de fracturas sobre las cuales se emplazaron una serie de diques piroclásticos y riolíticos, y que los diques fueron los alimentadores de las lavas que formaron domos y de los flujos piroclásticos que se encuentran en el área. Se a reconocido de acuerdo a el análisis estructural de planos  $S_0$ , que las

secuencias ya afectadas por las deformaciones mesozoicas fueron giradas acomodándose paralelamente a la periferia del intrusivo. Los cuerpos intrusivos presentan una orientación NW-SE, al igual que los diques que se encuentran cruzándola, lo que sugiere que siguieron un sistema de extensión heredado de los conductos por donde se emplazaron los cuerpos plutónicos. De acuerdo a la edad reportada para el intrusivo La Tesorera se puede inferir que este cuerpo se desarrolló en las últimas etapas de la orogenia Laramide, sobre una secuencia previamente deformada.

## **B. Conclusiones.**

El intrusivo Peñón Blanco presenta claramente tres zonas (periférica, media y central) que se pueden distinguir morfológicamente y las cuales presentan una variación importante en cuanto a su contenido de muscovita, la cual es más notoria en su porción periférica y hacia su parte central ésta disminuye notablemente.

De acuerdo a la descripción microscópica se puede concluir que los minerales de ortoclasa son los más abundantes en el granito del intrusivo de Peñón Blanco siguiendo después el cuarzo, plagioclasas y finalmente las micas; solo en algunas muestras de la periferia se presenta la turmalina como mineral accesorio

El intrusivo de Peñón Blanco se emplazó en una zona de fallas normales, donde en el bloque del alto se encuentran sedimentos del Cretácico Superior y al bajo rocas del Jurásico. Las rocas de la Formación Indidura que se encuentran en el contacto norte del cuerpo intrusivo fueron rotadas en sentido izquierdo, como consecuencia de la forma en que fue inyectándose el magma. Los datos de direcciones de juntas de tensión en el intrusivo muestran coherencia en cuanto a la dirección de  $\sigma_3$  que es paralelo a la dirección de extensión que muestra la falla localizada al SE del intrusivo.

En la zona La Sauceda se pudieron distinguir dos generaciones de granito; el cuerpo principal, que se distingue por contener fenocristales grandes de ortoclasa hasta de 8 cm y la serie de diques que intrusionaron al cuerpo mayor que se distingue por contener gran cantidad de biotita. Clasificando como granito de feldespatos y los diques como diques graníticos de biotita.

La diferencia entre los vectores de dirección de transporte tectónico que muestra la secuencia calcárea de la Formación Cerro Gordo de la zona de La Sauceda, es notoria entre las dos estaciones; mientras que en la estación A está orientado  $035^{\circ}$  en la estación B se orienta  $152^{\circ}$ , lo cual sugiere que el intrusivo giró a las estructuras colocando sus planos paralelos a su periferia.

El intrusivo La Tesorera se clasificó como un granito, el cual tiene una mayor dimensión de la que aflora, ya que en su porción occidental y sur está cubierto por conglomerados y en su parte poniente está por debajo de las rocas sedimentarias donde éstas quedaron como colgantes, otra parte del intrusivo fue cubierta por los derrames de lava riolítica de los domos que se formaron sobre el intrusivo cubriendo gran parte de él.

En la zona Noria del Cerro se midieron datos de planos So en tres estaciones diferentes de la periferia del intrusivo, donde la dirección del vector de transporte tectónico es totalmente diferente, variando desde  $355^{\circ}$  en la estación A hasta  $058^{\circ}$  en la estación B; esto sugiere que al ir emplazándose el intrusivo, este fue girando las estructuras hacia el occidente, esto por la forma de la curvatura que se observa en la porción NW del intrusivo, sugiriendo un giro en sentido izquierdo.

La actitud de los diques riolíticos de la zona Noria del Cerro, esta sugiriendo que estos se emplazaron en una zona que estaba sujeta a un sistema de extensión regional NE-SW, que es más o menos perpendicular al eje principal que muestran los afloramientos del intrusivo La Tesorera, el cual también debió haber estado ya influenciado por esta etapa de extensión previa al evento de los diques.

A partir del Eoceno, los eventos geológicos más importantes en la región han sido vulcanismo y fallamiento. La actividad magmática se ha considerado producto de la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Norteamericana, dando origen a la extensa y voluminosa Sierra Madre Occidental. Conforme cesó la subducción gradualmente, inició el magmatismo intraplaca en la región situada al oriente de la Sierra Madre Occidental.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G. J., McDowell, F. W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, the possibility of widespread Eocene volcanism in the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96, p13373-13388.
- Alencáster, G., 1971, "Rudistas del Cretácico Superior de Chiapas." *Inst. Geol. UNAM Paleontología Mexicana*, Núm. 34, 91 p, 24 láms.
- Aranda-Gómez, J.J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico University of Oregon., [Tesis doctoral], 228 p.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene in the southern basin and range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, v. 40, p 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhur, J.F., 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), p. 59-71.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonic for the Cenozoic tectonic evolution of western North America; *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536.
- Barboza-Gudino, J. R., 1989, Geologische kartierung (1:10,000) des Gebietes "Cañón General", Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México- mit besonderer Berücksichtigung des pre-oberjurassischen Grundgebirges Technische Universität Clausthal: [diplomarbeit], 107 p.
- Böse, Emily, 1923, vestiges of ancient continent in northeast, México, *America Journal of Sciences*, 5a. Ser. v. 6.
- Burckhardt, C., 1906, La Faune Jurassique de Mazapil avec un apéndice sur les fosiles du Crétacique Inferior: *Boletín del Instituto de geologia, UNAM*, 23, p
- Burckhardt, C., 1921, Faunas Jurasicas de Symón, Zacatecas y faunas Cretácicas de Zumpango del Río, Guerrero: *Boletín del Instituto de geologia, UNAM*, 33.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthetique sur le Mesozoique Mexicain: *Soc. Peleona. Suisse, Mém.*, p 49-50.
- Campa, M. F., Coney P. J., 1983, Tectono-estratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico., *Canadian of Journal Earth Sciences*, 20, p, 1040-1051.
- Cantú-Chapa, C. M., 1974, Una nueva localidad del Cretácico Inferior en México: *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, v. 6, no. 4.
- Carreño, A. L., 1985, Informe final de la primera etapa de exploración del "Proyecto Región Fresnillo", Fresnillo, Zacatecas. (*in* Gallardo, C. S., Vallejo, A., y Moreno, M.), *Compañía Fresnillo*, p. 11 (inédito).
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de La Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.23, no. 1, p. 21-46.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de La Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* v. XXXIV, no. 1, p. 21-46.

- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros., 13, 1-98.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogénesis and evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, no. 2, p.224-260.
- Córdoba-Méndez, D. A., 1964, Geology of the apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, México: University of Texas at Austin, [M. S. thesis], 110 p.
- COREMI, 1991, Monografía geológica minera del estado de Zacatecas, Consejo de Recursos Minerales, Primera Edición, p. 153.
- COREMI, 1992, Monografía geológica minera del estado de San Luis Potosí, Consejo de Recursos Minerales, Primera Edición, p. 218.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: *Cong. Geol. Intern.*, 20ª, México.
- De Cserna Z., 1976, XX Congreso Geológico Internacional, Geology of the Fresnillo area Zacatecas, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p 1191-1199.
- Erben, H. K., 1956, Notes on the geology of northeast México: Supplement to Corpus Christi, Texas Geol. Soc. Ann. Meeting guide Book.
- Gallo-Padilla, I., Gómez-Luna, M.E., Contreras-Montero, B., Cedillo-Pardo, E., 1993, Hallazgos paleontológicos del Triásico marino de la región central de México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 6, no 1, p. 1-9.
- García-Calderón, J., 1968, Hoja El Salado 14-R-J- (11), con resumen de la Geología de la hoja El Salado, Estados de Zacatecas y San Luis Potosí. *Inst. Geol., U. N. A. M. Carta Geológica de México, serie 1:100,000.*
- González-Faustino, G., 1978, Estudio Geológico-Geoquímico del Cerro del Peñón Blanco y Sierra de La Ballena, S. L. P., y Zac. [Trabajo recepcional]. Escuela de Ingeniería, UASLP, 58 p.
- Guzmán-Aguirre, A., 1969, Geología de la región de Fresnillo, Estado de Zacatecas: Consejo de Recursos Naturales no renovables, 45 p. (inédito).
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Humphrey, W. E., 1949, Geology of the sierra de los Muertos Área, México: *Geological Society of America Bulletin*, v 60: p 80-176.
- Humphrey, W. E., 1956, Notes on the geology of Northeast Mexico: Supplement to Corpus Christi, (Texas) Geol. Soc. Ann. Field Trip.
- Huspeni, J. R., Kesler, S. E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J. F., Jones, L. M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: *Economic Geology*, 79, 87-105.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, México; parte 4. Geology of the Western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of American Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the sierra de Parras, Coah., México:

- Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 606-619.
- Imlay, R.W., 1938, Ammonites of the Taraises Formation of the northern Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 49, p. 539-602.
- Imlay, R. W., 1944 Cretaceous formations of Central America and Mexico: Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist, v. 28, pp. 1077-1195.
- Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., and Díaz, T., 1948, Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern México: Bulletin of America Association Petroleum Geologist v. 32, No. 9.
- INEGI, 2002, Síntesis de Información geográfica del Estado de San Luis Potosí. 112 p.
- Kellum, L. B., Shuback, K. A., 1961, New Exogyras from the Indidura formation, México: Michigan Acad. Sci., v. 46, p 31-59.
- Kellum, L. B., Robinson, W. I., 1963, Geology of the west-central part of the Sierra de Tlahualilo, Coahuila, México: Mich. Acad. Sci., V. 48, p 223-261.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1009-1038.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1982, Estudio Geológico-Minero del Área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 76, 63p.
- Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., 1983, Estudio geológico-minero del lote de arcillas aluminosas "Erendira", Villa García, Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, 9 p (inédito).
- Luca-Ferrari., Valencia-Moreno, M., Scott Bryan, 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana volumen conmemorativo del centenario temas selectos de la geología mexicana, Tomo LVII, núm. 3, p. 343-378.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico: Geological, Society of America Bulletin, 88, p 1479-1487.
- McKenzie, D. P., Parker, R. L., 1967, the north Pacific: An Example of tectonic on asphere: Nature, v. 216, p. 1276-1280.
- Mixón, R. B., Jurassic formations of the Ciudad Victoria area Tamaulipas México: Baton Rouge, Lousiana State University, [tesis de maestría], 70 p (inédita).
- Mújica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.14, p.13-25.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe- Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111, p 347-363.

- Nieto-Samaniego; Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubi, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no.3, p.285-318.
- Pantoja-Alor, J., 1972, La formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, estado de Durango: Sociedad Geológica Mexicana, Memorias de la Segunda Convención Nacional.
- Ponce-Sibaja, B., Clark, K. F., 1988, The Zacatecas mining district: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, v. 83, p.1668-1682.
- Rogers, C. L., de Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera, E., Ojeda, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfato del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Boletín 56, 322 p.
- Scholz C., Barazangi M., Sbar M.L., 1971, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2,979-2,990.
- Severinghaus, J. Atwater, T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, *in* Wernicke, B. P. ed. Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, Memoir, n. 176, p. 1-22.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Postgrado, [Tesis de Maestría], 139p.
- Solé, J., Salinas, J. C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J. E., 2007, Edades K-Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.24, p 104-119.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: *Geological Society of America Special Paper* 323, p. 47-74.
- Torres-Aguilera, J. M., Rodríguez-Ríos, R., 2005, Hipótesis preliminares sobre el origen del vulcanismo bimodal en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: XV Congreso Nacional de Geoquímica, *Actas INAGEQ*, v.11, no.1, p.107.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: UASLP, Instituto de geología, Folleto Técnico no. 107, 91 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, R., Mata-Segura, J. L., 1994, Correlación estratigráfica de la geología de la mina Proaño y Plateros, Zacatecas, con otras localidades del Terreno Guerrero al suroriente del estado de Zacatecas :Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, investigación elaborada para la compañía Peñoles "Unidad Fresnillo", informe interno, 97 p.(inédito).
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Aguirre-Díaz, G. J., 2005, Los domos exógenos del Oligoceno sin-extensionales de la Mesa Central, Características físicas: *Unión Geofísica Mexicana*, Reunión Anual, v. 25, no.1, .203 p.

- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Torres-Hernández, J.R., Aguirre-Díaz, G., 2006, Diques piroclásticos en fallas de extensión alimentadores de ignimbritas del occidente del Campo Volcánico del Río Santa María, S. L. P.: GEOS, 26, 163 p.
- Tristán-González, M., Labarthe-Hernández, G., Aguirre Díaz, J.J., Torres-Hernández, J.R., 2007, Post-laramidic- Basin and range deformation and its implications in the Oligocenic volcanism in the eastern part of Mesa Central, Mexico: Geological Society of America Bulletin (en arbitraje), 44 p.
- Wernicke, B. P., Christiansen, R. I., England, P. C., Sonder, L. J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American cordillera, *in* Coward, M. P., Dewey, J. F. y Hancock, L. [eds]. Continental Extensional Tectonics: Geological Society, Special Publication, no. 28. p. 203-221.
- Yta, M., Lapiere, H., Monod, O., Wever, P., 1990, Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc- volcano-sedimentary sequence of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (central Mexico), geodynamic implications: Geowissenschaftliches Lateinamerika, Kolloquium, Munich, Germany, Memoir, p. 21.11-23.11.
- Yta, M., 1992, Etude geodynamique et metallogénique d' un secteur de la "Faja de Plata", Mexique La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito: L'Orleans, [Doctorate], dissertation, p. 1-48 (inédito).