



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

CENTRO DE GEOCIENCIAS

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN CENOZOICA
Y SISMICIDAD EN LA REGIÓN DE CANATLÁN,
DURANGO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

CONSTANCIO IVÁN BARAJAS GEA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ANGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO



2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A mis padres Israel y Amelia, también a mis hermanos Amelí e Israel por todo su apoyo y motivación.

A Blanca por apoyarme en todo momento y por su comprensión durante la realización de este trabajo.

Al Dr. Ángel Nieto por sus enseñanzas, ayuda, comentarios y apoyo económico.

Al Dr. Juan Martín Gómez y a la Dra. Susana Alaniz por su asesoría en la realización de este trabajo y por su apoyo económico.

A los revisores de esta tesis: Dr. Ángel Nieto, Dr. Luca Ferrari, Dr. Gabriel Chávez, Dr. Juan Martín Gómez, Dra. Susana Alaniz y Dr. Armando García (q.e.p.d.) por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar en mucho este trabajo.

A las personas que me ayudaron durante el trabajo de campo: Ing. Isidro Loza, Ing. José Luis Rodríguez, Dra. Blanca Méndez e Israel Díaz.

Al Dr. Alexander Iriondo por su asesoría durante el trabajo de separación de minerales.

A Juan Tomás Vázquez por su asesoría durante la preparación de laminas delgadas.

A mis amigos José Luis, Montserrat, Isidro, Héctor. También a mis amigos y compañeros del Centro de Geociencias.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico otorgado durante la estancia en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM y también por el financiamiento brindado durante la realización de esta tesis, dentro del proyecto 49049:

El papel de la falla San Luis-Tepehuanes en la evolución geológica del occidente de México.

También agradezco a la UNAM- PAPIIT por el financiamiento durante la realización de esta tesis con el proyecto IN-114306:

Monitoreo de sismicidad y modelado de deformación sísmica en localidades de Durango, Estado de México, Querétaro y San Luis Potosí.

*Dedico esta tesis a mi familia
a mis padres Israel y Amelia
a mis hermanos Amelí e Israel
a mi sobrino Luis*

RESUMEN

El sistema de fallas fosa de Santiaguillo forma la parte noroccidental del sistema regional de Fallas San Luis-Tepehunaes, y se encuentra ubicado entre las provincias Sierra Madre Occidental y Mesa Central. Con base en el estudio estratigráfico, estructural y sismológico en la región alrededor de la laguna de Santiaguillo, en las cercanías de Canatlán, Dgo., se proponen ocho unidades litoestratigráficas que abarcan un rango temporal desde el Eoceno hasta el Cuaternario. La base de la secuencia estratigráfica la componen andesitas porfídicas, la parte media esta formada por una secuencia de ignimbritas, depósitos de caída y lavas riolíticas, y la parte superior esta constituida por lavas basálticas y sedimentos aluviales, lagunares y eólicos. También se proponen seis fases de deformación para el sistema fosa de Santiaguillo ocurridas durante el Cenozoico. Este sistema está constituido por cuatro zonas con diferentes características estructurales, una zona con fallamiento normal asimétrico que originó una semifosa en la parte sureste del área de estudio, una zona con fallamiento normal de mayor simetría que originó un sistema de pilares y fosas en la parte noroeste del área de estudio y dos zonas de relevo de fallas, tanto izquierda como derecha, que unen las dos zonas anteriores. El análisis cinemático de las fallas, sugiere 2 orientaciones de esfuerzos, una con σ_3 orientado al ENE interpretada como la orientación regional del esfuerzo principal compresivo mínimo (σ_3), y otra con σ_3 orientado NNW, lo que puede interpretarse como un estado de esfuerzos local en la zona de relevo derecho. Actualmente este sistema de fallas se encuentra activo, como lo muestran los datos recopilados por una red sísmica temporal de abril de 2006 a abril de 2007. El análisis de datos permite identificar cuatro episodios de actividad. Los eventos localizados muestran magnitudes por coda (FMag) entre 0.9 a 2.6 FMag. El carácter multidisciplinario de este trabajo permite reconstruir la historia de actividad del sistema de fallas durante el Cenozoico, brindando una idea de las zonas con mayor actividad sísmica del sistema de fallas dentro del área de estudio, ocurrida en las localidades de Canatlán y Tejamen.

CONTENIDO

Agradecimientos

	Pág.
RESUMEN	i
CONTENIDO	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE TABLAS	ix
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos y metas.....	2
1.2 Localización geográfica del área de estudio.....	3
1.3 Antecedentes.....	4
1.3.1 Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes.....	5
1.3.2 Estratigrafía regional.....	10
1.3.2.1 Paleozoico.....	11
1.3.2.2 Mesozoico.....	12
1.3.2.3 Cenozoico.....	16
1.3.3 Sismicidad.....	26
2. METODOLOGÍA	32
2.1 Cartografía.....	32
2.2 Fechamientos.....	33
2.3 Análisis de lineamientos.....	34
2.4 Análisis cinemático.....	35
2.5 Red sismológica temporal.....	37
2.6 Procesado de datos y análisis de las señales sísmicas.....	40
2.7 Localización de hipocentros.....	41

3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	
3.1 Eoceno.....	44
3.2 Oligoceno-Mioceno.....	44
3.3 Plioceno-Holoceno.....	59
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	70
4.1 Análisis de alineamientos.....	74
4.2 Esquema estructural.....	74
4.3 Análisis cinemático.....	79
5. SISMICIDAD LOCAL.....	89
6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	95
7. CONCLUSIONES.....	105
7.1 Recomendaciones.....	110
8. BIBLIOGRAFÍA.....	112
	114
Anexo 1 (Petrografía).....	
Anexo 2 (Sismogramas).....	123
Anexo 3 (Mapa geológico).....	135

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
1.1 Esquema tectónico de México mostrando la configuración actual de las placas, y las principales provincias geológicas de México. La línea punteada indica la traza del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (tomado de Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 2005).....	1
1.2 Mapa de localización de cartas INEGI 1:250,000; Carta G13-11 (escala 1:250,000), división en cartas 1:50,000 (G13D61, G13D51, G13D59), en negro se marca las cartas correspondientes al área de estudio.....	3
1.3 Mapa de localización de estructuras mayores de la Mesa Central. GT: graben de Tepehuanes, GR: graben de Rodeo, LS: laguna de Santiaguillo, GRCH-O: graben de Río Chico-Otinapa, GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: graben El Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: graben de la Saucedá, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GVA: graben de Villa de Arista, GE: graben de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Sierra de Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA San Miguel de Allende, Q: Querétaro. (tomado de Nieto-Samaniego <i>et al.</i> 2005).....	6
1.4 Esquema que muestra los intervalos de actividad en el sistema SFST para cada localidad reportada.	7
1.5 Esquema que muestra la extensión de la Sierra Madre Occidental. Las líneas punteadas indican el Sector Central de esta provincia. (Modificado de Ferrari <i>et al.</i> , 2005).....	11
1.6 Mapa litológico de la región, recopilado de mapas antecedentes. El recuadro punteado indica el área de estudio de esta tesis.....	14
1.7 Columna estratigráfica de la región central del Estado de Durango.....	15
1.8 Redes sísmicas de México. A) Ubicación de las estaciones de la red de banda ancha del SSN. B) Ubicación de las estaciones de la RESNOM.....	26
1.9 Localización de la sismicidad en México en el periodo 1974 a 2004. En azul se localizan los sismos con profundidades menores a 150 km, en verde entre 150 km	

y 300 km, y en morado mayores a 300 km.....	27
1.10 Modelo de elevación digital del INEGI (GEMA) que muestra la localización de los sismos reportados dentro del área de estudio (sismos sombreados en la Tabla 1.1). SP: Santiago Papasquiari, NI: Nuevo Ideal, GU: Guatimape, CN: Canatlán..	29
1.11 Distribución espacial de los eventos localizados en la localidad de Arnulfo R. Gómez (ver Figura 1.10). Círculos llenos: eventos para los cuales fue posible calcularles la profundidad focal. Círculos vacíos: eventos con la profundidad restringida arbitrariamente a 1 km. Triángulos llenos representan las estaciones sismológicas. Líneas punteadas: franjas de actividad sísmica. Tomado de Yamamoto (1993).....	30
2.1 Diagramas de coherencia cinemática para los tres regimenes de esfuerzo (Santa María-Díaz [comunicación personal, 2007], Alaniz-Álvarez <i>et al.</i> , 2007).....	35
2.2 A – Sismógrafo GeoSIG, modelo GVB 316. B – Configuración de las estaciones sísmicas temporales.....	37
2.3 Estación sísmica temporal móvil. A – sismógrafo GVB orientado e instalado. B – vista típica de la estación completa.....	38
2.4 Ejemplo de un evento registrado en la estación JD4 y graficado con el programa MULPLT. En la parte superior se indica el nombre de la red, la fecha y el tiempo de inicio del registro. En la parte izquierda se indica el nombre de la estación JD4 y la componente. El eje horizontal indica el tiempo en segundos a partir del inicio del registro. Se indican las fases: IP (onda impulsiva de P); IS (onda impulsiva de S); CODA (Coda o fase F); AMP (amplitud máxima medida en la componente horizontal).....	41
2.5 Identificación de las fases P y S de un sismo ocurrido el 3 de septiembre del 2006 ($M_i=0.9$), en la parte central del estado de Durango.....	42
3.1 Columna litoestratigráfica del área de estudio.....	45
3.2 Fotografías de la andesita Coneto tomada en la localidad de Los Pinos. A - Estructura masiva de la andesita Coneto, con vetas de cuarzo, la base de la foto es de dos metros de ancho. B – Xenolitos máficos en la andesita Coneto.....	47
3.3 Contacto entre la andesita Coneto y la ignimbrita Canatlán, en la localidad de Coneto de Comonfort.....	45

3.4	Columna estratigráfica medida en la localidad de Canatlán.....	50
3.5	Fotografía de la ignimbrita Altamira, tomada en la localidad de Manuel Altamirano. Textura eutaxítica del miembro vitrificado A2.....	51
3.6	Fotografía del Cerro del Águila, rocas de la ignimbrita Altamira; se observa con un relieve suavizado. Localidad de Manuel Altamirano.....	52
3.7	Fotografía del miembro LC1 de la formación Los Castillos, en la localidad de Cruz Gálvez.....	54
3.8	Fotografía del miembro conglomerático de la formación Los Castillos. Localidad de Cruz Gálvez.....	55
3.9	Secciones estratigráficas. Sección 2 – Columna estratigráfica en la localidad el Molino. Sección 4 – Columna estratigráfica medida en la localidad Cruz Gálvez...	56
3.10	Fotografía del miembro estratificado LC4 de la formación Los Castillos. Localidad Los Castillos.....	57
3.11	Discontinuidad angular entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino, y sobreyaciendo la ignimbrita Canatlán. Las líneas continuas marcan el contacto entre las unidades, las líneas discontinuas marcan la inclinación de las capas.....	58
3.12	Contacto entre la riolita Morelos y la formación Los Castillos, en la localidad de José Ma. Morelos. La línea blanca indica el contacto entre las dos unidades. La base de la fotografía es de 150 m aproximadamente y la altura del cerro es de 40 m.....	62
3.13	Columna estratigráfica medida en la localidad Charco Largo.....	64
3.14	Fotografías del miembro ignimbrítico CA4. A – estructura masiva y soldada, donde se observa el desarrollo de fracturamiento columnar. B – oquedades formadas por la desintegración de los clastos de pómez, en esta parte alcanzan un tamaño de hasta 20 cm. Ambas fotos tomadas en la localidad de Charco Largo....	66
3.15	Fotografías de la riolita Coneto. A – Autobrecha en la base de la riolita Coneto. B – Estructura bandeada parte interna unidad. Tomadas en la Sierra Coneto.	68
3.16	Contacto de la riolita Coneto sobre la ignimbrita Canatlán. Línea blanca indica el contacto entre las dos unidades. Fotografía tomada en la parte oriental de la Sierra de Coneto.....	69

3.17	Contacto entre la ignimbrita Canatlán y el basalto Santa Teresa, en la localidad de Santa Teresa. La línea blanca indica el contacto entre las dos unidades.....	71
3.18	Contacto entre la ignimbrita Canatlán y el basalto Santa Teresa, en la localidad de Nogales.....	72
4.1	Lineamientos fotointerpretados. Las claves en gris son las zonas en que fue dividido el análisis.....	74
4.2	Diagrama de roseta del total de lineamientos medidos. Los anillos interiores representan un 1%, el anillo exterior representa el 10% del total de la muestra, cada hemisferio representa el 50% del total de lineamientos.	75
4.3	Diagramas de roseta mostrando el porcentaje del número total de lineamientos a intervalos de 10 grados, cada diagrama representa el área correspondiente en la Figura 3.16. Para las gráficas en azul los círculos interiores equivalen a un 1% y el círculo exterior al 10 % del total de datos, y para las gráficas en rojo equivalen a un 2% y 20% respectivamente.....	76
4.4	Diagramas de roseta mostrando el porcentaje de la longitud acumulada del total de lineamientos a intervalos de 10 grados, cada diagrama representa el área correspondiente en la Figura 3.16. Para las gráficas en azul los círculos interiores equivalen al 1% y el círculo exterior a un 10 %, para las gráficas en rojo equivalen a un 2% y 20% respectivamente	77
4.5	Esquema estructural del área de estudio, el área mostrada corresponde al área del mapa 1. Los polígonos punteados indican las zonas con características geológicas distintivas. PC y ST son las principales estaciones de medición de estrías.....	79
4.6	Bloques de la zona de semifosa, se observa como se encuentran basculados hacia el Este. Fotografía tomada en la parte seca de la laguna de Santiaguillo. Las líneas indican las trazas de las fallas.....	80
4.7	Ejemplo de la geometría de un semifosa (modificado de Contreras y Scholz, 2001)	81
4.8	Esquema que muestra la evolución de la zona de semifosa (ZSG). Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. El polígono punteado indica la zona de semifusa (ZSG) localizada en la parte inferior derecha en la Figura 4.5.....	82
4.9	Relevo tipo neutral de dos fallas normales (tomado de Walsh <i>et al.</i> 1999).....	83

4.10	Bloques diagramáticos y vista en planta de la geometría de los enlaces en una rampa de falla (modificado de Crider, 2001). A – enlace formado en la parte superior de la rampa. B – enlace formado en la parte inferior de la rampa.....	84
4.11	Esquemas de la evolución de la zona de relevo ZR1 Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área representada en la Figura 4.5.....	85
4.12	Rampa de relevo derecho (ZR1), fotografía tomada en sobre el camino entre Progreso y Cruz Gálvez.....	85
4.13	Falla de enlace en la zona de relevo ZR2, el bloque de la derecha son rocas de la ignimbrita Canatlán.....	86
4.14	Esquema que muestra la evolución de la zona de relevo izquierda (ZR2). Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área representada en la Figura 4.5.....	87
4.15	Estereogramas de las fallas medidas en el sitio PC. a – planos de falla medidos. b – planos de falla con la dirección de la estría, la flecha indica el sentido del movimiento en el bloque del alto.....	90
4.16	Estereogramas de las fallas medidas en el sitio ST. a – planos de falla medidos. b – planos de falla con la dirección de la estría, la flecha indica el sentido del movimiento en el bloque del alto.....	90
4.17	Comparación de datos de estría con el diagrama de coherencia cinemática de régimen de extensión. En rojo son los datos de falla coherentes para esta orientación de esfuerzos. En azul son los datos de falla coherentes para el diagrama 4.18. Líneas en gris marcan las direcciones de los esfuerzos compresivos principales.....	91
4.18	Comparación de datos de estría con el diagrama de coherencia cinemática de régimen de extensión. Líneas punteadas en gris marcan el rango de direcciones posibles de los esfuerzos compresivos principales.....	93
5.1	Localización de las estaciones sísmicas en el área de estudio, así como la ubicación de los epicentros históricos. CN: Canatlán, GU: Guatimapé, NI: Nuevo Ideal, SP: Santiago Papasquiaro.....	96
5.2	Número total de disparos registrados en cada estación de red sísmica temporal,	

	en el periodo abril 2006 – abril 2007.....	97
5.3	Localización de los sismos registrados por la red sísmica temporal, instalada en este estudio en el periodo Abril 2006-Abril 2007. CN: Canatlán, GU: Guatimapé, NI: Nuevo Ideal, SP: Santiago Papasquiario.....	100
5.4	Total de eventos registrados por cada estación. Se incluyen los sismos registrados en dos o más estaciones (ver Tablas 5.2 y 5.3).....	102
5.5	Total de eventos registrados de abril a diciembre del 2006. Se incluyen los sismos registrados en dos o más estaciones para cada mes.....	102
5.6	Eventos de abril de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día y el número de estaciones que registraron dicho evento.....	103
5.7	Eventos de agosto y septiembre de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día (triángulos) y el número de estaciones que registraron dicho evento (círculos).....	103
5.8	Eventos de noviembre de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día (triángulos) y el número de estaciones que registraron dicho evento (círculos).....	104
6.1	Esquema que muestra la evolución del sistema de fallas en el área de estudio. Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área de relevos de falla.....	107
6.2	Campo de orientaciones hipotéticas para σ_3 en la zona de relevo derecho.....	108

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.	
1.1	Unidades litoestratigráficas del volcanismo eocénico-oligocénico del área de Rodeo y Nazas. Bio – Biotita; Fld K – Feldespato potásico; Plag – Plagioclasa; Horn – Hornblenda.....	18
1.2	Sismos históricos reportados y registrados en el estado de Durango.....	28
2.1	Claves de las fotografías aéreas y cartas topográficas utilizadas.....	34
2.2	Modelo de velocidades corticales propuesto para el área de estudio.....	43
3.1	Edades isotópicas K-Ar obtenidas en este estudio.....	53

4.1	Porcentaje de alineamientos por área y por sector.....	78
4.2	Porcentaje de longitud de alineamientos por área y por sector.....	78
5.1	Estaciones instaladas en la red sísmica temporal.....	97
5.2	Eventos sísmicos registrados y localizados en el periodo abril 2006-abril 2007.....	98
5.3	Eventos sísmicos registrados en dos estaciones en el periodo abril 2006 – abril 2007. DT: Diferencia en tiempo de inicio entre los dos registros.....	101

1. Introducción

En México se han reconocido varios sistemas de fallas de dimensiones regionales, los cuales han acomodado múltiples episodios de deformación durante la historia geológica del país, a estos sistemas de fallas se les conoce como fallas mayores y por su extensión e historia de actividad es posible que constituyan discontinuidades corticales.

Algunas de las fallas mayores documentadas en el centro y norte de México son la falla Taxco-San Miguel de Allende, la Faja Volcánica Transmexicana (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005), la falla de San Marcos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) y el Sistema de fallas San Luis-Tepahuanes (SFST) (Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Figura 1.1).

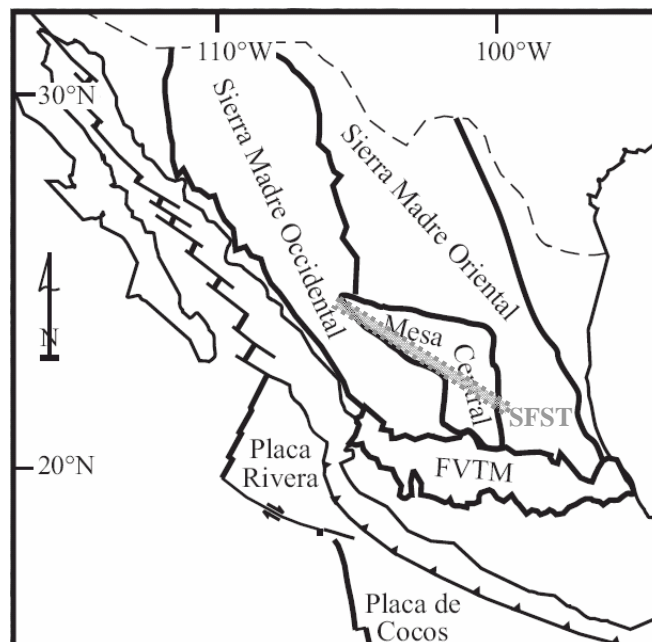


Figura 1.1 Esquema tectónico de México mostrando la configuración actual de las placas y las principales provincias geológicas de México. La línea punteada en gris indica la traza del Sistema de fallas San Luis-Tepahuanes (tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El SFST marca el límite entre dos regiones dentro de la provincia fisiográfica de la Mesa Central (MC) y, a su vez, forma el límite suroeste de la MC con la Sierra Madre Occidental (Figura 1.1). Este sistema de fallas se extiende desde San Luis de la Paz, Gto., hasta

Tepehuanes, Dgo. y en él se han reportado diferentes fases de actividad durante el Cenozoico (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La porción noroccidental de este sistema de fallas también coincide con actividad sísmica intraplaca dentro del estado de Durango, lo que brinda una oportunidad para conocer tanto la actividad previa de este sistema de fallas como su actividad actual.

Una forma de conocer las fases de actividad que ha tenido el SFST en su porción noroccidental, es mediante: a) tener un control estratigráfico que permita reconocer las relaciones de corte de las unidades, b) restringir los episodios de actividad cenozoica de las fallas que conforman el sistema en esta parte, c) identificar las zonas donde se ha generado sismicidad local reciente, lo que puede permitir un mejor entendimiento de la actividad reciente del sistema.

1.1 Objetivos y metas

El objetivo principal de esta tesis es determinar las fases de actividad y magnitudes del desplazamiento ocurridas en la parte noroccidental del SFST durante el Cenozoico. Un objetivo complementario es identificar segmentos sismogénicos en el extremo noroccidental del sistema.

Para lograr estos objetivos se buscó cumplir con ciertas metas específicas, entre las cuales se pueden destacar:

- Identificación y definición de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio.
- Reconocimiento de las principales características estructurales mediante un levantamiento cartográfico, escala 1:100,000.
- Análisis de la cinemática y la magnitud del desplazamiento utilizando datos estructurales y estratigráficos.
- Instalación de una red sísmica temporal móvil y localización de los eventos sísmicos registrados.

1.2 Localización geográfica del área de estudio

El área de estudio se localiza en el centro-noroeste de México, en la parte central del estado de Durango, a 60 kilómetros al Norte de la ciudad de Durango y forma parte de los municipios de Canatlán (sur), Coneto de Comonfort (noreste) y Nuevo Ideal (noroeste). El principal camino es la carretera federal No. 23, que une los municipios de Canatlán y Nuevo Ideal.

Dicha área se ubica dentro de la Hoja Durango escala 1:250,000 (G13-11, INEGI, 1998), abarcando las cartas topográficas escala 1:50,000 de Canatlán (G13D61, INEGI, 2001), Guatimapé (G13D51, INEGI, 2002) y Nuevo Ideal (G13C59, INEGI, 1980), cubriendo un área total de 2,670 km² (Figura 1.2). Dentro del área las poblaciones más importantes son Canatlán, Nuevo Ideal y Coneto de Comonfort. La ciudad más importante cercana al área de estudio es la ciudad de Durango, capital del Estado.

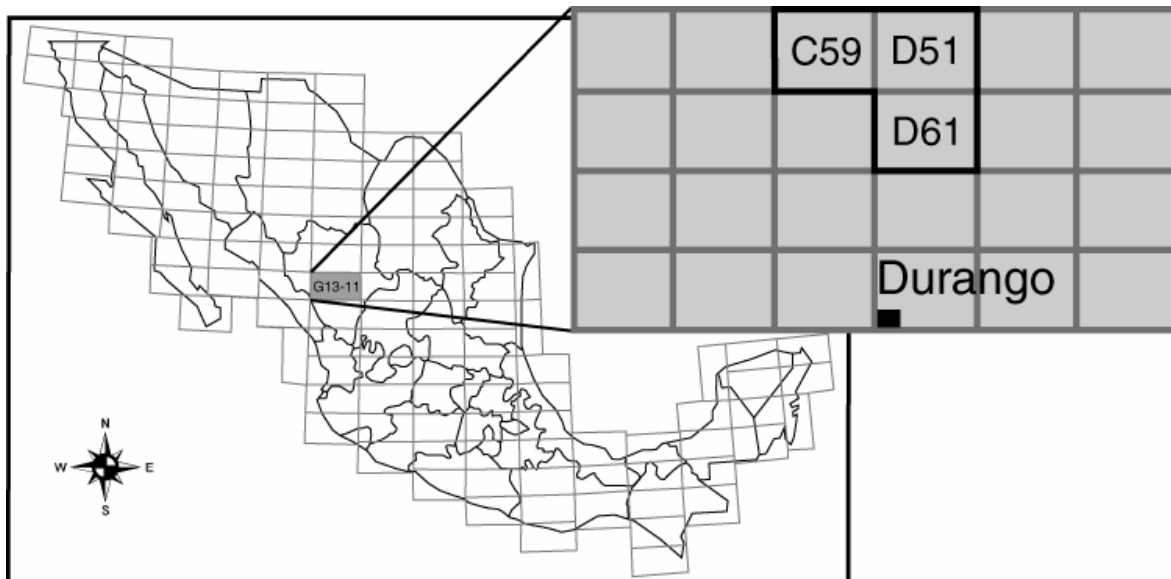


Figura 1.2 Mapa de localización de cartas INEGI 1:250,000; Carta G13-11 (escala 1:250,000), División en cartas 1:50,000 (G13D61, G13D51, G13D59), en negro se marca las cartas correspondientes al área de estudio.

1.3 Antecedentes

Cerca del 95% de la sismicidad global está relacionada con los límites de placas, sin embargo también existe un número de sismos importantes que ocurren alejados de estos límites. La caracterización de estos sismos, definidos como tipo intraplaca, es importante porque permite el conocimiento sobre las regiones de posible riesgo sísmico.

Una forma de distinguir los sismos intraplaca de los interplaca, además de su posición geográfica y profundidad, se basa en su tasa de deslizamiento y su tiempo de recurrencia. Los sismos intraplaca son los de menor tasa de deslizamiento (<0.1 mm por año) y los de mayor tiempo de recurrencia ($>10^4$ años) (Scholz, 2002).

Si bien estos sismos son bien reconocidos, la problemática de su estudio radica en su origen. Se ha sugerido que estos sismos pueden reflejar las fuerzas asociadas con los procesos tectónicos, ya que estas fuerzas deben producir un continuo campo de esfuerzos en toda la placa (Sykes y Sbar, 1973). Estos sismos pueden localizarse en sitios donde ocurrieron deformaciones anteriores y que han sido reactivados (Sykes, 1978); o en sitios de concentración de esfuerzos resultado de estructuras profundas, como a lo largo de los márgenes de cratones (Wesnousky y Scholz, 1980).

Uno de los retos en el estudio de las fallas que producen sismicidad intraplaca; es que éstas no pueden ser identificadas con facilidad, ya que las regiones dentro de la placa donde se producen estos sismos, probablemente tienen tasas de deformación tectónica mucho más lenta que las tasas de erosión, por lo tanto las trazas de actividad son borradas (Scholz, 2002). A pesar de estas dificultades, la generación de los sismos intraplaca es generalmente interpretada como resultado de la reactivación de fallas preexistentes, también es posible como resultado de la carga tectónica regional, de efectos locales como la desglaciación o como la carga sedimentaria (Talwani y Rajendran, 1991).

En México se han reportado varios sismos intraplaca en el noroeste de México, el sismo de Bavispe, Sonora del 3 de mayo de 1887 ($M_W = 7.4 \pm 0.3$), cuya traza de ruptura tiene una

longitud de 101.3 km (Suter, 2001; Suter y Contreras, 2002). En el estado de Chihuahua se también se han reportado sismos de magnitud similar, como el de Parral de 1928 ($M_w = 6.3$), este evento tuvo un área de afectación de 360 000 km² (Doser y Rodríguez, 1993). En el estado de Durango, en los últimos 30 años se han reportado varios sismos, algunos de ellos registrados instrumentalmente, pero se tienen informes de sismos desde hace más de 100 años (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996). Los sismos que han sido registrados instrumentalmente se encuentran localizados justo en el límite entre dos provincias fisiográficas de México, la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central.

La provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos ocurridos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la Placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica, así como a la apertura del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2005). Por su parte, la provincia fisiográfica de la Mesa Central es una planicie elevada que se localiza en la parte central de México, más de la mitad de su superficie se encuentra por encima de la cota 2000 y las elevaciones topográficas en su interior son moderadas, la mayoría forma desniveles inferiores a los 600 m. Esta provincia es dividida en dos partes con características geológicas distintas por el SFST (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

1.3.1 Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes

Los límites de la Mesa Central (MC) son: al norte y al oriente la Sierra Madre Oriental, al occidente la Sierra Madre Occidental y al sur la depresión conocida como El Bajío (Figura 1.3).

Dentro de la MC se reconocen 2 regiones, sur y norte. La región sur se caracteriza por una mayor elevación y un estado de erosión más activo con respecto a la región norte. Estas dos regiones están divididas por un lineamiento de rumbo NW de más de 600 km de longitud, reconocido en imágenes de satélite y modelos digitales de elevación. Ese lineamiento se extiende desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo. (Figura 1.3) y coincide con áreas donde se han reportado fallas normales activas durante el Cenozoico. Este gran

conjunto de fallas fue denominado Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanaes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

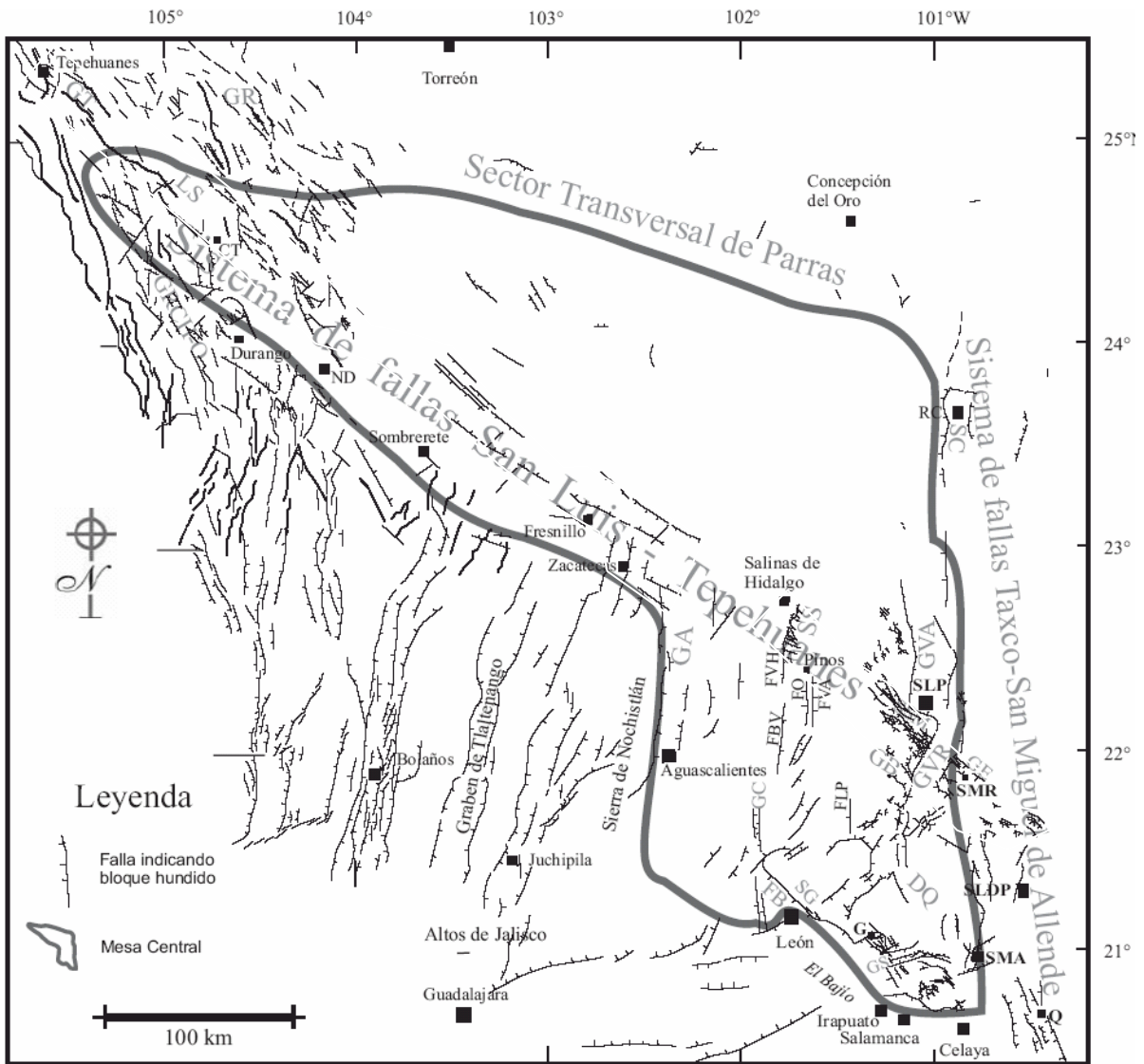


Figura 1.3. Mapa de localización de estructuras mayores de la Mesa Central. GT: graben de Tepehuanaes, GR: graben de Rodeo, LS: Laguna de Santiaguillo, GRCH-O: graben de Río Chico-Otinapa, GA: graben de Aguascalientes, FVH: falla Villa Hidalgo, FBV: falla Buena Vista, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FLP: falla Los Pájaros, GC: graben El Cuarenta, FB: falla del Bajío, GS: fosa de la Saucedá, GB: graben de Bledos, GVR: graben Villa de Reyes, GVA: graben de Villa de Arista, GE: graben de Enramadas, DQ: depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Sierra de Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro. (Tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Dentro del SFST se reconocen dos segmentos, uno que abarca desde San Luis de la Paz, Gto. hasta Salinas de Hidalgo, Zac. y otro que abarca desde la intersección con la fosa de Aguascalientes hasta Tepehuanaes, Dgo. El segmento de San Luis de la Paz-Salinas de

Hidalgo divide la región norte de la región sur dentro de la MC (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) y el otro segmento separa la porción noroeste de la MC con la Sierra Madre Occidental (Figura 1.3). A lo largo del SFST se han reportado fases de actividad cenozoica en las fallas que lo conforman, siendo dominantes las fallas normales con orientación NW-SE. En la Figura 1.4 se correlacionan las fases de actividad que ha presentado el SFST en cada localidad reportada y, posteriormente, se presenta una descripción de cada localidad describiéndolas de SE a NW.

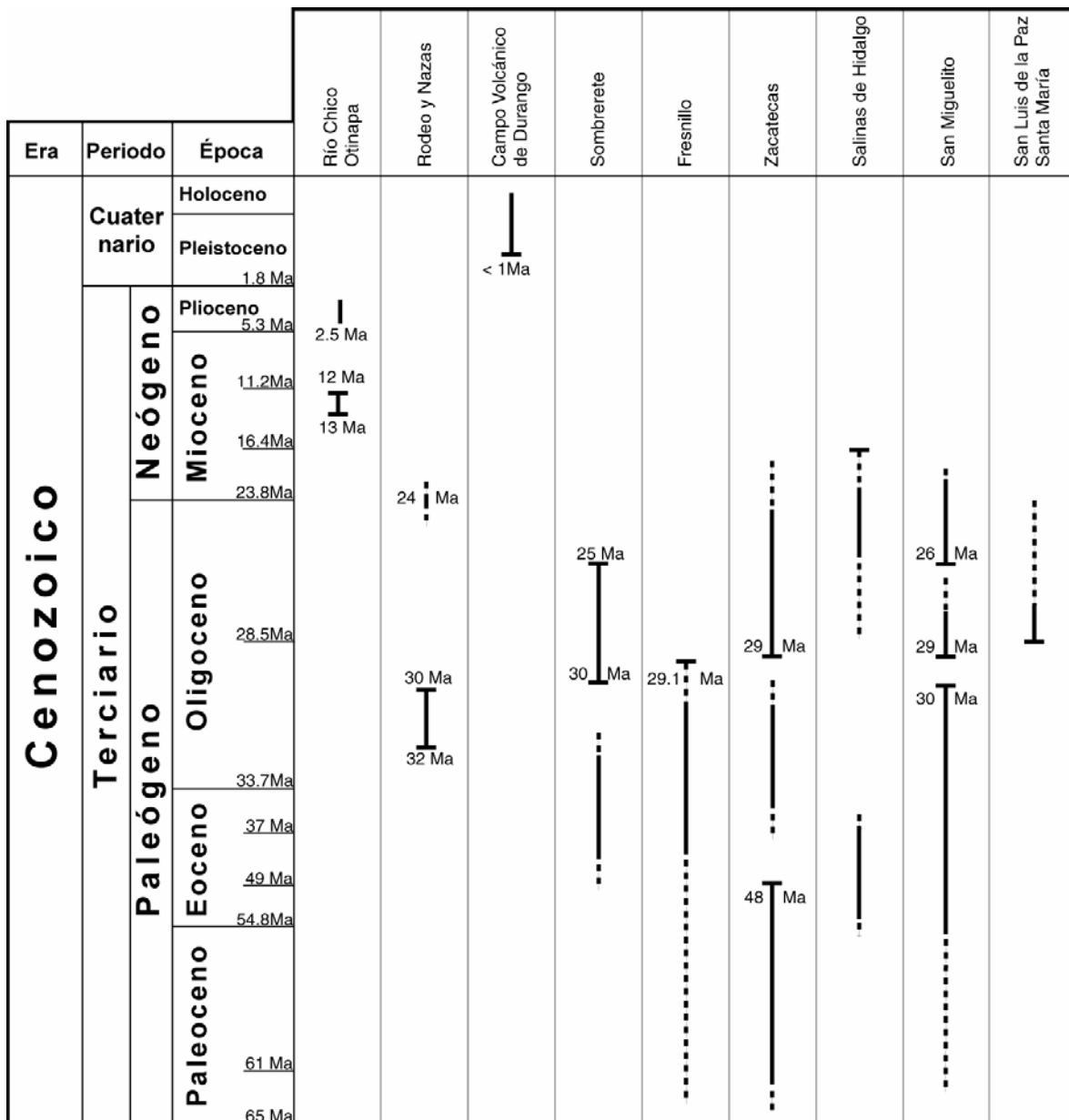


Figura 1.4. Esquema que muestra los intervalos de actividad en el sistema SFST para cada localidad reportada.

En el área de San Luis de la Paz, Gto. y Santa María del Río, SLP, se han reportado fallas normales con rumbo NW-SE y buzamiento al SW principalmente, las cuales forman fosas tectónicas y desplazan a rocas del Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) indicando una edad máxima de actividad en el Oligoceno tardío (Nieto-Samaniego *et al.* 2005).

La zona de la Sierra de San Miguelito, está caracterizada por numerosas fallas que varían su orientación de N60°W a N20°W y echados entre 45° y 75° al SW, formando un arreglo tipo dominó de fallas normales, provocando un basculamiento promedio de 20° al NE en las rocas volcánicas oligocénicas y produciendo una extensión de 20% con dirección ~NE-SW (Xu *et al.*, 2004). En esta zona se reportan 3 fases de actividad, la más antigua está ubicada en el Eoceno-Oligoceno previa a 30 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997), otra en el Oligoceno temprano posterior a 29 Ma y previa a 26 Ma caracterizada por tener mayor magnitud (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) y una tercer fase es de menor magnitud en el Oligoceno tardío, posterior a 26 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997, 2005).

La Sierra de Salinas de Hidalgo, localizada a 10 km al SSE de Salinas de Hidalgo, está cortada por el SFST de manera oblicua, estas fallas tienen dirección promedio N50°W con cinemática predominantemente normal, formando un sistema de pilares y fosas. Se reconocen 3 fases de actividad extensional, la primera activó fallas ~N-S y WNW; la segunda fase reactivó las fallas WNW pertenecientes al SFST, a estas dos fases se les asigna una edad Eoceno temprano-medio; la tercera y última fase activó fallas N-S, probablemente durante el Oligoceno tardío o Mioceno temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Silva-Romo, 1996).

En la localidad de la Cd. de Zacatecas, se han reportado dos sistemas principales de fallas (Caballero-Martinez *et al.*, 1999), el primero y más antiguo con orientación NW-SE, con echados entre 50° y 70° al SW; el segundo con una orientación ~N-S y corta al anterior. En la localidad se reconocen 2 fases de actividad del SFST, la primera ocurrida en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano y la segunda ocurrida a finales del Oligoceno o Mioceno temprano (Loza-Aguirre, 2005). La fase de actividad del sistema N-S ocurrió

antes de la segunda fase de actividad del SFST, es decir durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Al sureste de la ciudad de Zacatecas el SFST, con orientación NW-SE, intersecta y delimita en su parte norte al fosa de Aguascalientes, cuya orientación es NNE-SSW, en esta intersección se observa un desplazamiento aparente izquierdo de ~15 km en el hombro oeste de la fosa de Aguascalientes, formando la sierra de Zacatecas. Las fallas en esta intersección son predominantemente normales, Loza-Aguirre (2005) documenta la actividad de estas fallas y reconoce dos eventos de deformación. El primero ocurrido en el Paleoceno-Eoceno temprano (> 48 Ma), el cual afectó a los dos sistemas (NNE y NW-SE). El segundo ocurrió a finales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, este evento reactivó y generó fallamiento normal, primeramente fallamiento con dirección NNE y posteriormente fallamiento con dirección WNW.

En Fresnillo se reportan dos grandes fallas, Fresnillo y Laguna Blanca, de dirección N30°W con inclinaciones al NE. A la falla Laguna Blanca se le estima un desplazamiento de por lo menos 1,000 m (De Cserna, 1976). La edad de actividad de las fallas de esta localidad ocurrió en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, sin que se puedan descartar eventos previos de actividad en el lapso Paleoceno-Eoceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La localidad de Sombrerete se caracteriza por dos grupos de fallas de orientación NW-SE de distinta edad, también hay fallas de rumbos E-W y NE-SW, aunque en menor número. La actividad de las fallas más antigua se ubica en el Eoceno medio-tardío, ya que corta rocas del Eoceno temprano-medio y aloja vetas con edad de mineralización entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (Albinson, 1988). Las vetas son cortadas por fallas más recientes, las cuales también cortan riolitas de edad posiblemente del Oligoceno entre 30 Ma y 25 Ma, por su correlación con las rocas riolíticas de Fresnillo (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Campo Volcánico de Durango (CVD). En esta región se reportan fallas de rumbo N11°W a N60°W, predominando las NNW. Estas fallas cortan rocas de menos de 1.0 Ma correspondientes al CVD, también se observan alineamientos de conos cineríticos por más

de 35 km, con una orientación N47°W. Esta es la deformación más reciente de la región, aunque es de suponerse que este evento Cuaternario es producto de la reactivación de una falla más antigua (Aranda-Gómez y Henry, 1992).

Las siguientes localidades no pertenecen al SFST, pero se incluyen en este trabajo por encontrarse cerca del área de estudio.

En el área de Rodeo existen fallas de orientación NW, con echados entre 40° y 80° al SW, principalmente. El desplazamiento en estas fallas se calcula en ~300 m. Un episodio de fallamiento principal ocurrió en el Oligoceno temprano entre 32.3 Ma y 30 Ma. Un segundo episodio ocurrió ~24 Ma (Luhr *et al.*, 2001). El estilo y fases del fallamiento es similar en Nazas, donde se reconoció un episodio de fallamiento normal con dirección NW-SE, ocurrido durante el Oligoceno temprano entre 31 y 29 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993), siendo una fase de deformación correlacionable con la de Rodeo. También en el área de Nazas, Aguirre-Díaz y McDowell (1993) proponen una segunda fase de actividad más reciente para estas fallas (<20 Ma), pero no se reportan evidencias sólidas que documenten la edad de esa fase.

Al occidente de la ciudad de Durango y de la parte noroeste del SFST se encuentra la fosa de Río Chico-Otinapa, esta fosa tiene una longitud de aproximadamente 175 km, con una orientación NNW, en el cual se ha presentado actividad entre 13 y 12 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aranda-Gómez, *et al.*, 2000), pudiéndose extender hasta hace 2.5 Ma.

1.3.2 Estratigrafía regional

Las rocas en la región forman parte de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Figura 1.5). Dichas rocas son predominantemente ígneas, pero también afloran en menor cantidad rocas sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas son predominantemente extrusivas, asociadas a diferentes tipos de estructuras volcánicas que produjeron vulcanismo explosivo y efusivo. Algunas de estas estructuras más presentes son:

calderas, domos, derrames félsicos, maares, conos cineríticos, derrames fisurales máficos y diques. Mientras que las rocas sedimentarias son depósitos de cuenca y talud principalmente. Finalmente, las rocas metamórficas son gneiss y esquisto aunque más escasas. Las rocas que afloran en la región de estudio abarcan un gran rango temporal, desde el Pérmico hasta el Cuaternario, pero la mayoría de dichas rocas pertenecen al Terciario; sin embargo, no existe una secuencia temporal continua en la columna estratigráfica.

En este trabajo se describen las unidades estratigráficas de la región centro-oriental de la Sierra Madre Occidental (SMO) dentro del estado de Durango, incluyendo únicamente las unidades litoestratigráficas de acuerdo con el Código Estratigráfico Norteamericano (NACSN, 2005).

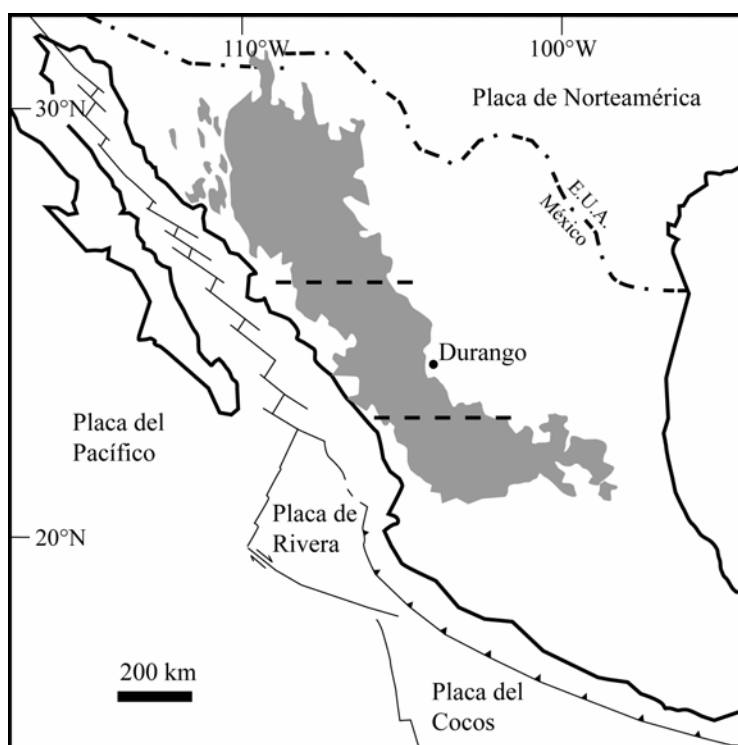


Figura 1.5. Esquema que muestra la extensión de la Sierra Madre Occidental. Las líneas punteadas indican el Sector Central de esta provincia (modificado de Ferrari *et al.*, 2005)

1.3.2.1 Paleozoico (P-Gn)

El basamento de la región lo conforman las rocas paleozoicas que afloran en la localidad de San Lucas de Ocampo, son gneiss y esquisto cuarzo-feldespáticos. Las unidades se

encuentran plegadas y se observa esquistosidad (Munguía-Rojas *et al.*, 1998) fechada en 251 ± 20 Ma por el método K/Ar; otro fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita realizado por Iriondo *et al.* (2003) muestra una edad similar, la ubican temporalmente en el Pérmico tardío con una edad de ~ 252 Ma y representa la edad en la cual ocurrió enfriamiento por debajo de los 350°C .

1.3.2.2 Mesozoico

Las rocas mesozoicas que afloran en la región se localizan en la parte noreste (Figura 1.6). Las rocas más abundantes son sedimentarias, abarcando desde sedimentos jurásicos indiferenciados, hasta sedimentos del Cretácico que incluyen a las Formaciones Cuesta del Cura (Imlay, 1936), La Peña (Imlay, 1936), Indidura (Kelly, 1936), Caracol (Imlay, 1937) y sedimentos del Cretácico Superior (Roldán-Quintana, 1968; Córdoba, 1988). También durante el Mesozoico se emplazaron intrusivos correspondientes al arco magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno en la parte norte de la región (Ferrari *et al.*, 2005).

Jurásico (J-Sj)

Los sedimentos jurásicos comprenden rocas que han sido descritas como secuencias rítmicas de arenisca y lutita en la base, cambiando hacia la cima a capas de caliza en estratos delgados a medianos, con intercalaciones de limolita rosa y escasas bandas de pedernal, correlacionadas con las Formaciones Mezcalera y Baluarte por su contenido faunístico de amonites que alcanzan una edad Tithoniano–Neocomiano y posiblemente al Albiano (Munguía-Rojas *et al.*, 1998).

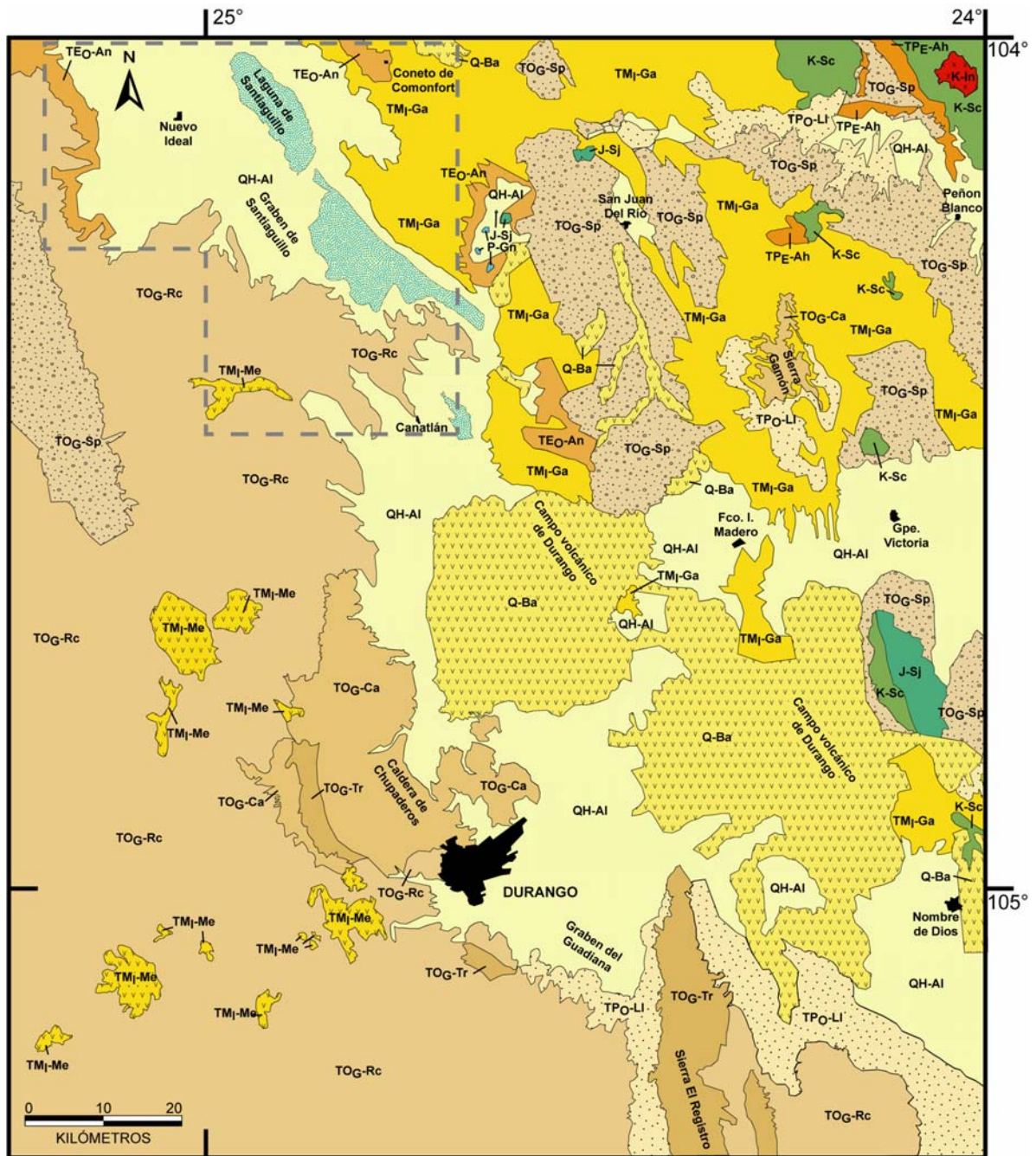
Cretácico (K-Sc)

Los sedimentos cretácicos en la región corresponden a las Formaciones Cuesta del Cura y la Peña, descritas formalmente por Imlay (1936), están formadas por estratos medianos y delgados de calizas de estratificación ondulada con abundantes lentes de pedernal. En la región son calizas de grano medio interestratificadas con lutitas, la cual disminuye de la

base a la cima, en la base es masiva y se encuentra metamorfizada y silicificada, en las partes superiores contiene abundantes horizontes de pedernal los cuales se convierten en nódulos irregulares en la cima. Estas formaciones están ubicadas en el Cretácico Inferior (Barremiano-Aptiano) y se encuentran intensamente plegadas, fueron descritas dentro de la región por Roldan-Quintana (1968), suponiendo un espesor de 500 m. Las Formaciones Indidura y Caracol están compuestas por estratos alternados de caliza negra de grano fino, con lutita y arenisca de grano grueso. Estas unidades tienen una edad entre el Turoniano-Coniaciano, sobreyacen concordantemente a la Formación Cuesta del Cura y en discordancia angular subyace a la Formación Ahuichila. La descripción formal fue realizada por Kelly (1936), es descrita en la región por Enciso de la Vega (1968) y Roldán-Quintana (1968), quienes suponen un espesor de 300 m para esta unidad. Córdoba (1988), nombra informalmente como sedimentos del Cretácico Superior a las rocas que afloran en la localidad de San Agustín de Ocampo y en la ranchería Santa Ana, ubicadas dentro de la carta San Juan del Río (INEGI-clave G13-D52, escala 1:50,000) y que corresponden en la base a caliza espática ferruginosa, con intercalaciones de lutita y limonita calcárea, compuestas por un agregado fino de cristales de calcita (espatita), con abundante hematita y limonita diseminadas en forma de grumos anhedrales y en la cima corresponden a areniscas de color gris olivo. El límite inferior no lo observó y el superior está erosionado y estimó un espesor de 100 m. Ubica esta unidad en el Cretácico Superior por correlación litológica con las Formaciones Indidura y Caracol (Figura 1.7). Interpreta que estas rocas fueron depositadas en un ambiente nerítico en subsidencia, con aportación de abundantes terrígenos, representando una facies de *preflysch*.

Intrusivos cretácicos (K-In)

Las rocas intrusivas se restringen a la parte noreste de la región. Aguirre-Díaz y McDowell (1991), reportan en el área de Nazas tres intrusivos de composición diorítica, monzonítica y riolítica. Estos plutones intrusionan a la Formación Cuesta del Cura y a un intrusivo de composición diorítica de 1 km de diámetro, ubicado 3 km al norte de Nazas, el cual dio una edad isotópica (K-Ar) de 87 ± 1.8 Ma, ubicándolos en el Cretácico Superior (Coniaciano) (Figura 1.7).



QH-AI Aluvion	TMj-Ga Fm. Gamón	TOG-Tr Toba Registro	K-Sc Sedimentos Cretácicos
Q-Ba Basalto	TOG-Sp Fm. San Pablo	TEO-An Andesita Antigua	J-Sj Sedimentos Jurásicos
TPO-LI Fm. Los Llanos	TOG-Rc Grupo Río Chico	TPE-Ah Fm. Ahuichila	P-Gn Basamento Metamórfico
TMj-Me Fm. Metates	TOG-Ca Grupo Carpintero	K-In Intrusivos Terciarios	

Figura 1.6 Mapa litológico de la región, recopilado de mapas antecedentes. El recuadro punteado indica el área de estudio de esta tesis. Referencias: Córdoba (1963), Roldán-Quintana (1968), Swanson *et al.* (1978), Munguía-Rojas *et al.* (1998), García-Padilla *et al.* (2000).

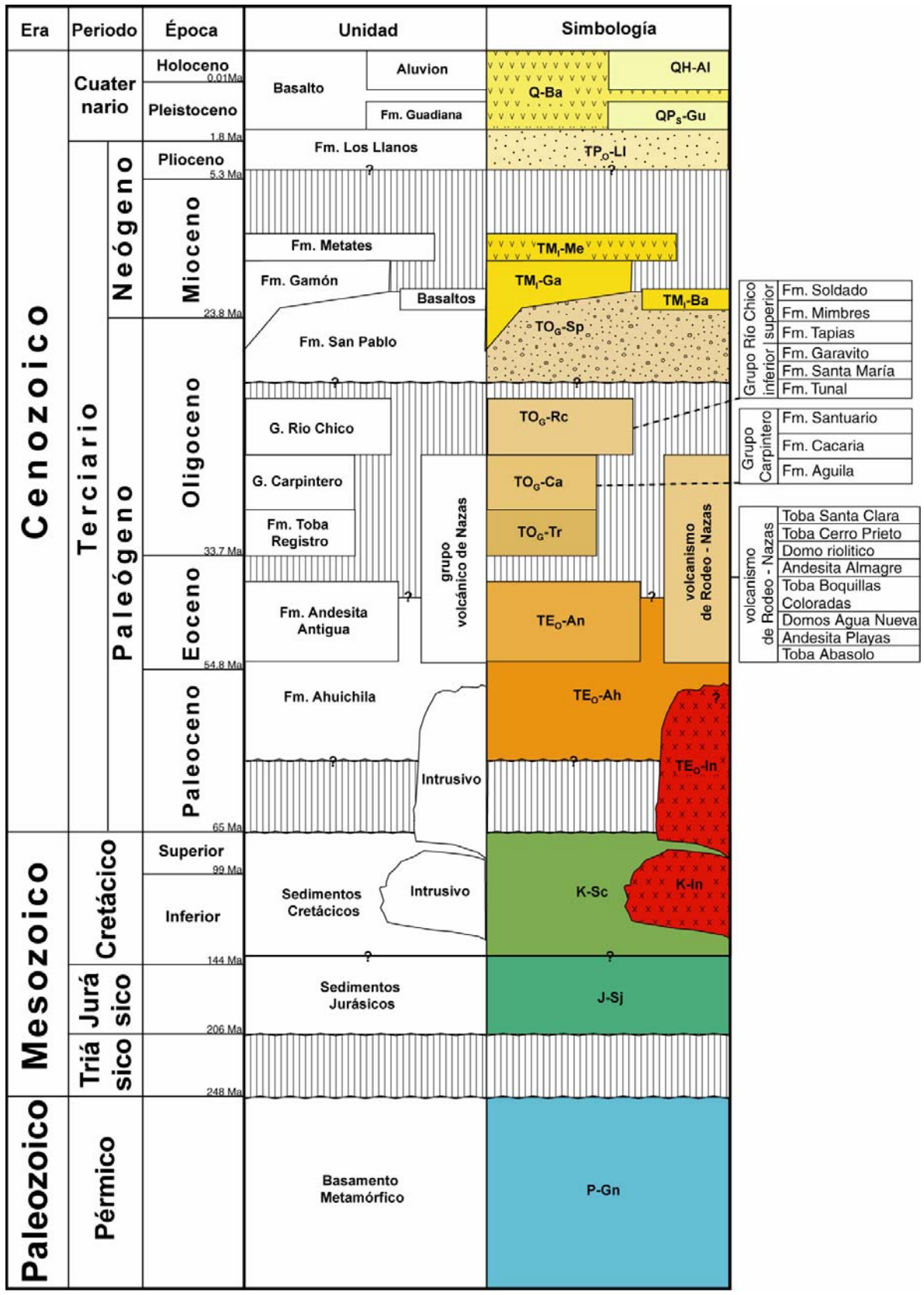


Figura 1.7 Columna estratigráfica de la región central del estado de Durango.

1.3.2.3 Cenozoico

Eoceno

Formación Ahuichila (TE_O-Ah)

Sobre las rocas del Cretácico Superior y en discordancia angular se encuentra la Formación Ahuichila descrita formalmente por Rogers *et al.* (1961). Roldán-Quintana (1968) la describe dentro de la región, en la localidad de Peñón Blanco, como un depósito de arenisca tobácea en la base, brecha fina y arenisca en la parte media y brecha masiva en la cima. Este depósito tiene estratificación incipiente y está compuesto por fragmentos angulosos a subredondeados de caliza con pedernal, lutita y arenisca, con matriz de limo con cementante calcáreo. Su espesor varía entre 50 y 250 m y se infiere una edad posterior al Cretácico Superior, entre el Eoceno y el Oligoceno (Roldan-Quintana, 1968). Esta unidad es interpretada como un depósito tipo molasa que se acumuló después del periodo de intenso plegamiento Laramídico y de erosión (De Cserna, 1956). Aflora en la zona Noreste de la región (Figura 1.6).

Intrusivos terciarios (TE_O-In)

En el área de Peñón Blanco se reportan intrusivos félsicos (Figura 1.6), el más importante es el llamado El Tronco de Cerro Blanco, clasificado como un granito calcoalcalino de biotita, de textura holocristalina (Roldán-Quintana, 1968). Este intrusivo se encuentra emplazado en las Formaciones Cuesta del Cura y la Peña, el cual produjo mármoles, a causa del metamorfismo de contacto. Aparte del intrusivo El Tronco, se encuentran otros intrusivos de menor tamaño que son clasificados como riolita hipocristalina y riolita hipabisal, existen también diques y dique-estratos, clasificados como pórfidos riolíticos, los cuales tienen una distribución radial partiendo del intrusivo. Estos intrusivos son considerados de una edad posterior a la Formación Ahuichila, aunque las relaciones de campo no son claras (Roldán-Quintana, 1968).

Complejo Volcánico Inferior (CVI)

Las rocas ígneas intrusivas y volcánicas que corresponden a un intervalo entre 45 y 100 Ma, han sido correlacionadas cronológicamente y agrupadas por McDowell y Clabaugh (1979) en un solo complejo, denominado Complejo Volcánico Inferior (CVI [Figura 1.7]), sin embargo, Ferrari *et al.* (2005) consideran a las rocas Eocénicas como un evento magmático distinto al que dio origen a las rocas batolíticas y volcánicas del Cretácico y Paleoceno, siendo el precursor del episodio ignimbrítico del Oligoceno.

Andesita Antigua (TE₀-An)

La Formación Andesita Antigua está compuesta por lavas máficas de textura porfídica, glomeroporfídica y pilotaxítica, clasificadas petrográficamente como traquiandesitas hipocristalinas, microdioritas y pórfidos riódacíticos (Swanson, 1974; McDowell y Keizer, 1977, Carrasco-Centeno, 1978). A esta unidad McDowell y Keizer (1977) la ubican en el Eoceno al fechar una muestra de la sierra El Registro y obtener una edad isotópica de plagioclasa (K-Ar) de 51.6 ± 1.3 Ma. Carrasco-Centeno (1978) reporta edades (K-Ar) de 38.7 ± 0.8 Ma en la región de Guanaceví y de 38.8 ± 0.1 Ma en la sierra de San Lucas. Estas rocas forman parte del Arco magmático del Eoceno que se emplazó a lo largo de toda la SMO (Ferrari *et al.*, 2005).

Volcanismo de Rodeo-Nazas

En esta recopilación se denomina informalmente como volcanismo de Rodeo-Nazas a las formaciones: Toba Abasolo, Andesita Playas, Domos Agua Nueva, Toba Boquillas Coloradas, Andesita Almagre y domo riolítico. En el área de Nazas se emplazaron ignimbritas voluminosas en el Oligoceno temprano, las cuales fueron divididas en dos unidades principales, la Toba Cerro Prieto y Santa Clara (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Unidades litoestratigráficas del volcanismo eocénico-oligocénico del área de Rodeo y Nazas.
Bio – Biotita; Fld K – Feldespato potásico; Plag – Plagioclasa; Horn – Hornblenda.

Unidad	Localidad	Litología	Mineral fechado	Espesor en m	Edad
<i>Toba</i> <i>Abasolo</i>	Rodeo	Flujo de cenizas, félsica, alto contenido de cristales y parcialmente soldada.	Bio Fld K	---	51.9±0.8 Ma ¹ 51.2±1.2 Ma ¹
<i>Andesita</i> <i>Playas</i>	Nazas	Lavas andesíticas	Plag	30-100	48.8±3.0 Ma ¹
<i>Domos</i> <i>Agua Nueva</i>	Nazas	Domos andesíticos, rocas porfídicas, foliadas, contienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y clinopiroxeno.	Bio Horn	---	45.2±0.6 Ma ¹ (promedio)
<i>Toba</i> <i>Boquillas</i> <i>Coloradas</i>	Nazas Rodeo ³	Base: flujo de cenizas rojizo con biotita Media: toba soldada rosada con biotita Cima: arcilla (bentonítica).	Plag ¹ , Bio ¹ y Fld. K ^{1 y 3}	---	42.9±2.0 Ma ¹ (promedio) 42.13±0.11 Ma ³
<i>Andesita</i> <i>Almagre</i>	Nazas	Flujos andesíticos con alteración hidrotermal	Plag	---	40.3±1.0 Ma ¹
<i>Domo</i> <i>Riolítico</i>	Nazas	Domo Riolítico	Plag	---	34.0±0.8 Ma ¹
<i>Toba Cerro</i> <i>Prieto</i>	Nazas	Dos unidades de flujo de ceniza	Fld K	200 m	29.9±1.6 Ma ¹
<i>Toba Santa</i> <i>Clara</i>	Nazas Rodeo ³	Depósitos de caída y cuatro unidades de flujo de cenizas, ricas en cuarzo y sanidino	Fld K	300 m	29.5±0.6 Ma ² 30.62±0.09Ma ³

Referencias:

¹ Edades K-Ar (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

² Edades K-Ar (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993).

³ Edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar (Luhr *et al.*, 2001).

Oligoceno

Supergrupo Volcánico Superior (SVS)

Se le llama SVS a las ignimbritas predominantemente riolíticas y riodacíticas con cantidades subordinadas de rocas máficas. Se reconocen 3 pulsos magmáticos en este Supergrupo, uno entre 34 y 27 Ma, otro de ~23 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979) y otro de ~12.2 Ma (Córdoba, 1988; Henry y Aranda-Gómez, 2000). En la región de estudio el SVS se

encuentra sobre las rocas andesíticas del CVI, el SVS está compuesto de lo más antiguo a lo más reciente por la Formación Toba Registro, el Grupo Carpintero, el Grupo Río Chico y la Formación Metates.

Formación Toba Registro (TO_G-Tr)

La Toba Registro, aflora en la sierra del Registro (Figura 1.6) y en la sierra de San Lucas, aparece sobre la Andesita Antigua (Keizer, 1973; Swanson, 1974), es descrita como un depósito de flujo de ceniza, de textura eutaxítica, vitrocristalina y vitrolítica, compuesta por matriz de esquirlas de vidrio compactadas, fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y piroxeno, contiene clastos líticos de andesita. McDowell y Keizer (1977) la ubican en el Oligoceno inferior al obtener una edad isotópica promedio de 31.8 Ma (K-Ar).

Grupo Carpintero (TO_G-Ca)

El Grupo Carpintero incluye las formaciones Águila, Cacaria y Santuario, descritas por Swanson *et al.* (1978), quienes interpretan que el origen de este grupo es debido al colapso de la caldera de Chupaderos, localizada a 15 km al norte de la Cd. de Durango (Figura 1.6).

La base del grupo Carpintero es la Formación Águila, descrita como un flujo de cenizas compuesto por más de 50% de fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y piroxeno con trazas de apatito y óxidos de Fe-Ti. Este depósito fue formado por la primera erupción de la Caldera Chupaderos, la extensión del depósito llega a ser de hasta 50 kilómetros, su localidad tipo está en la presa Peña del Águila y es dividida en facies intracaldera y facies de flujo externo (Swanson *et al.*, 1978), con un espesor en su facies de flujo externo de 50 a 100 m y de más de 250 m en la facies intracaldera, la cual se caracteriza por su alto contenido de clastos líticos (~50%). McDowell y Keizer (1977) reportan una edad isotópica K-Ar de 30.8 Ma que la ubica en el Oligoceno.

La Formación Cacaria sobreyace concordantemente sobre la Formación el Águila, aflorando derrames y domos de composición riolítica, los cuales en conjunto con tobas

cristalinas pobremente soldadas y estratificadas componen a esta formación. Swanson *et al.* (1978) calcula un espesor de 300 m e interpreta estas rocas como depósitos intracaldera, diques alimentadores y domos que fluyeron por las fracturas concéntricas de la caldera. La localidad tipo es la Sierra Cacaria. Lyons (1975) la extiende al sur y subdivide la formación Cacaria en los miembros Leona, Mercado y Tinaja. McDowell y Keizer (1977), ubican a esta unidad en el Oligoceno mediante un fechamiento K-Ar de 30.7 ± 0.7 Ma.

Discordantemente a la formación Cacaria sobreyacen depósitos de flujo de ceniza, cristalovítreos que corresponden a la Formación Santuario, Swanson *et al.* (1978) definen e interpretan estos depósitos como una segunda explosión de la Caldera Chupaderos, por su correlación litológica y química con la Formación El Águila, el espesor lo calculan entre 35 y 100 m., McDowell y Keizer (1977) reportan dos edades isotópicas (K-Ar) de 29.9 ± 0.7 Ma y 30.6 ± 0.9 Ma.

Grupo Río Chico (TO_G-Rc)

Posteriormente al Grupo Carpintero continuó el vulcanismo riolítico, caracterizado por grandes volúmenes de ignimbrita, riolita y depósitos de caída. A estos depósitos Córdoba (1963) los describe y propone formalmente el nombre de Grupo Río Chico, que luego fue subdividido por Swanson *et al.* (1978) (Figura 1.7). El Grupo Río Chico está subdividido en Grupo Río Chico Inferior y Superior. El Grupo Río Chico Inferior comprende las Formaciones Tunal, Santa María y Garavito. El Grupo Río Chico Superior incluye las Formaciones Tapias, Saltito, Mimbres y Soldado.

Formación Tunal: esta formación comprende un flujo de ceniza, de textura eutaxítica, vitrocrystalina a cristalovítrea, presentando devitrificación en toda la formación, contiene fenocristales de plagioclasa (10%), sanidino (5%), cuarzo (4%) y minerales máficos alterados (1%) (Swanson *et al.*, 1978), tiene un espesor de 100 a 220 m. Se ubica en el Oligoceno con una edad isotópica (K-Ar) de 31.2 ± 0.7 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

Formación Santa María: esta formación está definida como un flujo de ceniza altamente soldada, con textura vítrea, con fenocristales de plagioclasa (4%) y piroxeno (1%) en menor proporción. Esta unidad está subdividida en un miembro máfico denominado Basalto Caleras, emplazado en el anillo de la caldera. Los afloramientos típicos están en el suburbio Santa María de la Ciudad de Durango y se reporta un espesor entre 9 y 60 m (Swanson *et al.*, 1978). McDowell y Keizer (1977) reportan una edad isotópica (K-Ar) de 28.3 ± 0.6 Ma para la formación Santa María y edades (K-Ar) de 28.6 ± 0.5 Ma, 29.5 ± 0.6 Ma y 29.8 ± 0.6 Ma para el Basalto Caleras.

Formación Garavito: esta formación está compuesta por un flujo de cenizas, vitrocristalino, soldado, contiene pómez poco colapsadas y fenocristales de plagioclasa (10%), sanidino (5%), cuarzo (4%) y minerales máficos alterados (1%); las partes media y superior están menos soldadas que la base. Aflora típicamente en el Cerro Garavito, localizado al Oeste de la Ciudad de Durango. Esta unidad tiene un espesor entre 15 y 20 metros, Swanson *et al.* (1978), describen e interpretan que la fuente de esta formación se encuentra al Sur de la Ciudad de Durango. Se ubica en el Oligoceno con dos edades isotópicas (K-Ar) de 28.3 ± 0.6 Ma y 29.1 ± 0.6 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

Formación Tapias: esta formación está compuesta por capas de flujo de ceniza rico en pómez, pobre en contenido de cristales, intercaladas con depósitos de caída y lahares. Se considera que los depósitos que conforman esta unidad provienen tanto de fuentes locales, dentro de la caldera de Chupaderos, como de otra fuente no identificada fuera del área de estudio, debido a que algunos depósitos se adelgazan conforme se acercan a la Caldera de Chupaderos (Swanson *et al.*, 1978). Con una edad isotópica (K-Ar) de 31.2 ± 1.5 Ma se ubica en el Oligoceno inferior (McDowell y Keizer, 1977).

Formación Saltito: esta formación está compuesta por una toba de flujo de ceniza de textura eutaxítica y extremadamente soldada, compuesta por matriz de esquirlas de vidrio soldadas y fenocristales de sanidino (4%), cuarzo (3%), plagioclasa (3%) y piroxeno (traza). La cima de esta unidad se encuentra poco soldada y contiene abundante pómez de hasta 10 cm de diámetro. Aflora en los alrededores de la Caldera Chupaderos con espesores

de 10 a 15 m en la Caldera y 20 a 30 m fuera de ella, siendo la localidad tipo El Saltito al Oeste de la Cd. de Durango (Swanson *et al.*, 1978). Se reportan edades isotópicas (K-Ar) de 29.2 ± 0.7 Ma y 28.7 ± 0.6 Ma por McDowell y Keizer (1977).

Formación Mimbres: Swanson *et al.* (1978), describieron la Formación Mimbres como un flujo de ceniza vítrea pobremente soldada, compuesta principalmente por esquirlas de vidrio desvitrificadas, contiene fragmentos de pómez (5% de la roca) y fenocristales de plagioclasa (1%), sanidino (1%) y piroxeno (traza). Esta unidad aflora en el río Mimbres a 40 km sobre la carretera Durango-Mazatlán y presenta un espesor de 40 m. Se le asigna una edad isotópica (K-Ar) de 28.9 ± 0.6 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

Formación Soldado: esta formación está compuesta por dos flujos de ceniza con pómez, casi idénticos, moderadamente soldados, de textura vitocrsitalina, compuestos por matriz de esquirlas de vidrio (1 mm) y únicamente varía su contenido de fenocristales de sanidino (9% en la base y 3% en la cima), cuarzo (3% en la base y 2% en la cima) y piroxeno (traza en ambos). Aflora típicamente en la localidad Rancho El Soldado, en los alrededores de la Caldera de Chupaderos, con espesores menores a 50 m (Swanson *et al.*, 1978), se reporta una edad isotópica (K-Ar) de 28.8 ± 1.1 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

Mioceno

Basaltos del Mioceno Inferior (TM_I-Ba)

En el área de Nazas se reporta un vulcanismo máfico disperso, donde se observan conos cineríticos erosionados y algunos cuellos volcánicos conectados con flujos de lava. También se observan mesetas formadas por lavas columnares y vesiculares, cuya fuente se interpreta como derrames fisurales (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993). Petrográficamente estas lavas son descritas como basaltos porfídicos, con fenocristales de plagioclasa y olivino, en una matriz de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y olivino. Aguirre-Díaz y McDowell (1993) reportan edades K-Ar para estas rocas entre 24.3 y 20.3 Ma. Luhr *et al.* (2001)

fecharon hawaiitas en el área de Rodeo, las cuales correlacionan con las lavas máficas de Nazas, reportando edades Ar-Ar entre 24.1 y 23.8 Ma (Luhr *et al.*, 2001).

Formación San Pablo (TO_G-Sp)

Posterior a los depósitos piroclásticos del Grupo Río Chico se generaron pequeñas cuencas continentales, en las cuales se depositaron sedimentos lacustres. Descritos como una secuencia de areniscas de grano fino y arcillas con intercalaciones de toba. La Formación San Pablo fue propuesta por Roldán-Quintana (1968), quien los ubica en el Oligoceno tardío-Mioceno medio por su posición estratigráfica (Figura 1.7), posteriores a la Formación Ahuichila y anteriores a las Formaciones Los Llanos y Gamón, con un espesor de aproximadamente 25 m.

Formación Gamón (TM_I-Ga)

Sobreyaciendo a rocas Mesozoicas y a la Formación San Pablo se encuentra una secuencia de rocas volcánicas, de composición predominantemente riolítica. Esta unidad comprende derrames de rocas volcánicas básicas en la base y dos derrames riolíticos, con un espesor total de 400 m aproximadamente, estas rocas afloran principalmente en la Sierra de Gamón, en la región de Peñón Blanco (Figura 1.6). Esta unidad fue propuesta por Roldan-Quintana (1968), ubicándola en el Oligoceno tardío-Mioceno tardío por su posición estratigráfica.

Formación Metates (TM_I-Me)

Córdoba (1963) propuso como Formación Metates a rocas máficas alcalinas intercaladas con conglomerados, que afloran típicamente en la localidad Metates al Oeste de la Cd. de Durango (Figura 1.6), estas rocas localmente contienen xenolitos y fenocristales de olivino (Córdoba, 1988; Henry y Aranda-Gómez, 2000). Esta unidad se ubica en el Mioceno Medio con una edad isotópica (K-Ar) promedio de 12.2 Ma (McDowell y Keizer, 1977) y con edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar de ~11.6 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

Plioceno

Formación Los Llanos (TP_O-LL)

Posterior a la Formación Gamón se depositaron sedimentos continentales, descritos por Enciso de la Vega (1968) y Roldán-Quintana (1968), estos depósitos consisten principalmente de gravas y arenas, compuestos por líticos de roca volcánica riolítica, caliza y clastos de la Formación Ahuichila, con cementante calcáreo. Aflora típicamente en la Sierra Gamón en la región de Peñón Blanco (Figura 1.6), por su posición estratigráfica esta unidad es ubicada en el Plioceno-Pleistoceno (Figura 1.7) y tiene un espesor que varía entre 5 y 150 m.

Cuaternario

Formación Guadiana (QP_S-Gu)

La Formación Guadiana incluye depósitos de grava, arena, limo y arcilla, los cuales fueron depositados en los valles y cuencas continentales como el Valle del Guadiana, Laguna de Santiaguillo y el Río San Juan (Figura 1.6), estos depósitos son el producto de la erosión de las montañas circundantes (Albritton, 1958; Córdoba, 1988). Estos depósitos se encuentran sobre derrames de lava basáltica. Basándose en su contenido de fósiles de vertebrados, Albritton (1958) ubica a esta unidad en el Pleistoceno (Figura 1.7), con un espesor mínimo de 10 m.

Basalto Cuaternario (Q-Ba)

El último pulso magmático ocurrido en la región es de vulcanismo máfico ubicado en el Campo Volcánico de Durango. El campo cubre un área de 2100 km² y un volumen estimado de 20 km³ (Aranda-Gómez *et al.*, 2005 [ver Figura 1.6]). En el área hay aproximadamente 100 conos cineríticos y conos de lava. Estas lavas varían

composicionalmente de hawaiitas de nefelina, hawaiitas de hyperstena, basaltos alcalinos, basanitas y basaltos (Aranda-Gómez *et al.* 2005).

Esta unidad se ubica en el Cuaternario por su posición estratigráfica (Albritton, 1958). Aranda-Gómez *et al.* (2005) reportan una edad isotópica (^{40}Ar - ^{39}Ar) de cero para una roca muestreada dentro del campo volcánico (Figura 1.7).

Aluvión (Q_H-Al)

Albritton (1958) propone como Formación Pueblito a los sedimentos lacustres y aluviales de arena, limo y arcilla (con bajo contenido de gravas), que han sido depositados en las actuales cuencas del área (Córdoba, 1988) junto con sedimentos de origen eólico (Chacón-Cruz, 2004), estos depósitos son ubicados en el Holoceno (Figura 1.7) al contener fragmentos de cerámica de 1,300 años y 500 años A.C., así como huesos de mamíferos actuales (Albritton, 1958).

1.3.3 Sismicidad

La sismicidad en México ha sido registrada desde 1910 por la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) (Figura 1.8.A) y desde 1980 por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) (Figura 1.8.B). En sus reportes de localización de sismos se puede observar claramente que la concentración más alta de actividad sísmica se encuentra localizada en la zona de influencia de sus redes, en la porción centro-sur de México, así como en la región de Baja California, respectivamente. Estos reportes muestran aparentemente una escasa actividad en la porción noreste y noroeste del país (Figura 1.9).

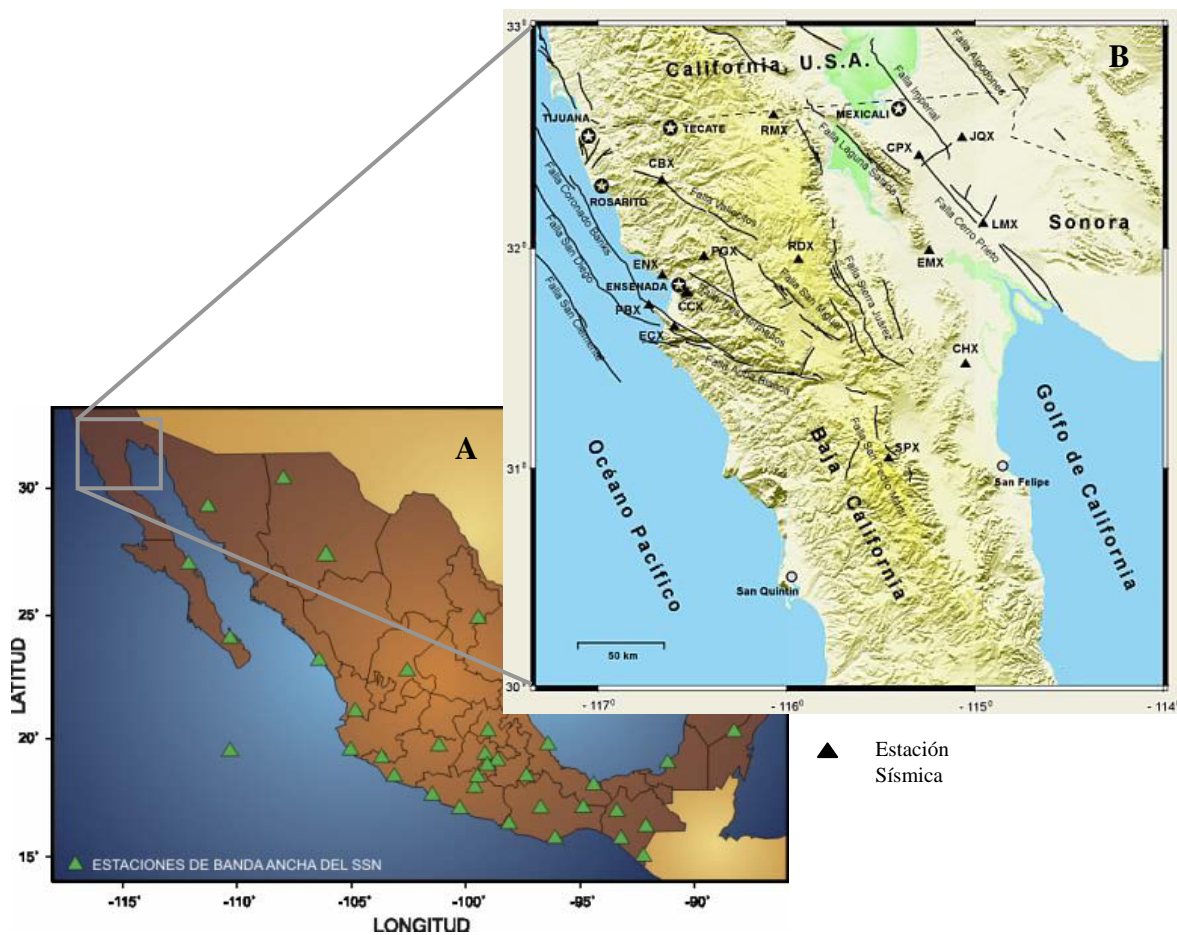


Figura 1.8 Redes sísmicas de México. A) Ubicación de las estaciones de la red de banda ancha del SSN. B) Ubicación de las estaciones de la RESNOM.

Es un hecho que la gran actividad sísmica en México se ubica en el límite de la placa de Norteamérica y las placas Cocos, Rivera (límites convergentes) y Pacífico (límite divergente). Sin embargo, hay evidencias históricas de sismicidad dentro de la placa de

Norteamérica, aunque de menor magnitud y frecuencia en comparación con los localizados en los límites de placa (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996).

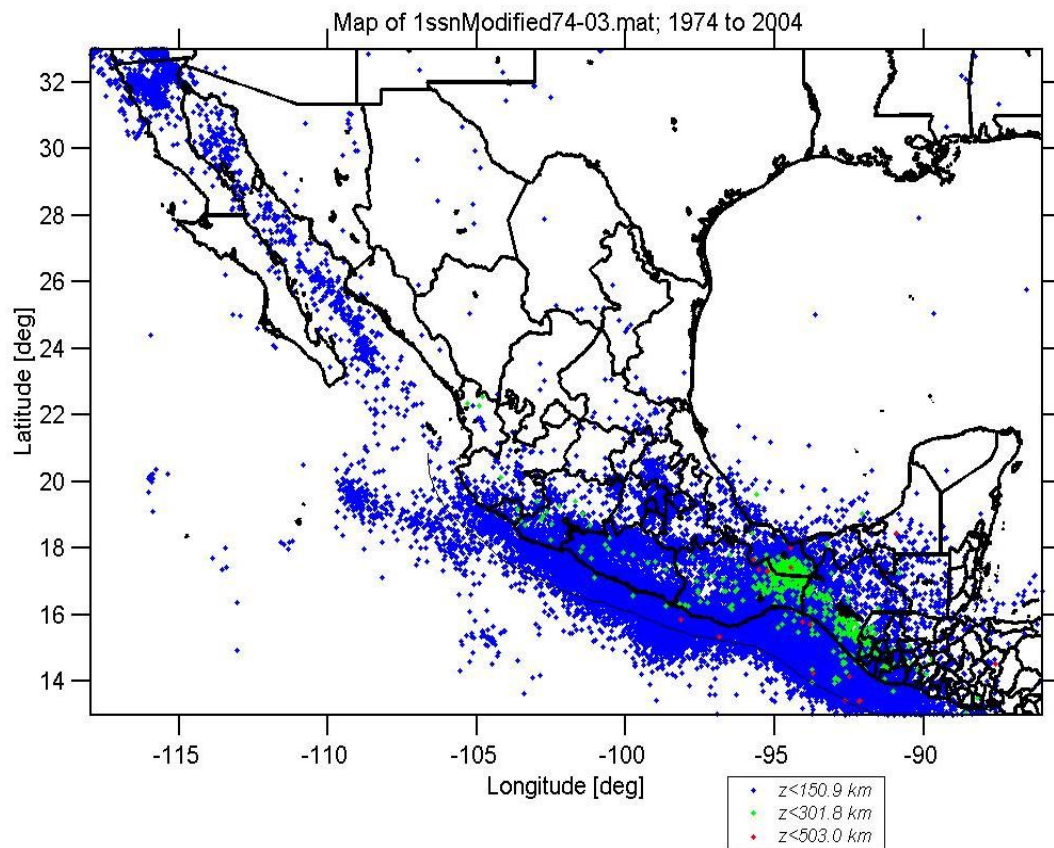


Figura 1.9 Localización de la sismicidad en México en el periodo 1974 a 2004. En azul se localizan los sismos con profundidades menores a 150 km, en verde de 150 km a 300 km y en morado mayores a 300 km.

Los sismos intraplaca en México han sido poco estudiados, principalmente por falta de datos ya que las redes del SSN y RESNOM se concentran en áreas específicas del territorio mexicano. De los sismos que ocurren fuera de la influencia de estas redes únicamente aquellos con una magnitud mayor a 4 pueden ser localizados no sin cierta dificultad por estas redes, pasando desapercibidos varios sismos locales de menor magnitud. En principio la magnitud de los sismos intraplaca es generalmente menor que los sismos producto de la subducción; sin embargo, existen casos en los que la magnitud de los sismos intraplaca excede cualquier expectativa, como ejemplo están los sismos de Acambay de 1912, con una magnitud estimada de $M_w=7.0$ (Singh y Suárez, 1987) y el sismo de Jalapa de 1920, causando 650 muertes aproximadamente (Suárez, 1992). Esto se debe a que se desconocen las condiciones estructurales y cinemáticas de las zonas sismogénicas. Dado que el

conocimiento en las zonas sismogénicas intraplaca es escaso es necesario monitorear la actividad de las zonas intraplaca donde ha sido reportada la actividad sísmica e identificar sus estructuras sismogénicas asociadas.

Recientemente se han realizado trabajos sobre sismicidad en el centro de México, trabajos como los de Dávalos *et al.* (2005), Gómez-González y Barboza-Guidiño (2005) y Zúñiga *et al.*(2003) han documentado y descrito la actividad sísmica en las localidades de Huimilpan, Qro., San Luis Potosí y Sanfandila, Qro., respectivamente, relacionándola con las estructuras geológicas principales.

En la parte central del estado de Durango se han reportado sismos desde el siglo XVIII y en los últimos 30 años los reportes han sido más frecuentes. Algunos eventos han sido ubicados cerca de zonas pobladas, como lo indica la Tabla 1.2.

Tabla 1.2 Sismos históricos reportados y registrados en el estado de Durango

Año	Mes y día	Localidad	Magnitud	Intensidad	Duración
1787*	Marzo 26 y 27	Ciudad de Durango Real del Oro	No reportada	Fuerte	No reportada
1853*	Diciembre 2	Ciudad de Durango	No reportada	Fuerte	No reportada
1896*	Junio 23	Ciudad de Durango Avino Cuencame	No reportada	Ligero Fuerte	
1911*	Abril 7	Ciudad de Durango Elota Cavaña Nombre de Dios	No reportada	No reportada	5 seg, Oscil 6 seg, Oscil 5 seg, Oscil 3 seg, Oscil
1932*	Mayo 1	26.98N 105.56W	5.0	No reportada	No reportada
1960*	Octubre 9	26.98N 105.56W	4.3	No reportada	No reportada
1972**	Abril 30 – Mayo 2	Arnulfo R. Gómez	Mc = 1.1 Mb ~ 3.1	No reportada	6 seg
2003***	Julio	Col. José Ramón Valdéz	4.5	No reportada	No reportada

Referencias:

* (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1996)

** (Yamamoto, 1993)

*** (SSN, 2003)

El último sismo registrado fue en julio del 2003 con una magnitud $M_s=4.5$; sin embargo, la localización realizada por el SSN se encuentra a más de 70 km de la ciudad de Canatlán (Figura 1.10), donde se reporta la mayor intensidad, mientras que en las comunidades cercanas a la supuesta zona del epicentro, ~25 km al noroeste de Nuevo Ideal, los habitantes no han reportado ni comentado la ocurrencia de un sismo. Esto indica que dada la cobertura de la red del SSN de ese entonces, la calidad de la localización espacial era muy limitada para eventos de esta magnitud.

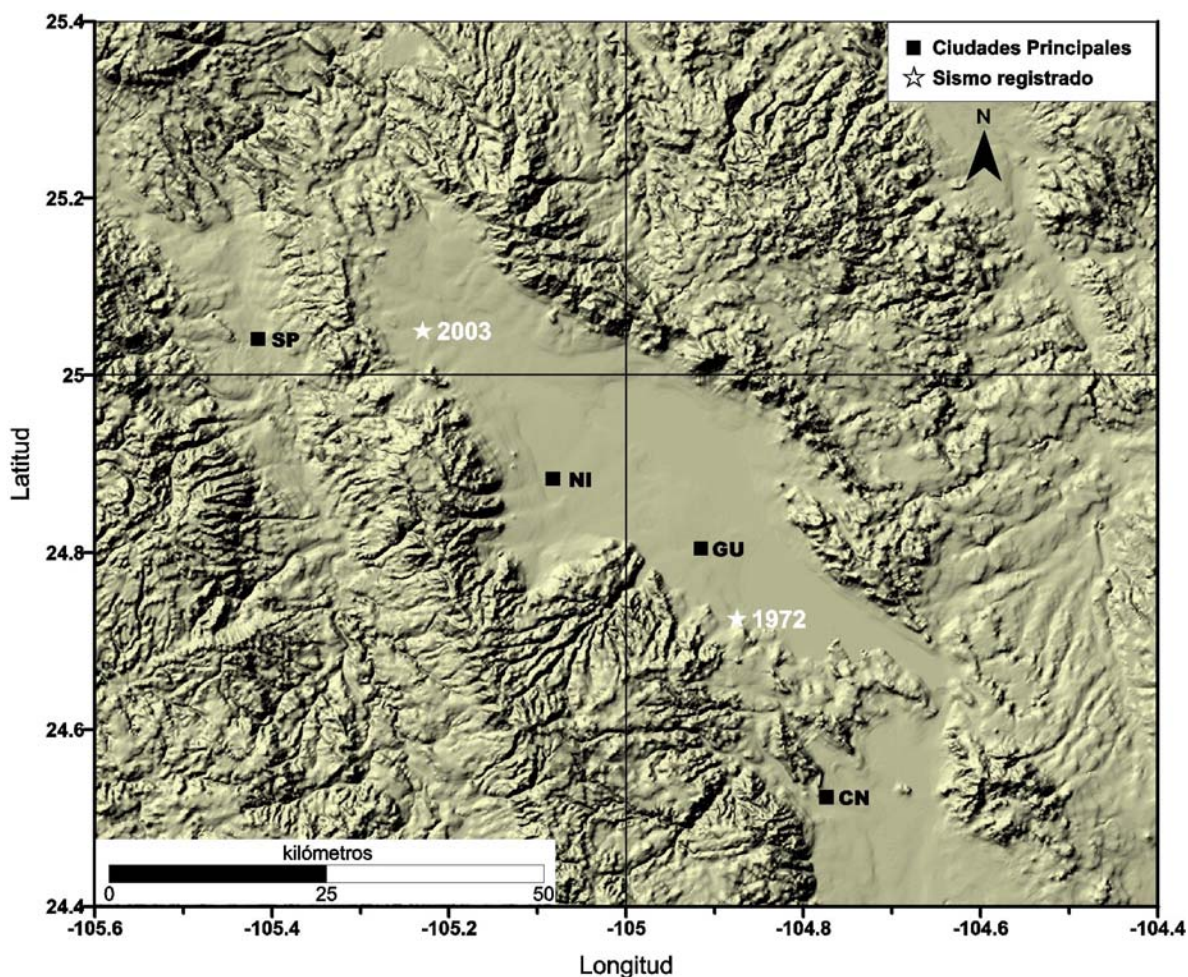


Figura 1.10 Modelo de elevación digital del INEGI (GEMA) que muestra la supuesta localización de los sismos históricos más recientes reportados dentro del área de estudio (sismos sombreados en la Tabla 1.2). SP: Santiago Papasquiaro, NI: Nuevo Ideal, GU: Guatimapé, CN: Canatlán.

Previamente, en 1972 ocurrió una secuencia sísmica cerca de la población de Arnulfo R. Gómez. Se habla de que pudo haber ocurrido un evento principal el 18 de marzo de 1972, sin embargo, dada la falta de estaciones permanentes y que la red temporal más próxima se

instaló más de 15 días después de iniciada la actividad, es difícil precisar que tipo de actividad fue la que ocurrió. Parte de esta actividad fue registrada y caracterizada por Yamamoto (1993) entre el 30 de abril y el 2 de mayo, en ese trabajo el autor estima una magnitud de $M_b=3.1$ para el evento registrado más grande y magnitudes M_c entre 1.1 y -0.09 para la secuencia posterior.

Los hipocentros localizados por Yamamoto (1993), se encuentran en el rango de 0.7 a 5.5 km de profundidad, indicando una fuente sismogénica somera. La distribución espacial de los hipocentros presenta dos tendencias lineales una con orientaciones de $N21^\circ W$ y otra con $N71^\circ E$, sugiriendo la existencia de al menos 2 sistemas de fallas sísmicamente activas (Figura 1.11).

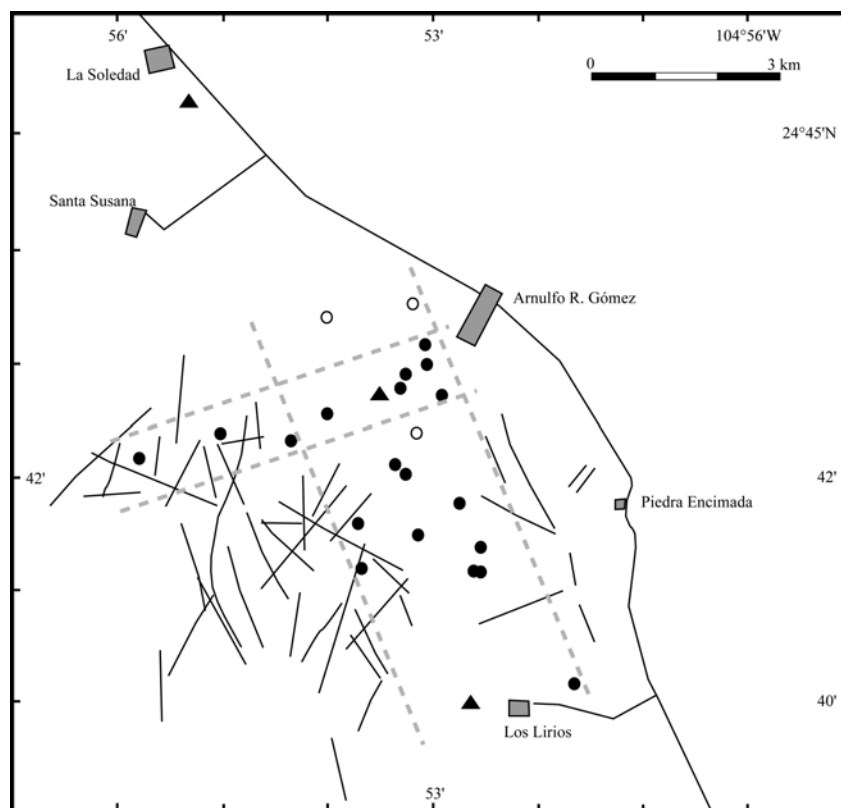


Figura 1.11. Distribución espacial de los eventos localizados en la localidad de Arnulfo R. Gómez (ver Figura 1.10). Círculos llenos: eventos para los cuales fue posible calcular la profundidad focal. Círculos vacíos: eventos con la profundidad restringida arbitrariamente a 1 km. Los triángulos llenos representan las estaciones sismológicas. Líneas punteadas: franjas de actividad sísmica. Tomado de Yamamoto (1993).

Si bien es cierto que la actividad en el estado de Durango no es comparable a la actividad que ocurre en las zonas interplacas, los eventos que han afectado a la población local no pueden soslayarse, especialmente si se toma en cuenta que la población sigue creciendo de forma importante y varias de las construcciones no respetan las normas mínimas de seguridad. Un ejemplo es el poblado de Tejaman, en donde se resintió un sismo en fecha imprecisa, el cual afectó una buena cantidad de casas, debido a que la mayoría eran de adobe.

2. METODOLOGÍA

El trabajo se desarrolló en 3 partes para un mejor entendimiento del problema. La primera consistió en el reconocimiento de la estratigrafía local, la segunda en el análisis estructural y la tercera en el monitoreo de la sismicidad local, para finalmente integrar los diferentes datos obtenidos. El estudio inició con la recopilación bibliográfica de rigor sobre trabajos realizados regional y localmente, los cuales versaran sobre temas de geología estructural, estratigrafía y sismología.

El estudio de estratigrafía incluyó cartografía, petrografía y fechamientos. Mientras que el análisis estructural comprendió cartografía, análisis de lineamientos y análisis cinemático de las fallas. La parte de sismicidad local involucró la instalación de la red sísmica temporal, procesado de datos, análisis de señales sísmicas, localización de sismos e interpretación de resultados.

2.1 Cartografía

Durante el trabajo de estratigrafía y geología estructural se siguió la metodología clásica de geología, comenzando por definir el área de estudio que incluía la estructura geológica por analizar (Fosa de Santiaguillo). Posteriormente de las cartas topográficas escala 1:50,000 y fotografías aéreas escala 1:75,000, se realizó la fotointerpretación para definir las principales estructuras y cambios litológicos, lo que generó un mapa fotogeológico preliminar.

Se hicieron varias campañas de campo con la finalidad de elaborar un mapa geológico-estructural, el trabajo de campo incluyó la construcción de secciones estratigráficas, toma de muestras y medición de datos estructurales. Posteriormente, se integraron los datos estratigráficos y estructurales para obtener el mapa geológico escala 1:100,000; este mapa corresponde a tres cartas escala 1:50,000 (claves INEGI: Nuevo Ideal G13C59, Guatimapé G13D51 y Canatlán G13D61).

La preparación de muestras para la clasificación petrográfica fue realizada en el laboratorio de laminación del Centro de Geociencias, describiéndose un total de 38 láminas delgadas, esto con la finalidad de correlacionar las unidades litoestratigráficas descritas en campo.

2.2 Fechamientos

Para fechar las unidades litoestratigráficas se determinaron cuatro edades isotópicas K-Ar en feldespato potásico (sanidino). De las muestras recolectadas en las campañas de campo, se seleccionaron las más representativas de las unidades litoestratigráficas, posteriormente se prepararon para la separación de minerales en laboratorios del Centro de Geociencias.

El proceso de separación de sanidinos siguió la siguiente secuencia sistemática: una vez molida la roca se tamizó a diferentes tamaños de grano con el fin de identificar el tamaño de liberación del sanidino, posteriormente se separaron los minerales magnéticos utilizando un imán electromagnético (Frantz). A partir del concentrado no magnético, se procedió a la separación por densidad utilizando un líquido pesado (Politungstanato de Litio). La separación mineral se realizó en el laboratorio de separación de minerales del Centro de Geociencias.

Los concentrados minerales fueron analizados en los laboratorios de Actlabs, con sede en Ontario, Canadá. Los resultados fueron verificados utilizando la ecuación para el decaimiento radiactivo del K (Faure y Mensing, 2005) sin que se hayan obtenido diferencias significativas con los resultados entregados por Actlabs.

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

donde:

$$\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$$

$$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$$

2.3 Análisis de lineamientos

Con la finalidad de conocer la distribución espacial de las fallas, se fotointerpretaron un total de 14 fotografías aéreas escala 1:75,000 (INEGI-SINFA, 1995) correspondientes al área de estudio (ver Tabla 2.1). Se trazaron los lineamientos fotointerpretados como posibles trazas de fallas, cada fotografía fue orientada al norte y posteriormente se midieron la orientación y la longitud para cada lineamiento. Las fotografías fueron agrupadas en un mosaico para finalmente unir los lineamientos en un solo esquema.

Se realizó la medición y conteo de lineamientos fotointerpretados dentro del área de estudio, con el objetivo de identificar patrones según su orientación y cuantificar la longitud tanto individual como acumulada para cada patrón de orientación.

Tabla 2.1 Claves de las fotografías aéreas y cartas topográficas utilizadas.

Clave en Figura 4.1	Clave foto aérea INEGI		Clave carta INEGI
	Línea	Fotografía	
A1	110	02	G13C59
A2	110	04	G13C59
B2	111	14	G13C59
C2	112	14	G13D51
C3	112	12	G13D61
C4	112	10	G13D61
D1	113	02	G13D51
D2	113	04	G13D51
D3	113	06	G13D61
D4	113	08	G13D61
E1	114	16	G13D51
E2	114	14	G13D51
E3	114	12	G13D61
E4	114	10	G13D61

Para cada fotografía área fotointerpretada se realizó un conteo del número de lineamientos y de la longitud acumulada a intervalos de 10 grados, después se procedió a calcular el porcentaje para cada intervalo de orientación. Los diagramas de roseta se graficaron utilizando el programa SteroNet (versión 3.01).

2.4 Análisis cinemático

El análisis cinemático se realizó comparando los datos de falla de la región con los diagramas de coherencia cinemática (Santa María-Díaz [comunicación personal, 2007], Alaniz-Álvarez *et al.*, 2007), estos diagramas consisten en un estereograma donde se indica el intervalo de direcciones que pueden tener los vectores de deslizamiento sobre planos (Figura 2.1).

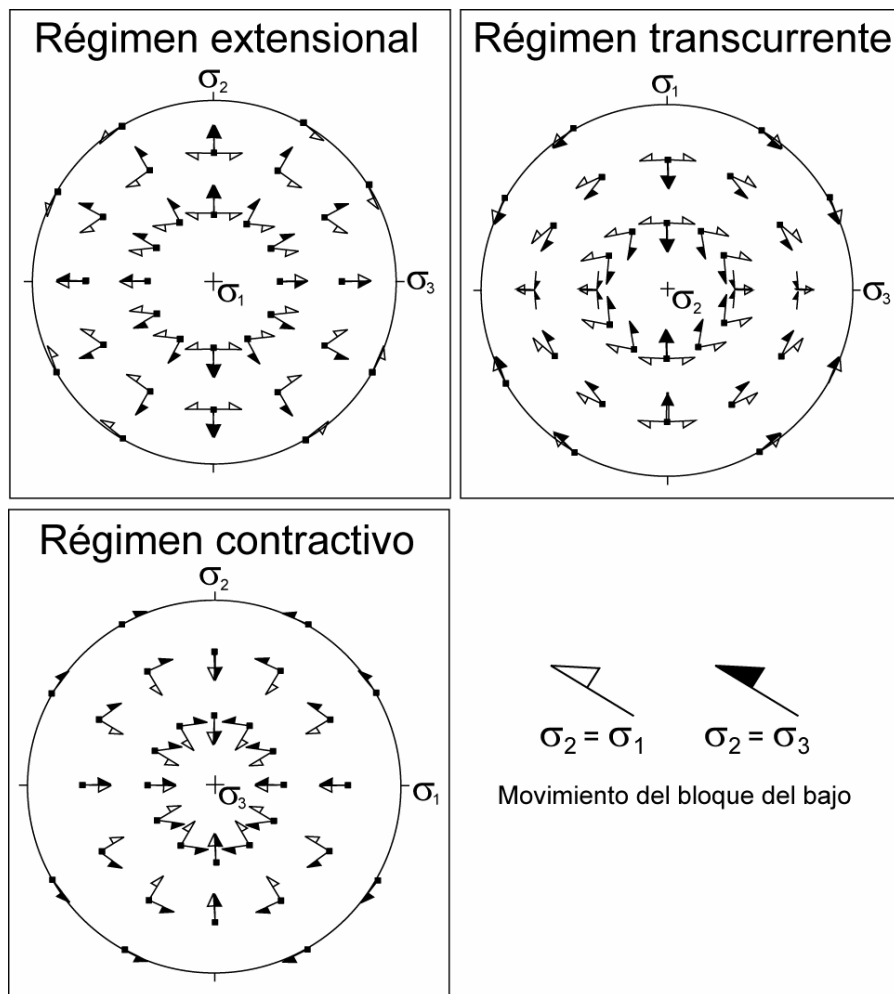


Figura 2.1 Diagramas de coherencia cinemática para los tres regímenes de esfuerzo (Santa María-Díaz [comunicación personal, 2007], Alaniz-Álvarez *et al.*, 2007).

En la figura 2.1 se muestran las diferentes orientaciones en las cuales se puede activar una falla cuando $\sigma_2 = \sigma_1$ y $\sigma_2 = \sigma_3$, para regímenes de extensión, contracción y transurrencia.

Estos diagramas asumen que la estría de falla, el vector deslizamiento y el esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano, son paralelos.

El cálculo de la dirección de cizalla máxima resuelto en un plano se basa en la siguiente ecuación:

$$t = T \times N \times N$$

donde:

- t – esfuerzo de cizalla sobre el plano
- T – vector tracción
- N – vector normal al plano
- x – producto vectorial

Los datos medidos en campo fueron comparados con estas gráficas para conocer el régimen de esfuerzos y las posibles orientaciones de los esfuerzos principales dentro del área de estudio. Para lograr esta comparación fue necesario graficar los polos de los planos de falla y trazar en cada polo una línea paralela a la dirección de la estría, con una flecha indicando el sentido del movimiento del bloque del bajo. Los datos se graficaron utilizando el software FaulKinWin versión 1.2 para windows (Allmendinger et al., 2001).

Los datos también fueron analizados utilizando el método de Angelier (1989), pero los resultados obtenidos no mostraron buena coherencia (fue < 40%). Además dicho método tiene limitaciones en la identificación de fallas de neoformación y las fallas oblicuas no pueden ser tomadas en cuenta (Angelier, 1989, p. 42). Otra de las desventajas es que el computo es realizado para poblaciones monofacéticas, es decir, datos a partir de fallas dentro de un único evento tectónico con un estado de esfuerzos homogéneo.

El método utilizado para el análisis cinemático (Santa María-Díaz [comunicación personal, 2007], Alaniz-Álvarez *et. al.*, 2007) brinda la oportunidad de realizar dicho análisis de forma cualitativa. Al comparar los datos de todas las estaciones medidas en campo en un solo diagrama, permite observar la coherencia de los datos, pudiendo discernir entre diferentes grupos de fallas correspondientes a un estado de esfuerzos determinado, sin necesidad de utilizar programas de cómputo.

2.5 Red sísmica temporal

Con el fin de obtener información de la sismicidad local se instaló una red sísmica temporal móvil, cuya cobertura incluyó el área de estudio y las fallas principales. La duración de la campaña fue de un año, de abril de 2005 a abril de 2006.

La red sísmica consistió inicialmente de 8 sismógrafos marca GeoSIG modelo GVB 316 (operación manual) de periodo corto (Figura 2.2A). Cada estación está compuesta de un sismógrafo triaxial, un GPS, un panel solar de 18 V, un controlador voltaico y una batería de 12 V, la configuración de cada estación se muestra en las Figuras 2.2B y 2.3.

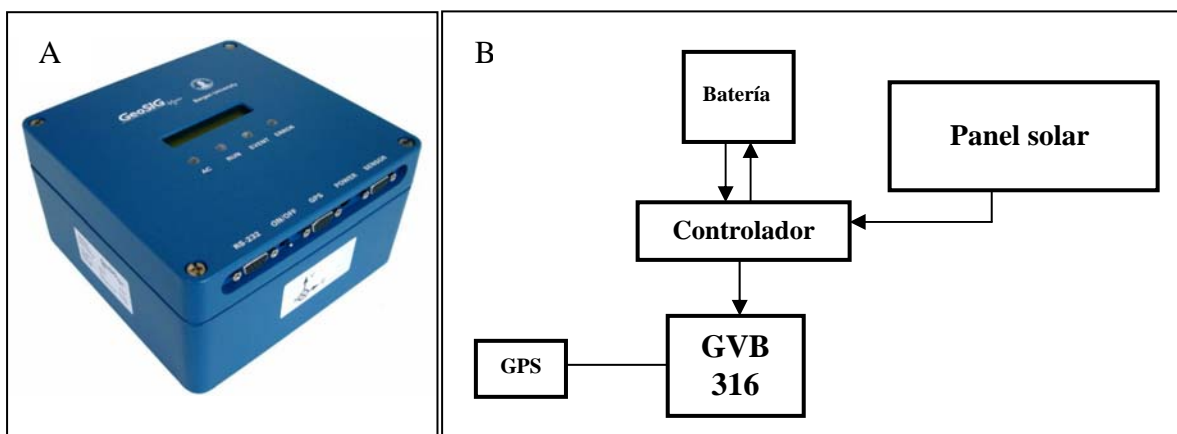


Figura 2.2. A – sismógrafo GeoSIG, modelo GVB 316. B – configuración típica de las estaciones sísmicas temporales.

Para la instalación de cada estación se buscaron lugares que contaran con las siguientes características: 1) que el macizo rocoso se encontrara aflorando para evitar efectos de amplificación provocado por sedimentos no consolidados; 2) alejados de fuentes de ruido antropogénico y ambiental como: carreteras, terrenos utilizados para el cultivo, ganadería y/o árboles; 3) alejados de fuentes que interfieran con el buen funcionamiento de los aparatos como son: líneas de alta tensión, antenas de comunicación, etc; 4) Finalmente que sean seguros para evitar la afectación física de la estación sísmica, como pueden ser: robo, desmantelamiento y destrucción de parcial o total de los instrumentos.

Una vez decidido el lugar adecuado para la instalación la estación, se procede a instalarla siguiendo los siguientes pasos:

- 1) Limpieza del lugar de instalación. El lugar debe estar libre de vegetación, suelo y rocas sueltas.
- 2) Crear una superficie plana y horizontal sobre el lecho rocoso.
- 3) Fijar un mosaico de cerámica impermeable al lecho rocoso y que se encuentre perfectamente en posición horizontal.
- 4) Orientar el sismógrafo hacia el Norte geográfico, utilizando una brújula declinada.
- 5) El aparato se protege de la humedad del ambiente mediante un domo que lo aisle de las variaciones de presión y temperatura (Figura 2.3A).
- 6) El aparato se energiza mediante un panel solar, el cual es inclinado ligeramente hacia el Sur.
- 7) Finalmente, el sismógrafo queda referenciado espacial y temporalmente mediante el uso de un GPS.

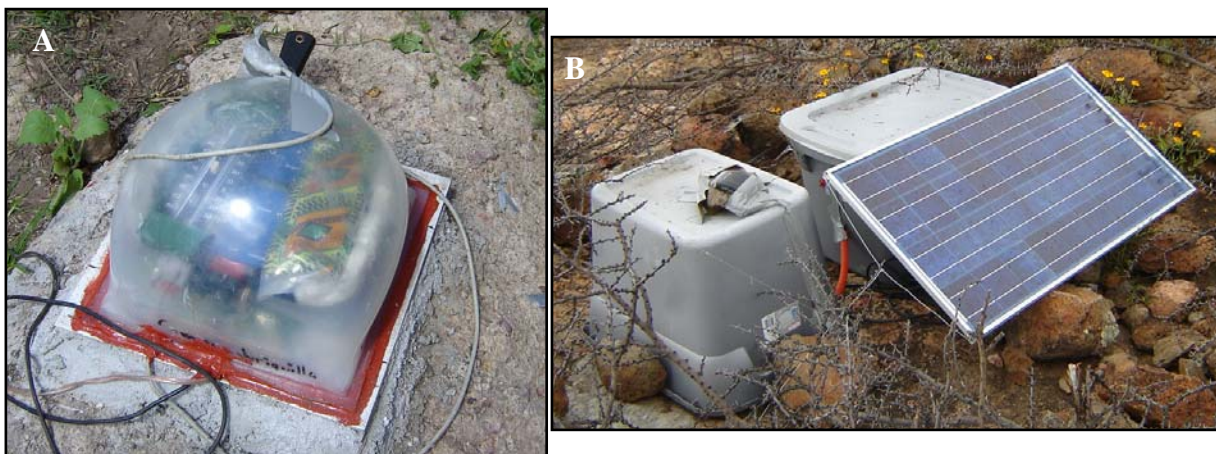


Figura 2.3. Estación sísmica temporal móvil. A – sismógrafo GVB orientado e instalado.
B – vista típica de la estación completa.

Una vez instalada la estación, se procede a la programación del sismógrafo. Para ello se establecen los parámetros necesarios para el registro adecuado de las señales locales. Dado que se trata de instrumentos digitales, se pueden ajustar la tasa de muestreo, el nivel de

ruido, el tipo de disparo del registro, el tiempo de duración del registro, el nombre y lugar de la instalación de la estación.

Los instrumentos se programaron para dispararse mediante la relación STA/LTA (*Short Time Average/Long Time Average*). Una vez que se excede esta relación el sismógrafo registra los eventos. El objetivo de utilizar este tipo de disparo es que la sensibilidad del mismo se adapta a la señal sísmica de fondo.

Los parámetros utilizados para la detección de sismos en la zona de estudio fueron:

STA = 0.5 segundos.

LTA = 20 segundos.

STA/LTA = 24 dB.

Los sismógrafos se programaron para que cada registro tuviera al menos de 10 s de pre-evento y 20 s de post-evento más la parte principal del evento, esto con la finalidad de no perder información de cada registro. Las estaciones sísmicas se instalaron a una distancia entre ellas de 10-30 km. La instalación y mantenimiento de la red se realizó a la par del trabajo de cartografía.

Dado que la zona de estudio fue muy grande con respecto a la cobertura que se podía tener con los sismógrafos, se decidió dividir dicha zona en subzonas. El intervalo de tiempo de registro entre cada campaña fue de aproximadamente cuatro meses.

2.6 Procesado de datos y análisis de señales sísmicas

Los datos recopilados se identificaron y clasificaron por día en cada estación, posteriormente se ordenaron con base en el tiempo de inicio del registro y se compararon estos tiempos con el resto de las estaciones de la red. Se identificaron las estaciones en las cuales el tiempo de inicio de cada registro coincidía entre sí en un intervalo de un minuto.

El procesado de las señales sísmicas se realizó utilizando el conjunto de programas integrados en el paquete SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2005). Este paquete permite generar una base de datos simple para analizar datos sísmicos digitales y analógicos.

Con este sistema es posible, entre otras cosas, leer manualmente diferentes fases, localizar eventos, determinar parámetros espectrales, momento sísmico escalar, azimut del arribo a partir de estaciones de tres componentes y graficar epicentros.

El sistema SEISAN está estructurado en diferentes directorios los cuales se encuentran dentro de una carpeta (SEISMO), la cual es creada por *default* al instalar el programa. La primera actividad al utilizar el sistema SEISAN es crear una base de datos única para la red instalada. Esta base de datos se encuentra ubicada dentro del directorio REA (C:\\SEISMO\\REA\\DRNGO(nombre de la estación)\\2006(año)\\04(mes)), el la cual se agrupan por fecha los diferentes eventos registrados.

Posteriormente para cada evento se unen las componentes de cada estación en un solo archivo para ser analizados. Una vez creado este archivo se grafican las señales utilizando el programa MULPLT, el cual permite leer las diferentes fases (P y S), así como la amplitud y coda de cada componente (ver Figura 2.4).

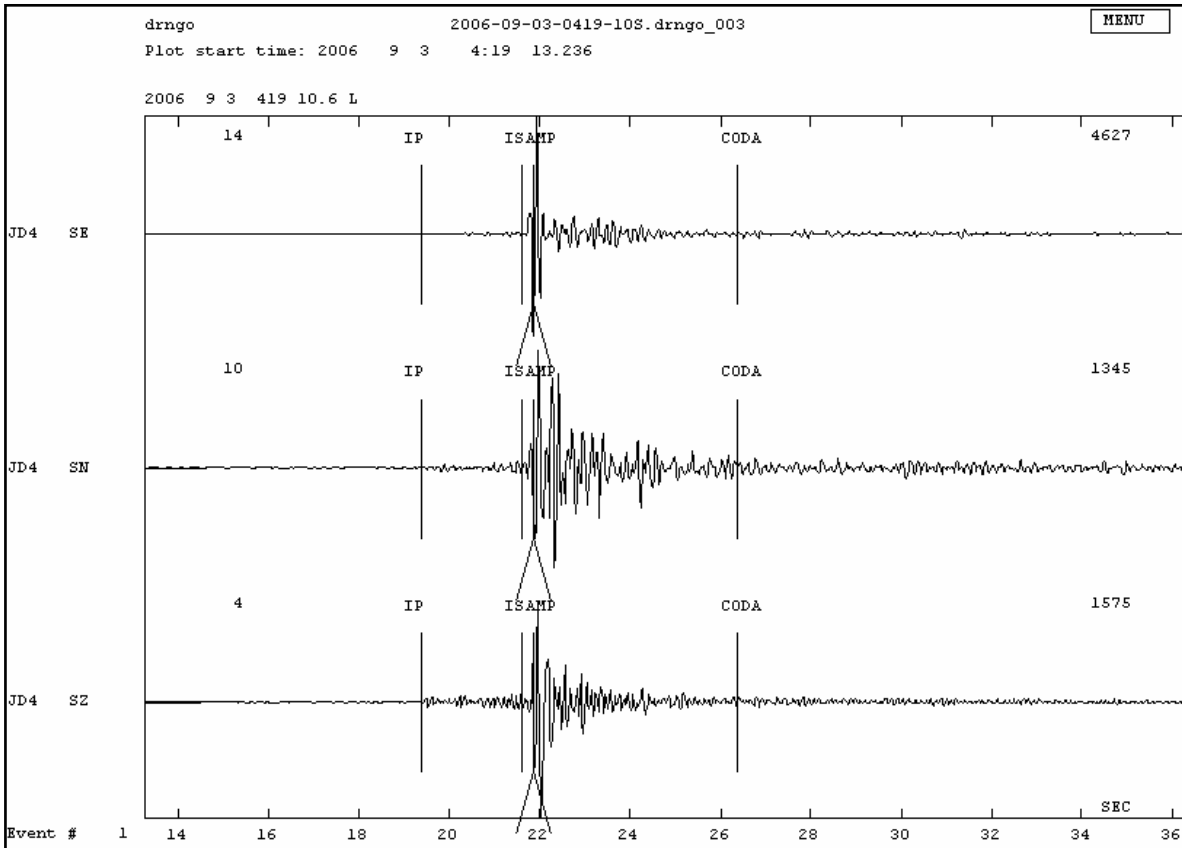


Figura 2.4. Ejemplo de un evento registrado en la estación JD4 y graficado con el programa MULPLT. En la parte superior se indica el nombre de la red, la fecha y el tiempo de inicio del registro. En la parte izquierda se indica el nombre de la estación JD4 y la componente. El eje horizontal indica el tiempo en segundos a partir del inicio del registro. Se indican las fases: IP (onda impulsiva de P); IS (onda impulsiva de S); CODA (Coda o fase F); AMP (amplitud máxima medida en la componente horizontal).

2.7 Localización de hipocentros

La localización de la fuente sísmica implica la ubicación en espacio y tiempo de un sismo y es una de las tareas fundamentales de la sismología. Los parámetros con los cuales se localiza un sismo son la latitud y longitud geográfica del epicentro (ϕ y λ), la profundidad focal (h) y el tiempo de origen (t_0). Para obtener estos parámetros es necesario conocer el tiempo de arribo de diferentes fases y de las velocidades del medio en el cual se propagan.

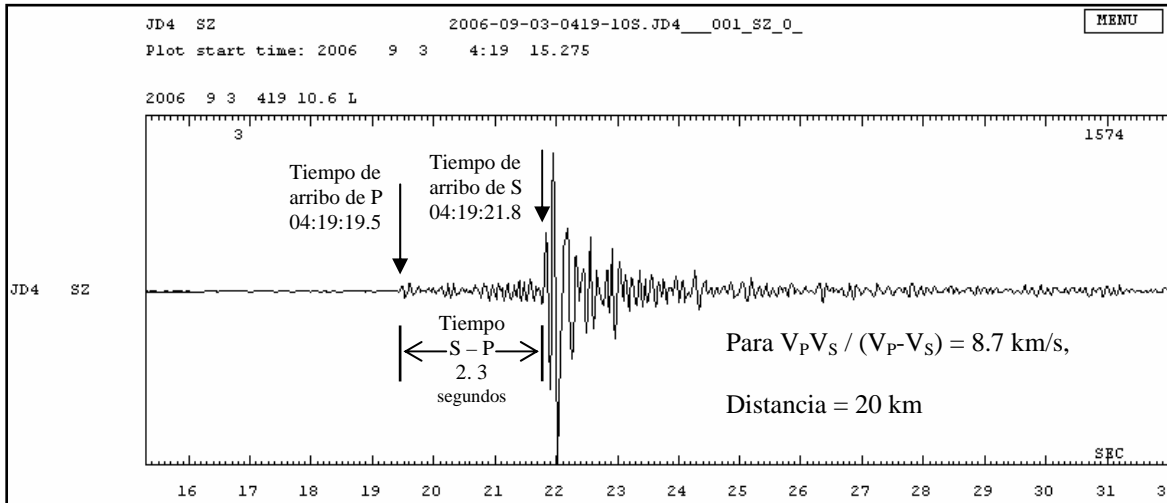


Figura 2.5. Identificación de las fases P y S de un sismo ocurrido el 3 de septiembre del 2006 ($M_l=0.9$), en la parte central del estado de Durango.

Los tiempos de arribo de las ondas sísmicas t_i son registradas en un número N de estaciones con coordenadas geográficas ϕ y λ . Los tiempos de arribo pueden ser considerados como funciones no lineales de las coordenadas de las estaciones (ϕ_i y λ_i), parámetros focales (coordenadas, profundidad, y tiempo de origen; ϕ_0 , λ_0 y t_0), y la distribución de velocidades de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra.

Para la localización de los hipocentros se utilizó el sistema SEISAN. Dentro de este sistema está el programa interactivo EEV, utilizando este programa se puede trabajar con eventos individuales dentro de la base de datos con los datos de la red. Una vez identificado el evento de interés se puede graficar, editar y localizar éste. Todas estas actividades pueden ser guardadas para posteriormente modificar algún parámetro en particular. Para la localización de los eventos se utilizó el programa Hypoinverse (Klein, 1985), el cual funciona en ambiente MS-DOS.

Para que el programa realice la localización de los eventos necesita información de entrada como es la latitud, longitud y altitud de las estaciones, modelo de velocidades de la zona de estudio y otros parámetros utilizados para el cálculo, que son definidos en el archivo STATION0 dentro del directorio DAT. Además el programa Hypoinverse necesita la lectura de los tiempos de arribo de las fases P y S en un mínimo de 3 estaciones, así como la amplitud y la coda.

Para realizar adecuadamente las localizaciones se requiere un modelo de velocidades de la corteza de referencia. Dado que se conoce poco sobre el modelo de corteza local se utilizó un modelo de velocidades modificado de Yamamoto (1993) (Tabla 2.2).

Tabla 2.2 Modelo de velocidades corticales propuesto para el área de estudio.

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
0 – 1	3.3
1 - 5	5.7
5 – 15	6.7
15 - ∞	8.0

Para tener una localización completa se requiere el cálculo de las magnitudes, el cual se realizó utilizando el mismo programa. Este parámetro se determinó con base en la duración del evento (magnitud por coda) a partir del tiempo de P y del tiempo F, que es el tiempo en el cual finaliza la coda (fase F) y ocurre cuando la señal decae hasta 10 mm de pico a pico en el registro gráfico(ver manual de usuario [Klein ,1985]). La ecuación utilizada dentro de la rutina de cálculo es:

$$FMAG = FMA1 + FMB1 * \log(FMP) + FMD1 * D + FMZ1 * Z + FCOR$$

donde:

- FMAG – magnitud de duración de coda
- FMA1 – constante de la estación
- FMB1 – constante de la estación
- FMP – tiempo (F-P)
- FMD1 – constante de la estación
- FMZ1 – constante de la estación
- FCOR – factor de corrección para cada estación
- D – distancia epicentral
- Z – profundidad del hipocentro

3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Dentro del área de estudio se reconocieron nueve unidades litoestratigráficas (Figura 3.1), predominantemente riolíticas, a excepción de las unidades en la base y cima de la columna estratigráfica, las cuales tienen composiciones de intermedias a básicas.

3.1 Eoceno

Andesita Coneto (TE₀-Ac)

En este trabajo se le da el nombre de andesita Coneto a la unidad litoestratigráfica más antigua del área cartografiada, la cual está formada por coladas de lavas máficas de estructura masiva y textura porfídica.

Localización y distribución

La localidad tipo de esta unidad se encuentra al este de la sierra de Coneto en el municipio de Coneto de Comonfort. En ese lugar aflora de manera muy extensa y se aprecia de forma clara su composición, estructura, textura y mineralización mismas que se observan en las demás localidades dentro del área de estudio.

Esta unidad aflora de forma extensa tanto en la parte noroeste del área de estudio, como al norte y al este de la sierra del Epazote (Anexo3-Mapa Geológico). Se encuentra específicamente en la parte suroeste del cerro El Chinacate, en la localidad de Los Pinos, en los cerros Divisadero y Botijas, en la localidad de las Conchas, en las localidades al noreste de Villa Hermosa y en la localidad de Tejamen. En la parte sur del área de estudio, al oeste de Canatlán, aflora en la localidad de Potrero de los Herrera, en la base de los cerros las Moras y Carrizalillo.

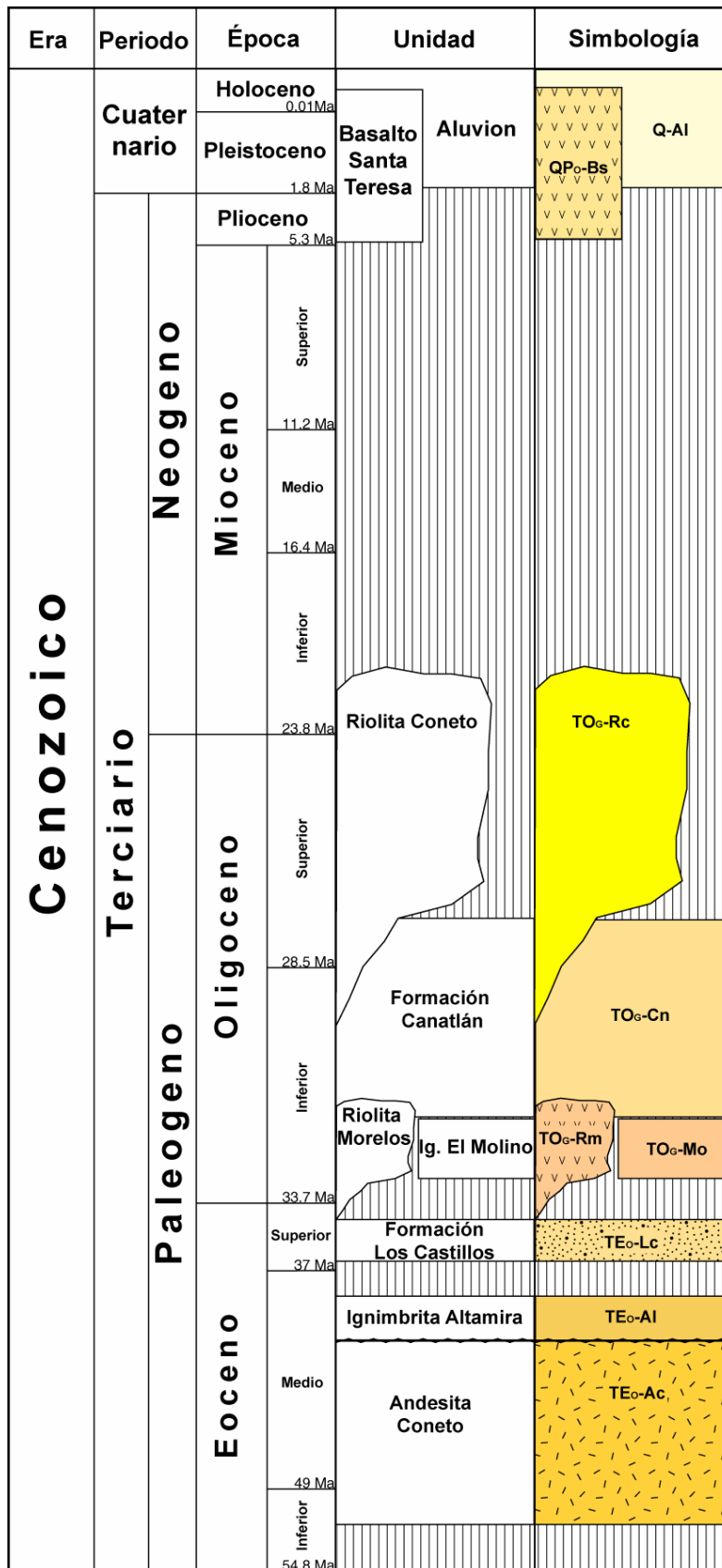


Figura 3.1. Columna litoestratigráfica del área de estudio.

Descripción litológica

La andesita Coneto consiste de una serie de derrames de andesita de estructura masiva, el color de intemperismo es gris verdoso en la localidad tipo y rojo ocre en las demás localidades. La textura es porfídica principalmente, aunque en las localidades de Coneto y las Conchas hay algunos flujos de textura afanítica, la matriz está formada de microfenocristales de plagioclasa y fenocristales de plagioclasa zonada de hasta 5 mm y piroxenos de hasta 3 mm. En la localidad de Los Pinos se observaron xenolitos de rocas máficas afaníticas color rojizo de hasta 40 cm (Figura 3.2). En la localidad de Coneto esta unidad contiene vetas de cuarzo y diques máficos, presenta alteración argílica en las zonas con mayor densidad de diques y vetas.



Figura 3.2. Fotografías de la andesita Coneto tomada en la localidad de Los Pinos. A - Estructura masiva de la andesita Coneto con vetas de cuarzo, la base de la foto es de 2 metros de ancho. B - Xenolitos máficos en la andesita Coneto.

Límites y espesor

Se infiere que la andesita Coneto está ubicada estratigráficamente sobre rocas del basamento metamórfico o bien sobre rocas sedimentarias jurásicas y/o cretácicas, aunque ese contacto no aflora en el área cartografiada. Subyace en contacto discordante a

secuencias piroclásticas como la ignimbrita Altamira, formación Los Castillos e ignimbrita Canatlán (Figura 3.3). El mayor espesor de esta unidad se observó en la localidad de Villa Hermosa y se calcula en poco más de 100 metros. Sin embargo, es posible que su espesor real pueda ser mayor, ya que no aflora el contacto inferior en ninguna localidad.

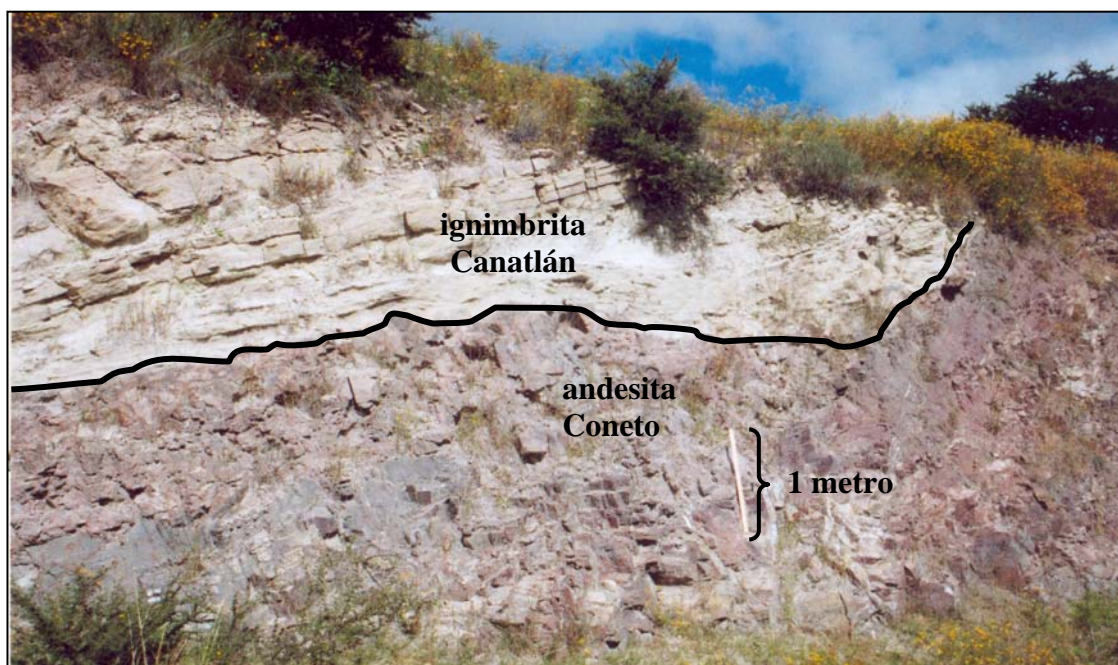


Figura 3.3. Contacto entre la andesita Coneto y la ignimbrita Canatlán, en la localidad de Coneto de Comonfort.

Correlación y edad

Dentro del área de estudio, Reyes-Cortés (1985) se refiere a la andesita Coneto como grupo Gotera y lo divide informalmente en 7 formaciones, siendo las 4 unidades superiores (fm. Las Moritas, fm. La Soledad, fm. Santa Clara y fm. Azul) correlacionables con la Andesita Coneto, sin embargo, durante el trabajo de campo no se observaron dentro del área de estudio las unidades inferiores a la andesita Coneto descritas por Reyes-Cortés (1985). La similitud de las tres unidades inferiores del grupo informal Gotera con la ignimbrita Canatlán hace obvia su correlación, posiblemente ese autor, correlacionó las lavas máficas más recientes del basalto Santa Teresa con lavas más antiguas de la andesita Coneto, motivo por el cual lo agrupó en ese orden estratigráfico. La andesita Coneto es muy similar a las descripciones realizadas por Swanson (1974), Carrasco-Centeno (1978a y 1978b) y

McDowell y Keizer (1977) de la formación Andesita Antigua, a la cual se le han asignado edades isotópicas por el método K-Ar, de entre 38.8 ± 0.1 Ma en San Lucas de Ocampo (Carrasco-Centeno, 1978) y 51.6 ± 1.3 Ma en la sierra del Registro (McDowell y Keizer, 1977), ubicándola así en el Eoceno Inferior-medio. En la localidad de Coneto de Comonfort, Solé *et al.* (2007) le asignan una edad isotópica K-Ar en roca total de 27 ± 2 Ma, interpretándola como la edad del emplazamiento; sin embargo, por las relaciones estratigráficas de campo y el contexto geológico regional, en este trabajo no se considera esta edad. Las rocas fechadas más cercanas al área de estudio se encuentran en la localidad de San Lucas de Ocampo, ubicada a ~ 35 km al sureste de Coneto de Comonfort, dada la cercanía del afloramiento y la correlación litológica, agrupa con las unidades de edad Eoceno Inferior-medio para los afloramientos cartografiados.

Mineralización

Dentro del área de estudio los distritos mineros de Coneto de Comonfort (abandonado) y Tejamén (activo), se encuentran emplazados en la andesita Coneto y son clasificados por Carrasco y Solís (1978) como depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn. El distrito minero de San Lucas de Ocampo (al suroeste del área de estudio) también se encuentra emplazado dentro de esta unidad. En la localidad de Coneto de Comonfort la roca contiene minerales secundarios como clorita y sericita.

Ignimbrita Altamira (TE₀ – A1)

Se denomina ignimbrita Altamira a dos depósitos de ignimbrita de alto grado de soldamiento que afloran, principalmente, en la parte sur del área de estudio. Ambas constituyen la unidad ignimbrítica más antigua observada dentro del área.

Localización y distribución

La localidad tipo de la ignimbrita Altamira se localiza en el poblado del mismo nombre, al este de la carretera de Canatlán a Piedra encimada, en donde aflora de forma más extensa.

Los afloramientos se concentran en la parte centro-sur del área de estudio y no se observó en la parte norte. Aflora principalmente en las partes bajas del pilar de Canatlán, en la localidad de Piedra encimada, en Manuel Altamirano y Potrero de Los Herrera al oeste de Canatlán (Anexo3-Mapa Geológico).

Descripción litológica

Esta unidad está compuesta por 2 miembros diferenciables por el contenido de líticos y grado de soldamiento (Figura 3.4):

Miembro ignimbrita A1 - en la localidad tipo y en el pilar de Canatlán, aparece como un depósito masivo, soldado, color rosa oscuro, compuesto principalmente por matriz afanítica con cristales de feldespatos, cuarzo y biotita. El depósito soporta pómez (*fiammes*) de hasta 8 cm y clastos líticos angulosos de hasta 5 cm de rocas volcánicas máficas afaníticas, rocas metamórficas y sedimentarias (caliza). El contenido de líticos es del 10% aproximadamente, siendo los clastos más abundantes los de rocas máficas afaníticas.

Miembro vitrófido A2 - Este miembro corresponde a un vitrófido ignimbrítico que aflora con características muy similares en las localidades de Manuel Altamirano, Arnulfo R. Gómez y Potrero de Los Herrera, descansa sobre la ignimbrita A1 y a diferencia de ella mientras el grado de soldamiento es mayor, el contenido de líticos es menor. El color de intemperismo varía de café oscuro a negro, el depósito es masivo y está compuesto principalmente por matriz vítrea eutaxítica (Figura 3.5) y pómez de hasta 8 cm. Contiene cristales abundantes de cuarzo anhedral en tamaños de 1-2 mm (10-15 % del total de la roca), feldespato en tamaños de 1-3 mm, escasos óxidos, posiblemente biotitas alteradas dado que guardan su habito, en tamaños de 1mm y se observan algunos cristales de olivino dispersos. La matriz soporta escasos clastos líticos de ~1 cm de diámetro, geometría angulosa, color gris y textura afanítica; su composición no se pudo definir con exactitud.

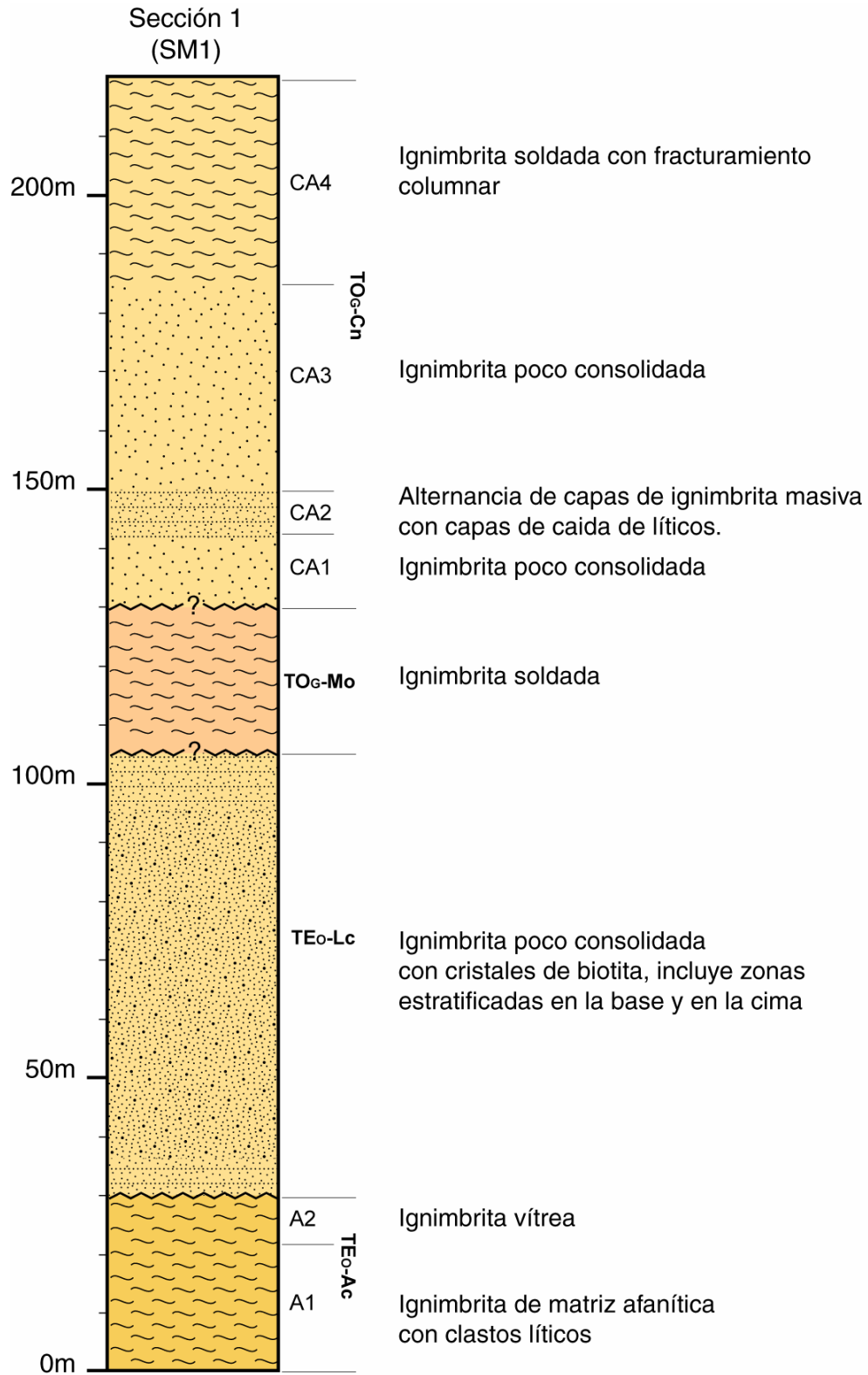


Figura 3.4. Columna estratigráfica medida en la localidad de Canatlán.



Figura 3.5. Fotografía de la ignimbrita Altamira, tomada en la localidad de Manuel Altamirano. Textura eutaxítica del miembro vitrófido A2.

Límites y espesor

La base de la ignimbrita Altamira se encuentra en contacto erosivo con la formación andesita Coneto y se observa únicamente en la localidad de Potrero de Los Herrera, en ese lugar está representada por el miembro vitrófido A2, estando ausente el miembro A1. El contacto superior se observa en el pilar de Canatlán (Figura 3.4), donde la formación Los Castillos descansa en contacto erosional sobre el miembro A2.

El espesor mínimo del miembro A1 es superior a 40 m en la localidad tipo, ya que no se observó la base. El espesor mínimo del miembro A2 es de siete metros en el pilar de Canatlán y más de 40 m en Manuel Altamirano, ya que no se observó la base ni la cima. Por lo anterior, se estima como mínimo para la ignimbrita Altamira un espesor de 80 m.

Forma y aspectos regionales

En la localidad tipo y en Piedra encimada, la ignimbrita Altamira presenta un grado de erosión mayor en relación con la morfología de las unidades más recientes, formando relieves más bajos (Figura 3.6). Mientras que la localidad de Manuel Altamirano tiene una orientación del echado buzando hacia el Norte, a diferencia de las unidades más recientes que consistentemente buzando hacia el Noreste. Ello indica que sufrió deformaciones anteriores al depósito de las unidades más recientes.



Figura 3.6. Fotografía del cerro del Águila, rocas de la ignimbrita Altamira; se observa con un relieve suavizado. Localidad de Manuel Altamirano.

Correlación y edad

Esta unidad se puede correlacionar litológicamente con la formación Toba Registro, la cual es la unidad ignimbrítica más antigua que aflora en la sierra del Registro y sierra de San Lucas, descrita por Swanson *et al.* (1974) y Keizer (1973). McDowell y Keizer (1978) reportan una edad isotópica (promedio de dos edades) por el método K-Ar de 31.8 Ma.

Sin embargo, en este trabajo se reporta una edad K-Ar en sanidino de 38.8 ± 1.0 Ma para el miembro A1 de la ignimbrita Altamira (Tabla 3.1), ubicándose en el Eoceno Medio-Superior. Esto indica que la ignimbrita Altamira es más antigua que la Toba el Registro, por lo tanto se considera como una unidad diferente. Dentro del área de estudio se observo

a la ignimbrita Altamira sobre la andesita Coneto, la edad de 38.8 ± 0.1 Ma obtenida de la andesita Coneto por Carrasco-Centeno (1978), indica que estas dos unidades se encuentran dentro del rango de error, por lo tanto se considera que la ignimbrita Altamira toma su valor de edad mínima 37.8 Ma.

Tabla 3.1. Edades isotópicas K-Ar obtenidas en este estudio

Muestra	Unidad litoestratigráfica	Coordenadas UTM*		%K	⁴⁰ Ar radiogénico nl/g	% ⁴⁰ Ar atmosférico	Edad Ma
		Norte	Oeste				
NI-23	Riolita Morelos	2765400	478411	5.68	7.042	9.4	32.2±0.8
CN-21	Ignimbrita El Molino	2741915	501945	6.19	7.660	22.4	32.2±0.8
CN-19	Formación Los Castillos	2737850	501505	5.32	7.300	3.9	35.6±0.9
CN-24	Ignimbrita Altamira	2728012	518502	3.98	5.951	19.4	38.8±1.0

* Coordenadas UTM, correspondientes al cuadrante 13 R

Formación Los Castillos (TE_O-Lc)

Se le denomina formación Los Castillos a la unidad litoestratigráfica compuesta por una secuencia de ignimbritas de bajo grado de soldamiento, color blanco, fácilmente distinguible por su alto contenido de cristales de biotita. Esta formación incluye en la parte inferior depósitos color verdoso de ceniza lítica y de pómez y un conglomerado rojo con clastos de rocas máficas y de ignimbritas cristalinas con biotita. La parte superior incluye 3 ignimbritas, una masiva en la base, una estratificada con intercalación de pómez de caída del tamaño de *lapilli* en la parte media y una ignimbrita masiva con alto contenido de cristales de biotita, principalmente, en la cima.

Localización y distribución

La localidad tipo de esta formación es el poblado abandonado de Los Castillos, ubicado tres kilómetros al sur del poblado El Molino, allí tiene un espesor mayor que en las demás localidades, llegando a tener más de 100 metros; además, allí presenta sus características más distintivas. La formación Los Castillos aflora en gran parte del área cartografiada, en la

parte noreste del área formando la parte media de la sierra del Epazote, en la parte oeste de la sierra de Coneto y en la parte centro-sur del área de estudio (Anexo 3-Mapa Geológico).

Descripción litológica

La parte inferior de esta formación está subdividida en dos miembros:

Miembro volcanoclástico (LC1) - Consiste de un depósito estratificado de color verde claro, con espesor de 5 metros como mínimo (Figura 3.7), ya que no se observó la base ni la cima. Este miembro está compuesto por capas de espesor de entre 5 y 30 cm, compuestas principalmente por matriz de ceniza, con clastos subangulosos a subredondeados de color verdoso, ceniza con líticos rojizos y pocos cristales de feldespato de menos de 1 mm, esta matriz soporta clastos líticos y de pómez de hasta 6 cm. La estratificación es paralela y los cambios entre cada capa son graduales. Este miembro aflora en las localidades de Los Castillos, José Cruz Gálvez y San José de Morolillos.



Figura 3.7. Fotografía del miembro LC1 de la formación Los Castillos, en la localidad de Cruz Gálvez.

Miembro conglomerático (LC2) - Sobre el depósito anterior se encuentra un depósito estratificado de color rojizo, de aproximadamente cinco metros de espesor. Este depósito está formado por estratos de 10 a 30 cm de espesor con estratificación tanto cruzada como paralela, el depósito está compuesto principalmente por matriz arenosa de color rojizo, los granos son cristales y líticos angulosos a subredondeados. Esta matriz soporta cantos redondeados y subredondeados de hasta 20 cm de diámetro (Figura 3.8), son polilitológicos, incluyendo clastos de ignimbrita cristalina con biotita, cuarzo y feldespato, clastos de andesita porfídica y también de andesita afanítica. El contacto inferior no se observó, el contacto superior está bien definido, es irregular y discordante. Este miembro aflora en las localidades de José Cruz Gálvez y de San José de Morolillos (Anexo 3-Mapa Geológico, Figura 3.9-Sección 4).



Figura 3.8. Fotografía del miembro conglomerático de la formación Los Castillos. Fotografía tomada en la localidad de Cruz Gálvez.

La parte superior de esta formación está compuesta por tres miembros diferentes (Figura 3.9 Sección 2), que en su sucesión estratigráfica son los siguientes:

Miembro ignimbrítico (LC3) – El tercer miembro es un depósito principalmente masivo con algunas zonas estratificadas, medianamente consolidado, de color crema claro en roca fresca y verde claro su color de intemperismo, el espesor mínimo es de 20 m ya que no se

observó la base, está compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez, contiene aproximadamente 20% de cristales de cuarzo, feldespato y biotita. La matriz soporta fragmentos de pómez de hasta 2 cm y líticos menores a 1cm.

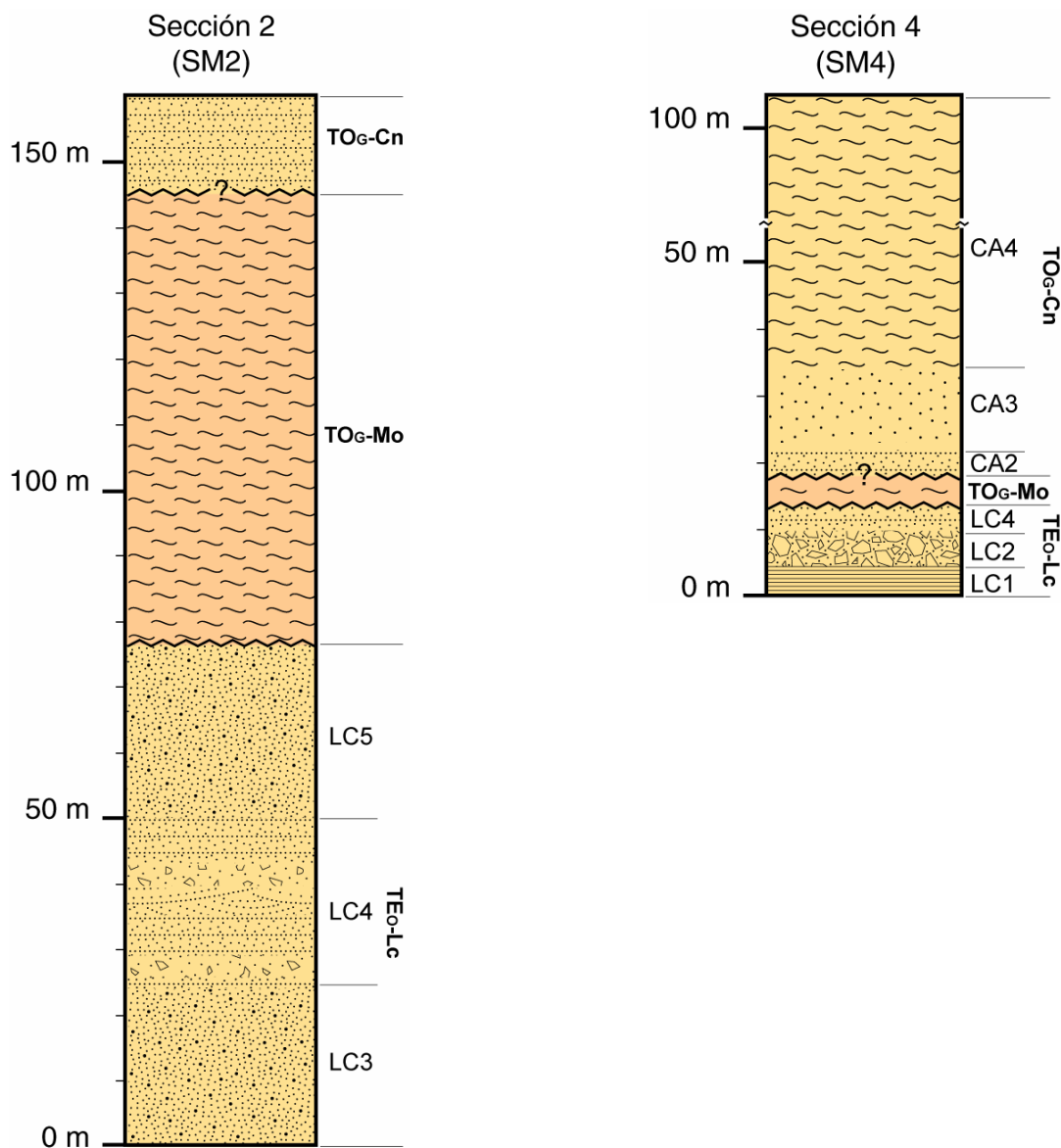


Figura 3.9. Secciones estratigráficas. Sección 2 – columna estratigráfica medida en la localidad El Molino. Sección 4 – columna estratigráfica medida en la localidad Cruz Gálvez.

Miembro estratificado (LC4) - Como cuarto miembro y concordantemente sobre el depósito anterior, se encuentra un depósito estratificado, de ~30 m de espesor, compuesto

por estratos con diferentes espesores (Figura 3.10), dureza, color y tipo de soporte (clástico o por matriz). Los estratos masivos llegan a tener un espesor máximo de 1 m, están compuestos principalmente por matriz de ceniza de pómez, soportando abundantes fragmentos líticos angulosos de rocas volcánicas máficas afaníticas de colores rojizo, gris oscuro y negro de tamaños generalmente < 1 cm, pero que llegan a alcanzar hasta 3 cm. Los estratos más pequeños, que van de 1 a 20 cm de espesor, están compuestos principalmente por clastos de pómez, angulosos, con tamaños de hasta 2 cm. Se observa que están soportados clasto a clasto y la estratificación es paralela. Estos estratos alternan con estratos de 1 a 10 cm con estratificación cruzada, compuestos principalmente por matriz de ceniza de pómez de colores rosa y blanco, contiene cristales de cuarzo, sanidino, en menor cantidad biotita y ceniza lítica color gris.

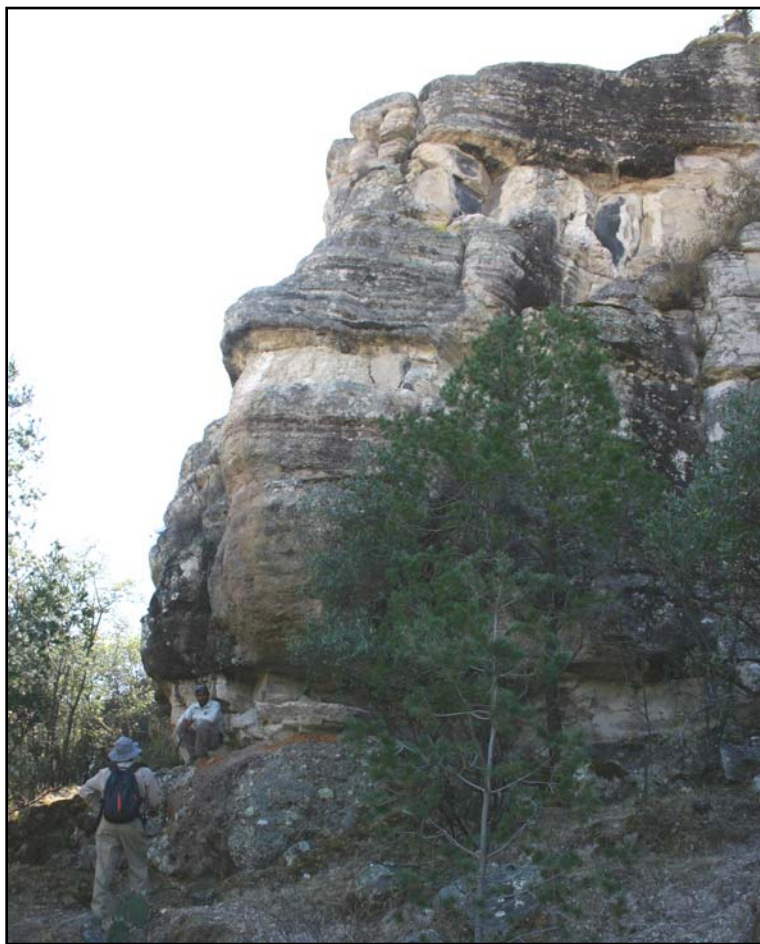


Figura 3.10. Fotografía del miembro estratificado LC4 de la formación Los Castillos. Localidad Los Castillos.

Miembro ignimbrítico (LC5) - Como tercer subunidad y sobre la secuencia de depósitos anteriores se encuentra un depósito masivo de 35 m de espesor aproximadamente, compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con cristales euhedrales de biotita, muy abundantes de tamaño de 3 mm generalmente, también contiene cuarzo y sanidino, no se observan líticos. Tiene un color de intemperismo gris verdoso y un color rosa claro/crema en fractura fresca.

Límites y espesor

El contacto inferior de la formación Los Castillos es erosivo con la formación Altamira, también se la observa sobre la andesita Coneto en la localidad de Villa Hermosa y el contacto superior es por discordancia angular con la ignimbrita El Molino, en la localidad de El Molino (Figura 3.11). El espesor total de esta unidad se calculó en 95 metros.

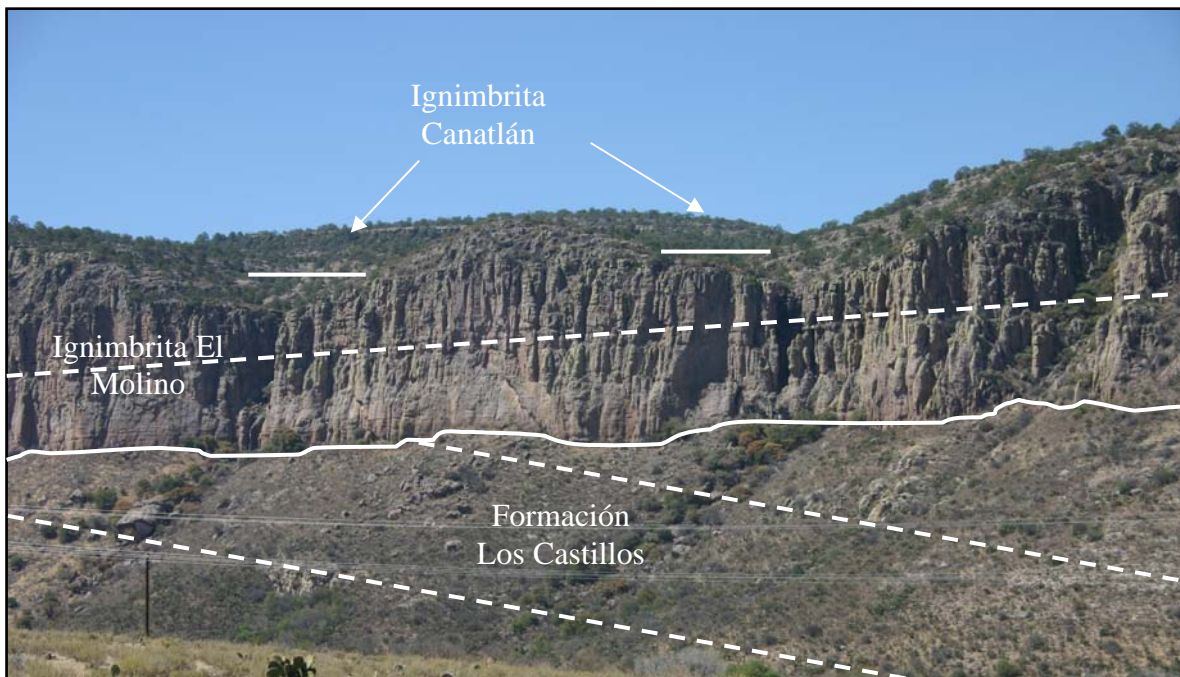


Figura 3.11. Discontinuidad angular entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino, estando esta última sobreyacida por la ignimbrita Canatlán. Las líneas continuas marcan el contacto entre las unidades y las líneas discontinuas marcan la inclinación de las capas.

Correlación y edad

Las descripciones realizadas por Reyes-Cortes (1985) de las formaciones Ocampo, Alumbre y El Salto concuerdan bastante bien con los miembros superiores (LC3, LC4 y LC5) de la formación Los Castillos. Sin embargo, en este trabajo se propone un nuevo nombre debido a que las observaciones en campo, la composición mineralógica y las estructuras primarias, permiten agruparlas como una sola unidad, lo cual también facilita su separación cartográfica.

La edad isotópica K-Ar en sanidino del miembro LC3 de la formación Los Castillos es de 35.6 ± 0.9 Ma (Tabla 3.1), por lo tanto se ubica en el Eoceno Superior, lo cual es congruente con la relación estratigráfica que tiene con la ignimbrita Altamira de 38.8 ± 1.0 .

3.2 Oligoceno-Mioceno

Ignimbrita El Molino (TO_G-Mo)

Se propone el nombre de ignimbrita El Molino a la unidad litoestratigráfica formada por un depósito ignimbrítico soldado, cuyas características de dureza, espesor, color y mineralogía contrastan con las unidades superiores e inferiores que afloran dentro del área de estudio.

Localización y distribución

La localidad tipo de la ignimbrita El Molino se ubica en los cerros que rodean el poblado El Molino, a 10 km aproximadamente de Guatimapé, ubicado en la parte central del área de estudio donde presenta el mayor espesor observado. Esta unidad aflora principalmente en la parte centro-sureste del área de estudio, en el pilar de Canatlán, al noroeste y sureste de José Cruz Gálvez (Anexo 3-Mapa Geológico).

Descripción litológica

En la localidad tipo esta unidad es un depósito masivo, soldado, con un color de intemperismo rojizo y un color de roca fresca rosa oscuro. Está compuesta principalmente por matriz afanítica color rojizo que contiene fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 3 mm, tiene textura eutaxítica con *fiammes* de hasta 6 cm, no se le observaron líticos y tiene fracturamiento columnar bien desarrollado. En el pilar de Canatlán (Figura 3.4.) esta unidad es muy similar al afloramiento de El Molino, pero en la base, los primeros 15 m contiene clastos líticos de rocas volcánicas afaníticas rojizas de 2 cm como máximo y tiene *fiammes* de hasta 10 cm. En la parte superior los clastos líticos están ausentes, el tamaño de los *fiammes* disminuye a menos de 10 cm y el fracturamiento columnar es más definido.

Límites y espesor

La ignimbrita El Molino se encuentra aflorando en la localidad tipo sobreyaciendo la formación Los Castillos, donde forma una discontinuidad angular (Figura 3.11). En las otras localidades la ignimbrita El Molino también se observa sobre la formación Los Castillos pero no se observó el contacto debido a que está cubierto. El contacto superior de esta unidad es discordante con la ignimbrita Canatlán, esto se puede observar en la localidad tipo donde, sobre la ignimbrita El Molino, se observa a la ignimbrita Canatlán con diferente echado; de esta manera, esta unidad se encuentra en discordancia con las unidades sub y suprayacentes; por esta razón, se consideró adecuado separarla como una unidad individual.

El espesor en la localidad tipo es de aproximadamente 120 m, mientras que es de 25 metros en el pilar de Canatlán. Se observan grandes variaciones en el espesor de esta unidad en cortas distancias, lo cual puede indicar una topografía abrupta al tiempo de su emplazamiento.

Correlación y edad

La ignimbrita El Molino no se correlaciona con ninguna de las unidades reportadas fuera del área de estudio. La edad isotópica K-Ar en sanidino de la ignimbrita El Molino es de 32.2 ± 0.8 Ma (Tabla 3.1), ubicándose en el Oligoceno Inferior, siendo esta edad congruente con su posición estratigráfica sobre la ignimbrita Los Castillos de 35.6 ± 0.9 Ma.

Riolita Morelos (TO_G-Rm)

Se denomina riolita Morelos a la serie domos y flujos riolíticos que afloran principalmente en la parte noroeste del área de estudio, sobre la ignimbrita Los Castillos.

Localización y distribución

La localidad tipo de esta unidad es el poblado de José Ma. Morelos y Las Palmas, en estas localidades se observan claramente sus relaciones estratigráficas y sus características litológicas. En esta unidad se incluyen los domos riolíticos que se encuentran en el flanco oriental de la sierra del Epazote, al noroeste de Nuevo Ideal. También se incluyen las rocas riolíticas bajo la formación Canatlán que están presentes en la sierra de Coneto.

Descripción litológica

En José Ma. Morelos y Las Palmas la parte basal es discontinua e irregular y tiene un espesor que varía entre 2 y 8 m. En esa zona la roca presenta textura porfídica, matriz vítrea y fenocristales de feldespatos euhedrales de color blanco, en tamaños de 1 a 2 mm. Esta zona basal cambia gradualmente a una roca de textura porfídica de color rosáceo, la matriz es afanítica y los fenocristales son de feldespatos principalmente y escaso cuarzo; presenta un fracturamiento vertical burdo a nivel de afloramiento. La parte superior de esta unidad presenta estructura en bloques. En la sierra de Coneto esta unidad es masiva y presenta bandeamiento de flujo, en algunos casos vertical, es de textura vítrea y en algunos casos

presenta un avanzado estado de devitrificación, desarrollando comúnmente abundantes esferulitas. Tiene un color verde claro y lustre vítreo.

Límites y espesor

La riolita Morelos se encuentra sobreyaciendo a la ignimbrita Los Castillos, en contacto discordante (Figura 3.12), esto se observa en la localidad de José Ma. Morelos-Las Palmas y ahí presenta un espesor total entre 7 y 15 m. En la localidad de Coneto se encuentra debajo y en contacto discordante con la formación Canatlán, con un espesor de más de 50 m.



Figura 3.12. Contacto entre la riolita Morelos y la formación Los Castillos, en la localidad de José Ma. Morelos. La línea blanca indica el contacto entre las dos unidades. La base de la fotografía es de 150 m aproximadamente y la altura del cerro es de 40 m.

Correlación y edad

Esta unidad arrojó una edad isotópica K-Ar en sanidino de 32.2 ± 0.8 Ma (Tabla 3.1), lo que es congruente con la relación estratigráfica que tiene con la formación Los Castillos de 35.6 ± 0.9 Ma.

Ignimbrita Canatlán (TO_G-Cn)

Se denomina ignimbrita Canatlán a la secuencia de depósitos piroclásticos y de caída que corresponden a la última etapa de volcanismo explosivo en el área, está dividida en cuatro miembros, el primero es una ignimbrita masiva de bajo grado de soldamiento, el segundo es una secuencia de depósitos de caída intercalados con ignimbritas de bajo grado, el tercero es una ignimbrita de bajo grado y el cuarto miembro es una ignimbrita de alto grado.

Localización y distribución

A esta unidad se le denominó ignimbrita Canatlán porque aflora completamente en el pilar de Canatlán, donde se levantó una sección localizada 3 km al Norte de la ciudad de Canatlán (Figura 3.4). La ignimbrita Canatlán aflora en la parte sur, centro y noreste del área cartografiada, pudiéndose extender hacia el suroeste.

Las principales localidades donde se observa aflorando esta unidad son: al oeste de la ciudad de Canatlán en el poblado de Santa Teresa de Pinos, al Norte en el poblado de Francisco Zarco, al Noreste en Charco Largo, también aflora de manera extensa en la parte noreste del área en la Sierra de Coneto, al oeste de la localidad de la Escondida, en la sierra de Cañas y en la sierra de Lajas (Anexo 3-Mapa Geológico).

Descripción litológica

Se reconocieron los siguientes miembros que juntos conforman la ignimbrita Canatlán:

Miembro ignimbrítico (CA1) – En la localidad tipo (Figura 3.4) la base de esta formación corresponde a un depósito de bajo grado de soldamiento, es masivo y poco consolidado, está compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con pocos cristales de cuarzo y feldespatos, soporta pómez angulosa de hasta 3 cm, el espesor aproximado de esta capa es de 10 m. En la localidad de Charco Largo (Figura 3.13) se reconoció esta subunidad y corresponde a un depósito masivo de aproximadamente 20 m de espesor, de color rosa

claro a blanco, compuesto principalmente por matriz de pómez, contiene cristales de cuarzo, feldespato, minerales verdosos no identificados y obsidiana perlitzada, soporta fragmentos de pómez de hasta 4 cm, líticos angulosos de hasta 8 cm de color gris y rojizo de textura afanítica, el depósito es poco consolidado, presenta fracturamiento columnar burdo, no se observaron gradaciones ni cambios en la granulometría de los componentes en toda la capa.

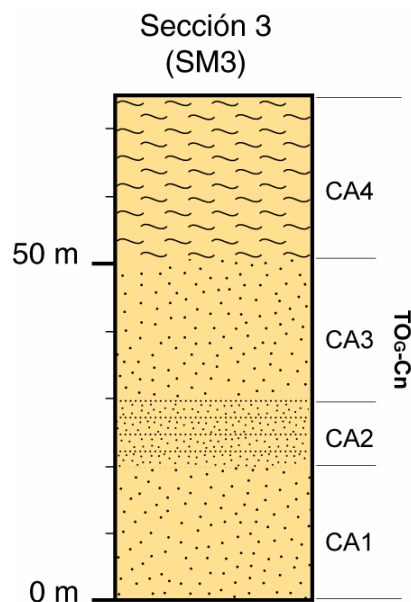


Figura 3.13. Columna estratigráfica medida en la localidad Charco Largo

Miembro estratificado (CA2) – En la localidad tipo (Figura 3.4) aflora sobre el miembro anterior un depósito estratificado de aproximadamente 8 m de espesor. Este miembro está compuesto por una alternancia de capas estratificadas con alto contenido de clastos líticos y capas masivas con alto contenido de pómez, las capas ricas en líticos son de aproximadamente 20 cm con soporte clástico, contienen abundantes líticos angulosos (casi el 90%) de hasta 7 cm, compuestos de rocas félsicas bandeadas de textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespato, la matriz es de ceniza lítica (10% aproximadamente), estos estratos alternan con capas de matriz de ceniza de pómez que soportan líticos angulosos de color rojizo y gris con 1 cm de diámetro máximo. Su fuente original debieron ser rocas volcánicas afaníticas, el espesor de estas capas van de 15 a 40 cm.

En la localidad de Charco Largo este miembro tiene aproximadamente 10 m de espesor y a diferencia del descrito en Canatlán, tiene menor contenido de clastos líticos, aquí la base consiste de un depósito estratificado de 1 metro de espesor aproximadamente, compuesto de capas de 15 cm de pómez soportadas clasto a clasto que alternan con capas de ceniza de pómez de 5 cm de espesor. La parte media la forma un depósito masivo de 5 m de espesor, compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con cuarzo y feldespatos, soportando líticos negros de textura vítrea de 1 cm. En la cima se encuentra un depósito estratificado de 4 metros de espesor, compuesto por capas de ceniza de pómez y líticos rojizos y grises, estas capas son de 1 a 5 cm. de espesor.

Miembro masivo (CA3) - En la parte media y sobreyaciendo al depósito anterior en la localidad tipo aflora un depósito masivo color rosa claro a blanco en roca fresca y gris verdoso en condiciones intemperizadas, tiene aproximadamente 30 metros de espesor, está compuesto principalmente por matriz de ceniza de pómez con aproximadamente 10% de cristales de feldespato y cuarzo, soporta fragmentos de pómez de menos de 1 cm y clastos líticos angulosos rojizos de rocas afaníticas menores a 1 cm. En la localidad Charco Largo, este miembro tiene 20 metros de espesor y aumenta el contenido y tamaño de clastos líticos, los cuales alcanzan diámetros de hasta 10 cm y son de obsidiana perlitzada y también se presentan líticos grises afaníticos.

Miembro ignimbrítico (CA4) - La parte superior de la formación la forma esta subunidad, la cual consiste en la localidad tipo de un depósito masivo de aproximadamente 30 metros de espesor, soldado, de color rosa, fracturamiento columnar bien desarrollado, este depósito está compuesto principalmente por matriz afanítica eutaxítica color rosa, contiene escasos cristales de feldespato y cuarzo, con *fiammes* < 0.5 mm, soporta clastos líticos angulosos, rojizos, de 1-3 mm. En la localidad de Charco Largo tiene 25 metros de espesor (Figura 3.14A), los *fiammes* son de hasta 20 cm en la cima (Figura 3.14B) y en la parte media son de 8 cm con color negro, los clastos líticos son de rocas grises afaníticas de 0.5 a 2 cm y están presentes en todo el depósito.

Límites y espesor

La ignimbrita Canatlán se encuentra emplazada sobre la Andesita Coneto en la parte noreste del área de estudio, en la localidad de Coneto de Comonfort (Figura 3.3). También se encuentra sobre la ignimbrita El Molino en las localidades de Canatlán, Cruz Gálvez y en El Molino (Figura 3.11). El contacto superior se observa en la sierra de Coneto (puerto Coneto), también a dos kilómetros al sur de Francisco Zarco donde se observó en contacto erosivo con la formación riolita Coneto. El espesor total de esta formación es de ~80 m, tomando en cuenta los espesores máximos medidos en campo.

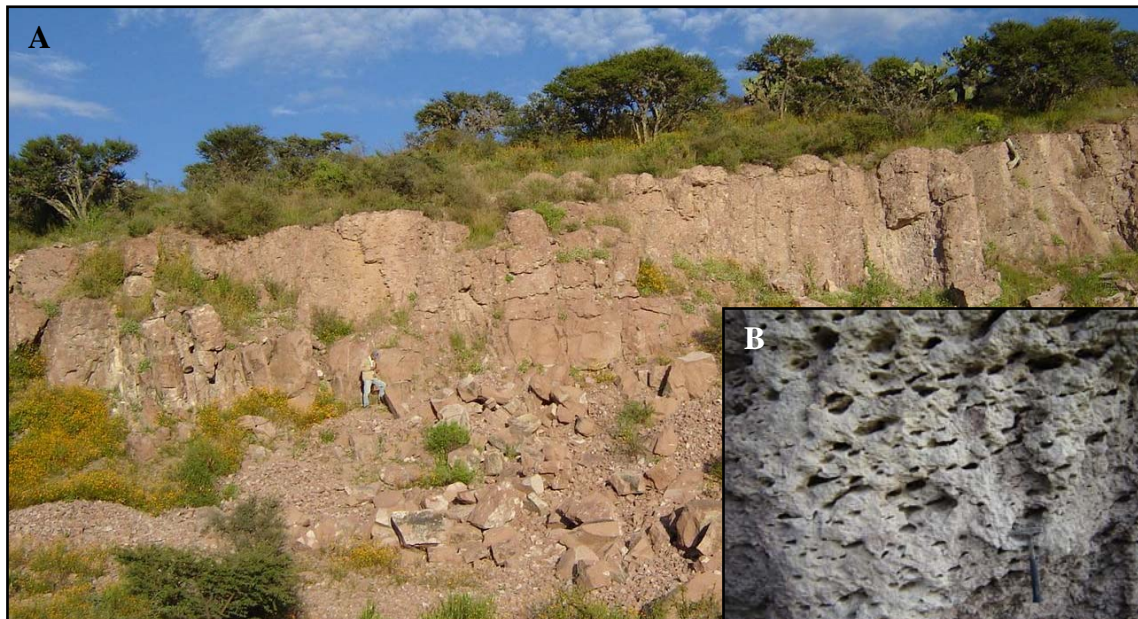


Figura 3.14. Fotografías del miembro ignimbrítico CA4. A – estructura masiva y soldada con desarrollo de fracturamiento columnar. B – oquedades formadas por el intemperismo de clastos de pómez, en esta parte alcanzan un tamaño de hasta 20 cm. Ambas fotos tomadas en la localidad de Charco Largo.

Correlación y edad

Los miembros CA1 y CA2 de la ignimbrita Canatlán se correlacionan con la unidad Las Lajas descrita por Reyes-Cortes (1985), en este estudio se añaden los miembros CA3 y CA4 descritos anteriormente, tomándose como una unidad individual ya que no se observaron discontinuidades entre los miembros de esta formación. Debido a que sobreyace

a la ignimbrita El Molino y subyace discordantemente a la riolita Coneto a esta unidad se le asigna una edad del Oligoceno Medio-Superior.

Riolita Coneto (TO_G-Rc)

Se denomina riolita Coneto a la unidad litoestratigráfica compuesta por derrames y domos de riolita que afloran sobre las secuencias ignimbríticas. Esta unidad representa el último evento de magmatismo riolítico en la región, sus afloramientos se observan en forma aislada casi en toda el área cartografiada.

Localización y distribución

La localidad tipo se encuentra en el camino conocido como puerto Coneto que cruza la sierra de Coneto, va del poblado Once de Marzo a Coneto de Comonfort. Allí la posición estratigráfica es clara y el volumen de lavas es mayor que en otras zonas. Esta unidad es reconocida de manera dispersa en toda el área cartografiada, comúnmente aparece a manera de domos y derrames, las principales localidades se encuentran en Once de Marzo, Cieneguitas y José Rabón.

Descripción litológica

Esta unidad consiste de derrames de lava félsica con estructura fluidal, incluye zonas de autobrecha y zonas vítreas. La roca es de textura porfídica, con matriz color rosa a gris, contiene fenocristales de cuarzo y feldespato en tamaños que van de 1 a 2 mm. El color de intemperismo es gris verdoso y en roca fresca es gris claro.

En la localidad tipo presenta comúnmente fracturamiento columnar y en la base zonas de autobrecha de espesor variable (Figura 3.15A), comúnmente de 1 a 3 metros, seguidas por zonas desvitrificadas. En la parte superior presenta bandeamiento de flujo (Figura 3.15B), la roca es de textura afanítica aunque los fenocristales de feldespato y cuarzo son escasos,

el espesor máximo en la sierra de Coneto es aproximadamente 50 metros, aunque en la parte norte de la misma sierra alcanza espesores superiores a los 100 metros.

En los cerros al norte de Once de Marzo aflora una roca félsica, de textura porfirítica, matriz afanítica color crema claro, con fenocristales de 1-2 mm de cuarzo anhedral y feldespato euhedral, no muy abundantes. Aproximadamente un 5% de los cristales son óxidos rectangulares de 1 mm, posiblemente biotitas oxidadas, presenta una estructura bandeada en algunas zonas, las bandas son pequeñas y de color rojo o blanco, mostrando pliegues pequeños de pocos centímetros dentro de la roca.

En la localidad de Cieneguitas esta unidad es una roca félsica de color verdoso de intemperismo y gris en roca fresca, es de matriz afanítica y tiene fenocristales de feldespato y cuarzo de 3 mm, también contiene anfíboles en tamaños cercanos a 1mm. Se presenta muy intemperizada y erosionada, en algunas zonas presenta bandeamiento de flujo. El espesor mínimo estimado es de 25 metros, pero no se observó la base.



Figura 3.15. Fotografías de la riolita Coneto. A – Autobrecha en la base de la riolita Coneto. B – Estructura bandeada parte interna unidad. Tomadas en la Sierra Coneto.

Límites y espesor

La riolita Coneto se encuentra en contacto discordante sobre la ignimbrita Altamira (en Manuel Altamirano) y la formación Canatlán (puerto Coneto, Figura 3.16), por lo tanto se le considera más joven que la formación Canatlán. El contacto superior es discordante con el basalto Santa Teresa o con sedimentos fluviolacustres recientes. El espesor de esta unidad varía de 15 m en la localidad Rancho Seco a más de 100 m al norte de la sierra de Coneto.



Figura 3.16. Contacto de la riolita Coneto sobre la ignimbrita Canatlán. Línea blanca indica el contacto entre las dos unidades. Fotografía tomada en la parte oriental de la Sierra de Coneto.

Correlación y edad

Esta formación se correlaciona con la Formación Gamón descrita por Roldán-Quintana (1968) y dentro del área de estudio se correlaciona con las unidades Yerbabuena y Grullas descritas por Reyes-Cortes (1985). En este trabajo esas dos unidades se agrupan en una sola formación y se le añaden todos los afloramientos de lavas y domos riolíticos que guardan la misma relación estratigráfica con las unidades definidas anteriormente, constituyen una litología distintiva al tratarse principalmente de lavas en contraste con el resto de las

unidades ignimbríticas. Dada su posición estratigráfica se considera que esta unidad pertenece al Oligoceno Superior.

3.3 Plioceno-Holoceno

Basalto Sta Teresa (QP₀-Bs)

Se denomina basalto Santa Teresa a la unidad litoestratigráfica formada por derrames de lavas máficas y de textura afanítica que afloran en la cima de la secuencia volcánica.

Localización y distribución

Esta unidad aflora en forma dispersa y con poco volumen dentro del área cartografiada. Sus principales afloramientos se localizan en Nogales, en Cieneguitas, Santa Teresa de Pinos, Potrero Los Herrera, El Pozole y Chaparro Díaz (Anexo 3-Mapa-Geológico). En la localidad de Santa Teresa de Pinos aflora a lo largo del arroyo que baja del poblado de Cieneguitas y continua hacia el Este hasta la presa Caboraca, allí debido a la facilidad de acceso y calidad de los afloramientos se le considera la localidad tipo, presentando las mismas características que pueden ser observadas en las demás localidades.

Descripción litológica

Esta unidad consiste de coladas de lavas máficas, de estructura en bloques y en algunos casos masiva, la roca tiene una textura afanítica, la matriz es microcristalina con abundantes cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, en algunos casos la matriz es pilotaxítica y puede contener xenolitos de peridotitas de hasta 4 cm, estos se observaron principalmente en la localidad de Potrero Los Herrera. Presenta un color de intemperismo café oscuro a rojizo oscuro, en roca fresca es de color gris oscuro a negro. Esta unidad generalmente aparece rellenando cauces de arroyos y zonas de topografía baja.

Límites y espesor

Esta unidad se encuentra aflorando en contacto discordante sobre la ignimbrita Altamira en las localidades de Arnulfo R. Gómez y Los Herrera, sobre la formación Los Castillos en la localidad de Chaparro Díaz, también sobre la ignimbrita Canatlán en Nogales y en la localidad tipo (Figura 3.17) y sobre la riolita Coneto en la localidad de El Pozole, 6 km al norte de Canatlán. El espesor es muy variable y dependiente de la paleotopografía de cada localidad, los espesores observados varían de 2 m a más de 20 m en la localidad tipo.

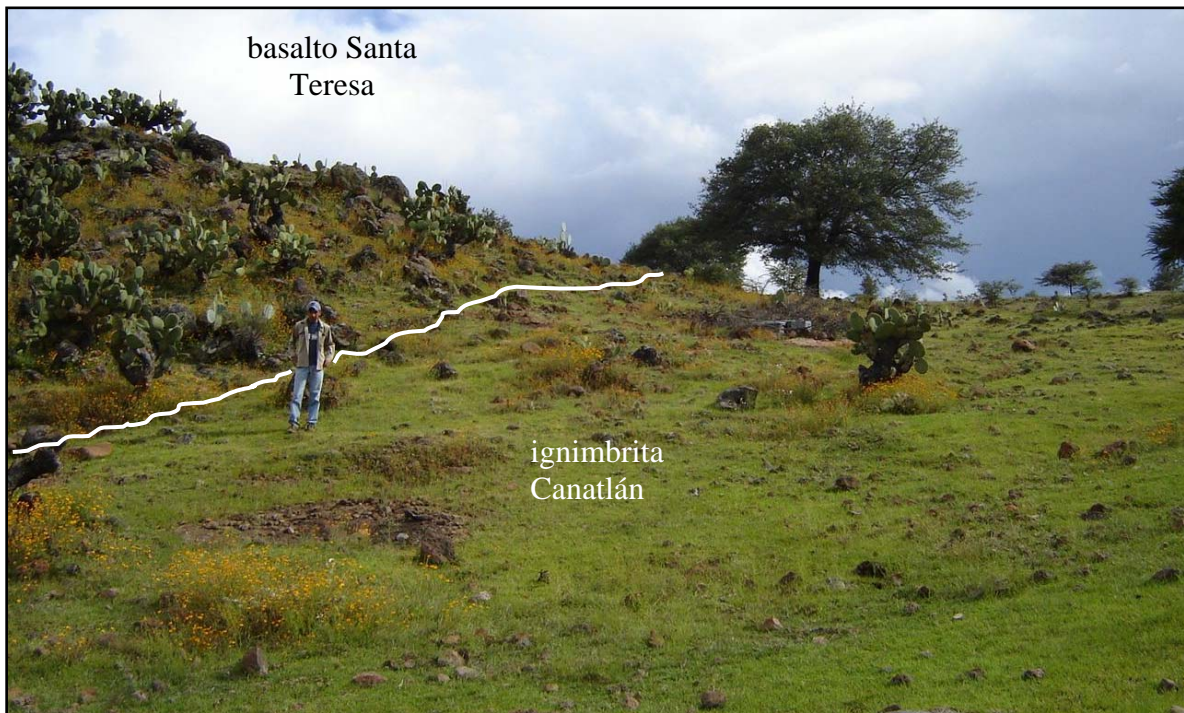


Figura 3.17. Contacto entre la ignimbrita Canatlán y el basalto Santa Teresa, tomada en la localidad de Santa Teresa. La línea blanca indica el contacto entre las dos unidades.

Correlación y edad

El basalto Santa Teresa se puede correlacionar con los derrames de lavas máficas que forman el Campo Volcánico de Durango descritas por Albritton (1958) y Cordoba (1988), ya que tienen una mineralogía similar, comúnmente contienen cristales de olivino y xenolitos de peridotita. La posición estratigráfica del basalto Santa Teresa indica una edad

posterior al Oligoceno Superior y los rasgos morfológicos del basalto, como grado de erosión y formación de suelo sobre él, indican que son muy recientes, por lo que se le considera del Plioceno-Cuaternario (Figura 3.18).

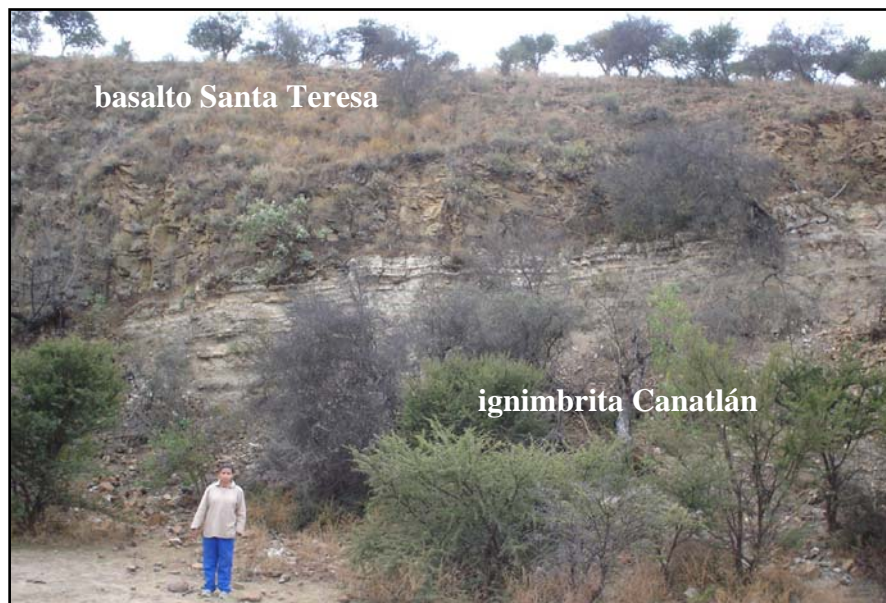


Figura 3.18. Contacto entre la ignimbrita Canatlán y el basalto Santa Teresa, en la localidad de Nogales.

Únicamente en la localidad de Cieneguitas al suroeste del área de estudio esta unidad tiene una mayor cantidad de suelo depositado sobre ella y se encuentra más intemperizada, pudiendo indicar una edad un poco más antigua para esos afloramientos.

Aluvión (Q-A1)

Se denomina Aluvión a los depósitos sedimentarios superficiales que rellenan las depresiones topográficas dentro del área de estudio. Estos depósitos son cantos rodados en las zonas bajas de los escapes de las fallas principales y van disminuyendo su granulometría a más fina hasta arena, limo y arcilla en la parte central de la cuenca de la fosa de Santiaguillo.

El origen de los depósitos de la cuenca de la fosa de Santiaguillo es de tipo fluvial en las zonas aledañas a los altos topográficos, depositando cantos rodados, gravas y arenas; lacustre en la laguna de Santiaguillo. Chacón-Cruz (2004) analizó dos núcleos obtenidos en

zonas aledañas a la laguna de Santiaguillo interpretando estos sedimentos como transportados eólicamente y depositados en un ambiente de *loess*.

Los sedimentos superficiales son de edad Holoceno y correlacionables con la Formación Pueblito (Albritton, 1958), dicho autor reporta la presencia de dientes y fragmentos postcraneales de *Equus caballus laurentius* y del zorrillo *Spiloga glucasana* en sedimentos cercanos a la laguna de Santiaguillo.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 Análisis de lineamientos

Con la interpretación de las fotografías aéreas se pudo conocer de manera cualitativa las direcciones preferenciales en la orientación de los lineamientos. Dentro del área de estudio los principales lineamientos se muestran en la Figura 4.1, en esta figura se puede observar que un gran número de lineamientos tienen una orientación dentro del cuadrante NW; sin embargo, también se observa que hay otros con orientaciones diferentes, especialmente dentro del cuadrante NE.

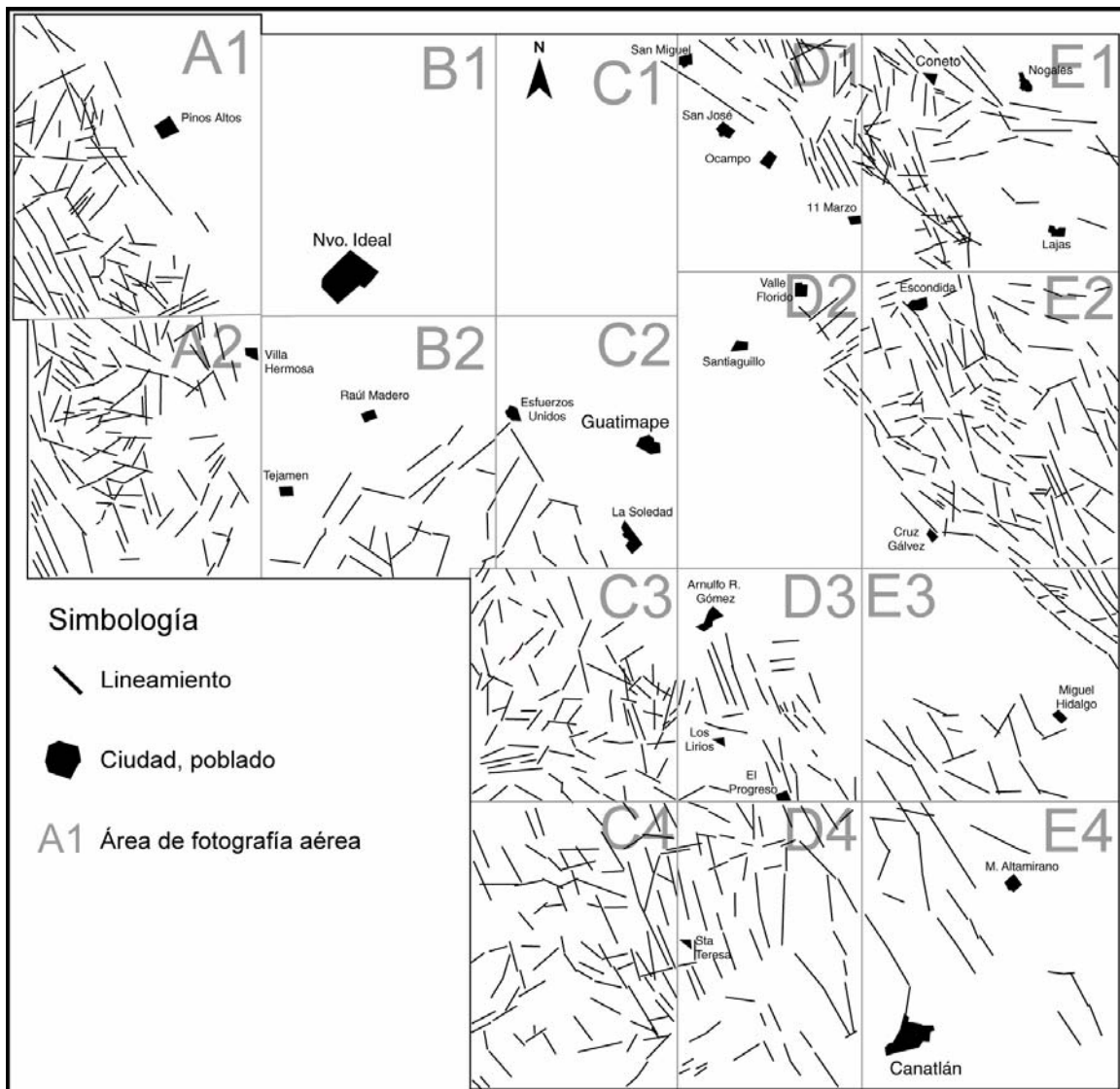


Figura 4.1. Lineamientos fotointerpretados. Las claves en gris son las zonas en que fue dividido el análisis.

La Figura 4.2 muestra las principales orientaciones del total de lineamientos, según su número acumulativo a intervalos de 10°, en esta figura se observa claramente que los lineamientos con orientación NW son más abundantes que los NE; sin embargo, los lineamientos NE no se observan distribuidos uniformemente en toda el área de estudio (Figura 4.1), a diferencia de los orientados hacia el NW.

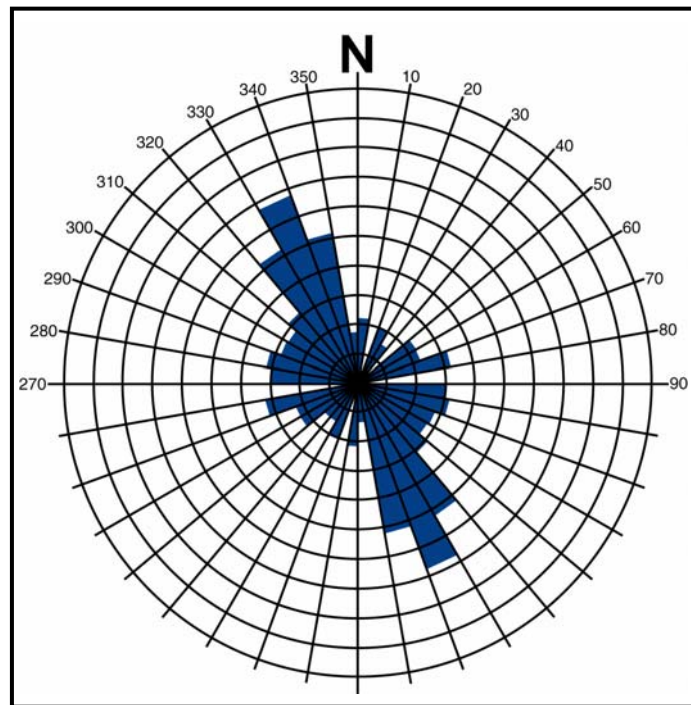


Figura 4.2. Diagrama de roseta del total de lineamientos medidos. Los anillos interiores representan un 1%, el anillo exterior representa el 10% del total de la muestra, cada hemisferio representa el 50% del total de lineamientos.

Para conocer las zonas específicas en las cuales los lineamientos NW se encuentran en mayor número que los NE, o bien que los lineamientos NE son mayores que los NW, se midió el número acumulativo de lineamientos según su orientación a intervalos de 10° (Figura 4.3; Tabla 4.1), realizando esta operación dentro de cada zona correspondiente a una fotografía aérea interpretada; de igual forma se midió la longitud acumulativa de lineamientos para cada orientación (Figura 4.4; Tabla 4.2), esto con el fin de comparar en cada zona, la orientación de lineamientos con su longitud.

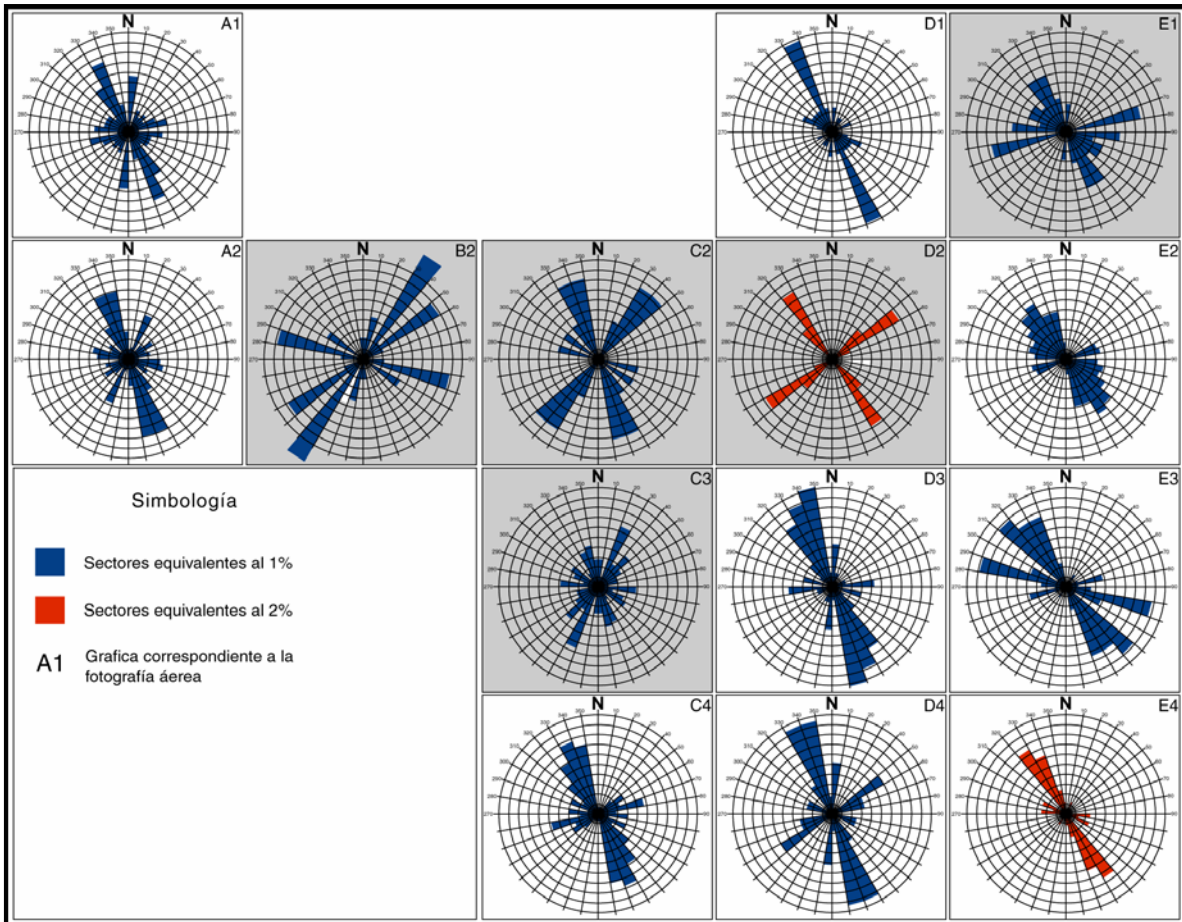


Figura 4.3. Diagramas de roseta que muestra el porcentaje del número total de lineamientos a intervalos de 10 grados, cada diagrama representa el área correspondiente en la Figura 4.1. Para las graficas en azul los círculos interiores equivalen a un 1% y el círculo exterior a un 10 % del total de datos y para las graficas en rojo equivalen a un 2% y 20% respectivamente.

En las Figuras 4.3 y 4.4, se pueden distinguir diferentes tendencias en cada parte del sistema fosa de Santiaguillo, en las zonas A1, A2, C4, D1, D4, E2, E3 y E4 el fallamiento principal tiene orientación N10°-40°W (diagramas con fondo blanco, Figuras 4.3 y 4.4). Las zonas B2, C2, C3, D2 y E1 (diagramas con fondo gris, Figuras 4.3 y 4.4), tienen un número de trazas NE similar o mayor a las trazas NW, por lo tanto en estas zonas la orientación de los lineamientos no puede ser únicamente producto de un sistema de fallas NW, indicando que existen al menos 2 sistemas de fallas, uno principal de orientación NW y otro de orientación NE, este último localizado y restringido en la zona media del área de estudio.

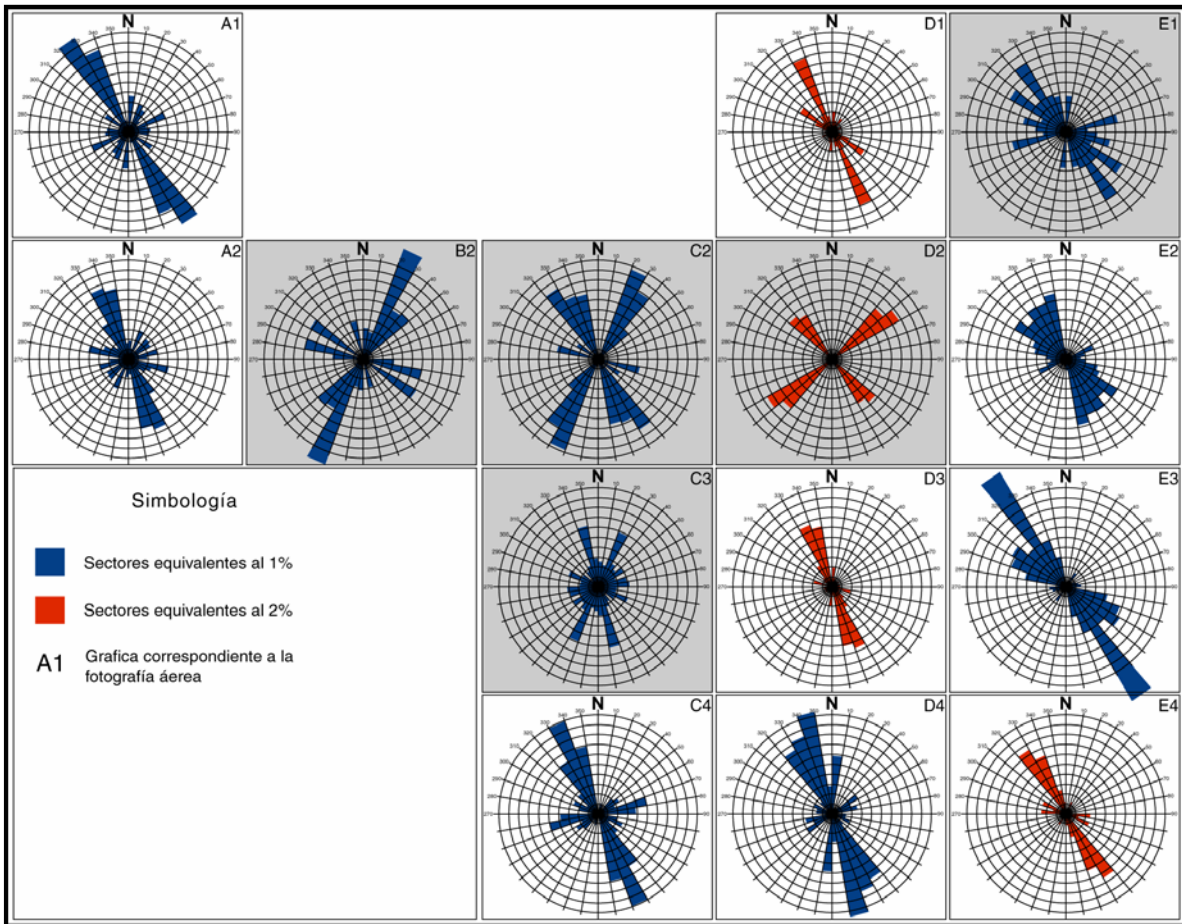


Figura 4.4. Diagramas de roseta mostrando el porcentaje de la longitud acumulada del total de lineamientos a intervalos de 10 grados, cada diagrama representa el área correspondiente en la Figura 4.1. Para las graficas en azul los círculos interiores equivalen a un 1% y el círculo exterior a un 10 %, para las graficas en rojo equivalen a un 2% y 20% respectivamente.

Tabla 4.1 Porcentaje de lineamientos por área y por sector

Azimut	A1	A2	B2	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	E1	E2	E3	E4
0-10	11.5	2.78	8.7	0	5.38	1.18	7.32	0	9.38	10.3	6.85	1.3	0	0
11-20	1.15	2.78	4.35	0	3.23	1.18	0	0	3.13	0	0	0.65	0	0
21-30	4.6	8.33	0	8.33	12.9	2.35	7.32	0	3.13	0	0	1.3	0	5
31-40	5.75	1.85	30.4	16.7	6.45	0	2.44	0	0	0	0	1.95	3.11	0
41-50	3.45	4.63	8.7	16.7	6.45	3.53	0	23.1	0	3.45	0	0.65	0	0
51-60	2.3	6.48	8.7	0	6.45	5.88	4.88	30.8	3.13	10.3	1.37	1.95	0	0
61-70	9.2	1.85	4.35	0	4.3	4.71	2.44	0	0	6.9	2.74	7.14	2.19	0
71-80	4.6	5.56	0	0	4.3	9.41	0	0	3.13	6.9	15.1	5.84	2.65	0
81-90	5.75	5.56	0	0	6.45	8.24	2.44	0	3.13	0	5.48	3.9	2.99	0
271-280	4.6	1.85	8.7	0	2.15	1.18	0	0	0	3.45	5.48	3.9	1.5	15
281-290	3.45	7.41	13	8.33	4.3	3.53	4.88	0	6.25	5.17	8.22	7.79	8.52	0
291-300	4.6	4.63	0	0	6.45	5.88	9.76	0	0	3.45	5.48	7.79	11.5	10
301-310	5.75	3.7	8.7	8.33	4.3	3.53	7.32	0	3.13	0	9.59	11	12.7	0
311-320	2.3	2.78	0	0	2.15	8.24	7.32	23.1	6.25	1.72	6.85	11	10	0
321-330	13.8	6.48	0	8.33	5.38	12.9	9.76	23.1	15.6	10.3	13.7	12.3	28.2	35
331-340	13.8	14.8	0	16.7	5.38	15.3	26.8	0	21.9	17.2	11	9.09	10.4	20
341-350	3.45	14.8	4.35	16.7	8.6	12.9	7.32	0	18.8	17.2	6.85	9.74	6.33	10
351-359	0	3.7	0	0	5.38	0	0	0	3.13	3.45	1.37	2.6	0	5
n	87	108	23	12	93	85	41	13	32	58	73	154	40	20

Tabla 4.2 Porcentaje de longitud de lineamientos por área y por sector

Azimut	A1	A2	B2	C2	C3	C4	D1	D2	D3	D4	E1	E2	E3	E4
0-10	7.42	3.7	6.69	0	4.94	0.35	8.01	0	7.82	11.7	7.36	1.72	0	0
11-20	1.1	2.39	5.74	0	4.55	2.37	0	0	3.09	0	0	0.36	0	37.7
21-30	5.99	6.48	0	19.2	11.8	1.91	4.75	0	1.63	0	0	0.68	0	0
31-40	5.16	1.46	25.2	15.8	5.41	0	2.58	0	0	0	0	1.92	2.5	0
41-50	2.8	5.41	11.5	7.92	4.75	4.11	0	26.3	0	2.07	0	0.44	0	0
51-60	2.2	5.17	12	0	6	4.98	1.49	30.4	3.26	6.06	1.95	1.56	0	0
61-70	8.08	2.24	2.1	0	3.89	3.65	4.48	0	0	4.07	1.59	5.84	2.5	0
71-80	3.74	6.14	0	0	5.8	10.1	0	0	2.44	5.15	10.8	3.92	7.5	0
81-90	4.73	3.85	0	0	6.53	7.7	2.31	0	2.77	0	4.69	3.12	5	0
271-280	4.29	1.71	6.5	0	3.89	1.33	0	0	0	2.9	6.21	4.08	5	7.18
281-290	2.03	8.28	12	8.68	3.69	3.88	3.26	0	7.33	2.82	8.81	6.64	15	0
291-300	2.03	5.21	0	0	6.72	5.44	7.33	0	0	3.9	4.55	7.36	7.5	6.47
301-310	5.44	4.14	12.2	4.91	3.82	2.95	15.1	0	3.26	0	13.1	12	7.5	0
311-320	2.75	2.92	0	0	1.78	5.38	5.29	22.3	4.89	3.07	8.01	9.92	15	0
321-330	22.4	8.43	0	16.6	3.56	12.3	7.19	21	9.93	15.1	16.2	12.4	20	28
331-340	17.5	15.1	0	13.6	4.55	19.8	31.8	0	26.5	16.6	8.09	12.1	7.5	10.1
341-350	2.36	14.4	5.93	13.2	12.5	13.8	6.51	0	24.4	20.9	7.58	13.5	5	4.85
351-359	0	2.97	0	0	5.87	0	0	0	2.61	5.64	1.01	2.44	0	5.66
total(km)	136.5	153.9	39.2	19.9	113.8	129.6	55.3	16.8	46.1	90.4	102.8	187.5	65.2	74.2

4.2 Esquema estructural

Observando la Figura 4.1, el mapa geológico y las secciones geológicas (Anexo 3-Mapa Geológico), se observa que existen zonas con características estructurales diferentes, una de ellas caracterizada por un fallamiento principal (sepultado) que generó una semifosa, también hay dos zonas de relevo y una zona con desarrollo de un sistema de pilares y fosa (Figura 4.5).

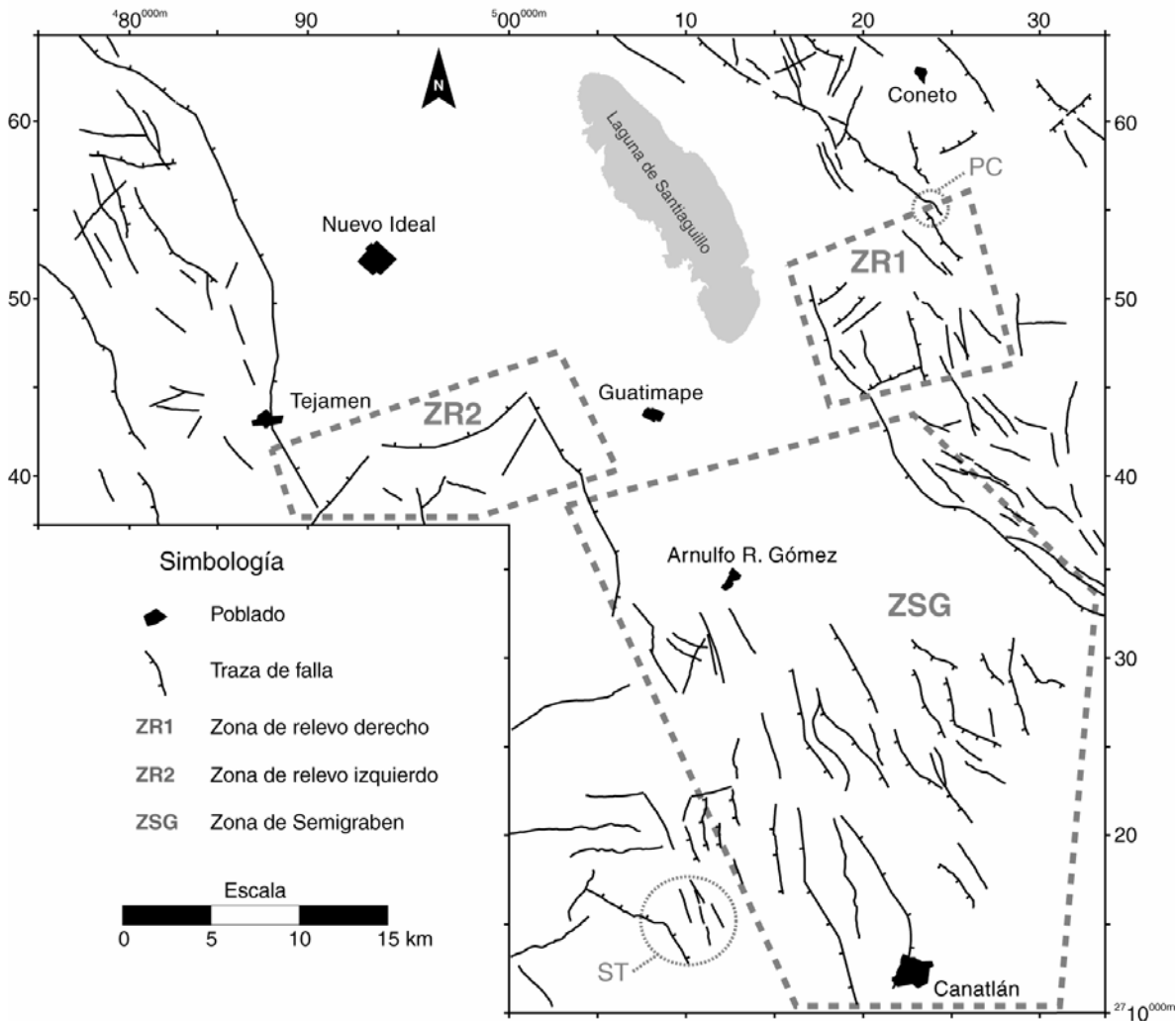


Figura 4.5. Esquema estructural del área de estudio, el área mostrada corresponde al área del mapa 1. Los polígonos punteados indican las zonas con características geológicas distintas. PC y ST son las principales estaciones de medición de estrías.

A continuación, se describen las características estructurales distintivas de cada zona existente dentro del área de estudio, comenzando de sur a norte.

Semifosa

La zona de semifosa en el área de estudio se caracteriza por el desarrollo de una falla principal, de aproximadamente 25 km de largo con orientación $\sim N45^{\circ}W$, la cual generó basculamiento de los bloques del alto hacia el NE, con inclinaciones entre 10° y 25° (Figura 4.6). La zona de semifosa tiene aproximadamente 15 km de ancho medidos perpendicularmente a la traza de la falla principal (Sección geológica A-A'', Anexo 3).

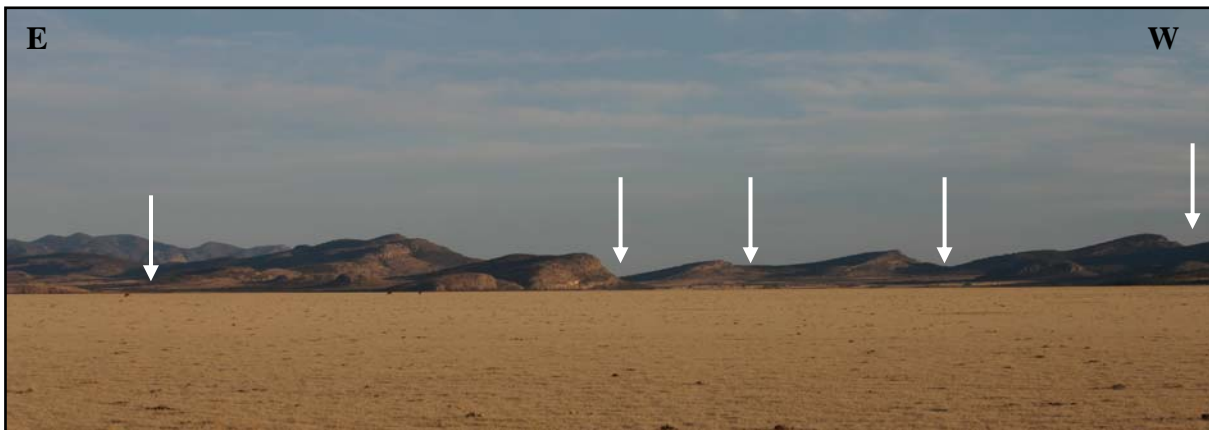


Figura 4.6. Bloques de la zona de semifosa, se observa como se encuentran basculados hacia el Este. Fotografía tomada en la parte seca de la laguna de Santiaguillo. Las líneas indican las trazas de las fallas.

Una semifosa es el elemento estructural básico en las cuencas de *rift* continental (Schliche y Olsen, 1990). Esta estructura es producto de fallamiento normal y flexión de la corteza, Scholz y Contreras (1998) analizan el origen y evolución de estas estructuras y se puede resumir en las siguientes etapas: 1) durante el *rifting* inicial, un conjunto de fallas con echados opuestos se desarrolla de la misma manera que se desarrollan las fracturas conjugadas, 2) eventualmente uno de estos dos sistemas de fallas separa el sistema conjugado en la profundidad, 3) entonces comienza el desplazamiento localizado en una de las fallas del sistema (sistema de falla de fondo, BSF, Figura 4.7), mientras que el conjunto de fallas conjugadas se vuelve inactivo o es abandonado (falla conjugada fallida, FCF,

Figura 4.7), 4) al proseguir la extensión, la subsecuente subsidencia de la BFS y el basculamiento de la corteza dan a la semifosa su característica geometría asimétrica.

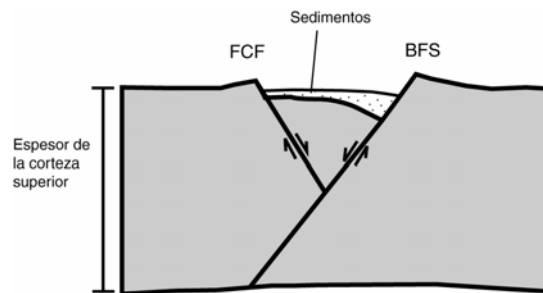


Figura 4.7. Ejemplo de la geometría de una semifosa (modificado de Contreras y Scholz, 2001).

Con base en las relaciones estratigráficas entre las unidades y las fallas, la evolución de la zona de semifosa se puede resumir en 4 etapas:

1) Comienza el desarrollo de dos fallas con un rumbo similar y echados opuestos (F1 y F2, Figura 4.8), las cuales generan un sistema de extensión con deformación simétrica. La ignimbrita Altamira presenta mayor grado de erosión que las unidades ignimbríticas superiores y buza al W en zonas cercanas a la falla F2 (Figura 4.8), lo cual puede indicar que se depositó antes de esta etapa (38.8 ± 1.0 Ma).

2) Las fallas se propagan tanto longitudinalmente como en profundidad generando un hundimiento simétrico. Las formaciones Los Castillos, ignimbrita El Molino e ignimbrita Canatlán se encuentran aflorando dentro de la zona de semifosa, lo que indica que antes o durante esta etapa se depositaron dichas unidades.

3) En esta etapa el sistema se vuelve asimétrico dado que la falla F1 (Figura 4.8) se convierte en la falla principal de este sistema, inhibiendo la propagación en profundidad de la falla F2 (Figura 4.8), comienzan a desarrollarse los bloques en la parte interna de la fosa, producto de fallamiento secundario con orientación similar al rumbo y echado de la falla principal. Durante esta etapa las formaciones Los Castillos, ignimbrita El Molino y Canatlán se basculan hacia el NE; por lo tanto, esta etapa es posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán, es decir, posterior al Oligoceno Superior.

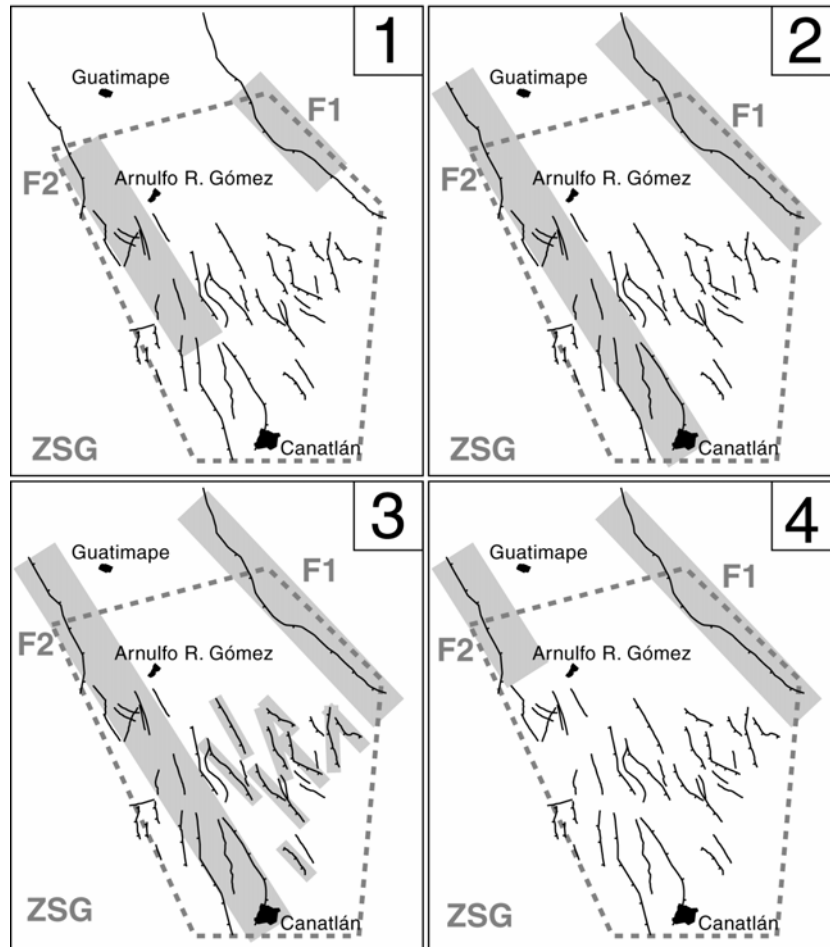


Figura 4.8. Esquema que muestra la evolución de la zona de semifosa (ZSG). Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. El polígono punteado indica la zona de semifusa (ZSG) localizada en la parte inferior derecha en la Figura 4.5.

4) Las relaciones estratigráficas entre las unidades muestran que ocurrió basculamiento y erosión de las unidades ignimbríticas (formaciones Altamira, Los Castillos, El Molino y Canatlán) antes del depósito de la unidad riolítica posterior (riolita Coneto). Por lo tanto, el desarrollo principal de la parte sureste del sistema fue posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán y anterior al emplazamiento de la riolita Coneto. Esto se infiere del desplazamiento de las fallas en esta parte, que afectó principalmente a las unidades anteriores a la riolita Coneto, observándose esta unidad menos afectada por estas fallas (Anexo 3-Sección A-A''). Por lo tanto, en esta etapa cesa la deformación en la parte sureste. En la parte noroeste de la semifosa, se puede observar que los bloques basculados se van alejando de la traza de la falla hacia el NW (Figura 4.5 y Anexo 3-Mapa Geológico). Con base en esta observación, se puede interpretar que la magnitud del desplazamiento de

la falla principal (F1 en Figura 4.8) es mayor en la parte noroeste, alcanzando el desplazamiento máximo en la zona del relevo de falla derecha, este desplazamiento disminuye al sureste, causando que los bloques de la semifosa (bloques del alto) se encuentren aflorando muy cerca de la parte sureste de la traza de la falla principal, mientras que al noroeste estos bloques sufrieron mayor desplazamiento vertical (hundimiento) lo que condujo a su sepultamiento por la acumulación de sedimentos.

Zonas de relevo

Las zonas de relevo se encuentran en ambos lados del sistema. La zona de relevo del lado Este es un relevo derecho (ZR1) y la zona de relevo del lado Oeste es un relevo izquierdo (ZR2) (Figura 4.5). Ambas zonas de relevo son producto del traslape de dos fallas normales, según la clasificación de relevos de falla (Walsh *et al.*, 1999, ver Figura 4.9), los relevos en fallas normales son de tipo neutral en secuencias con estratificación más o menos horizontal.

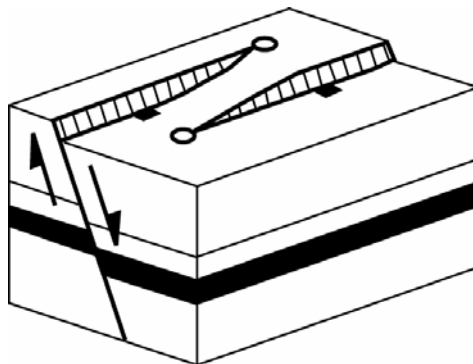


Figura 4.9. Relevo tipo neutral de dos fallas normales (tomado de Walsh *et al.*, 1999).

En las zonas de relevo de fallas normales, comúnmente se forma una rampa topográfica en la zona de traslape de las fallas (rampa de relevo). Para que las fallas sean conectadas entre sí, estructuras subsecuentes deben de cortar o enlazar la rampa. Dependiendo en qué parte de la rampa se genere estas fallas de enlace, se forman enlaces superiores o inferiores (Figura 3.28). Ambas zonas de relevo en el área de estudio coinciden con el modelo propuesto por Crider (2001), en el cual se desarrollan rampas de relevo en zonas de fallamiento normal, las cuales tienen un rumbo oblicuo con respecto a la orientación del esfuerzo principal mínimo en el plano horizontal (Figura 4.10).

La dos zonas de relevo dentro del área de estudio corresponden a los dos casos respecto a la geometría de los enlaces, el relevo de falla ZR1 (Figura 4.5) corresponde a un relevo derecho en el cual se formó una rampa con enlace en la parte superior (Figura 4.10-A), el relevo de falla ZR2 (Figura 4.5) corresponde a un relevo izquierdo en el cual se formó una rampa con enlace en la parte inferior (Figura 4.10-B).

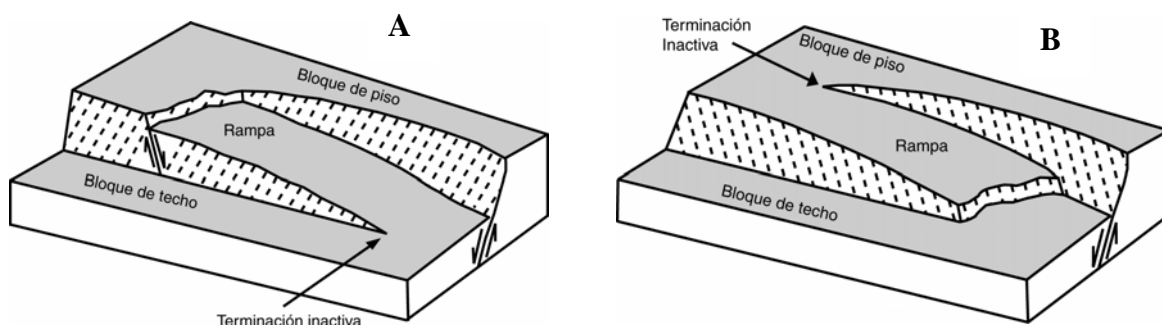


Figura 4.10. Bloques diagramáticos y vista en planta de la geometría de los enlaces en una rampa de falla (modificado de Crider, 2001). A – enlace formado en la parte superior de la rampa. B – enlace formado en la parte inferior de la rampa.

La evolución de las fallas para formar una zona de relevo ha sido estudiada por Hus *et al.* (2005), quien utilizando modelos analógicos documenta el desarrollo de los enlaces en tres pasos:

- a) Estado inmaduro: comienzo y propagación lateral del fallamiento, se caracteriza por el desarrollo de fallas aisladas en superficie.
- b) Estado de interacción: inicia la rapa de relevo, las dos estructuras implicadas en el enlace comienzan a interactuar. Esto sucede cuando: 1) en superficie la topografía se inclina; 2) hay una deflexión del rumbo de una falla hacia la rampa de relevo.
- c) Estado de enlace: parte final de la formación del relevo, las dos fallas comienzan un enlace fuerte y la rampa de relevo se fractura. Esta parte de la evolución se caracteriza por la propagación de una falla hacia la otra formando fracturas, de tal forma que cortan la rampa.

La zona de relevo ZR1 se formó por el traslape de la falla principal del semifosa y la falla Este de la zona de pilares y fosa (Figura 4.5). Para que las fallas principales que forman

este relevo pudieran interactuar, es necesario que la falla sur se propagara hacia el NW, mientras que la falla norte se propagara hacia el SE (Figura 4.11-1) y posteriormente comenzaran a interactuar formando la rampa de relevo (Figura 4.11-2) y finalmente se desarrollan las fallas de enlace (Figura 4.11-3).

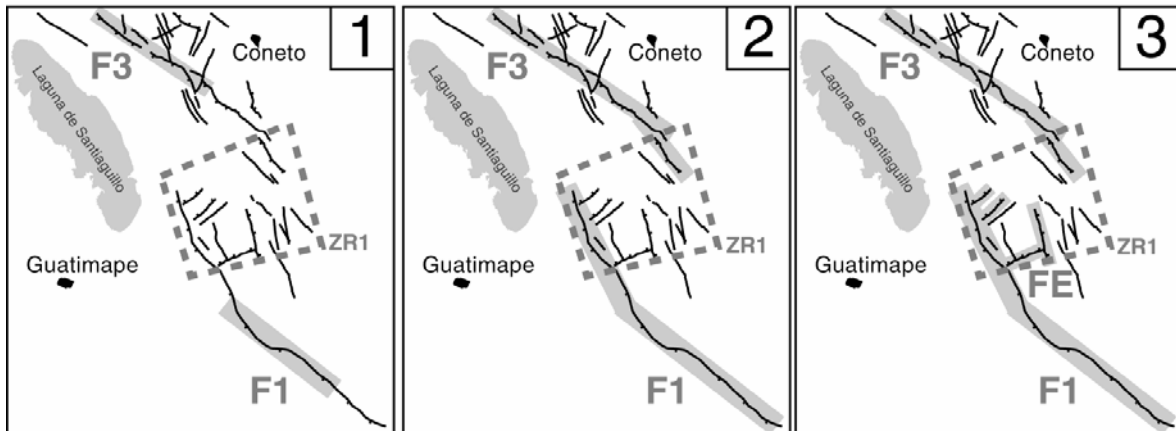


Figura 4.11. Esquemas que muestran la evolución de la zona de relevo ZR1. Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área representada en la Figura 4.5.

En esta zona de relevo, rocas de la riolita Coneto se encuentran basculadas y son cortadas por las fallas principales y las fallas de enlace (Figura 4.12). Así, el desarrollo de la rampa de relevo y la creación de las fallas de enlace y por lo tanto, la parte final en la evolución de este enlace de fallas, ocurrió posteriormente al emplazamiento de la riolita Coneto en esta zona de relevo, posiblemente entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano.

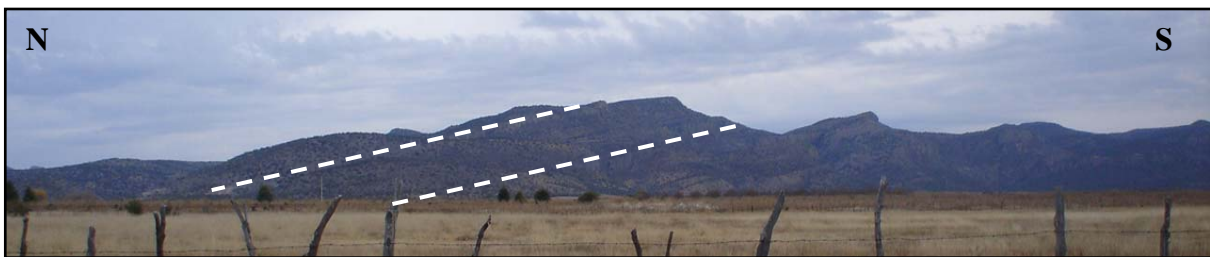


Figura 4.12. Rampa de relevo derecho (ZR1), fotografía tomada en sobre el camino entre Progreso y Cruz Gálvez.

La zona de relevo ZR2 está formada por el traslape de la falla conjugada fallida de la zona del semifosa y la falla principal Oeste de la zona de pilares y fosa (Figura 4.5). En esta zona de relevo se puede observar una discordancia angular formada entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino, también se puede observar otra discordancia angular

entre la ignimbrita El Molino y la ignimbrita Canatlán. Las fallas principales y las fallas de enlace cortan toda la secuencia, incluyendo la ignimbrita Canatlán (Figura 4.13).

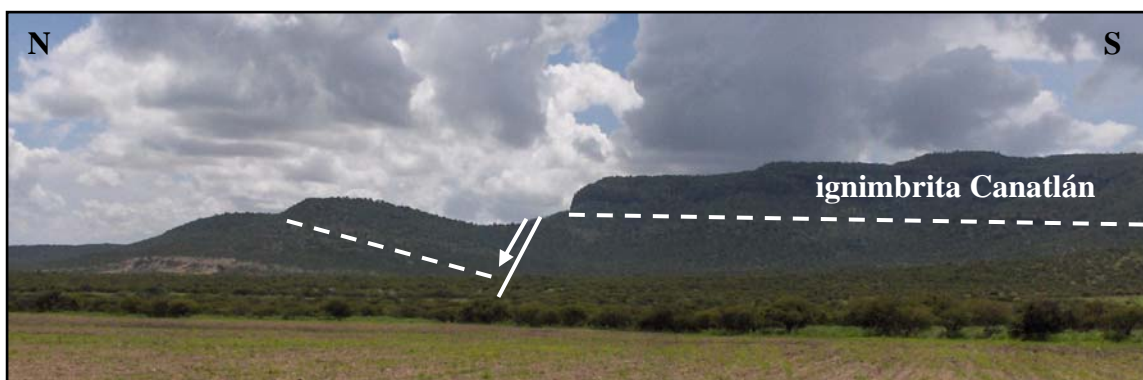


Figura 4.13. Falla de enlace en la zona de relevo ZR2, el bloque de la derecha son rocas de la ignimbrita Canatlán.

Esta zona de relevo evolucionó de manera similar a la zona de relevo ZR1, con las siguientes etapas:

1) La falla al sur del relevo se propagó hacia el NW y la falla al norte del relevo se propagó hacia el SE (Figura 4.14-1).

2). Las dos fallas comenzaron a traslaparse y posteriormente, formaron una rampa de relevo, una evidencia de la evolución de este relevo es la discordancia angular que existe entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino, ya que la formación Los Castillos debió emplazarse y posteriormente bascularse. Lo anterior, producto de la interacción de las fallas principales para formar la zona de relevo, lo cual comenzó al menos después del depósito de la formación Los Castillos (35.6 ± 0.9 Ma) y continuó durante el depósito de la ignimbrita El Molino (32.2 ± 0.8 Ma) ya que también se encuentra basculada. La ignimbrita Canatlán presenta menor basculamiento que la ignimbrita El Molino (siendo casi horizontal), indicando que el desarrollo principal de la rampa de relevo ocurrió antes del depósito de la ignimbrita Canatlán (Figura 4.14-2, Anexo 3-Mapa Geológico).

3) La evolución total del relevo ocurrió posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán, ya que las fallas de enlace cortan a esta unidad (Figura 4.14-3, Anexo 3-Mapa Geológico).

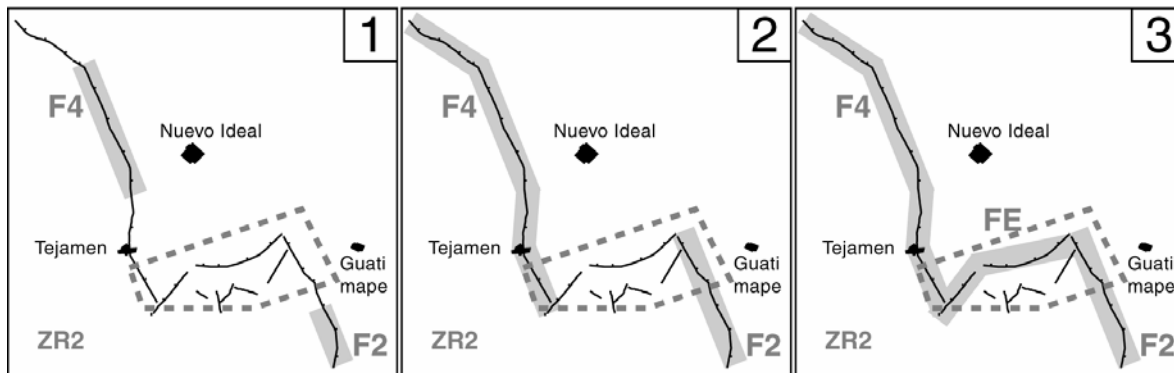


Figura 4.14. Esquema que muestra la evolución de la zona de relevo izquierda (ZR2). Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área representada en la Figura 4.5.

Sistema pilares y fosa

Esta zona se extiende desde las zonas de relevo (ZR1 y ZR2) hacia el NW (Figura 4.5), las trazas de las fallas principales que forman esta parte del sistema tienen longitudes importantes. La falla Oeste tiene ~30 km y la falla Este ~50 km de longitud de traza. Estas fallas principales se encuentran sepultadas y son las fallas más grandes del área de estudio, extendiéndose fuera del área hacia el NW. Las fallas principales son las que acumularon la mayor cantidad de desplazamiento vertical, se puede observar esto en los escarpes que formaron, llegando a ser de hasta 600 a 900 m en la sierra de Coneto (Este) y sierra del Epazote (Oeste), respectivamente. En esta zona es donde se alcanza la mayor amplitud de la fosa de Santiaguillo, llegando a tener 30 km en su parte más ancha.

La falla Oeste corta unidades estratigráficas como la formación Los Castillos, ignimbrita Canatlán y andesita Coneto, en esta última unidad se observan fracturas con direcciones tanto NW como NE. En la traza de esta falla se observa un lineamiento de volcanismo riolítico (riolita Morelos), formando domos y flujos riolíticos a lo largo de la traza de esta falla, este lineamiento se puede seguir fuera del área de estudio, hacia el NW, hasta la localidad de Ciénega del Correo.

La traza de la falla Oeste pasa por la localidad de Las Palmas y José Ma. Morelos (esta última al norte fuera del área de estudio), en esta localidad basculó la formación Los Castillos hacia el W (12°), esta unidad posteriormente fue cubierta con la riolita Morelos, la cual no presenta basculamiento. Por lo tanto, la actividad en esta parte de la falla terminó antes del emplazamiento de la riolita Morelos (32.2 ± 0.8 Ma).

Los domos hacia el SE (Pinos Altos y La Concha), se encuentran emplazados en las unidades andesita Coneto y fm. Los Castillos. El emplazamiento de las riolitas en la parte central del pilar del Epazote (sierra del Epazote) deformó las capas de la formación Los Castillos.

El distrito minero de Tejamén se encuentra muy cerca de la traza de esta falla principal y se reporta fallamiento de orientación NE en rocas andesítico-dacíticas, las cuales se encuentran mineralizadas (Carrasco y Solís, 1978). También, en la localidad de Magdalena, se ha reportado fallamiento NW ($N60^\circ W$ con 75° de inclinación), las rocas que cortan estas fallas también son andesíticas y se encuentran mineralizadas (DeSantiago-Céspedes, 1997).

La falla principal Este tiene aproximadamente 50 km de largo y se extiende hacia el NW fuera del área de estudio, delimitando la fosa en su parte Este. Esta falla corta la formación Los Castillos, la riolita Morelos, la ignimbrita Canatlán y la riolita Coneto. En el camino que cruza la sierra de Coneto (menos de 5 km al NW de la ZR1), se pueden observar fallas subparalelas a la falla principal, estas fallas son principalmente normales; sin embargo, se midió una cantidad considerable de fallas laterales. En este mismo camino se pueden observar diques máficos de poco espesor. Estas fallas desplazaron verticalmente la riolita Coneto más de 100 m. Sin embargo, el escarpe formado por el desplazamiento acumulado de todas estas fallas alcanza los 600 m y cerca de 900 al Noroeste fuera del área de estudio en la sierra de San Francisco.

Sobre la traza de fallas subparalelas a la falla principal, se emplazaron lavas litológicamente correlacionables con el basalto Santa Teresa; sin embargo, las lavas que afloran aquí

pudieran ser más antiguas al basalto Santa Teresa, ya que se encuentran con un mayor grado de erosión.

Fallamiento NE fuera de las zonas de relevo

Este fallamiento se encuentra localizado en la parte noreste del área de estudio, en las localidades de Coneto, Nogales y Las Morenas. Estas fallas tienen orientación aproximadamente ENE-WSW (Figura 4.5). Las fallas presentes en esta zona cortan a la ignimbrita Canatlán, basculándola (10°) al sur. Sobre las capas basculadas de la ignimbrita Canatlán se encuentran aflorando lavas del basalto Santa Teresa, estas lavas no se encuentran basculadas (Figura 3.18), indicando que el basculamiento de la formación Canatlán formó depresiones topográficas que posteriormente fueron rellenadas parcialmente por lavas del basalto Santa Teresa. Por lo tanto, el fallamiento en esta zona fue posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán y anterior al emplazamiento del basalto Santa Teresa.

4.3 Análisis cinemático

Dentro del área de estudio, la medición de planos de falla fue difícil ya que la mayoría de estas fallas se encuentran sepultadas, sin embargo, se midieron fallas principalmente en la carretera que cruza la sierra de Coneto, donde la exposición de los planos de falla es muy buena. Además, se pudieron medir fallas en el camino entre la localidad de Cieneguitas y Santa Teresa en la parte suroeste del área de estudio.

Las fallas medidas en la sierra de Coneto (sitio PC, Figura 4.5), se encuentran en la riolita Morelos, por lo tanto son posteriores a esta unidad. Las fallas medidas entre Cieneguitas y Santa Teresa de Pinos (sitio ST, Figura 4.5) cortan las unidades ignimbrita Altamira y la ignimbrita Canatlán, por lo tanto la actividad mínima de estas fallas es posterior a la ignimbrita Canatlán.

Las fallas medidas en el sitio PC tienen orientación preferencial de rumbo NW, aunque hay algunas fallas con orientación ENE (Figura 4.15 -a). De las fallas medidas en este sitio, se

determino la dirección y sentido de movimiento de algunos planos de falla (Figura 4.15-b), siendo la mayoría principalmente normales oblicuas, aunque se documentaron también algunas fallas laterales en *sensu stricto*. Este sitio se encuentra dentro de la zona de relevo ZR1.

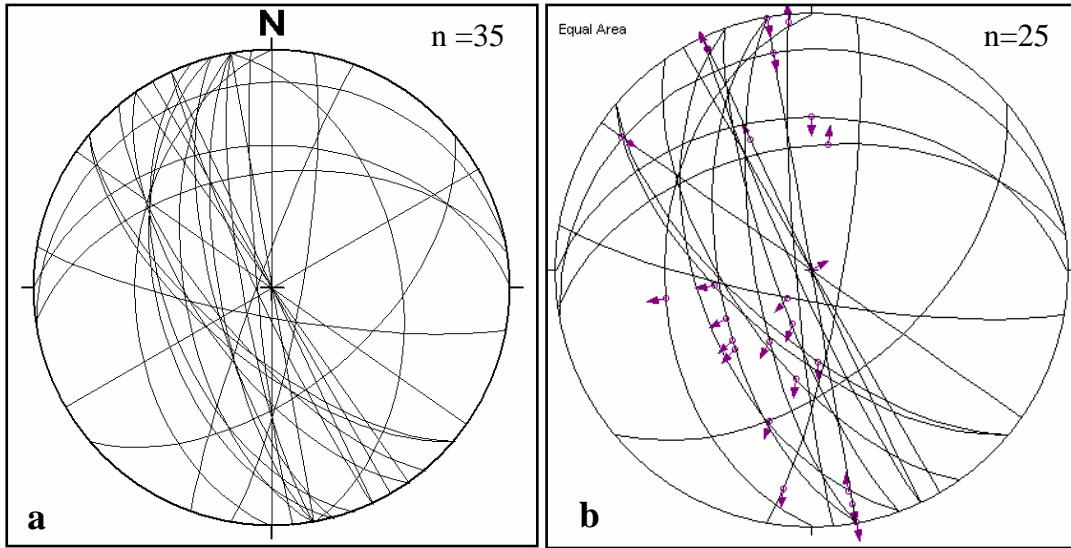


Figura 4.15. Estereogramas de las fallas medidas en el sitio PC. **a** – planos de falla medidos. **b** – planos de falla con la dirección de la estría, la flecha indica el sentido del movimiento en el bloque del alto.

Las fallas medidas en el sitio ST presentan rumbo NW y solo unas pocas, NE (Figura 4.16-a). Los planos de falla donde se pudo identificar la dirección y sentido de desplazamiento, con base en estrías de falla (Figura 4.16-b), muestran que esas fallas son principalmente normales oblicuas (ya que la estría no es menor a 10°).

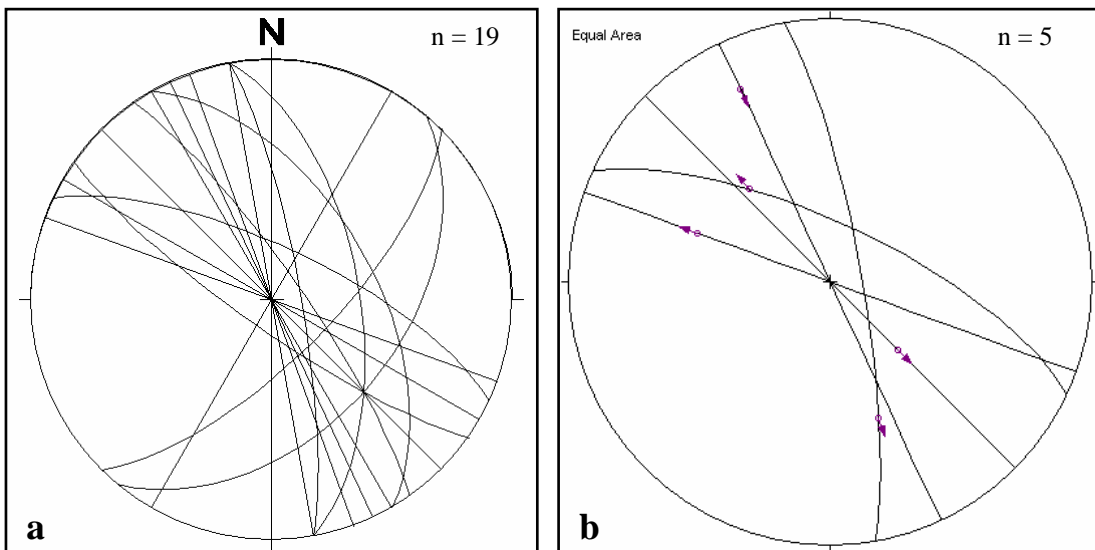


Figura 4.16. Estereogramas de las fallas medidas en el sitio ST. **a** – planos de falla medidos. **b** – planos de falla con la dirección de la estría, la flecha indica el sentido del movimiento en el bloque del alto. Además se midieron algunas fallas secundarias en el hombro oeste de la fosa, en las localidades de Tejamén, Villa Hermosa y Pinos Altos, así como también en la parte noreste del área de estudio en la sierra de Coneto, en las localidades de Coneto y Las Morenas, sin embargo no son agrupados en un solo sitio ni son incluidos en los sitios PC y ST, ya que los datos son escasos para que sean representativos de un área específica. Estos datos si se incluyen en la Figura 4.17.

Con todos los datos de falla medidos en campo se graficaron, en un estereograma, los polos de los planos de falla y la dirección de la estría para cada plano, indicando el sentido del movimiento del bloque del bajo (Figura 4.17). En este diagrama los círculos rellenos y con flecha son los datos de estría en los cuales se tiene seguridad del sentido del movimiento, los círculos rellenos con una línea (sin flecha) son los datos de estría que no se pudo determinar un sentido del movimiento de manera segura y los círculos vacíos son los polos de planos de falla medidos (sin dirección de estría).

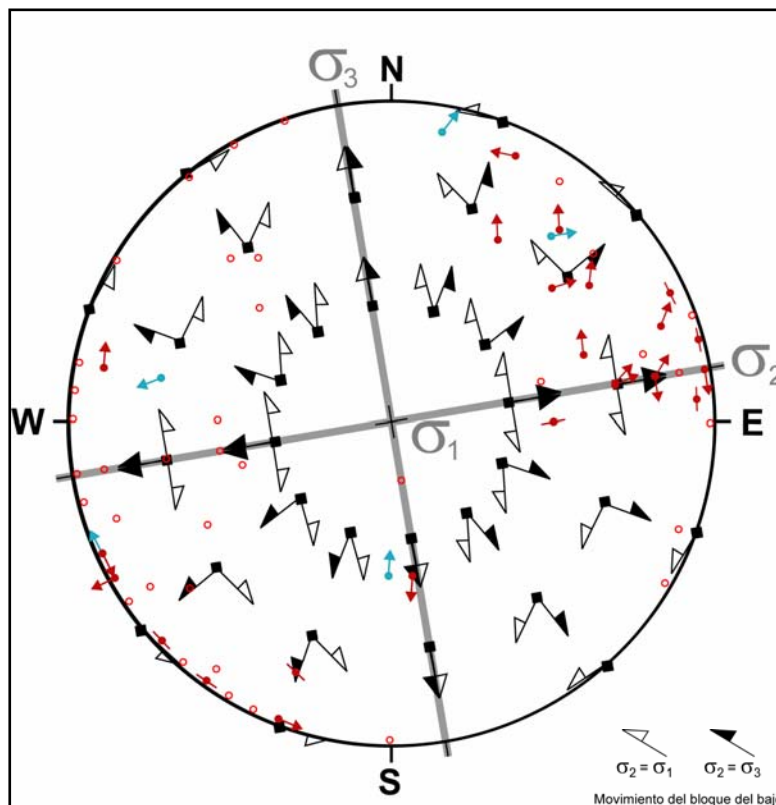


Figura 4.17. Comparación de datos de estría con el diagrama de coherencia cinemática de régimen de extensión. En rojo son los datos de falla coherentes para esta orientación de esfuerzos. En azul son los datos de falla coherentes para el diagrama 4.18. Líneas en gris marcan las direcciones de los esfuerzos principales. Al comparar los datos con los diagramas de coherencia cinemática para un régimen de extensión, se puede observar que la mayoría de los datos están dentro de las posibles direcciones en presencia de un estado de esfuerzos extensional con dirección de $\sigma_3 \sim N10^\circ W$ (flechas rojas, Figura 4.17). Se puede observar que hay datos de planos con orientaciones $N10^\circ W$ buzantes al Oeste, en uno de estos planos se pudieron medir dos direcciones de estrías, mostrando direcciones muy dispares, lo cual, si consideramos que se trata de el mismo estado de esfuerzos, nos conduce a considerar que esos planos tengan un rumbo paralelo (o muy cercano) al esfuerzo principal mínimo σ_3 , por ello se ubicó el esfuerzo principal intermedio σ_2 sobre su polo (Figura 4.17). En el cuadrante SW se puede observar el dato de un plano de falla vertical con movimiento normal, pero el diagrama muestra que para planos de falla verticales se esperaría un movimiento lateral izquierdo; sin embargo, este plano pudo ser medido en una zona en la que mostraba un plano vertical, pero no necesariamente implica que su inclinación sea vertical en todo el plano, o el plano posiblemente pudo rotar al ser cortado por otra falla, por lo tanto se considera como coherente.

La mayoría de los datos graficados en la Figura 4.17 se midieron en la zona de relevo ZR1 y corresponden a datos tanto en color rojo (23 planos) como en azul (dos planos). Por lo tanto, la mayoría de los planos medidos en la zona de relevo ZR1, pudieron ser reactivados con un estado de esfuerzos con σ_1 vertical y $\sigma_3 \sim N10^\circ W$. También se puede observar en la Figura 4.17 que algunos datos no tienen coherencia con esta orientación de esfuerzos (flechas azules), indicando que no pudieron ser fallas reactivadas con este estado de esfuerzos.

Aunque los datos que no son coherentes con esta dirección de esfuerzos (flechas azules) son escasos, se pudo determinar un rango de direcciones de los esfuerzos principales en el cual posiblemente reactivaron las fallas graficadas en azul, este rango de direcciones de σ_3 está entre $\sim N65^\circ E$ y $S80^\circ E$ (Figura 4.18). Se puede observar que hay un dato que muestra fallamiento inverso, este dato se midió en la sierra de Coneto y posiblemente se trate de un

acomodo de bloques y no es representativo de la cinemática de la localidad. Los datos de falla que no se les pudo determinar el sentido del deslizamiento (círculos rellenos con una línea pero sin flecha), pueden corresponder tanto a un estado de esfuerzos mostrado en la Figura 4.17 como al mostrado en la Figura 4.18.

Lo anterior, indica que la mayoría de las fallas medidas pudieron ser reactivadas en un estado de esfuerzos extensional con $\sigma_3 \sim N10^\circ W$ y que otro grupo de fallas pudo ser reactivado con un estado de esfuerzos en un rango de $\sigma_3 \sim N65^\circ E$ y $SE10^\circ E$.

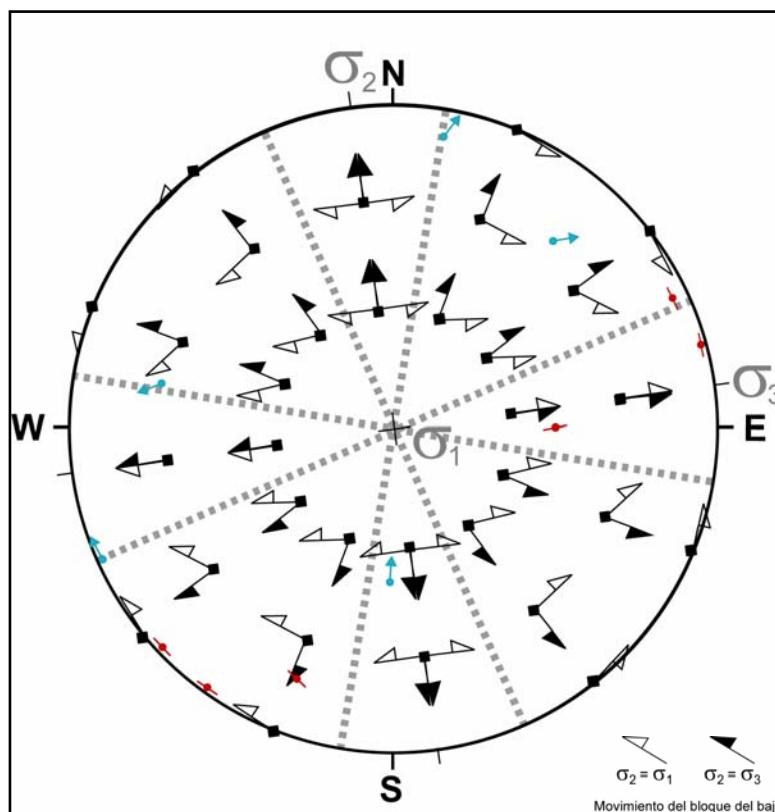


Figura 4.18. Comparación de datos de estría con el diagrama de coherencia cinemática de régimen de extensión. Líneas punteadas en gris marcan el rango de direcciones posibles de los esfuerzos compresivos principales.

Las trazas de las fallas principales dentro del área de estudio tienen orientaciones NW (Figuras 4.5 y 4.1), indicando que se formaron en un estado de esfuerzos con el esfuerzo principal mínimo en el cuadrante NE, lo cual coincide con direcciones de esfuerzos

obtenidas en la región en trabajo previos, los cuales utilizaron métodos de inversión de estrías. Algunas de las áreas previamente investigadas son Rodeo, Dgo., donde Luhr *et al.* (2001) calculan una dirección del esfuerzo principal mínimo (σ_3) con orientación ENE, también en la fosa de Río Chico Henry y Aranda-Gómez (2000), calculan una orientación de σ_3 ENE. La orientación de esfuerzos obtenida a partir de la comparación de los datos de falla del área de estudio, con los diagramas de coherencia cinemática realizada en la Figura 3.37, muestra congruencia con la orientación calculada en la región.

5. SISMICIDAD LOCAL

Dada el área tan grande de estudio y la poca cantidad de sismógrafos, estos se instalaron en diferentes tipos de arreglos a lo largo de este estudio. Esto con el fin de abarcar mediante subredes temporales móviles la totalidad del área de trabajo y por lo tanto, las estructuras principales. La red sísmica tuvo un total de cinco tipos de arreglos en el tiempo de su funcionamiento.

Otra de las razones por las que se siguió esta estrategia fue porque no se tenía información suficientemente precisa sobre las áreas donde había ocurrido algún tipo de sismicidad, salvo la descrita por Yamamoto (1993).

Por otro lado, tampoco se contaba con evidencia superficial de alguna falla activa, por lo que se decidió cubrir un área de 100 km x 80 km aproximadamente. Registrando así el nivel de sismicidad de fondo, así como cualquier concentración posible de actividad.

El despliegado de la red inició al noroeste del área, en localidades cercanas a Santiago Papasquiari (Oeste) y Las Ameritas (Este). La red se fue cambiando de posición a intervalos de ~3 meses hacia el sureste, manteniendo al menos dos estaciones en su posición original entre cada desplazamiento del arreglo. Las localidades donde se instalaron las estaciones se muestran en la Figura 5.1 y las coordenadas se indican en la Tabla 5.1.

Las diferentes geometrías que tuvo la red durante cada etapa, fue restringida principalmente por las localidades tan alejadas que se encuentran en esta parte de la región. Debido a que en la región existe una topografía abrupta, claramente restringió las zonas en las cuales era idóneo instalar las estaciones. Por la existencia de las diferentes sierras que se encuentran en el área de estudio, fue necesario ubicar las estaciones rodeando dichas sierras, abarcando un área mayor a lo esperado y en zonas poco accesibles.

El estudio comenzó con un total de ocho estaciones y debido a las condiciones locales y técnicas se finalizó con cuatro estaciones. Durante el funcionamiento de la red sísmica

temporal una de las dificultades en la localización de la sismicidad es que cada evento sea registrado en un mínimo de tres estaciones. Para que ello ocurra se requiere que los eventos estén lo suficientemente cerca entre ellos y el evento sea lo suficientemente grande.

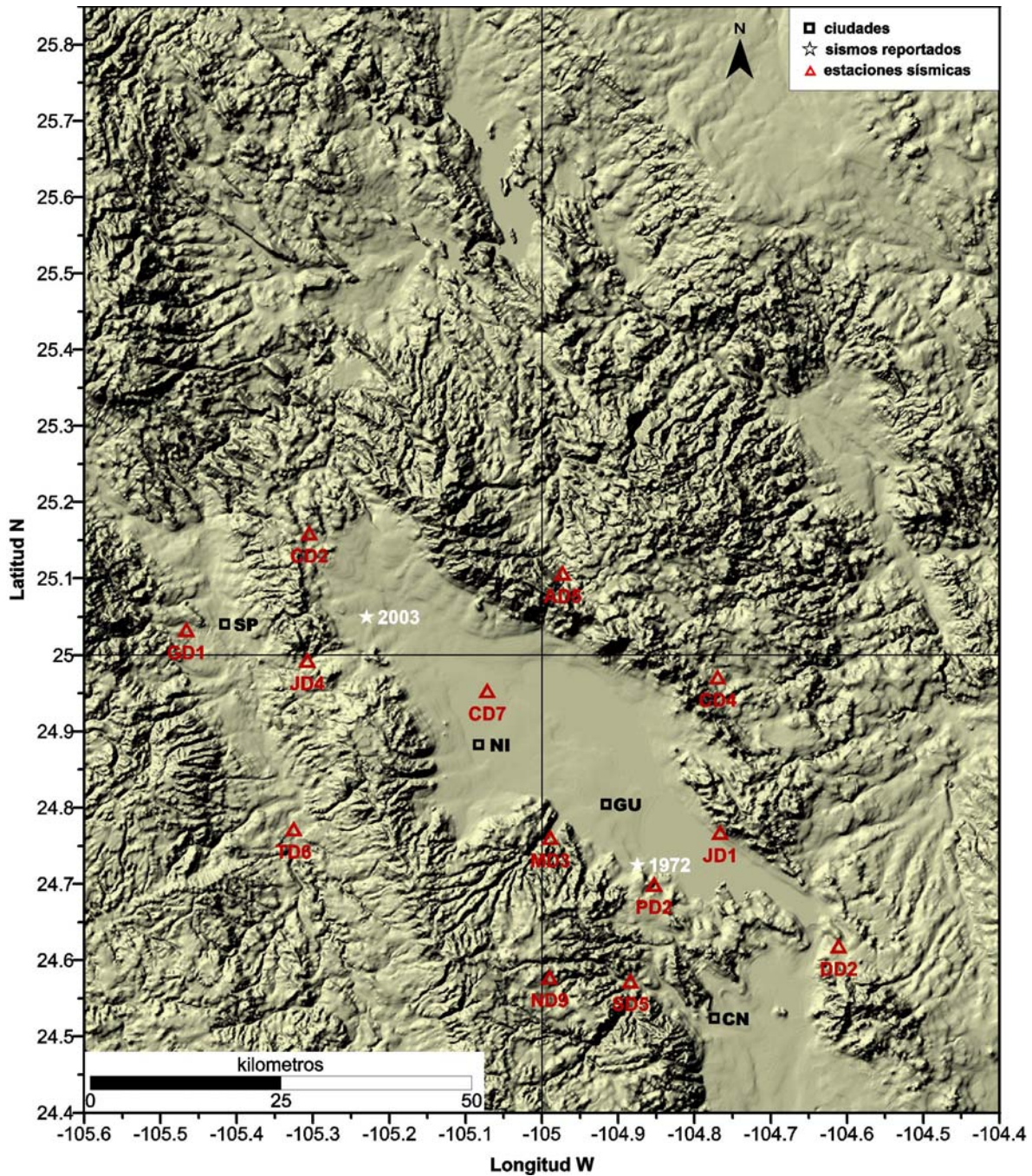


Figura 5.1. Localización de las estaciones sísmicas en el área de estudio, así como la ubicación de los epicentros históricos. CN: Canatlán, GU: Guatimapé, NI: Nuevo Ideal, SP: Santiago Papasquiaro.

Tabla 5.1. Estaciones instaladas en la red sísmica temporal.

Estación	Periodo de operación	Coordenadas		Localidad
	Instalación* – desinstalación*	Latitud	Longitud	
GD1	10/04/2006 – 08/08/2006	25°01'50.5''	105°27'58.4''	Garame de abajo
CD2	12/04/2006 – 07/08/2006	25°09'25.8''	105°18'19.8''	Ciénega del correo
MD3	10/04/2006 – 21/04/2007	24°45'29.7''	104°59'20.4''	El Molino
JD4	09/04/2006 – 08/08/2006	24°59'26.1''	105°18'27.6''	Fco. Javier Leyva
AD5	12/04/2006 – 08/08/2006	25°06'15''	104°58'21.6''	Las Américas
TD6	10/04/2006 – 28/09/2006	24°46'10.2''	105°19'32.1''	Tenerapa
CD7	10/04/2006 – 07/12/2006	24°57'02.4''	105°04'18''	Campo Hermoso
CD4	09 /08/2006 – 11/12/2007	24°58'07.1''	104°46'11''	Coneto de Comonfort
JD1	10/08/2006 – 21/04/2007	24°45'56.8''	104°45'44.1''	José Cruz Gálvez
PD2	02/10/2006 – 10/12/2006	24°41'50.4''	104°51'10.9''	Piedra encimada
DD2	10/08/2006 – 01/10/2006	24°36'57.8''	104°36'40.4''	Donato Guerra
SD5	11/08/2006 – 22/04/2007	24°34'12.8''	104°53'04.9''	Santa Teresa
ND9	14/12/2006 – 21/04/2007	24°34'53''	104°59'25.2''	Cieneguitas

* Fechas en dd/mm/aaaa

Las estaciones sísmicas instaladas registraron en total más de 20,326 disparos. El número de disparos registrados por cada estación durante la campaña se muestran en la Figura 5.2.

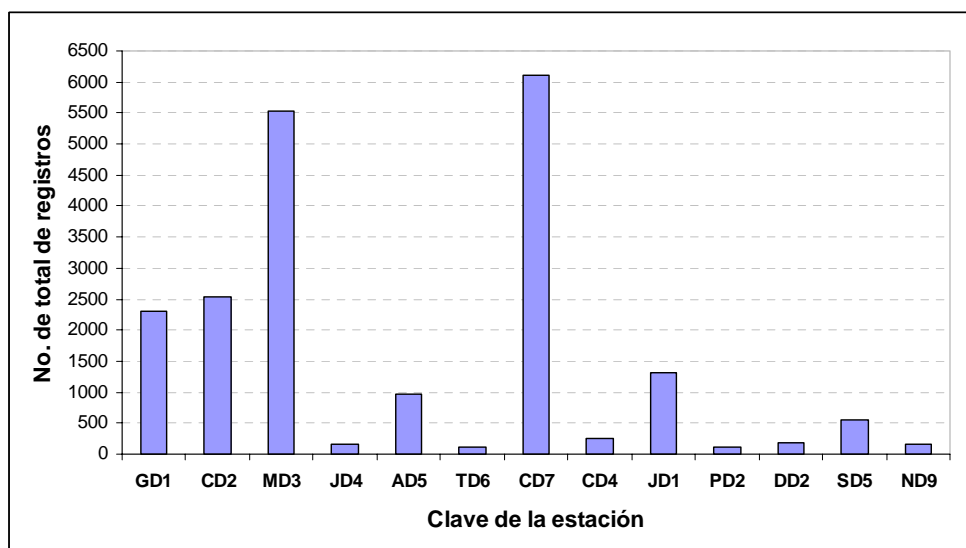


Figura 5.2. Número total de disparos registrados en cada estación de red sísmica temporal, en el periodo abril 2006 – abril 2007.

En la Figura 5.2 se puede observar que las estaciones con mayor número de registros fueron la CD7 y la MD3. Esto es debido a que fueron las dos estaciones que permanecieron en funcionamiento durante todo el tiempo de operación de la red. De estos 20,326 disparos registrados aproximadamente 1.5% (Díaz-Báez, 2007; comunicación personal) corresponde a eventos sísmicos. Dada la gran cantidad de señales se buscaron las coincidencias en tiempo para así restringir la población de registros con mayor probabilidad de ser sismos, como se especifica en el capítulo de metodología correspondiente al procesado de datos sísmicos. A partir de estas coincidencias en tiempo de inicio del registro, se determinó visualmente las coincidencias que correspondían efectivamente a un sismo y cuales a ruido. En total 17 eventos cumplieron con estas condiciones, pero solamente ocho se registraron en 3 estaciones o más, lo cual es una condición necesaria para su localización (Tabla 5.2).

Tabla 5.2 Eventos sísmicos registrados y localizados en el periodo abril 2006-abril 2007.

Evento	Fecha	Hora	Latitud N	Longitud W	Prof.	FMag	Estaciones	RMS	ERH	ERZ
sismo 1	15/04/06	10:14:58	24°30'1.2"	104°47'24"	0.038	2.6	MD3-CD7- GD1	3.88	89.83	41.61
sismo 2	15/04/06	15:07:53	24°39'42"	105°19'09"	0.02	1.7	CD7-GD1- AD5	0.82	62.1	31.03
sismo 3	20/04/06	22:44:58	24°49'37.2"	105°06'38.4"	2.31	1.8	MD3-GD1- AD5	0.31	14.97	24.23
sismo 4	14/07/06	5:43:58	24°33'10.2"	105°14'13.8"	2.97	1.9	CD7-GD1- AD5	0.72	33.58	50.36
sismo 5	11/08/06	14:32:19	24°55'38.4"	105°01'20.4"	3	1.3	CD7-MD3- JD4	5.35	97.55	28.29
sismo 6	03/09/06	04:19:18	25°00'28.8"	105°27'51"	0.01	0.9	JD4-CD7- JD1	1.84	98.54	18.5
sismo 7	03/11/06	05:40:58	26°03'45"	106°00'36.6"	2.72	2.5	CD7-MD3- PD2-SD5	3.28	99	70.53
sismo 8	06/11/06	17:20:31	25°39'28.8"	105°10'35.4"	2.98	2.3	CD7-MD3- JD1-PD2- SD5	0.61	36.67	36.93

Fecha: dia/mes/año

Hora: hh/mm/ss (GMT)

Prof.: profundidad en km

RMS: error en segundos

ERH: error horizontal en km

ERZ: error vertical en km

Estos ocho sismos localizados muestran que los hipocentros se encuentran a menos de 3 km de profundidad, indicando fuentes sismogénicas someras. Los sismos 1, 2 y 6 muestran que la profundidad del hipocentro se encuentra muy cercana a la superficie. Lo cual indicaría que estos sismos debieron tener una ruptura que llega hasta la superficie. Sin embargo, la localización de estos sismos puede variar un rango de profundidad muy grande, si se considera el error vertical calculado (los sismogramas se muestran en el Anexo 2).

Las magnitudes de los sismos se encuentran en el rango de 0.9 a 2.6 FMag (magnitud de coda), esto demuestra que la actividad que pudo registrar la red en un mínimo de tres estaciones debió ser por lo menos cercana a 1.0 FMag. La magnitud calculada para estos sismos se encuentra dentro del rango esperado para actividad sísmica local.

De los eventos mencionados, tres sismos se localizan dentro del área de estudio, tres al oeste del área, en la fosa de Río Chico-Otinapa y dos más se localizaron al norte del área de estudio (Figura 5.3). Estos tres eventos que ocurrieron dentro del área de estudio (sismos 1, 3 y 5 [Tabla 5.2]), se podrían haber originado en fallas activas que conforman la fosa de Santiaguillo, dichas fallas incluso pueden ser más activas de lo que se estima en esta tesis, para comprobarlo se requiere un monitoreo más largo en el tiempo y más denso espacialmente.

La distribución de eventos muestra que las fuentes sismogénicas ocupan un área mayor de lo esperado, lo cual sugiere la validez de la existencia de los eventos históricos imprecisamente reportados, como algunos ocurridos en Cuencamé, Cd. de Durango y Tejamén (García-Acosta y Suárez-Reynoso, 1993).

Al comparar los resultados de la localización de este estudio con los de la sismicidad histórica reciente, se puede observar que definen una alineación NW-SE, coincidiendo con la orientación de las fallas principales reconocidas dentro del área. Desafortunadamente la cantidad de eventos registrados plenamente y su distribución no permiten precisar la estructura sismogénica asociada.

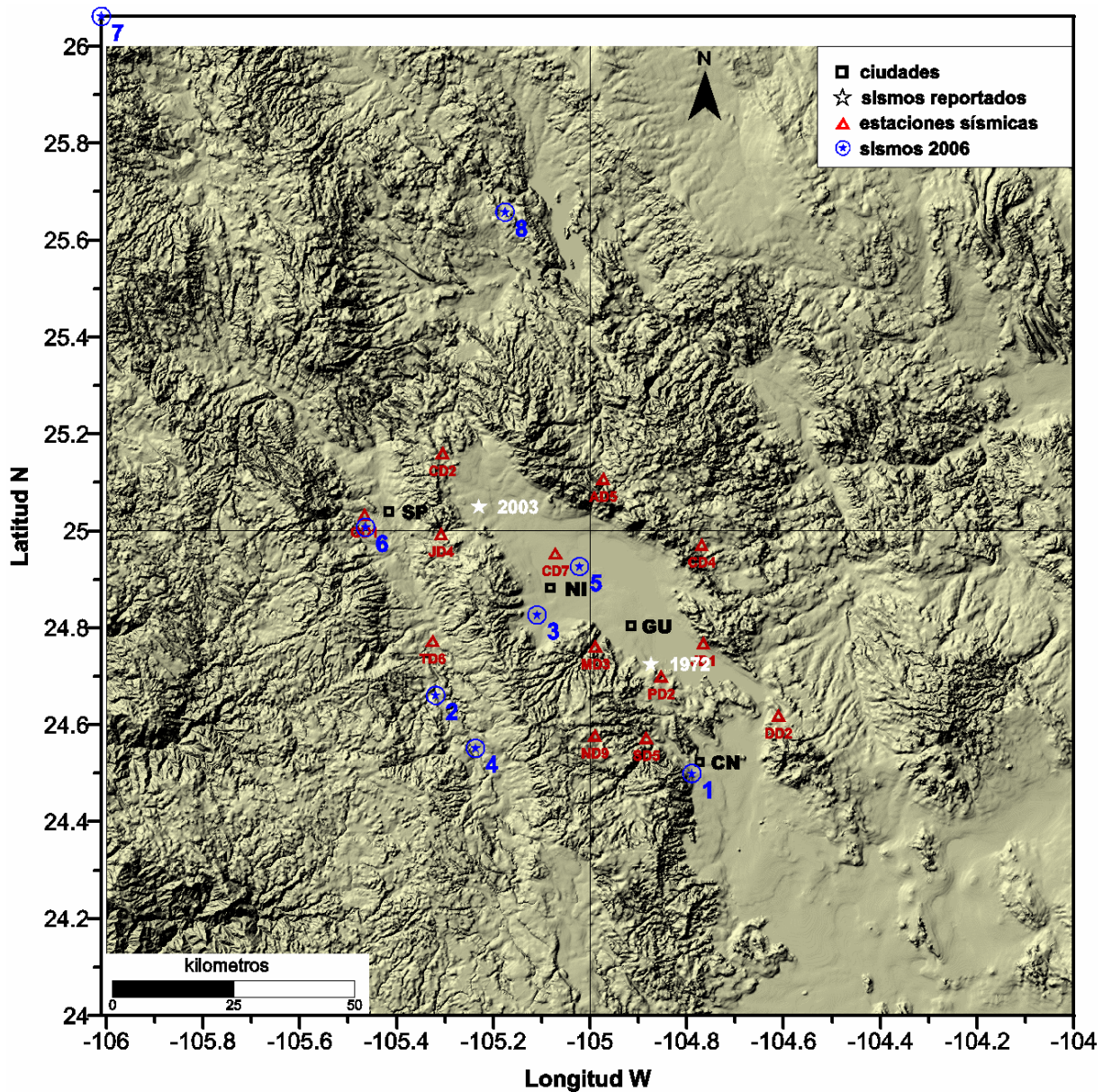


Figura 5.3. Localización de los sismos registrados por la red sísmica temporal, en el periodo abril 2006-abril 2007. CN: Canatlán, GU: Guatimapé, NI: Nuevo Ideal, SP: Santiago Papasquiaro.

La Figura 5.3 muestra una sismicidad que no está restringida a un solo segmento del sistema de fallas, sino que se distribuye a lo largo de éste. Esto indica que el estado de esfuerzos presente en el área afecta a gran parte de las fallas que conforman el sistema fosa de Santiaguillo.

Si bien los sismos que pudieron ser localizados fueron solamente ocho, los eventos registrados en dos o más estaciones fueron 17, ya que se registraron nueve sismos en dos estaciones (Tabla 5.3 [ver Anexo 2]). Estos sismos no pudieron localizarse pero son

valiosos porque demuestran que la actividad dentro del área es más frecuente de lo esperado.

Tabla 5.3 Eventos sísmicos registrados en dos estaciones en el periodo abril 2006 – abril 2007.
DT: Diferencia en tiempo de inicio entre los dos registros.

Fecha	Estación	Hora (GMT)	DT
14/08/2006	CD4	06:23:24	11
	MD3	06:23:35	
17/08/2006	CD7	09:04:03	13
	MD3	09:04:16	
17/08/2006	CD7	09:05:33	14
	MD3	09:05:47	
18/08/2006	JD1	02:30:12	5
	MD3	02:30:17	
18/08/2006	MD3	02:03:36	9
	CD4	02:03:45	
30/08/2006	MD3	11:45:00	1
	CD4	11:45:01	
01/09/2006	CD4	06:45:29	1
	CD7	06:45:30	
05/09/2006	CD4	01:56:19	10
	MD3	01:56:29	
13/11/2006	MD3	01:36:19	4
	JD1	01:36:19	

La Figura 5.4 muestra el número de sismos registrados por cada estación (ver Anexo 2), se observa que las estaciones que registraron un mayor número de eventos fueron la MD3, CD7, CD4, JD1 y GD1. Si bien las estaciones MD3 y CD7 permanecieron en funcionamiento durante todo el periodo de operación de la red, se encuentran ubicadas en la parte central del sistema de fallas de Santiaguillo. Esto sugiere que en esta parte del sistema la actividad sísmica es mayor.

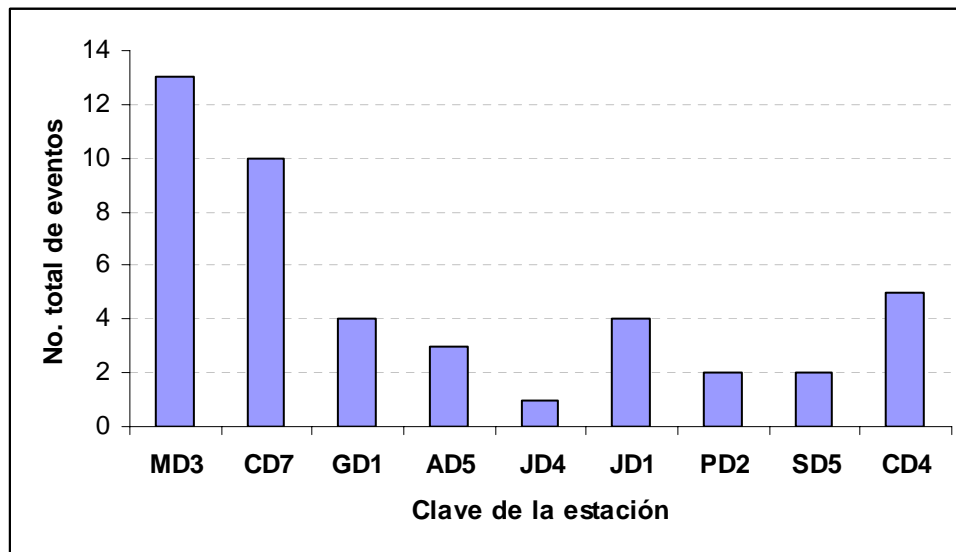


Figura 5.4. Total de eventos registrados por cada estación. Se incluyen los sismos registrados en dos o más estaciones (ver Tablas 5.2 y 5.3).

De los 17 sismos registrados en dos o más estaciones, tres ocurrieron en abril, uno en julio, siete en agosto, tres en septiembre, y dos en diciembre (Figura 5.4).

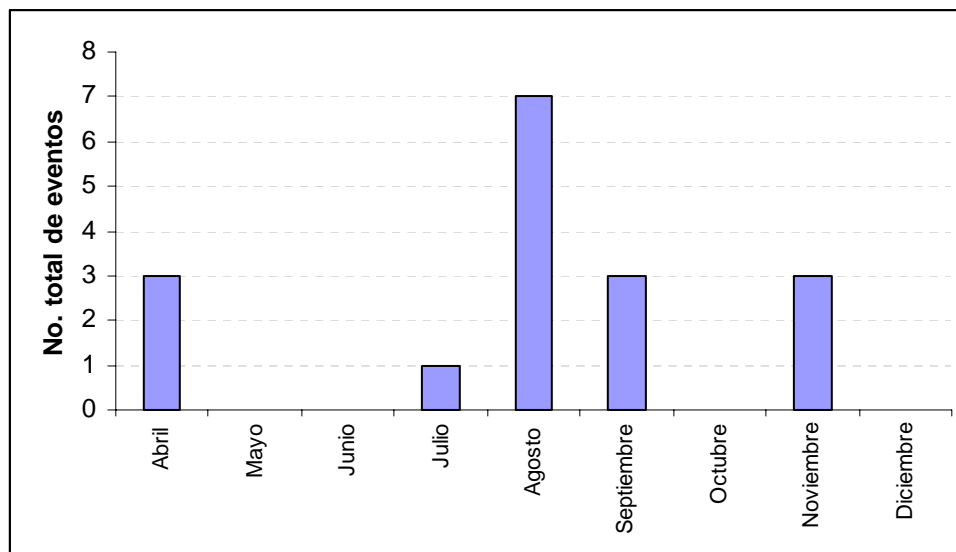


Figura 5.5. Total de eventos registrados de abril a diciembre del 2006. Se incluyen los sismos registrados en dos o más estaciones para cada mes.

Las Tablas 5.2, 5.3 y la Figura 5.5 muestran que la sismicidad en el área de estudio no ocurrió continuamente durante la operación de la red. Los sismos pueden ser clasificados en tres grupos a partir de la Figura 5.5, uno que ocurrió en abril del 2006, otro de julio a septiembre y otro en noviembre. Esto puede ayudar a identificar si se trata de una posible

secuencia sísmica de bajo nivel o de eventos individuales dispersos en el tiempo. También estos mismos grupos fueron clasificados por día (Figuras 5.6, 5.7 y 5.8). Tal es el caso de los sismos ocurridos en abril, los cuales fueron solamente tres (sismos 1, 2 y 3), se consideran como un solo grupo (Figura 5.6).

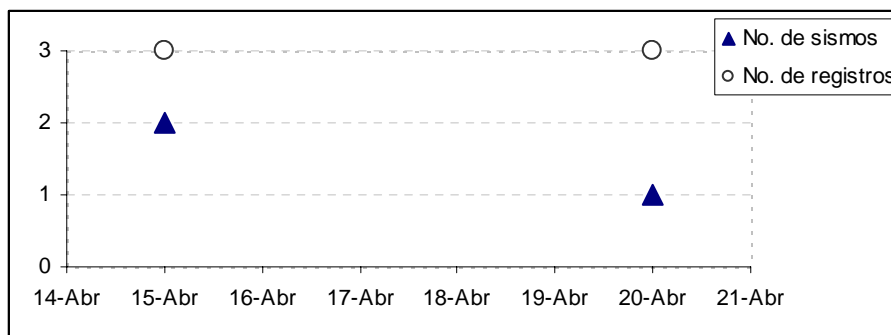


Figura 5.6. Eventos de abril de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día y el número de estaciones que registraron dicho evento.

Durante agosto y septiembre se observan dos grupos separados temporales por una diferencia de 12 días (Figura 5.7). También se observa que el 11 de agosto ocurrió un sismo que se registro en tres estaciones (sismo 5) y pocos días después se registraron sismos en dos estaciones. Si consideramos que un sismo de mayor magnitud se registra en más estaciones, esto sugiere que el evento del 11 de agosto fue seguido de sismos de menor magnitud, esta menor magnitud es la causa de que la energía liberada llegara a un menor número de estaciones.

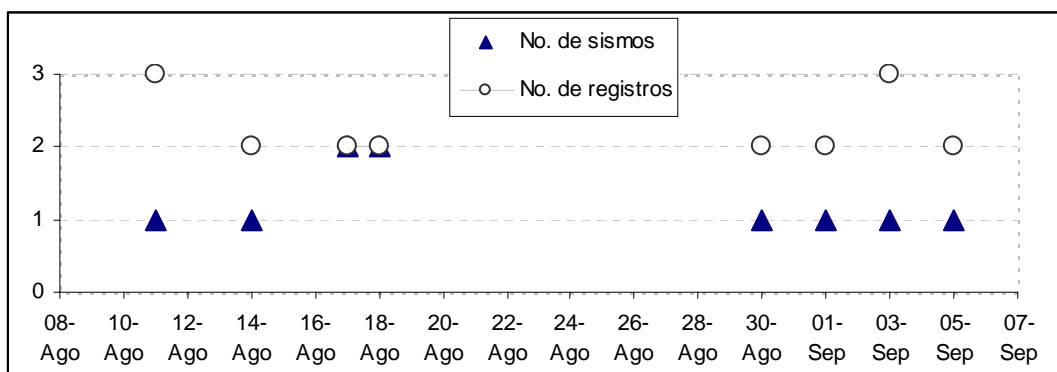


Figura 5.7. Eventos de agosto y septiembre de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día (triángulos) y el número de estaciones que registraron dicho evento (círculos).

Tomando en cuenta la consideración del párrafo anterior se puede ver que el sismo ocurrido el 3 de septiembre (sismo 6) fue precedido de sismos de menor magnitud. En noviembre se registraron dos sismos en tres o más estaciones (sismos 7 y 8) y un sismo registrado en dos estaciones, este grupo de sismos también muestra esa disminución en la liberación de energía, aunque es posible que por haber ocurrido lejos de la red, se haya perdido energía durante el trayecto.

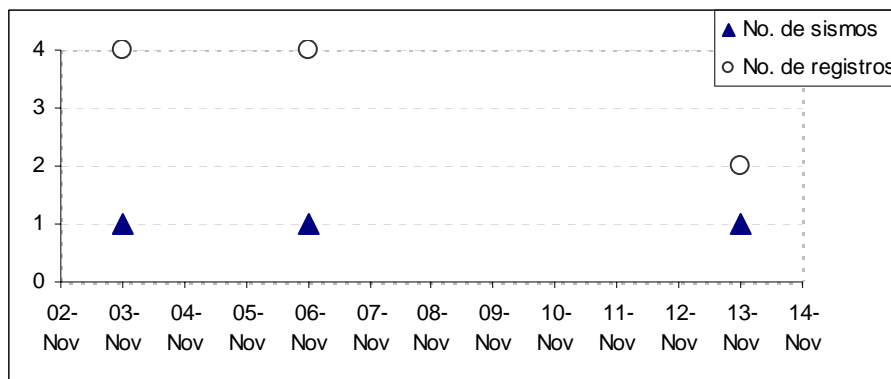


Figura 5.8. Eventos de noviembre de 2006, indicando el número de registros. El eje x indica los días. El eje y indica el número de eventos registrados por día (triángulos) y el número de estaciones que registraron dicho evento (círculos).

Estos resultados indican que ocurrieron cuatro grupos de sismos de abril a diciembre de 2006, y un sismo aislado en Julio.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A partir de los resultados obtenidos de la cartografía geológico-estructural del área de estudio, la actividad del fallamiento dentro del área de estudio se puede resumir en 5 etapas:

1) La primera ocurrió cuando se formaron las fallas principales (F1, F2, F3 y F4, ver Figura 6.1-1). Durante esta etapa las fallas eran independientes y produjeron una deformación simétrica.

2) En la segunda etapa, las fallas principales se propagan hacia sus extremos sin interactuar entre ellas (Figura 6.1-2). Las evidencias de este fallamiento son: a) las diferencias en rumbo y echado de la ignimbrita Altamira, b) el depósito del miembro conglomerático de la formación Los Castillos en el borde noreste y sureste de la fosa, el cual por su contenido de clastos de ignimbritas soldadas con contenido de biotita euhedral es interpretado como posterior a la ignimbrita Altamira, formando la base de la fm. Los Castillos, indicando que se desarrolló una cuenca continental posterior a la ignimbrita Altamira y anterior al depósito de los miembros ignimbríticos de la formación Los Castillos, es decir, entre 38.8 ± 0.8 y 35.6 ± 0.9 Ma.

3) Durante la tercera etapa, continuó la propagación de las fallas principales, comenzó la interacción entre las fallas F1 y F4 (Figura 6.1-3), desarrollándose la rampa en la zona de relevo ZR2. Esta etapa se reconoce por la discordancia observada entre la formación Los Castillos y la ignimbrita El Molino y continuó posteriormente al depósito de la ignimbrita El Molino ya que también se encuentra basculada, en cambio la ignimbrita Canatlán tiene un echado casi horizontal, lo que indica que el desarrollo de la rampa de relevo ocurrió posterior al depósito de la formación Los Castillos (35.6 ± 0.9 Ma) y anterior al depósito de la ignimbrita Canatlán, posiblemente en el Oligoceno inferior. Durante esta etapa también ocurrió la actividad más importante de la falla F4, evidencia de esto es la relación estratigráfica entre la fm. Los Castillos y la riolita Morelos en el noroeste del área de estudio, indicando que ocurrió una etapa de fallamiento de magnitud considerable antes del emplazamiento de la riolita Morelos, ya que la formación Los Castillos se encuentra en el

bloque del alto dentro de la fosa, está basculada al NW y sobre ella se encuentra emplazada la riolita Morelos, la cual no se observa basculada y su emplazamiento coincide con la traza de las fallas paralelas a las principales en el hombro Oeste de la fosa. Al sureste y sobre esta traza también se encuentran los domos y derrames de la riolita Morelos, los cuales se encuentran alineados, lo que puede indicar que ascendieron por una falla preexistente. Por lo tanto, esta etapa queda restringida entre 35.6 ± 0.9 Ma y 32.2 ± 0.2 Ma.

4) En la cuarta etapa, se desarrolló completamente la semifosa, la actividad en la falla F1 disminuye o termina y la deformación la produce el desplazamiento de la falla F2 y se produce la totalidad del basculamiento de los bloques dentro de esta parte del sistema, adquiriendo su característica geometría asimétrica. Evidencia de esta etapa es el basculamiento de las unidades ignimbríticas dentro de la semifosa (ignimbrita Altamira, formación Los Castillos, El Molino y Canatlán), esto indica que fue posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán (posiblemente Oligoceno Inferior), y anterior al emplazamiento de la riolita Coneto en esta zona (posiblemente Oligoceno Superior).

También, durante esta etapa, se formaron las fallas de enlace FE2 en el relevo ZR2, ya que las fallas de enlace cortan a la ignimbrita Canatlán. Por lo tanto, esto ocurrió posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán (posiblemente Oligoceno Inferior).

En esta etapa las fallas F2 y F3 siguieron propagándose y comenzaron a interactuar, formándose la zona de relevo ZR1 y desarrollándose una rampa en esta zona (Figura 6.1-4). Evidencia del desarrollo de la rampa es el basculamiento al NW de la riolita Coneto en la zona, por lo tanto, esta rampa se formó posterior al emplazamiento de la riolita (posiblemente Oligoceno Superior).

5) En la quinta etapa, la zona de relevo ZR1 se desarrolló completamente, formándose las fallas de enlace FE1 (Figura 6.1-5), estas fallas cortan a la riolita Coneto; por lo tanto, son posteriores a su emplazamiento (Oligoceno Superior). Durante esta etapa, también se mantuvo activa la falla F3, la cual corta la riolita Coneto.

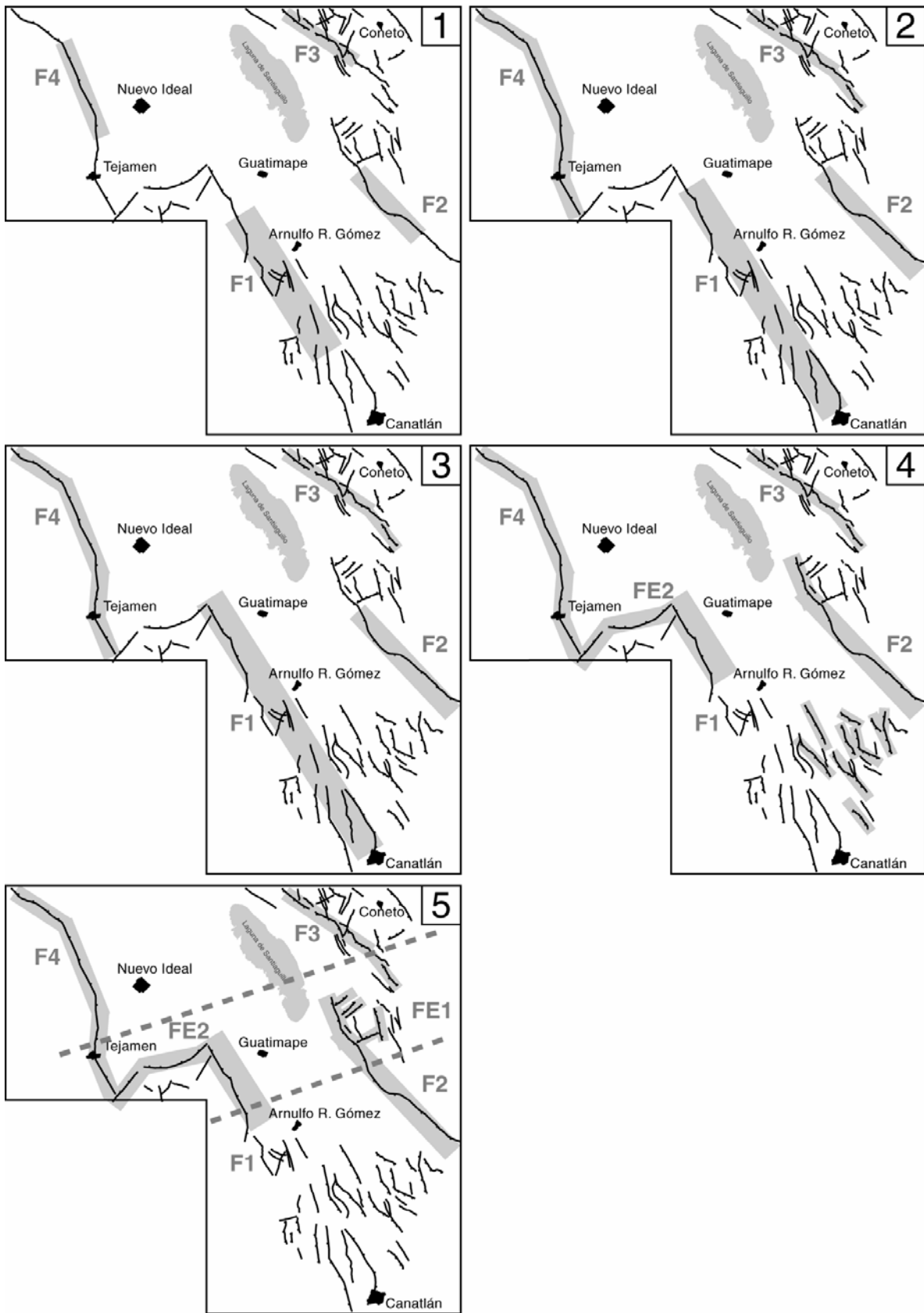


Figura 6.1. Esquema que muestra la evolución del sistema de fallas en el área de estudio. Las zonas sombreadas indican las zonas activadas en cada etapa. La línea punteada indica el área de relevos de falla.

La orientación de esfuerzos principales obtenida en la comparación realizada en la Figura 4.17, se realizó en su mayoría con datos del sitio PC localizado en la zona de relevo ZR1, por lo tanto, la orientación de los esfuerzos obtenida es representativa de esta zona de relevo. La orientación de los esfuerzos obtenida ($\sigma_3 \sim N10^\circ W$), muestra una desviación casi perpendicular al estado de esfuerzos regional. Por lo tanto, este estado de esfuerzos puede ser interpretado como un estado de esfuerzos local, producto de la interacción de las fallas principales que formaron la zona de relevo ZR1. Segall y Pollard (1980), analizaron el comportamiento mecánico cuando dos segmentos de falla se intersectan al propagarse en sentidos opuestos pero coincidentes (un segmento hacia el otro) y ambas fallas se encuentran bajo el mismo estado de esfuerzos, concluyendo que cuando estos dos segmentos de falla interactúan, el estado de esfuerzos es modificado localmente (Figura 6.2), dependiendo de la geometría del relevo, influenciando la propagación de las fallas y promoviendo o inhibiendo la generación de fallas secundarias.

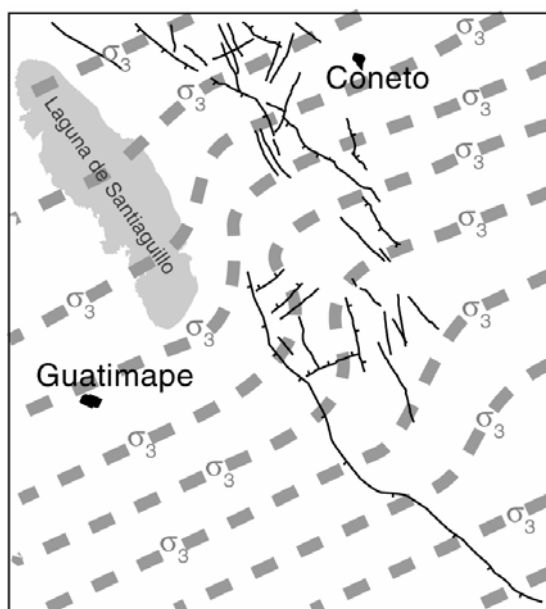


Figura 6.2. Campo de orientaciones hipotéticas para σ_3 en la zona de relevo derecho.

Para fallas con relevos derechos y con una cinemática lateral derecha, el estado de esfuerzos cambia localmente, promoviendo la propagación del fallamiento y la generación de fallas normales secundarias en la zona de interacción, debido a la disminución de la componente normal y aumento de la componente de cizalla en los planos de falla. Por lo

tanto, el relevo de falla derecho (ZR1) cambió el estado de esfuerzos localmente en la zona de relevo (Figura 6.2), y como consecuencia de esto, cambió la cinemática de las fallas preexistentes. Esto explica porqué las fallas principales del lado Este (F1 y F3, Figura 4.5) continuaron activas más tiempo que las fallas del lado Oeste. En cambio, cuando dos segmentos de falla interactúan y la geometría del relevo es izquierda, la propagación de las fallas se inhibe, a causa de un aumento de la componente normal y disminución de la componente de cizalla en los planos de falla. En este caso el esfuerzo de cizalla se acumula en las terminaciones de las fallas, lo cual explica porqué las localizaciones de sismos registrados anteriormente, y algunas de las localizaciones en este estudio, se encuentran en la parte oeste del sistema fosa de Santiaguillo.

Finalmente, en lo correspondiente a la sismicidad no se registraron sismos en más de una estación durante el primer trimestre de 2007, lo cual dificulta definir si la actividad ocurrida durante el 2006 es la de fondo o corresponde a un periodo alto de la misma. En esta tesis no se muestran los sismos registrados en una sola estación, la ocurrencia de éstos fue en general alta en cada una de las estaciones. Esto sugiere, primero, que dichos eventos son de menor magnitud que los registrados en dos o más estaciones; segundo, que la actividad sísmica en el área de estudio es mayor a la que se consideraba antes de comenzar este estudio.

Cabe destacar que la localización de los ocho sismos registrados en tres o más estaciones puede variar, ya que la localización depende de forma importante del modelo de velocidades utilizado. Por otro lado, la agrupación temporal del total de sismos registrados en dos estaciones o más, sugiere la ocurrencia de al menos 4 periodos de actividad sísmica en el área de estudio.

7. CONCLUSIONES

Actualmente los avances en el conocimiento requieren de la convergencia de varias áreas de las Ciencias de la Tierra. En esta tesis se han conjugado estudios de estratigrafía, geología estructural y sísmicos para caracterizar lo mejor posible la zona de la fosa de Santiaguillo. Lo cual se vió reforzado con algunos fechamientos que han permitido restringir los periodos de actividad documentados en este trabajo.

Esta conjugación de conocimiento ha permitido reconocer ocho unidades litoestratigráficas dentro del área de estudio, todas correspondientes al Cenozoico: andesita Coneto, ignimbrita Altamira (38.8 ± 1.0 Ma), formación Los Castillos (35.6 ± 0.9 Ma), ignimbrita El Molino (32.2 ± 0.8 Ma), riolita Morelos (32.2 ± 0.8 Ma), formación Canatlán, riolita Coneto y basalto Santa Teresa.

El fallamiento dentro del área de estudio es principalmente normal, con una componente lateral izquierda, cuya orientación es preferencialmente NNW, y un fallamiento menor localizado con orientación ENE.

Uno de los aportes más importantes de esta tesis es la identificación de cuatro zonas con características estructurales distintivas dentro del área de estudio: El fallamiento normal de la zona sureste produjo una deformación asimétrica, lo que promovió el desarrollo de la semifosa. La zona meridional muestra el desarrollo de dos relevos de falla, uno izquierdo y otro derecho, generados por la propagación e interacción de las fallas principales. El fallamiento normal de la zona norte produjo deformación de mayor simetría que la parte sureste, lo que ocasionó el desarrollo de un sistema de pilares y fosa.

El registro geológico muestra que la evolución de las fallas está marcada por cinco etapas. En las primeras tres etapas (D1, D2 y D3) se identificó plenamente un rango temporal de actividad. En las otras dos etapas (D4 y D5) únicamente se infiere su periodo de actividad. Además se añade una última etapa (D6) con base en el registro sísmico actual.

Las conclusiones de cada etapa se enumeran de la más antigua a la más reciente de la siguiente forma:

La etapa D1, ocurrió posterior al depósito de la ignimbrita Altamira (38.8 ± 1.0 Ma). Esta etapa se reconoce en la zona de semifosa, tomando en cuenta las diferencias en buzamiento de la ignimbrita, en comparación con las unidades subsecuentes.

La etapa D2 está restringida entre 35.6 ± 0.9 Ma y 32.2 ± 0.8 Ma. Este rango es evidenciado por la discordancia angular formada entre la formación Los Castillos con la ignimbrita El Molino, localizada en la zona de relevo izquierdo.

La etapa D3 sucedió posterior al depósito de la ignimbrita El Molino y anterior al depósito de la ignimbrita Canatlán, por lo tanto, solamente se puede determinar un máximo de edad para esta deformación de 32.2 ± 0.8 Ma.

La etapa D4, no fue posible restringirla temporalmente, sin embargo, es un hecho que es posterior al depósito de la ignimbrita Canatlán al estar basculada. Se considera anterior al emplazamiento de la riolita Coneto al no encontrarse afectada por las fallas en la zona de semifosa. Se infiere por correlación estratigráfica que pudo ocurrir durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

La etapa D5 tampoco quedó restringida temporalmente, sin embargo, es posterior al emplazamiento de la riolita Coneto en la sierra de Coneto, al encontrarse cortada por fallas. Por correlación estratigráfica se infiere que pudo haber ocurrido durante el Mioceno temprano hasta antes del emplazamiento del basalto Santa Teresa.

La etapa D6, que corresponde a la deformación que ocurre actualmente. Quedando restringida al Cuaternario si se acepta que la misma deformación ocurrió en el Campo Volcánico de Durango ocurre actualmente dentro del área de estudio.

Se determinó la dirección de los esfuerzos principales que pudieron reactivar las fallas dentro del área de estudio, reconociendo dos regímenes de esfuerzo con orientaciones diferentes, uno es congruente con la orientación de los esfuerzos regionales y otro local, este último producto de la interacción de las fallas principales que formaron la zona de relevo derecha.

Finalmente, apartir de 4 episodios de actividad sísmica que pudieron ser registrados por la red, durante abril, agosto, septiembre y noviembre se infiere que actualmente existe una actividad incipiente. Los sismos localizados cuya magnitud de coda entre 0.9 y 2.6 indican que algunas de las estructuras que conforman el sistema de fallas se encuentran actualmente activas o en proceso de activación. Las fallas con mayor potencial son las cercanas a Canatlán, Tejamen y las que se encuentran sepultadas por los sedimentos de la fosa de Santiaguillo.

Al conjuntar los datos sísmicos registrados en la campaña realizada en esta tesis con los registros históricos de la sismicidad, queda de manifiesto que la actividad sísmica dentro del área de estudio es mayor a la reportada, por lo que no solo las fallas que conforman la fosa de Santiaguillo muestran actividad reciente. La distribución de epicentros obtenida sugiere una actividad sísmica distribuida en un área mayor. Esto corrobora los reportes históricos de sismos en localidades de Durango como Canatlán, Tejamen y Cuencamé.

7.1 Recomendaciones

En esta investigación se estudiaron las características básicas del área de influencia de la fosa de Santiaguillo, aún quedan muchas cuestiones por conocer sobre la evolución que ha tenido la fosa de Santiaguillo durante el Cenozoico, así como también, las características de la sismicidad en la localidad. Algunas de las líneas que se abren a partir de este estudio pueden ser:

La evolución que tuvieron las fallas dentro del área de estudio, puede ser mejorada si se fechan las unidades posteriores a la ignimbrita El Molino, como la riolita Coneto, la

formación Canatlán y el basalto Santa Teresa. Con ello se tendría un mejor control en los diferentes pulsos volcánicos que estuvieron activos en el área de estudio durante el Cenozoico.

El análisis estructural realizado en esta tesis estuvo restringido a los datos de falla colectados en campo, ya que solo se midió un número suficiente de fallas en 2 sitios. El estado de esfuerzos que estuvo presente dentro del área de estudio se puede conocer mejor al encontrar y medir fallas en cada una de las zonas más relevantes en cuanto a la evolución del sistema, para ello se requiere tomar datos de falla en más sitios de estas zonas, tanto en las de relevo como en la zona de semifosa.

En lo que corresponde al estudio de la estratigrafía se puede describir con mayor detalle las diferentes unidades descritas en esta tesis. Esto permitiría conocer mejor las características de los depósitos y tener una mejor idea de la localización de las fuentes que dieron origen a los depósitos volcánicos dentro del área de estudio. Elaborar un mapa de isopacas de cada unidad ignimbrítica proporcionaría una mejor idea de la localización de las calderas.

Es recomendable un monitoreo más sistemático de las fallas que conforman la fosa de Santiaguillo, principalmente en las localidades de Canatlán, Arnulfo R. Gómez y Tejamen. También sería de gran valor la instalación de estaciones sismológicas fijas o semipermanentes en dichas localidades, así como el monitoreo periódico con redes móviles. Un mejor monitoreo sísmico permitiría definir la cinemática actual de dichas fallas a partir de la generación de mecanismos focales. Los epicentros determinados en este trabajo, pueden ser utilizados como referentes para colocar alrededor de los mismos los nuevos arreglos de estaciones temporales.

Finalmente, estudios geofísicos de gravimetría y magnetimetría ayudarían a definir mejor el modelo de velocidades cortical en la región, lo cual directamente mejoraría la precisión de los hipocentros. También mejorarían la definición de las estructuras geológicas en profundidad., especialmente dentro de la cuenca de la laguna de Santiaguillo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 1991**, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of geophysical research*, vol. 96, no. B8, pages 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 1993**, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Bull. Geo. Soc. America*, v.105, p. 1435-1444.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, T.O., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001**, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, núm. 2, p. 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005**, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, no. 1, p. 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Santa María-Díaz, A., Nieto-Samaniego, A.F., 2007**, La deformación cenozoica del sur de México interpretada con diagramas de congruencia cinemática, en *La conexión Chortis-Sur de México en el tiempo y en el espacio*, Simposio, Centro de Geociencias-UNAM (Campus Juriquilla). http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/past_meetings/geochortis/abstracts/geochortis01.pdf
- Albinson, T., 1988**, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Albritton, C., 1958**, Quaternary stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexico. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 69, p. 1197-1216.
- Allmendinger, R. W., Marrett, R.A., Cladouhos, T., 2001**, FaultKinWin version 1.2 a program for analyzing fault slip data for Windows computers.
- Angelier, J., 1989**, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. 11, no. 1/2, p. 37-50.

- Aranda-Gómez, J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005**, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, temas selectos de la geología mexicana, tomo LVII, num. 3, p. 187-225.
- Aranda-Gómez, J., Henry, C., Luhr, J., 2003**, Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico – A transect across the Sierra Madre Occidental Volcanic Field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces. Geo. Soc. America Guidebook for field trips of the 99th annual meeting of the Cordilleran Section.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., 1992**, Fallamiento Cuaternario cerca de la ciudad de Durango, naturaleza del periodo de deformación más joven relacionado a extensiones multiepisodica en el noroeste de México. GEOS, Boletín Unión Geofísica Mexicana, vol. 12, no. 5, p. 53-54.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000**, Evolución tectonomagmática 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, V.LIII, 59-71.
- Caballero-Martínez, J. A., Isabel-Blanci, J., Luévano-Pinedo, A., 1999**, Carta geológico-minera Zacatecas F13-B58, escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Carrasco-Centeno, M., 1978a**, Carta y provincias metalogénicas del estado de Durango, México. Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico no. 100072, 95 p.
- Carrasco-Centeno, M., y Solis, F., 1978b**, Estudio geológico minero y evaluación preliminar del distrito argentífero de Tejaman, municipio Canatlán, estado de Durango. Archivo Técnico, no. 100095, Consejo de Recursos Minerales
- Chacón-Cruz, G.J., 2004**, Interpretación de ambientes sedimentarios cuaternarios, a partir del análisis granulométrico-estadístico, de dos núcleos provenientes de la región de la laguna de Santiaguillo, estado de Durango, Norte de México. Tesis, facultad de ingeniería UNAM.

- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G., 2005,** La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noroeste de México. Boletín de la sociedad geológica mexicana, volumen conmemorativo del centenario, Grandes fronteras tectónicas de México, Tomo LVII, no. 1, 2005, p. 27-52.
- Contreras, J., Scholz, C.H., 2001,** Evolution of stratigraphic sequences in multisegmented continental rift basins: Comparison of computer models with the basins of the East African rift system. AAPG Bulletin, vol. 85, no. 9, p. 1565-1581.
- Córdoba, D. A., 1963,** Geología de la región entre Río Chico y Llano Grande, Municipio de Durango, Estado de Durango: in Cserna, Zoltande, ed., Estudios geológicos en los Estados de Durango y San Luis Potosí. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 71, pte. 1, p. 1-22, 7 láms, 3 figs.,
- Córdoba, D. A., 1988,** Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango. Revista Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Vol. 7, p. 136-147.
- Cridder, J.G., 2001,** Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon. Journal of Structural Geology, 23, p. 1997-2009.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Gómez-González, J.M., 2005,** Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro y su relación con la sismicidad local: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 2, p. 129-147.
- De Cserna, Z., 1956,** Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Congreso Geológico Internacional, XXa, México, 87 p.
- De Cserna, Z., 1976,** Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 87, 1191-1199.
- De Santiago-Cespedes, J., 1997,** Informe de la visita previa al lote minero “La Meca”, ubicado en Magdalena, mpio. de Nuevo Ideal, Durango. Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 100768, 7 p.
- Doser, D. I. y Rodríguez, J., 1993,** The seismicity of Chihuahua, Mexico, and the 1928 Parral earthquake. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 78, p. 97-104.

- Enciso de la Vega, S., 1968**, Carta Geológica de México Hoja Cuencamé 13R-1(7), serie 1:100 000 mapa con resumen de la geología, Estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Faure, G., & Mensing, T.M., 2005**, Isotopes: principles and applications, third edition, John Wiley & Sons, Inc., 897 p.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005**, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Bol. Soc. Geol. Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, num 3, p. 343-378.
- García-Acosta, V., & Suárez-Reynoso, G., 1996**, Los sismos en la historia de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Ediciones Científicas Universitarias, texto científico universitario, Tomo I, 718 p.
- García-Padilla, J. L., Camacho, J. M., Islas-Tenorio, J. J., Ontiveros-Escobedo, E., Guereca-Meza, R., Armenta-Roman, R., Ortiz-Jácome, A., 2000**. Carta geológico-minera El Salto (F13-2), Consejo de Recursos Minerales, 1 Mapa con texto explicativo.
- Gómez-González, J.M., & Barboza Gudiño, J.R., 2005**, Sismicidad en el Estado de San Luis Potosí: Folleto Técnico, no. 129, 42 p.
- Haskov, J., & Ottemöller, L., 2005**, SEISAN: The earthquake analysis software (for windows, solaris, Linux and Macsx), Version 8.1, 246 p. (<http://www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE>)
- Henry, C.D., & Aranda-Gómez, J.J., 2000**, Plate interactions control middle-late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. Tectonophysics, 318, p. 1-26.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R., De Batist, M., 2005**, Sandbox models of relay ramp structure and evolution. Journal of Structural Geology, 27, p. 459-473.
- Imlay, R.W., 1936**, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937**, Geology of the middle part of the sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 587-630.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1998**, Carta Topográfica Durango G13-11, Escala 1:250 000, México, D.F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001**, Carta Topográfica Canatlán G13D61, Escala 1:50, 000, México, D.F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2002**, Carta Topográfica Guatimapé G13D51, Escala 1:50, 000, México, D.F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1980**, Carta Topográfica Nuevo Ideal G13C59, Escala 1:50 000, México, D.F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Iriondo, A., Kunk, M., Winick, J.A., 2003**, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of mineral and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I), U.S. Geological Survey, Open-File report 03-020, 79 p.
- Keizer, R. P., 1973**, Volcanic stratigraphy, structural geology, and K-Ar geochronology of the Durango area, Durango, Mexico. M.A. thesis, Austin, University of Texas at Austin, 91 p.
- Kelly, W.A., 1936**, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part II, Geology of mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Klein, F.W., 1985**, User's guide to HYPOINVERSE: a program for VAX and professional 350 computers to solve for earthquake locations, USGS, open-file report, 85-515, 54 p.
- Loza-Aguirre, I., 2005**, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes de la región de Zacatecas-San José de Gracia: Cd. Madero,

Tamaulipas, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Ingeniería en Geociencias, Tesis profesional, 96 p., 1 mapa.

- Luhr, J.F., Henry, C.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., McIntosh, W.C., 2001**, Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, Mexico. GSA Bulletin, v. 113, no. 6, p. 760-773.
- Lyons, J.I., 1975**, Volcanogenic iron-ore of Cerro de Mercado and its setting within the Chupaderos Caldera, Durango, Mexico. M.A. thesis, Austin Texas University, 119 p.
- McDowell, F., Clabaugh, S., 1979**, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. Geol. Soc. America Special Paper 180, p.113-124.
- McDowell, F., Keizer R., 1977**, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México. Bull. Geo. Soc. America, v.88, p.1479-1487.
- Mungía-Aizpurúa, O. M., 2005**, Explicación genética y evaluación geoestadística del depósito de Uranio Coneto-Buenavista, municipio de Rodeo, estado de Durango. Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Munguía-Rojas, P., García-Padilla, J.L., Armenta-Román, R., Cruz-Pérez, R., Camacho, J.M., Céspedes, J.S., 1998**, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera, Durango G13-11, escala 1:250000, con texto explicativo. Secretaria de comercio y fomento industrial.
- 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, núm. 1, p. 13-25.
- Nieto-Samaniego, Alaniz-Álvarez, Camprubí, 2005**, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Bol. Soc. Geol. Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, num 3, p. 285-318.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN), 2005**, North American Stratigraphic Code (NASC), American Association of Petroleum Geologist Bulletin, vol. 89, no. 11, p. 1547-1591.

- Reyes Cortes, I. A., 1976**, Estudio geológico de la sierra la Candelaria, Coahuila y Durango y sus implicaciones en la geología. Tesis. Facultad de Ingeniería Universidad Autónoma de Chihuahua.
- Reyes Cortes, Ignacio Alfonso, 1985**, Geology and uraniumiferous mineralization in the Sierra de Coneto, Durango, México. Tesis. Facultad de Ingeniería Universidad Autónoma de Chihuahua.
- Rogers, C.L., DeCserna, Z., van Vloten, R., Tavera-Amezcu, E., Ojeda-Rivera, J., 1961**, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfato del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: México. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Bol. 56, 332 p.
- Roldán-Quintana, J., 1968**, Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 31, p. 79-105.
- Schilsche, R.W., Olsen, P.E., 1990**, Quantitative filling model for continent extension basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. Journal of Geology, v. 98, p. 135-155.
- Sholz, C.H. y Contreras, J., 1998**, Mechanics of continental rift architecture. Geology, vol. 26, p. 967-970.
- Scholz, C.H., 2002**, The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, 2nd Edition, 471 p.
- Segall, P., Pollard, D.D., 1980**, Mechanics of Discontinuous faults. Journal of Geophysical Research, vol. 85, no. B8, p. 4337-4350.
- Servicio Sismológico Nacional, 2003**, Reporte Preliminar de Sismicidad Nacional, Instituto de Geofísica, UNAM, (<http://www.ssn.unam.mx>).
- Silva-Romo, G., 1996**, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, 139 p.
- Singh, S.K., & Suárez, G., 1987**, Overview of the seismicity of Mexico with emphasis on the September 1985 Michoacan earthquake. In: Cassaro, M.A., Martínez Romero, E. (Eds.), The Mexico Earthquakes-1985: Factors Involved and Lessons Learned. Proc. Int. Conf. Am. Civil Eng. Soc. Am. Assoc. Civ. Eng, Washington, DC, p. 7-18.

- 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*, vol. 24, no. 1, p. 104-119.
- Suárez, G., 1992**, El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sísm.* 42, 3-15.
- Suter, M., 2001**, The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32°N, 106-111°W). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, p. 521-532.
- Suter, M. y Contreras, J., 2002**, Active tectonics of northeastern Sonora, Mexico (Southern Basin and Range Province) and 3 May 1887 MW 7.4 Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 92, no. 2, p. 581-589.
- Swanson E., Keizer, R., Lyons, J., Clabaugh, S., 1978**, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Bull. Geo. Soc. America* v. 89, p. 1000-1012.
- Swanson, E.R., 1974**, Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango area, Durango, Mexico. M.A. thesis, Austin Texas University, 123 p.
- Sykes, L.R. y Sbar, M.L. 1973**. Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. *Nature* 245: 298-302.
- Sykes, L.R., 1978**, Intra-plate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatismo, and other tectonics post-dating continental separation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 16: 621-688.
- Talwani, P., Rajendran, K. 1991**, Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186, 19-41.
- Walsh, J.J., Watterson, J., Bailey, W.R., Childs, C., 1999**, Fault relays, bends and branch-lines. *Journal of Structural Geology*, 21, p. 1019-1026.
- Wesnousky, S.G. y Scholz, C.H., 1980**, The craton: its effect on the distribution of seismicity and stress in North America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48:348-355.
- Xu, S. S., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004**, Tilting mechanisms in domino faults of the sierra de San Miguelito, central Mexico. *Geological Acta*, vol. 2 no. 003, p. 189-201.

- Yamamoto, J., 1993**, Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional: *Geofísica Internacional*, vol. 32, no. 3, p. 501-510.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.J., Espíndola, V.H., Nava, E., 2003**, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 361, p. 229-238.

Anexo 1 (Petrografía)

Muestra: GM28

Unidad: Andesita Coneto

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: lava máfica

Color: verdoso

Estructura y Textura: estructura masiva, textura porfídica

Mineralogía: Fenocristales de plagioclasas, en matriz afanítica

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* Holocristalina

b) *Granularidad:* Porfídica, Pilotaxítica (fenocristales en matriz de microlitos de plagioclasa)

c) *Fábrica:* Panidiomórfica

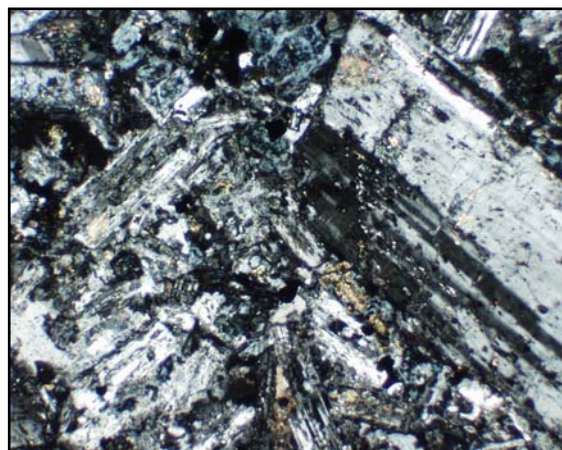
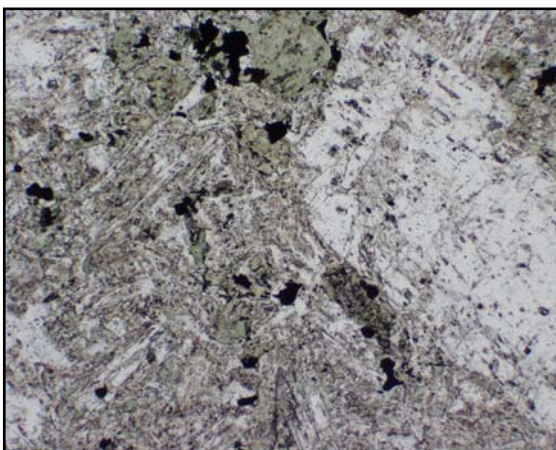
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Plagioclasa y Piroxenos

b) *Minerales accesorios:* Magnetita (óxidos de FeTi)

c) *Minerales secundarios:* Sericita, Clorita, Epidota?

d) *Matriz o cementante:* matriz de microlitos de plagioclasa, hiperstena intersticial



IV. Clasificación

Andesita Porfídica

Muestra: NI-27, NI-12, NI-10, NI-4, CN-26

Unidad: Andesita Coneto

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: lava máfica

Color: rojo ocre oscuro

Estructura y Textura: estructura masiva, textura porfídica

Mineralogía: Fenocristales de plagioclasas, en matriz afanítica

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* Hipocristalina

b) *Granularidad:* Porfídica, fenocristales y microfenocristales en matriz criptocristalina a vítrea

c) *Fábrica:* Panidiomórfica (fenocristales euhedrales)

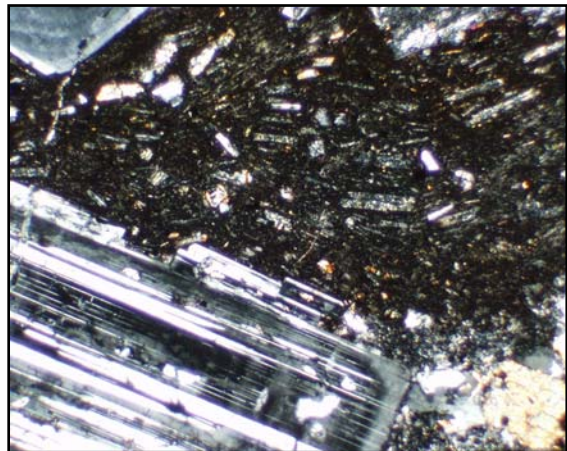
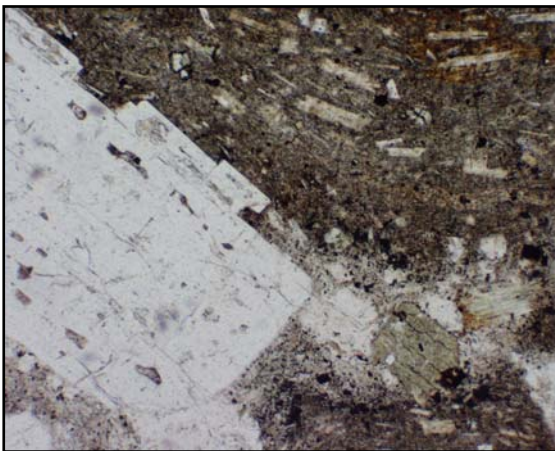
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Plagioclasa y Piroxeno.

b) *Minerales accesorios:* Magnetita (óxidos de FeTi), Anfíboles y pocos olivinos oxidados.

c) *Minerales secundarios:* Sericita.

d) *Matriz o cementante:* matriz vítrea con microlitos de plagioclasa.



IV. Clasificación

Andesita Porfídica

Muestra: CN-24, CN-24b, CN-15

Unidad: Ignimbrita Altamira

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ignimbrita lítica

Color: pardo oscuro

Estructura y Textura: estructura masiva, textura eutaxítica

Mineralogía: Fenocristales de plagioclasas, en matriz afanítica

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* Holocristalina

b) *Granularidad:* Porfídica, fenocristales y microfenocristales 70%, líticos 15%, matriz% 15%.

c) *Fábrica:* Panidiomórfica (fenocristales euhedrales y matriz vítrea eutaxítica)

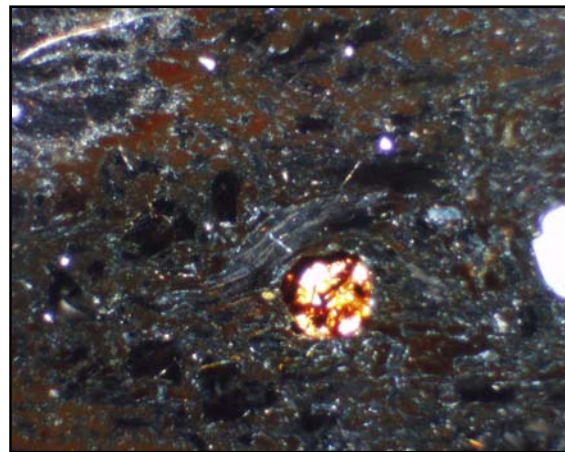
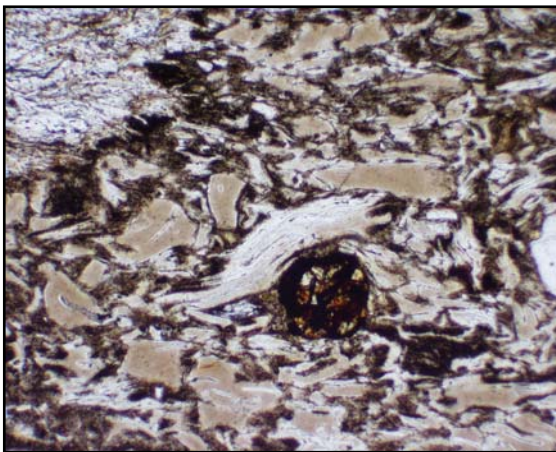
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Cuarzo, Sanidino

b) *Minerales accesorios:* Plagioclasa, Biotita, Piroxeno, Óxidos FeTi, (CN24b y CN15 Olivino)

c) *Minerales secundarios:*

d) *Matriz o cementante:* matriz vítrea



IV. Clasificación

Vitrófido riolítico (Ignimbrita)

Muestra: CN-17, CN-23

Unidad: Los Castillos (inferior-tobas

verdes)

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: depósito de caída de ceniza

Color: verde claro

Estructura y Textura: estructura estratificada, textura granular

Mineralogía:

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* CN17: 50% esquirlas de vidrio, 40% fragmentos cristalinos, 5% clastos líticos.

CN23: 40% clastos líticos, 30% cristales, 30% esquirlas de vidrio.

b) *Granularidad:* CN17: ceniza bien seleccionada

CN23: ceniza mal seleccionada (fina, media y gruesa)

c) *Fábrica:* granos angulosos a subangulosos

III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* CN17: Cuarzo, plagioclasa, sanidino;

CN-23: plagioclasa, piroxenos oxidados.

b) *Minerales accesorios:* biotita, óxidos FeTi (¿magnetita?)

c) *Minerales secundarios:* hematita, clorita, ¿epidota?

d) *Matriz o cementante:*

Líticos:

- andesitas porfídicas y afaníticas
- vitrófidos
- riolita vitrofídica
- riolita afanítica
- clastos oxidados

IV. Clasificación

CN-17: Toba vitrocristalina

CN-23: Toba lítica andesítica

Muestra: CN-22, GM-13

Unidad: Los Castillos (miembro conglomerático)

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: Conglomerado-Arenisca

Color: rojo ocre

Estructura y Textura: estructura estratificada, textura granular

Mineralogía:

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* 40% cristales, 30% líticos, < 20% matriz

b) *Granularidad:* arena 50%, limo 30%, mal clasificado

c) *Fábrica:* angulosos a subangulosos, con cantos redondeados

III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Feldespato, Cuarzo

b) *Minerales accesorios:* Plagioclasa, Biotita, Magnetita

c) *Minerales secundarios:* Hematita

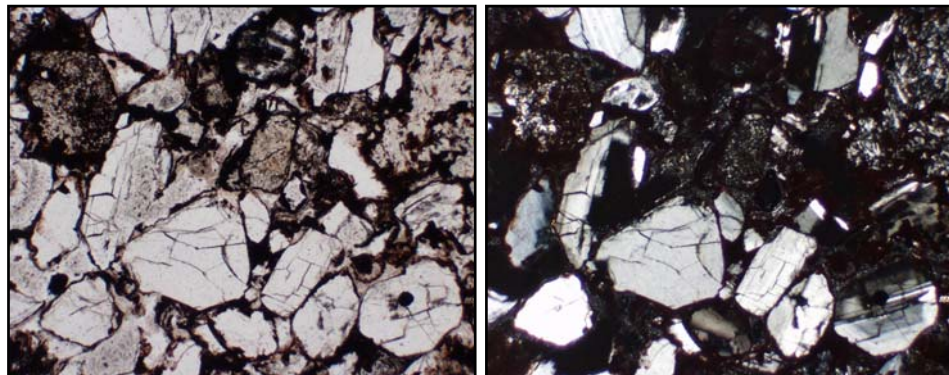
d) *Matriz o cementante:* matriz de óxidos y arcilla

Líticos:

- félsicos porfídicos, subangulosos, c/fenocristales de feldespato, cuarzo, biotita y matriz vítrea.
- Máficos afaníticos, subredondeados, c/microlitos de Plagioclasa y matriz afanítica.

IV. Clasificación

Arcosa



Muestra: CN-18, CN-19, CN-20, NI-6

Nombre: Los Castillos (medio-ignimbrita blanca)

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ignimbrita

Color: crema claro, verdoso claro (intemperismo), blanco (roca fresca)

Estructura y Textura: estructura masiva, textura porfidítica con matriz de ceniza de pómez

Mineralogía: Feldespatos, Cuarzo y Biotita

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* Hipohialina (Cristales < 10%) (CN20 >50% cristales)

b) *Granularidad:* Porfidítica (fenocristales en matriz vítrea) vitrofidica

c) *Fábrica:* Panidiomorfica (fenocristales euhedrales)

III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Sanidino, Cuarzo, (CN20 también plagioclasa)

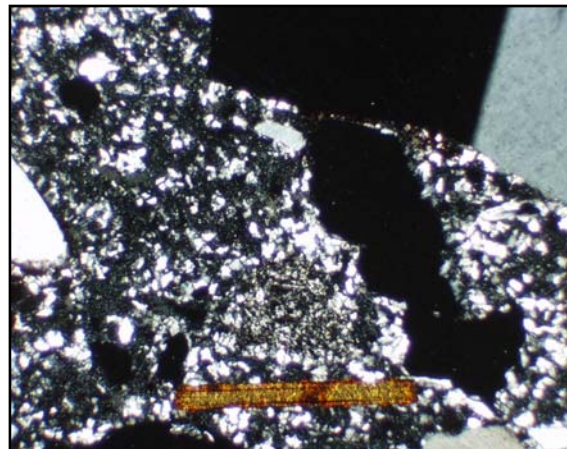
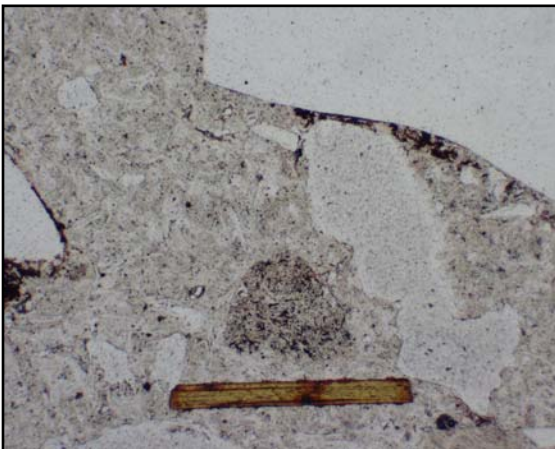
b) *Minerales accesorios:* Biotita, Óxidos FeTi, (NI-6 piroxeno)

c) *Minerales secundarios:*

d) *Matriz o cementante:* esquirlas de vidrio

Líticos:

- subredondeados de riolita aplítica



IV. Clasificación

Vitrofidio riolítico (Ignimbrita)

Muestra: CN-21

Unidad: Ignimbrita El Molino

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ignimbrita

Color: Rojo, crema

Estructura y Textura: estructura masiva y columnar, textura eutaxítica

Mineralogía: Cuarzo y Feldespato

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* Hipohialina

b) *Granularidad:* Porfídica,

c) *Fábrica:* Panidiomorfica (fenocristales euhedrales en matriz vítrea eutaxítica)

III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* cuarzo, sanidino

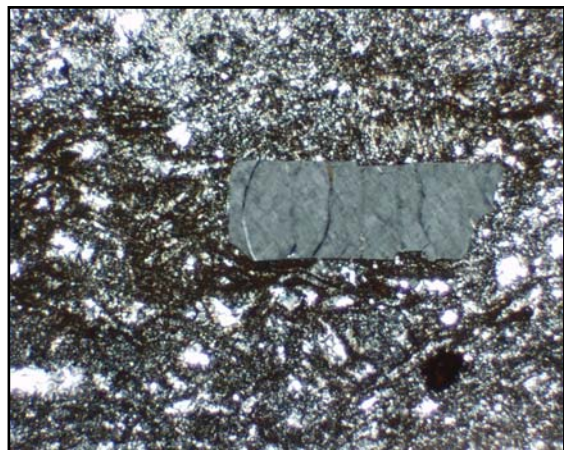
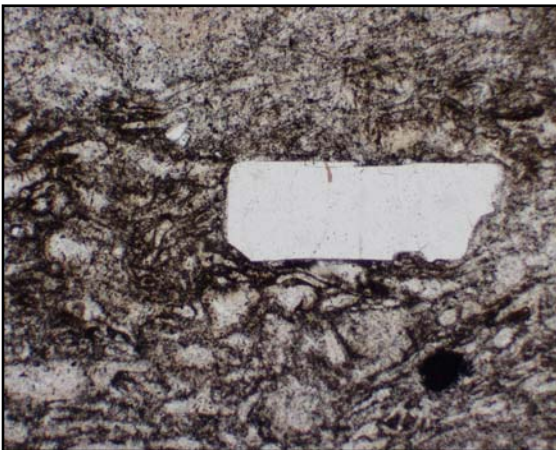
b) *Minerales accesorios:* óxidos FeTi (magnetita?), microfenocristales de plagioclasa, circón.

c) *Minerales secundarios:*

d) *Matriz o cementante:* vítrea devitrificada

Líticos:

- Angulosos de rocas máficas, porfídicas con sericita



IV. Clasificación

Vitrófico riolítico

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: riolita fluidal

Color: crema claro a gris (intemperismo), gris claro (roca fresca)

Estructura y Textura: estructura fluidal, textura afanítica

Mineralogía: Cuarzo y Feldespato

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* holocristalina

b) *Granularidad:* Porfídica, glomeroporfídica, fenocristales en matriz criptocristalina

c) *Fábrica:* Panidiomórfica

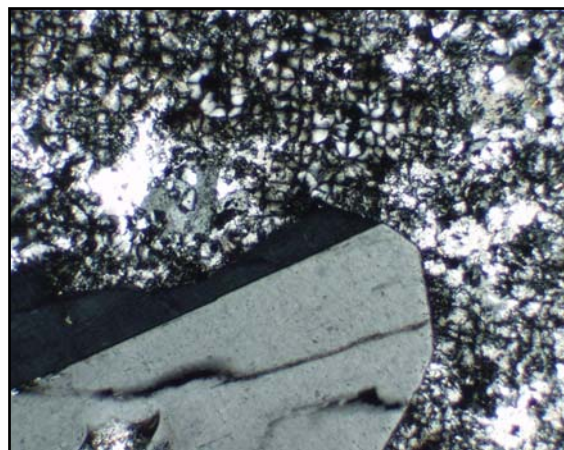
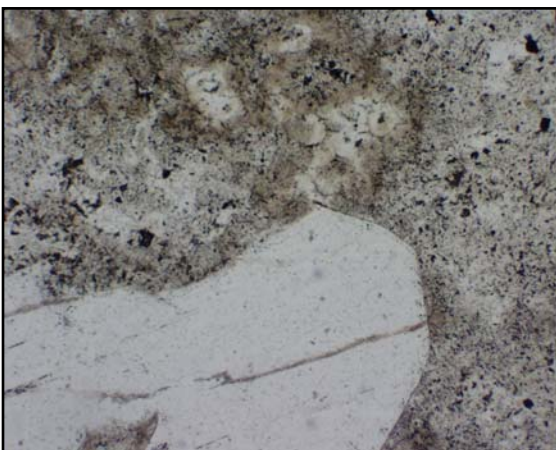
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* cuarzo, sanidino

b) *Minerales accesorios:* plagioclasas (albita), óxidos FeTi (magnetita?)

c) *Minerales secundarios:*

d) *Matriz o cementante:* vítrea devitrificada



IV. Clasificación

Riolita porfídica

Muestra: CN-4

Unidad: ignimbrita Canatlán

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: ignimbrita

Color: rosa

Estructura y Textura: masiva, eutaxítica

Mineralogía: Cuarzo y Feldespato

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* hipohialina

b) *Granularidad:* porfídica, vitrofídica

c) *Fábrica:* panidiomórfica (fenocrstales euhedrales en matriz vítrea)

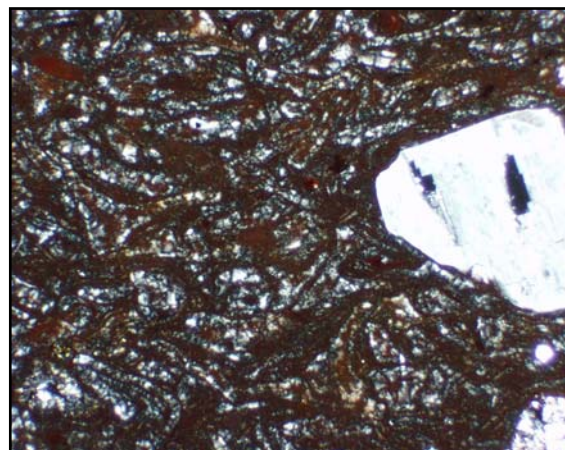
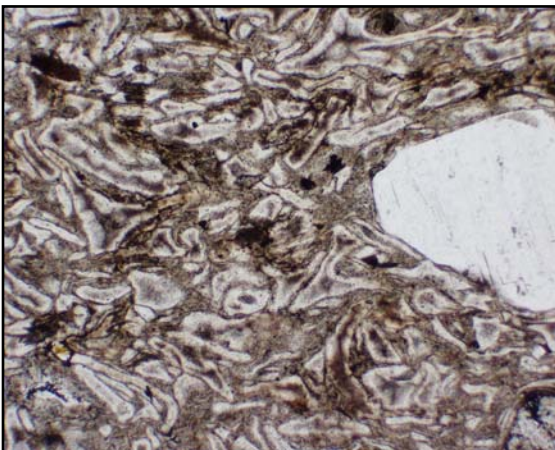
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* cuarzo, sanidino

b) *Minerales accesorios:* óxidos FeTi (magnetita?)

c) *Minerales secundarios:*

d) *Matriz o cementante:* vítrea



IV. Clasificación

Vítróvido riolítico

Muestra: GM-25, GM-30, GM-22
GM-29, GM-27, GM-26

Unidad: Riolita Coneto

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: riolita fluidal

Color: crema claro a gris (intemperismo), gris claro (roca fresca)

Estructura y Textura: estructura fluidal, textura afanítica

Mineralogía: Cuarzo y Feldespato

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* holocristalina(GM30,GM27), hipocristalina(GM25) hipohialina(GM-22) y criptocristalina(GM29,GM26).

b) *Granularidad:* Porfídica, glomeroporfídica, fenocristales en matriz criptocristalina

c) *Fábrica:* Hipidiomórfica, Alotriomórfica (GM26),

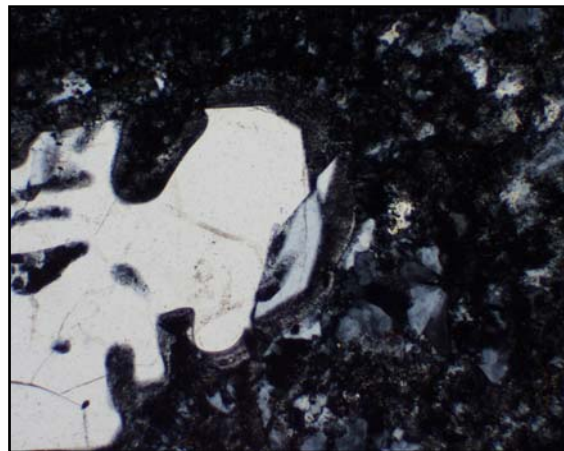
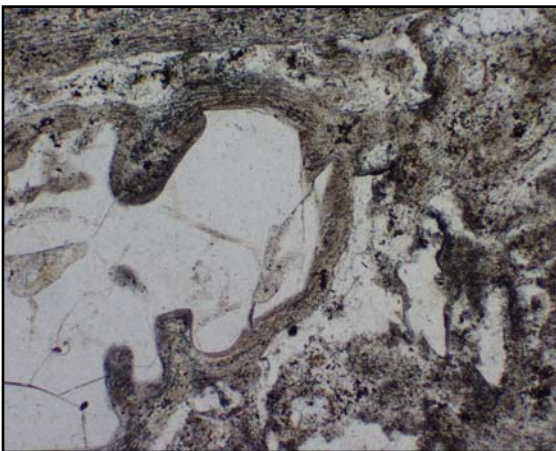
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* cuarzo, sanidino

b) *Minerales accesorios:* plagioclasas (albita), óxidos FeTi (magnetita?), microfenos anhedrales verde ocre

c) *Minerales secundarios:* sericita (solo en GM25)

d) *Matriz o cementante:* vítrea devitrificada



IV. Clasificación

Riolita vitrofídica (GM-25, GM-22, GM-26), Riolita porfídica (GM-30, GM-29, GM-27)

Muestra: CN-25, CN-5, CN-16, CN-12

Unidad: basalto Santa Teresa

I.- Descripción macroscópica

Tipo de roca: lava máfica

Color: gris oscuro a negro

Estructura y Textura: estructura fluidal, textura afanítica (solo CN-25 porfidítica)

Mineralogía: Olivino, Plagioclasa

II.- Descripción microscópica

Textura

a) *Cristalinidad:* holocristalina(CN-5, CN-16, CN-12), hipocristalina(CN-25 matriz criptocristalina)

b) *Granularidad:* Porfidica (fenocristales y microfenocristales), Pilotaxítica; Afanítica (solo CN-5)

c) *Fábrica:* Panidiomórfica

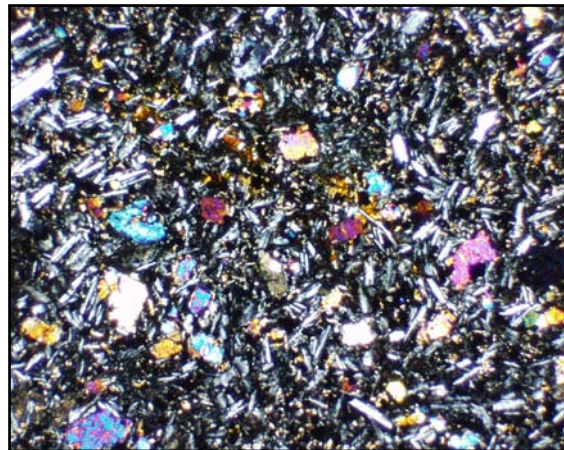
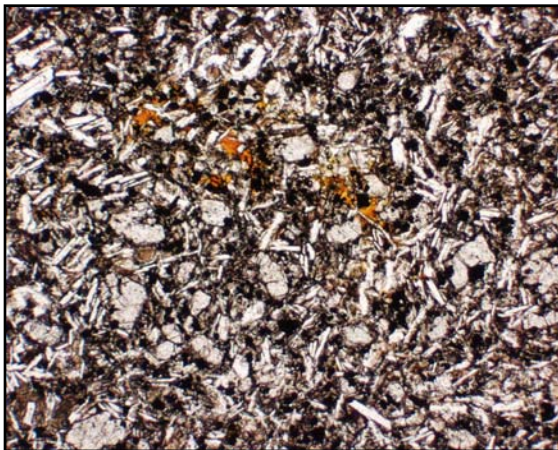
III.- Mineralogía

a) *Minerales esenciales:* Olivino, Plagioclasa, (ortopiroxeno ‘hiperstena’ esencial en CN-5 y CN-12)

b) *Minerales accesorios:* piroxeno (microfenocristales), (olivino accesorio en CN-5 y CN-12)

c) *Minerales secundarios:* zeolita y sericita (solo en CN-5 y CN-12)

d) *Matriz o cementante:* plagioclasa



IV. Clasificación

Basalto de Olivino (CN-25 y CN-16)

Basalto de Hiperstena (CN-5 y CN-12)

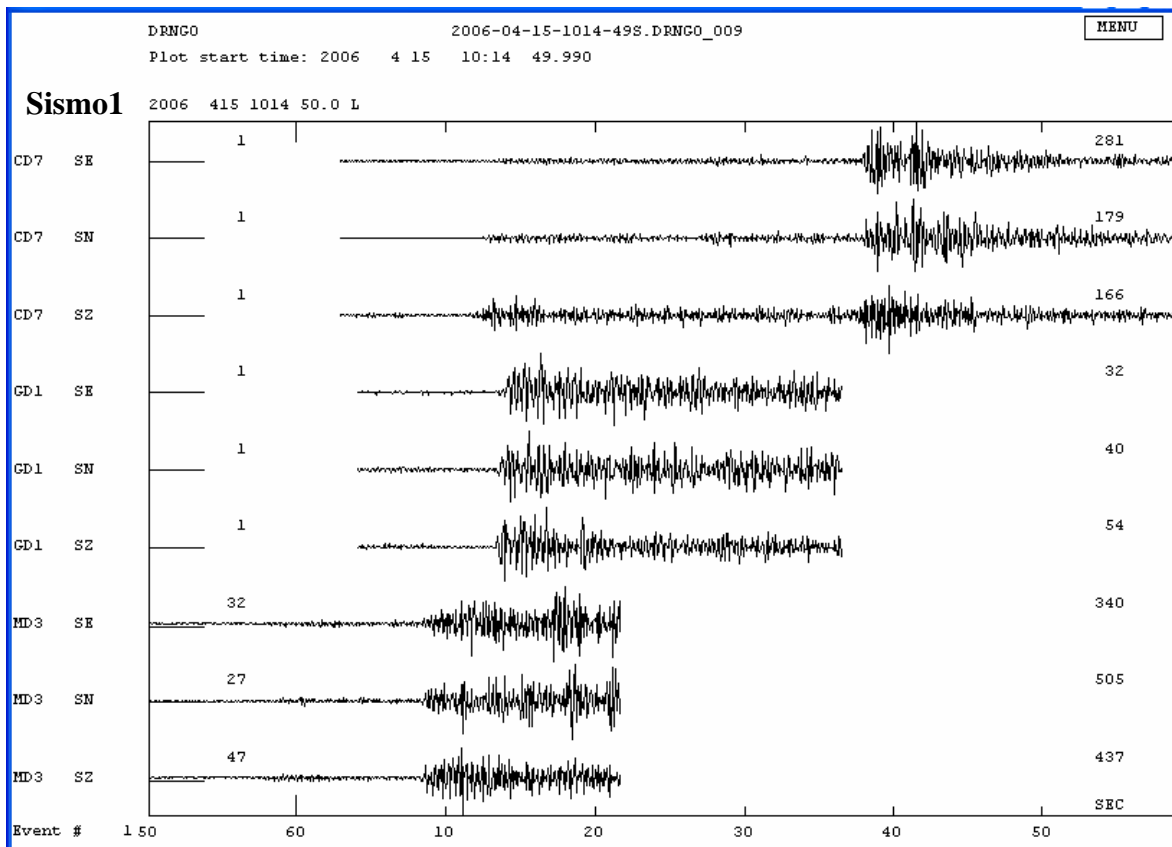
Listado de las muestras utilizadas para petrografía. Muestras fechadas en gris.

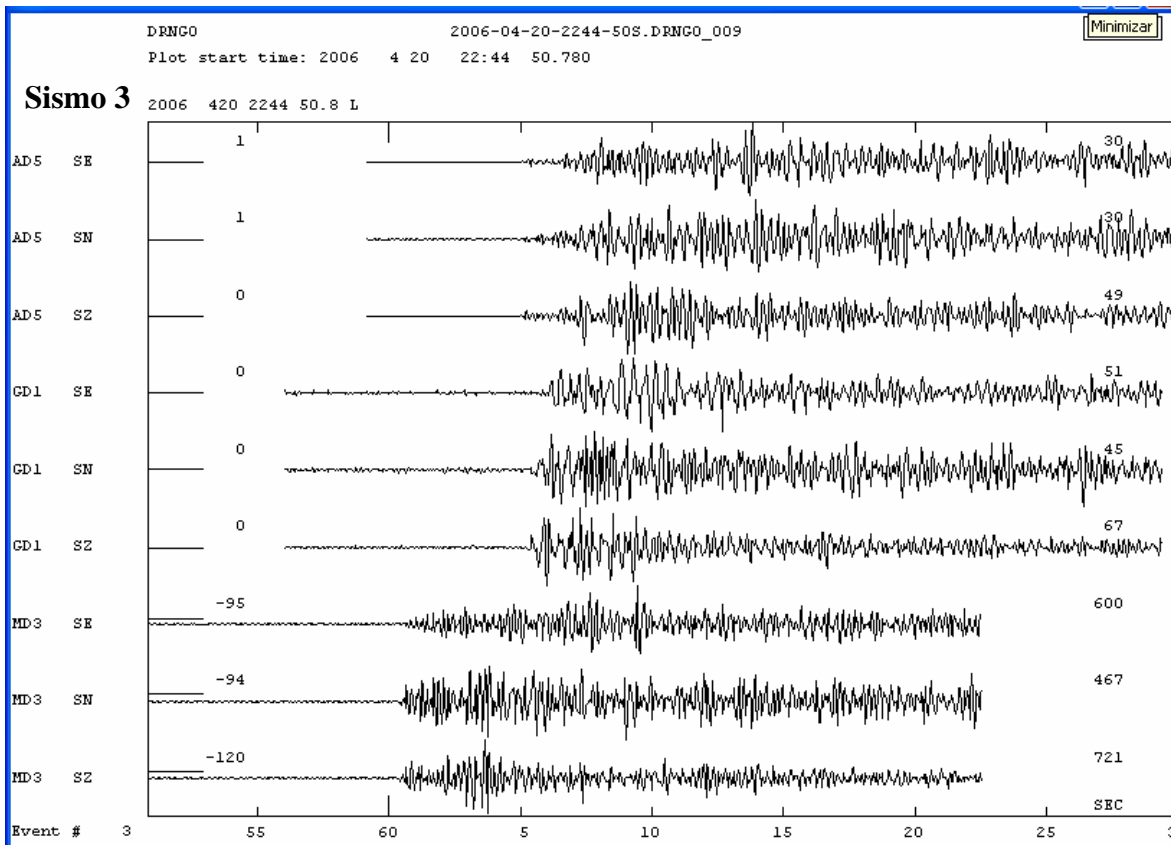
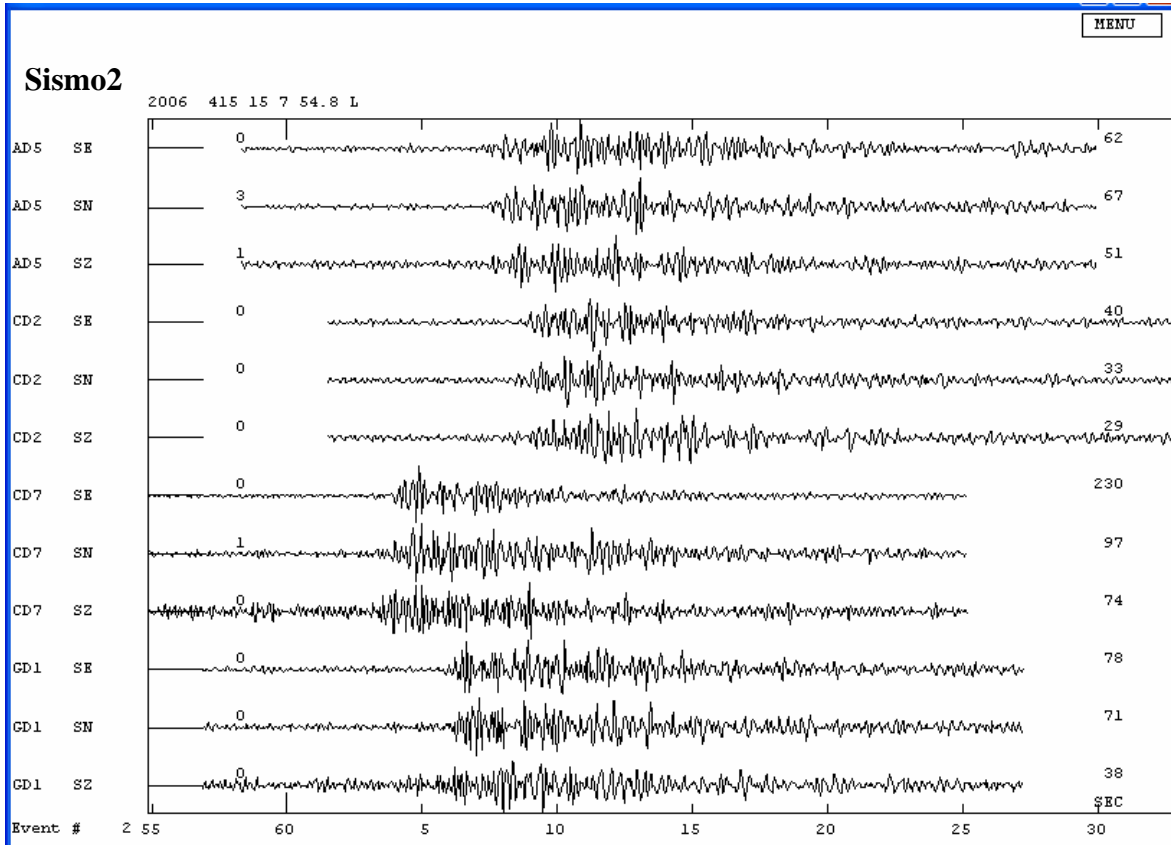
Muestra	Localidad	Coordenadas UTM (13R)		Unidad Litoestratigráfica
		Norte	Este	
NI-4	Pinos Altos	2758462	482329	andesita Coneto
NI-6	Las Gallinas	2750040	478112	formación Los Castillos(LC4)
NI-10	ascenso al Valle	2756225	478427	andesita Coneto
NI-12	Las Conchas	2754934	487534	andesita Coneto
NI-23	José Ma. Morelos	2765400	478411	riolita Morelos
NI-27	Villa Hermosa	2747154	485453	andesita Coneto
GM-9	San José Morill.	2763473	511605	formación Los Castillos(LC2)
GM-11	San José Morill.	2763416	514213	riolita Coneto
GM-13	San José Morill.	2761333	513215	formación Los Castillos (LC2)
GM-17	Nogales	2761465	528631	andesita Coneto
GM-19	La Escondida	2751100	524558	riolita Coneto
GM-20	La Escondida	2751366	525262	ignimbrita Canatlán (CA4)
GM-21	La Escondida	2751366	525262	ignimbrita Canatlán(CA4)
GM-22	La Escondida	2750016	522734	riolita Coneto
GM-25	Puerto Coneto	2757658	521113	riolita Coneto
GM-26	Puerto Coneto	2757693	520700	riolita Coneto
GM-27	Puerto Coneto	2757693	520700	riolita Coneto
GM-28	Coneto	2763061	523626	andesita Coneto
GM-29	Chapala	2746942	518730	riolita Coneto
GM-30	La Escondida	2747712	523065	riolita Coneto
CN-4	Canatlán	2713213	522530	ignimbrita Canatlán(CA4)
CN-5	Canatlán	2717914	512025	basalto Santa Teresa
CN-6	El Molino	2737614	501486	ignimbrita El Molino
CN-9	El Pozole	2720454	521881	ignimbrita Canatlán
CN-12	C. Alacrán	2725483	530580	basalto Santa Teresa
CN-15	M. Altamirano	2720302	527572	ignimbrita Altamira (A2)
CN-16	El Pozole	2718219	523189	basalto Santa Teresa
CN-17	Los Castillos	2736505	503052	formación Los Castillos (LC1)
CN-18	Los Castillos	2736039	503484	formación Los Castillos(LC3)
CN-19	El Molino	2737850	501505	formación Los Castillos (LC3)
CN-20	El Molino	2737850	501505	formación Los Castillos (LC5)
CN-21	El Molino	2741915	501945	ignimbrita El Molino
CN-22	El Papalote	2738200	527839	formación Los Castillos (LC2)
CN-23	El Papalote	2738083	527601	formación Los Castillos (LC1)
CN-24	Altamira	2728012	518502	ignimbrita Altamira (A1)
CN-24b	Potrero Herrera	2715382	512992	ignimbrita Altamira (A2)
CN-25	Potrero Herrera	2715302	513361	basalto Santa Teresa
CN-26	Potrero Herrera	2714615	513150	andesita Coneto

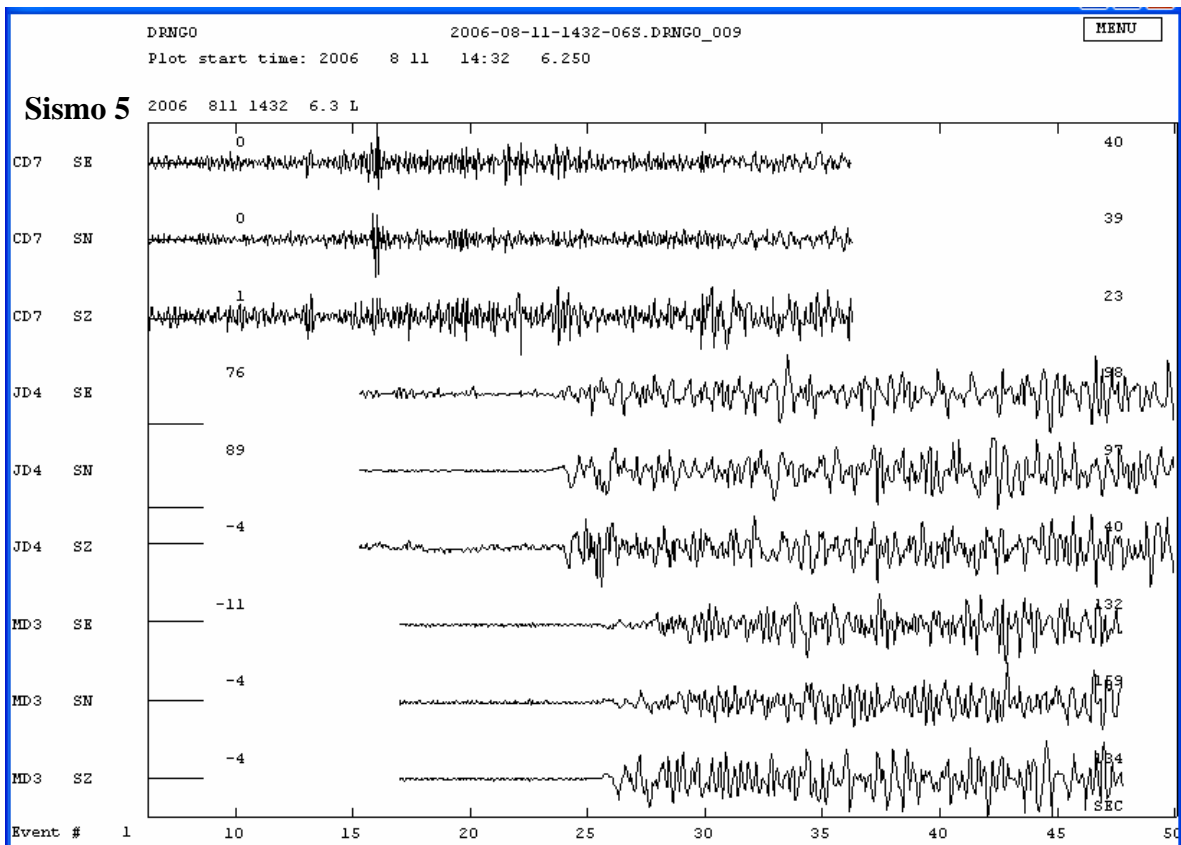
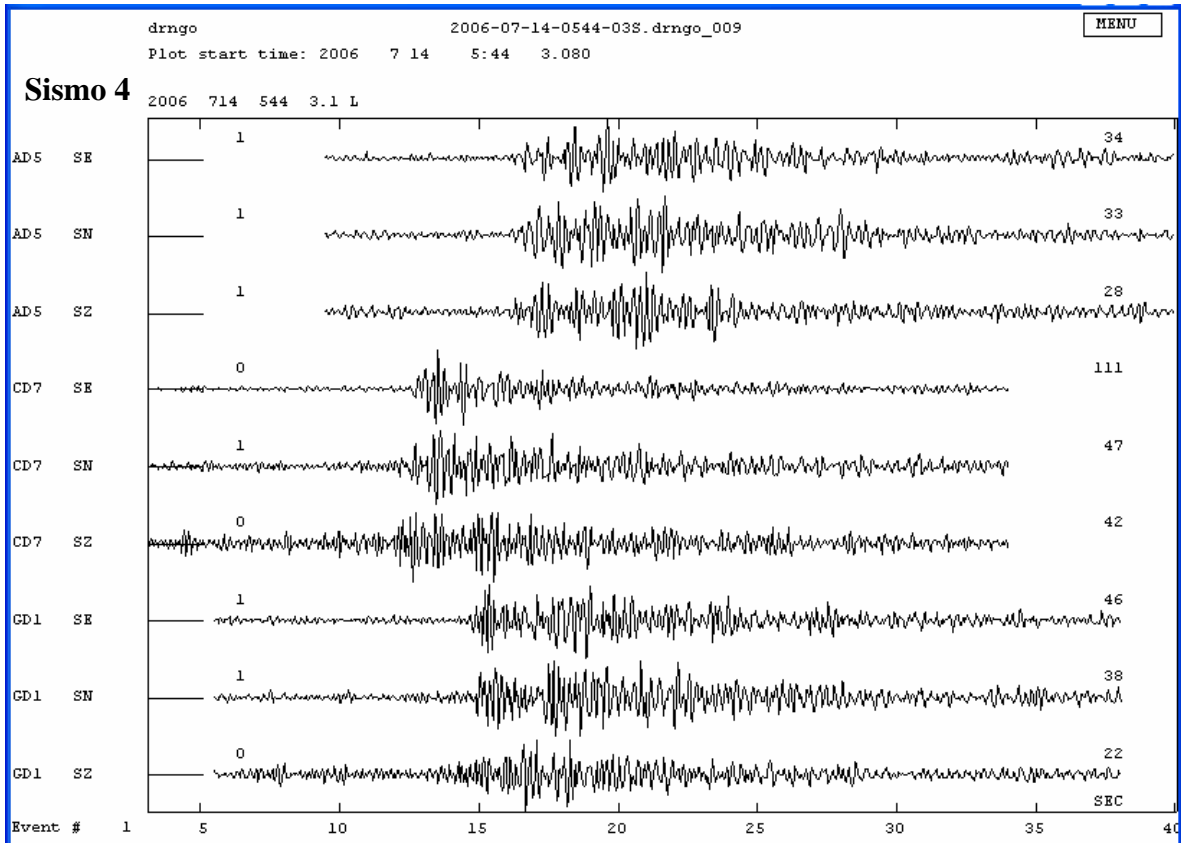
Anexo 2 (Sismogramas)

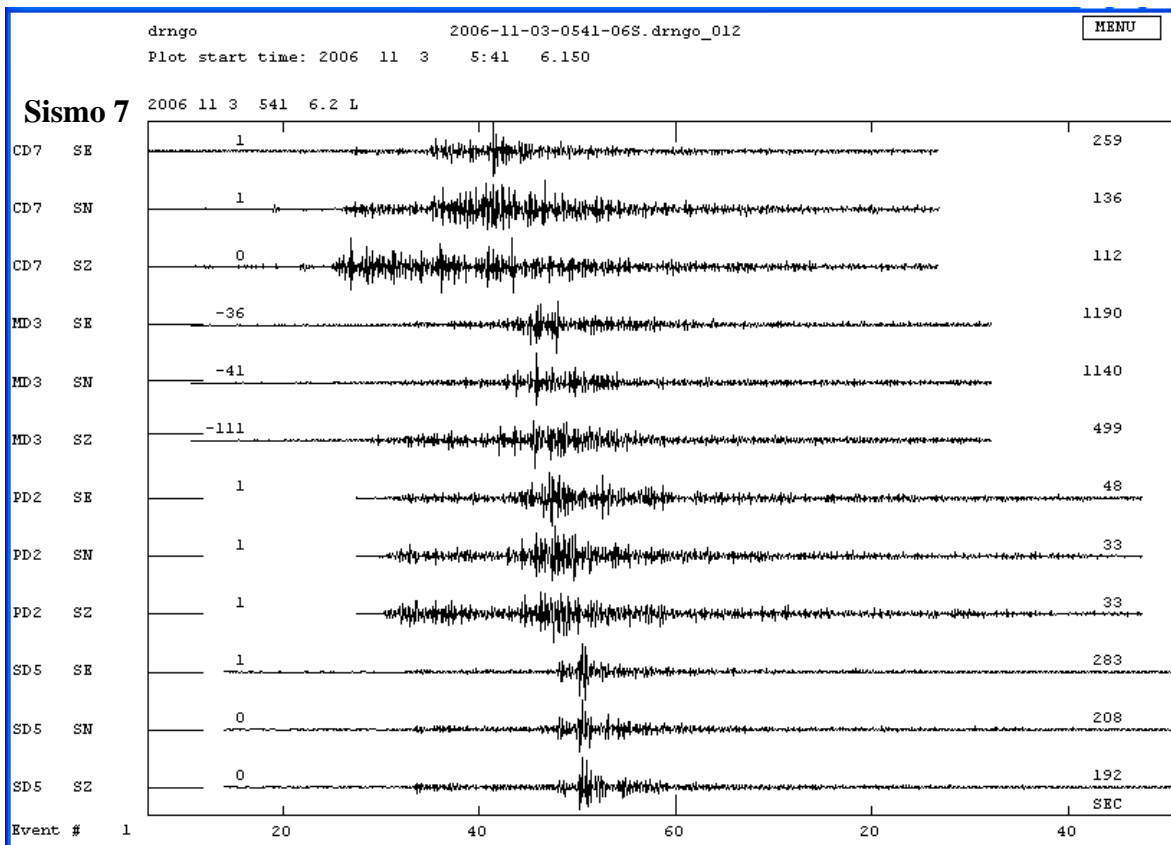
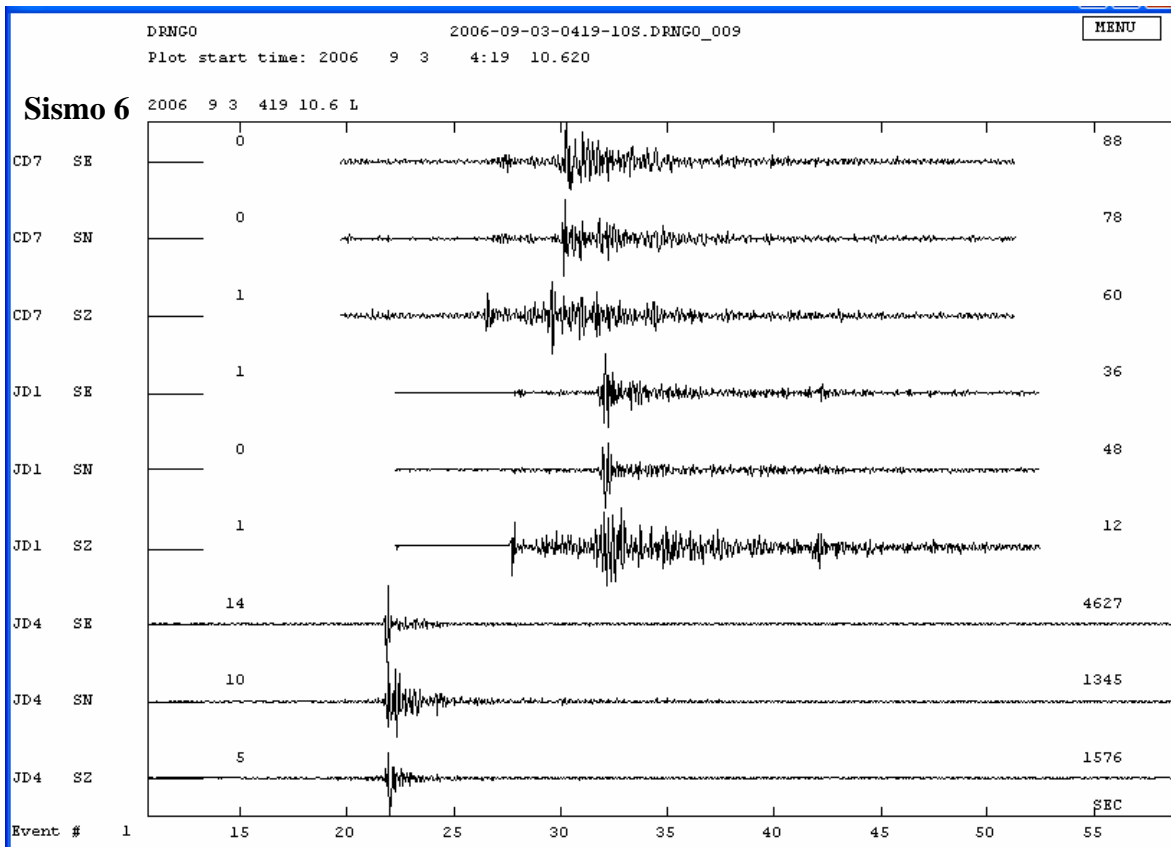
En este anexo se presentan los sismogramas de los sismos registrados en tres o más estaciones de la red sísmica temporal, durante abril de 2006 a abril de 2007. Estos sismogramas tienen las claves utilizadas en la Tabla 5.2. Están graficados utilizando el programa MULPLT, el cual funciona dentro del sistema SEISAN.

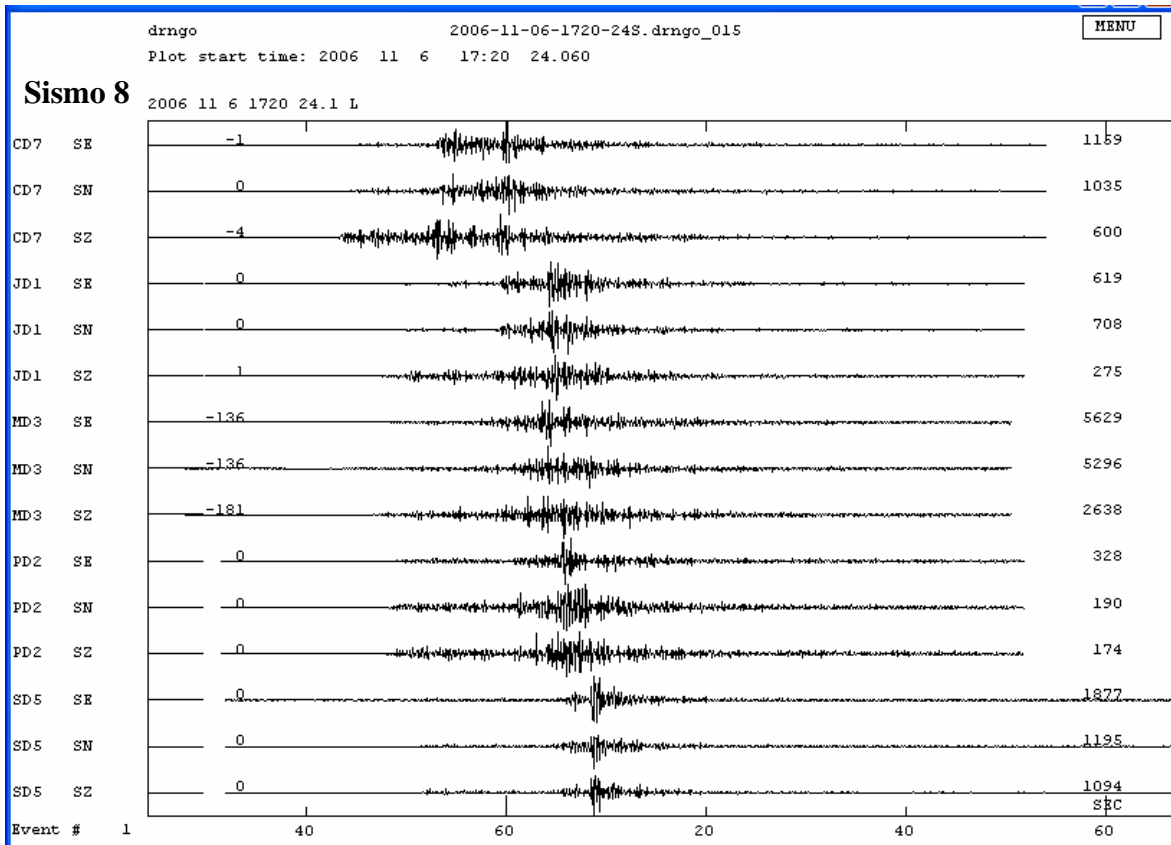
Cada figura contiene los sismogramas correspondientes a las componentes horizontales (Este, Norte) y en la vertical (Z) de cada estación.





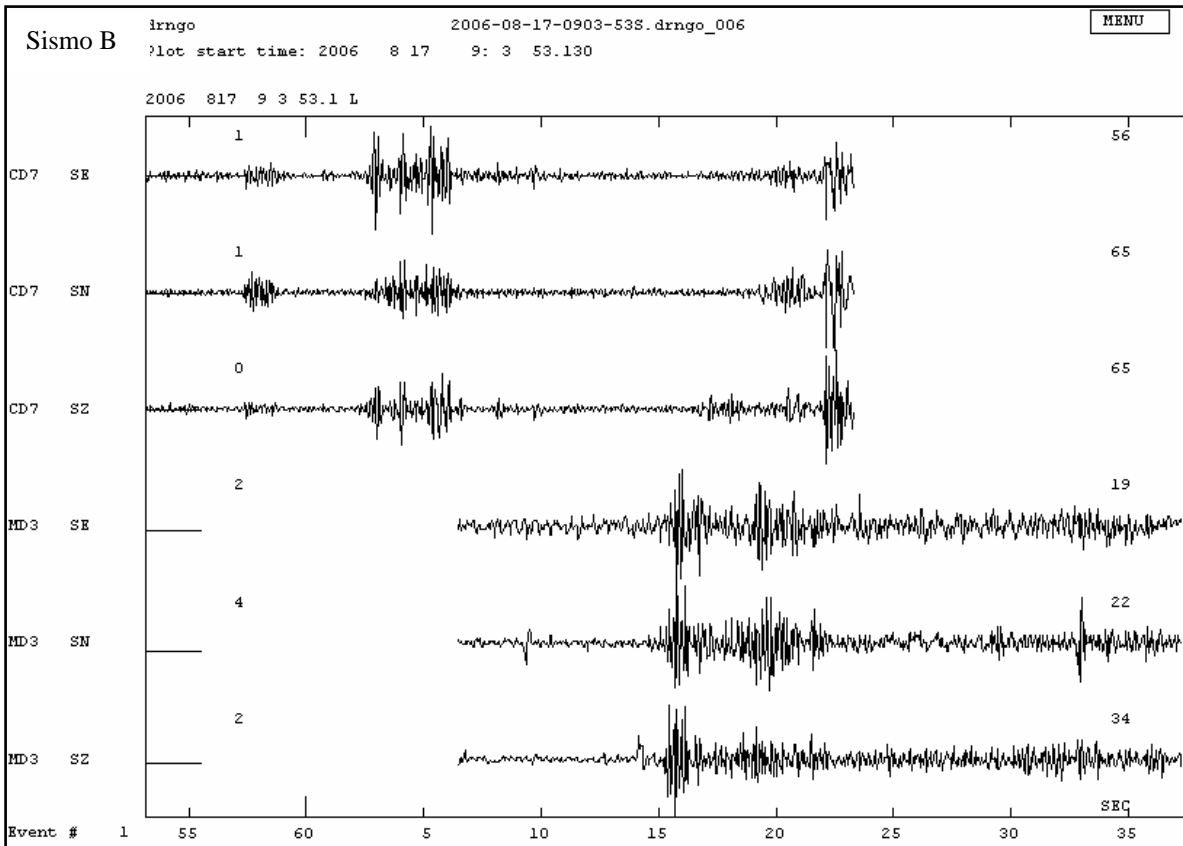
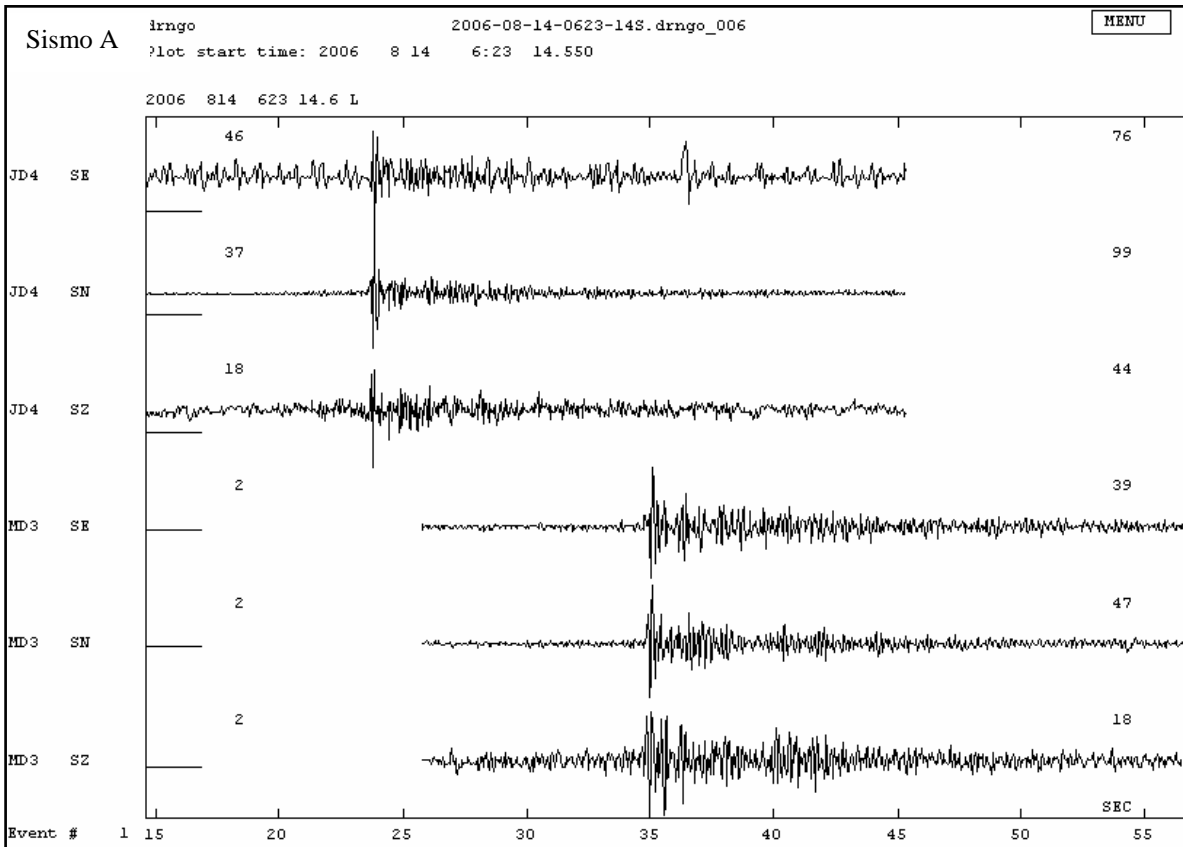


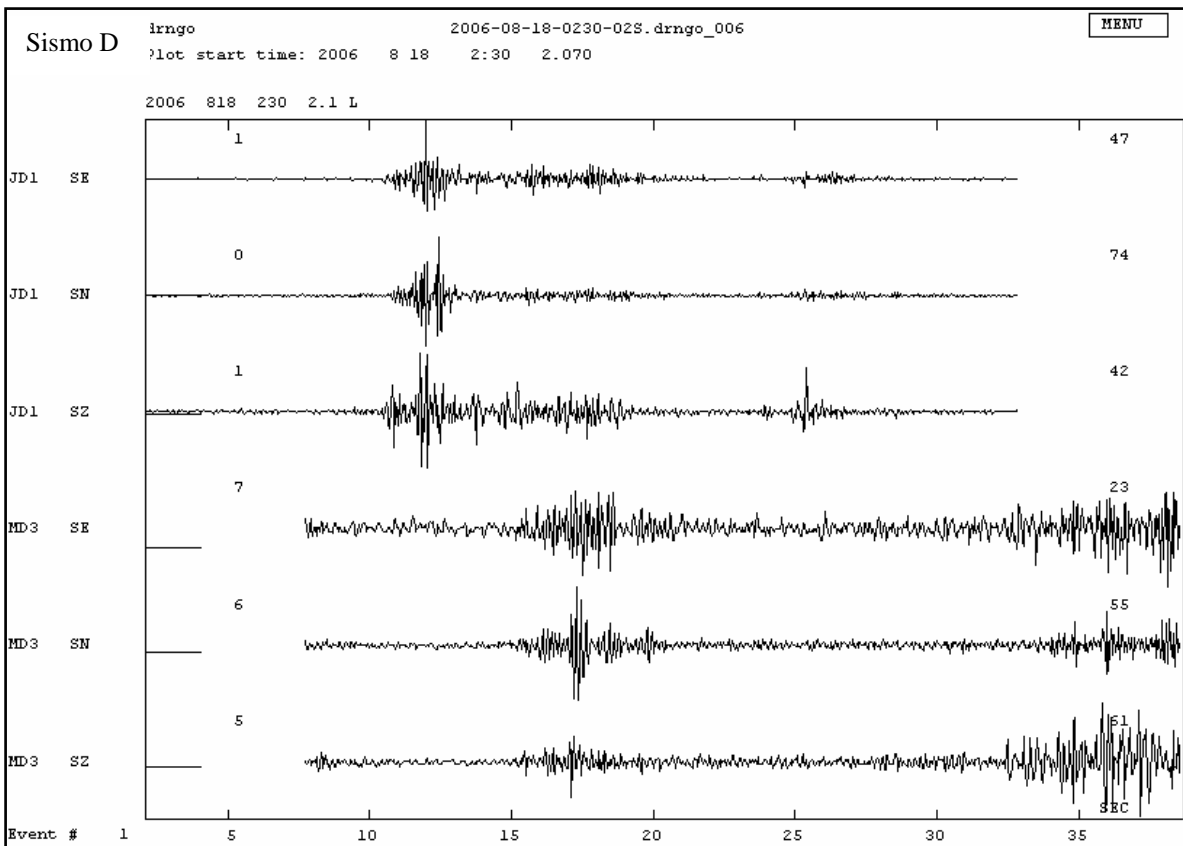
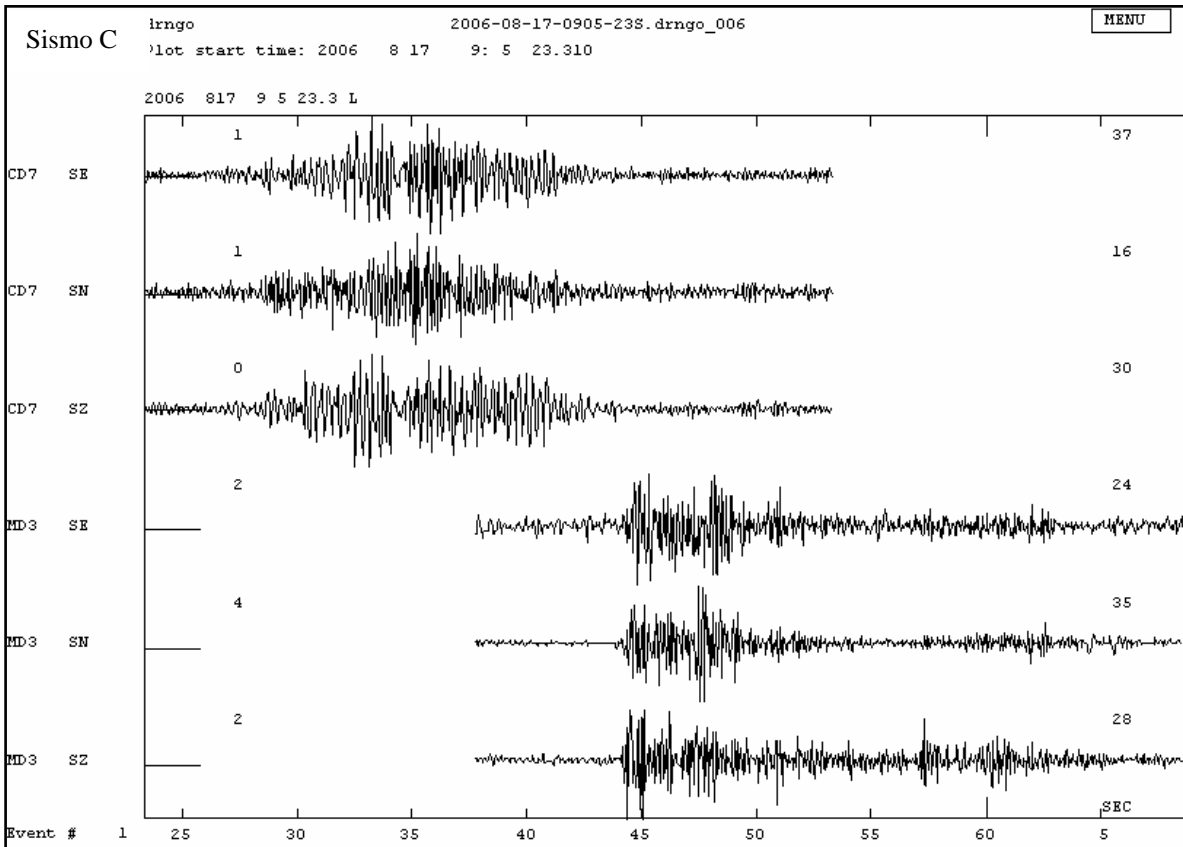


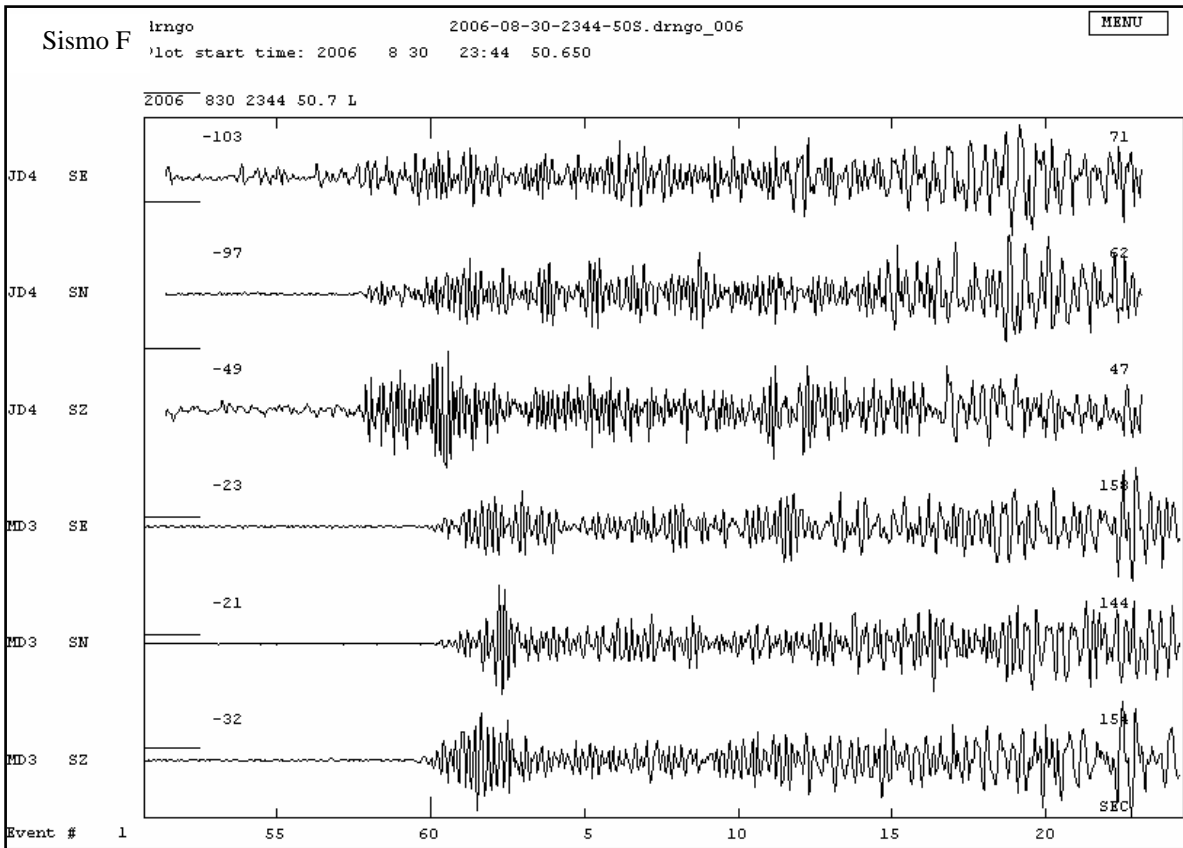
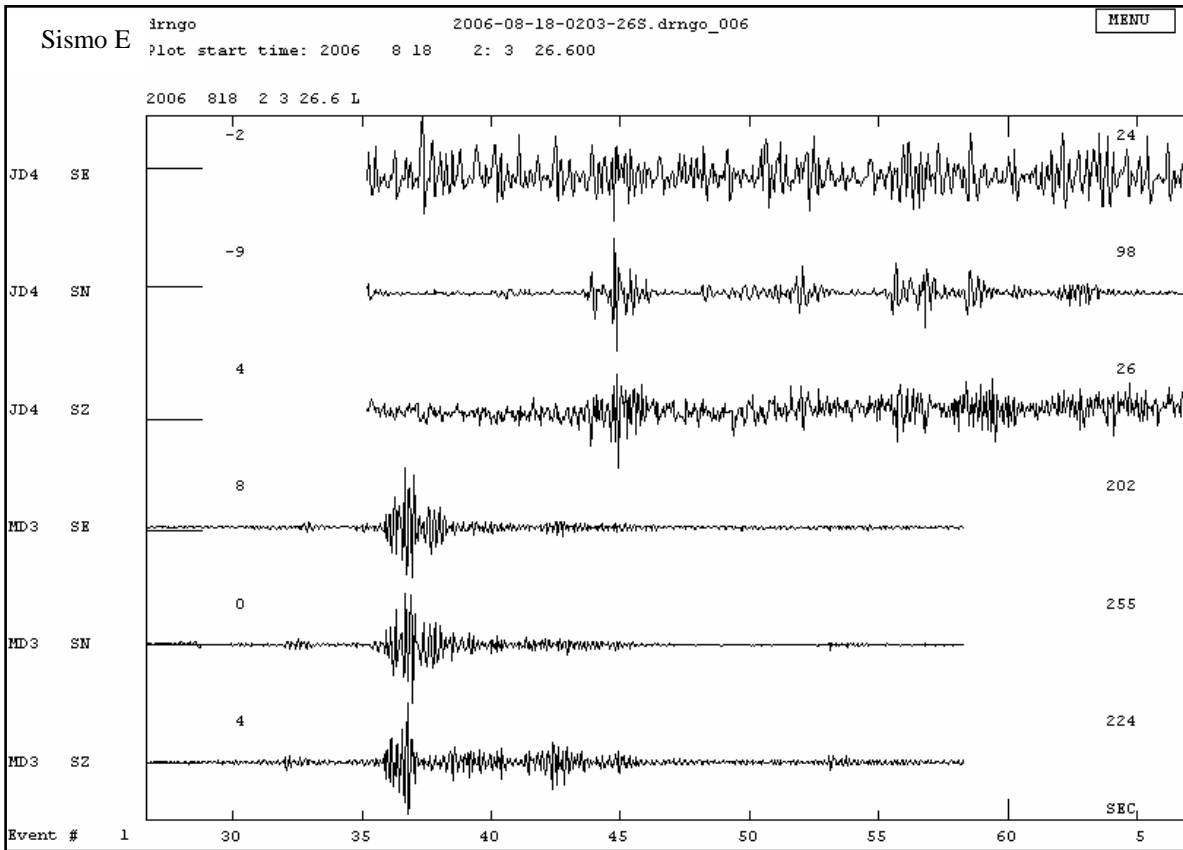


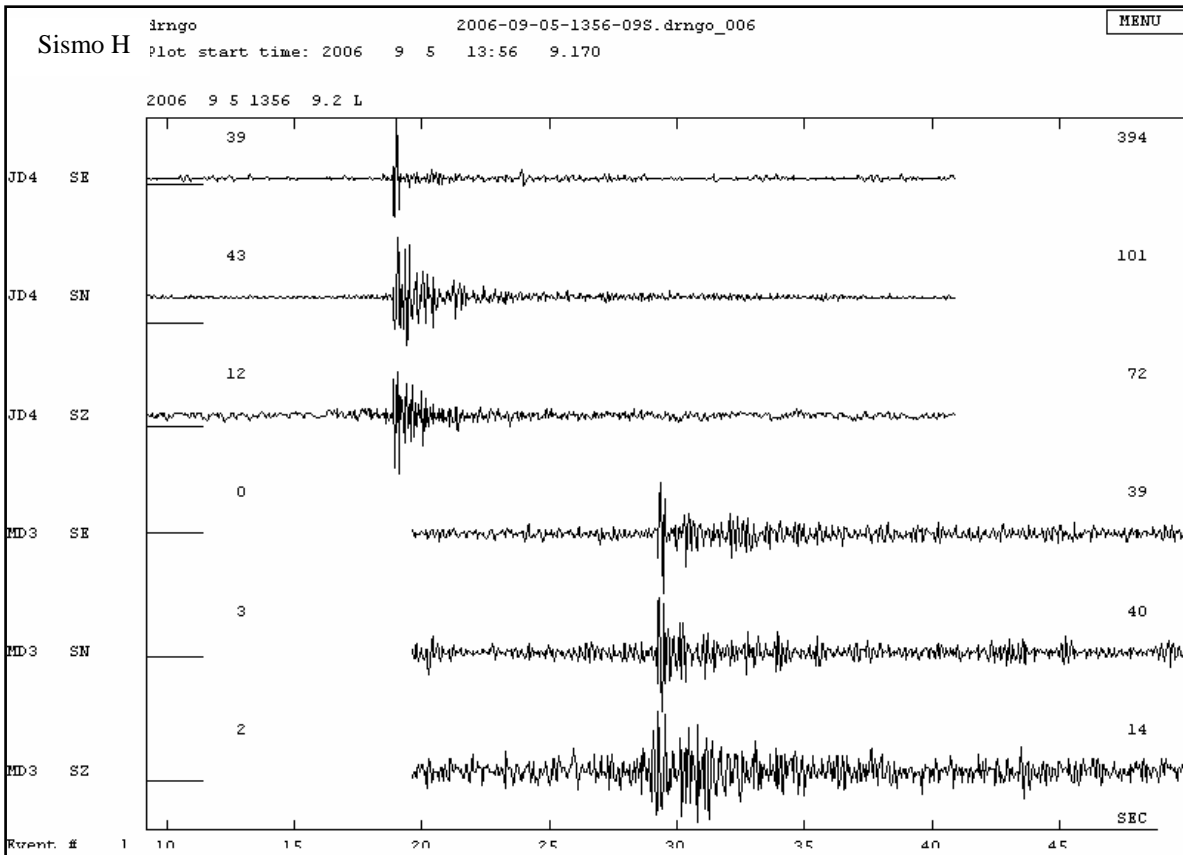
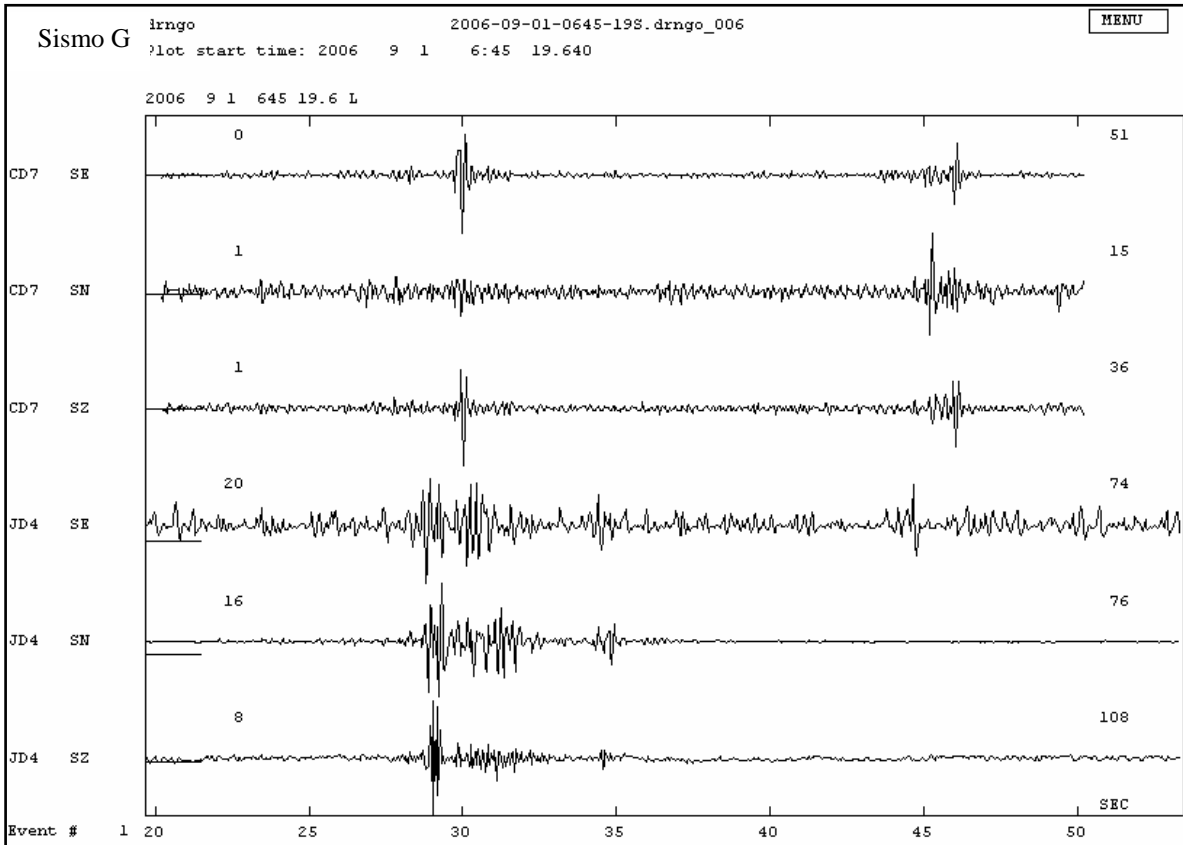
Las siguientes figuras corresponden a los sismos registrados en dos estaciones de la red sísmica temporal, durante abril de 2006 a abril de 2007. Estos sismogramas tienen las claves utilizadas en la tabla siguiente. Están graficados utilizando el programa MULPLT, el cual funciona dentro del sistema SEISAN. Cada figura contiene los sismogramas correspondientes a las componentes horizontales (Este, Norte) y en la vertical (Z) de cada estación.

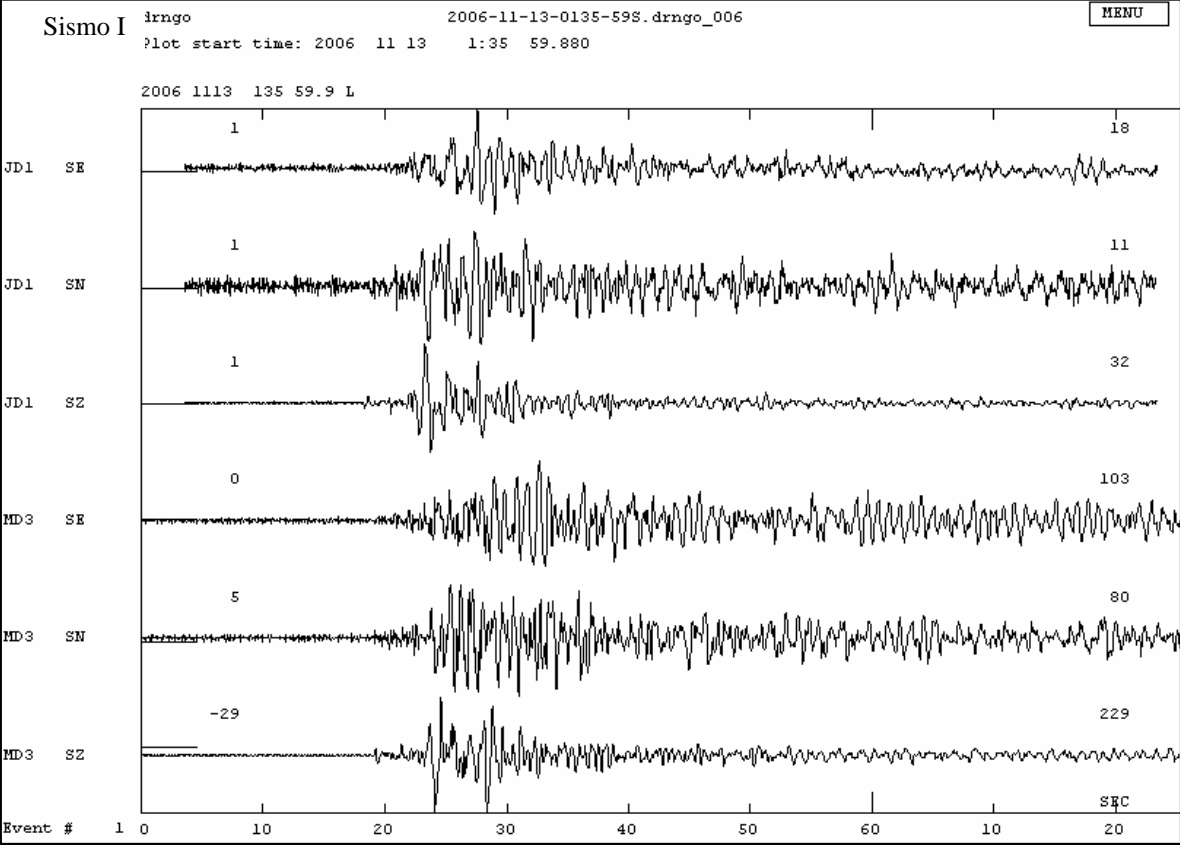
Clave del sismo	Fecha	Clave del sismo	Fecha
A	14/08/2006	F	30/08/2006
B	17/08/2006	G	01/09/2006
C	17/08/2006	H	05/09/2006
D	18/08/2006	I	13/11/2006
E	18/08/2006		



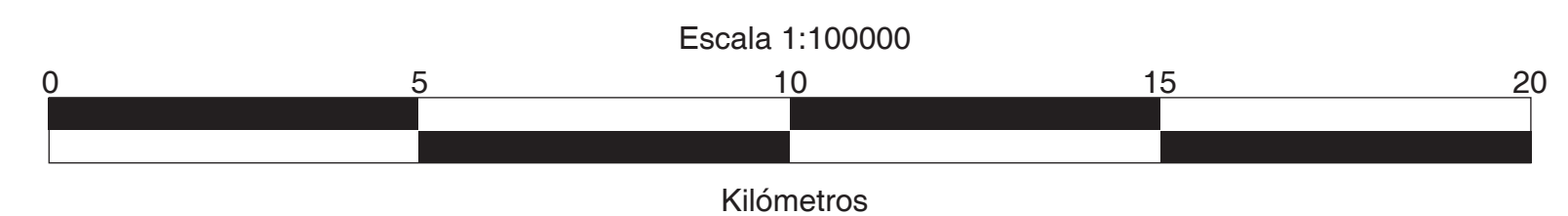
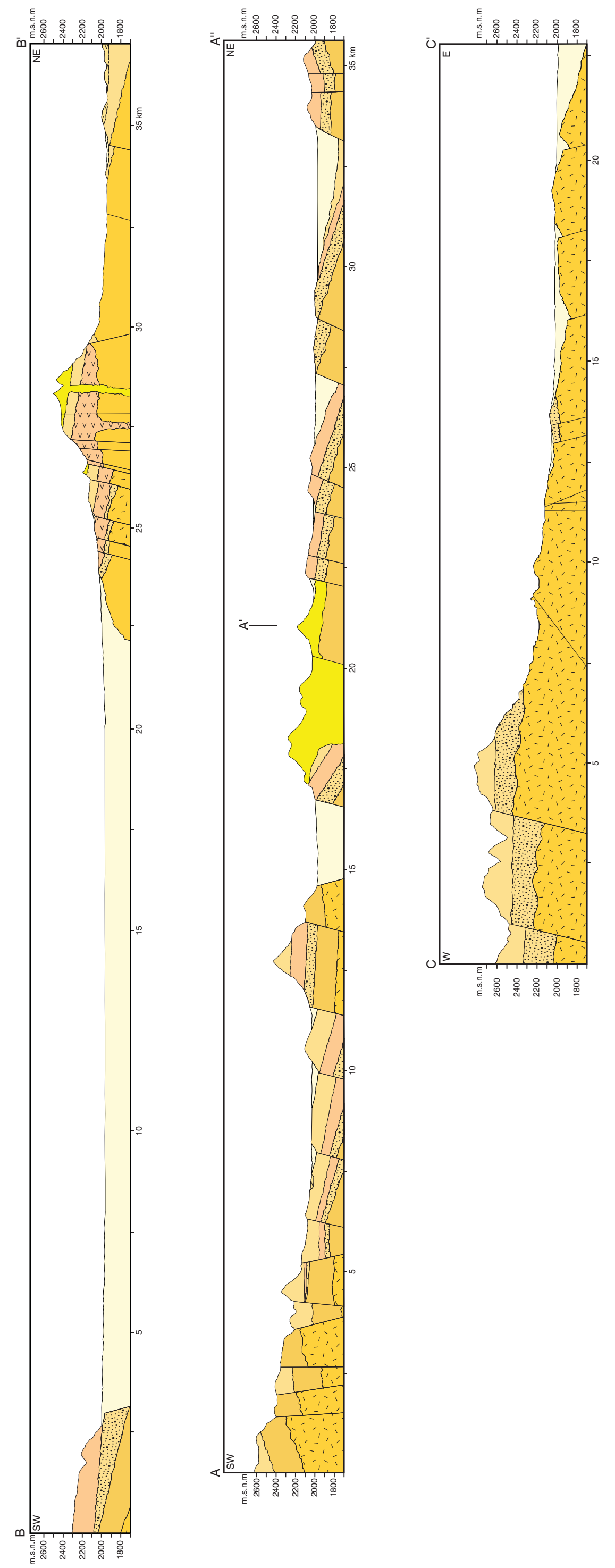
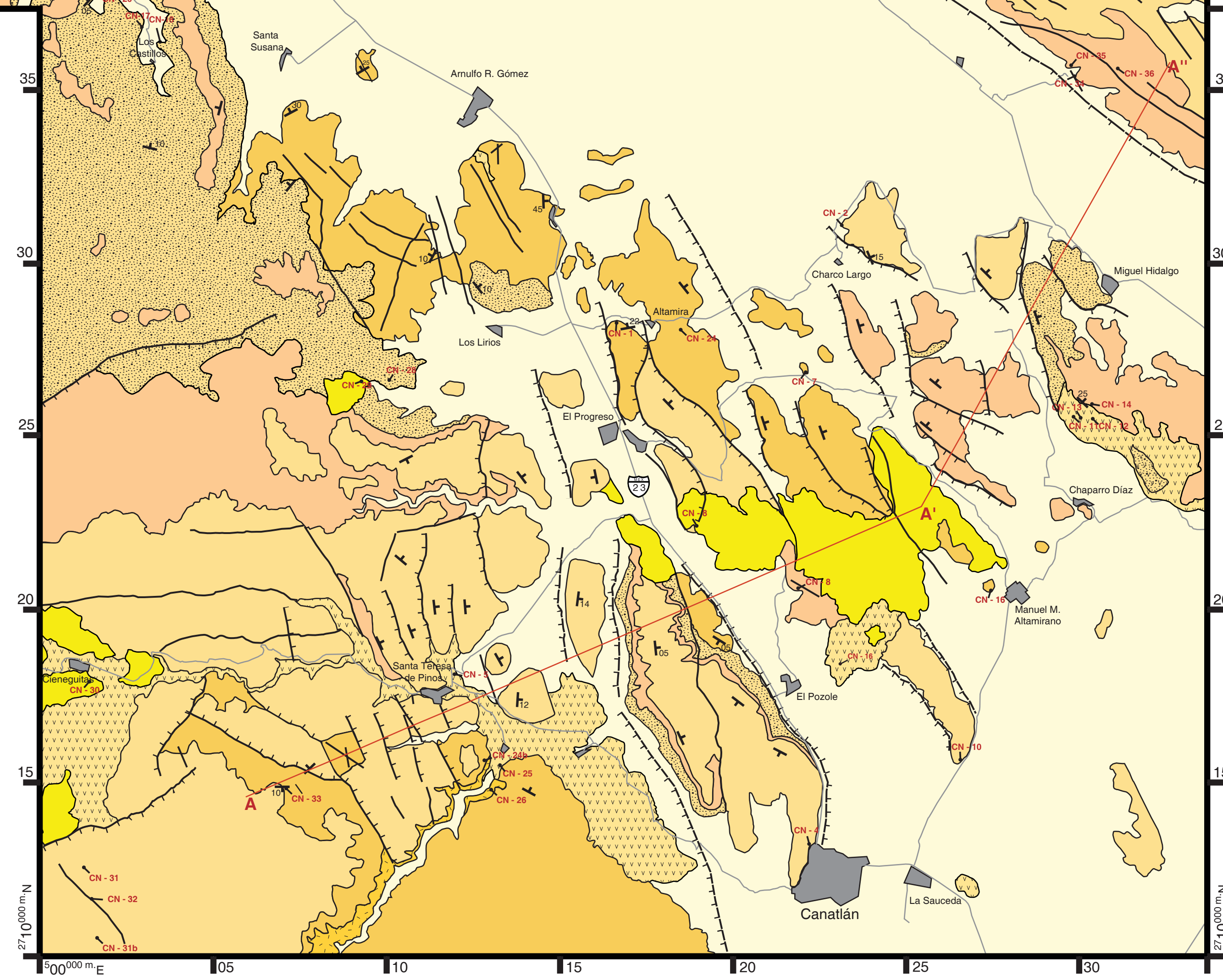
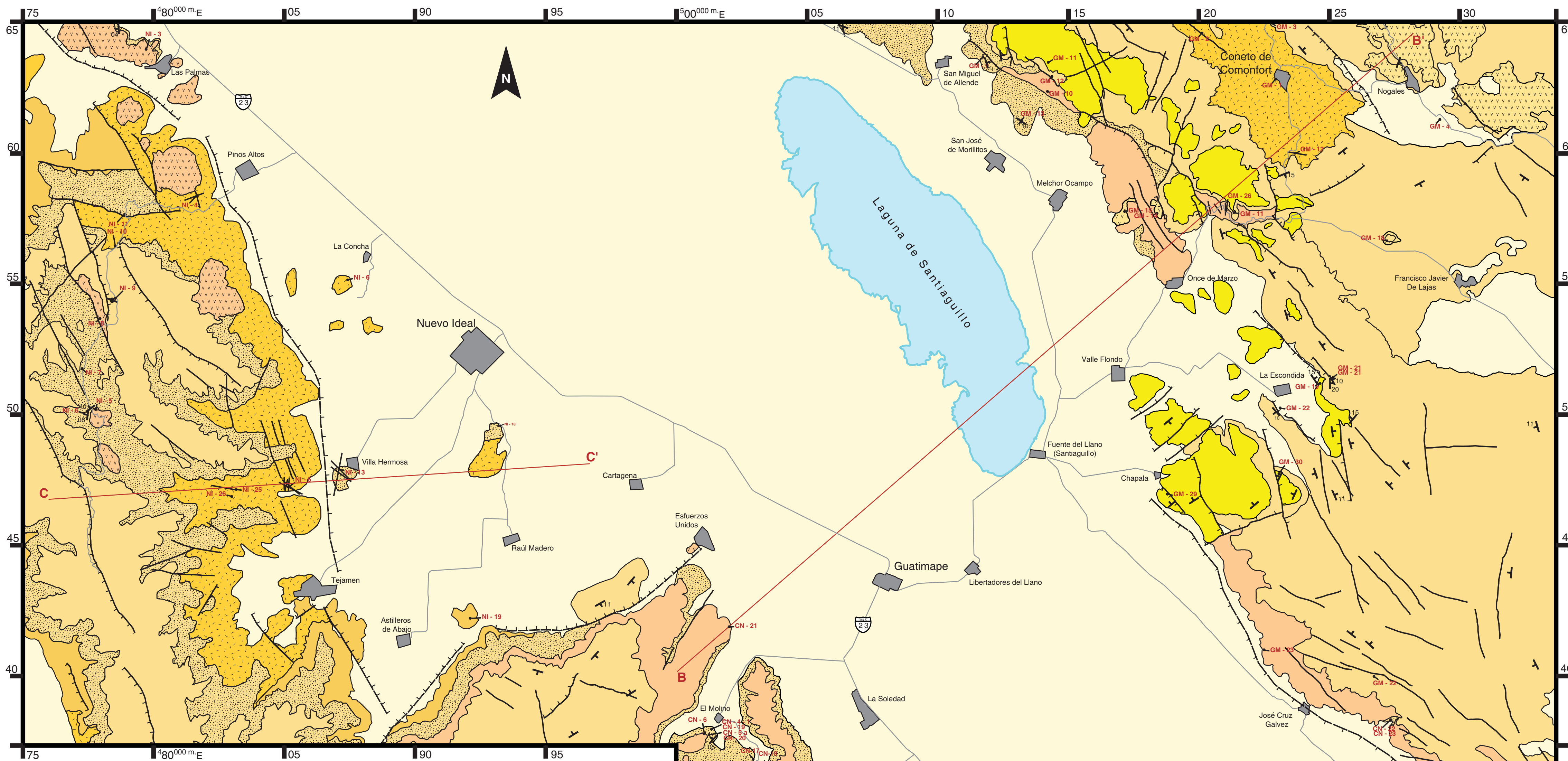








Mapa Geológico del área de estudio



Columna Litoestratigáfica

Era	Periodo	Época	Unidad	Simbología	
Cuaternario	Holoceno		Aluvion	Q-AI	
	Pleistoceno		Basalto Santa Teresa	QP-Bs	
Neogene	Plioceno				
	Mioceno	Tardío			
		Medio			
	Paleogene	Oligoceno		Riolita Coneto	TO-Rc
				Formación Canatlán	TO-Cn
		Eoceno		Riolita Morelos	TO-Mo
				lg. El Molino	TO-Mo
				Formación Los Castillos	TE-Lc
				Ignimbrita Altamira	TE-AI
		Andesita Coneto	TE-Ac		

Leyenda

- Poblado
- Falla normal
- Falla normal inferida
- Lineamiento Fotointerpretado
- CN - 21 Muestra de roca
- Rumbo y echado
- Carretera/Terracería

ANEXO 3

Carta Geológica

Tesis: Estudio de la deformación Cenozoica y sismicidad en la región de Canatlán, Durango

Constancio Iván Barajas Gea

Centro de Geociencias
UNAM Campus Juriquilla, Querétaro.
Posgrado Ciencias de la Tierra
2008

Coordenadas UTM Cuadrante 13R