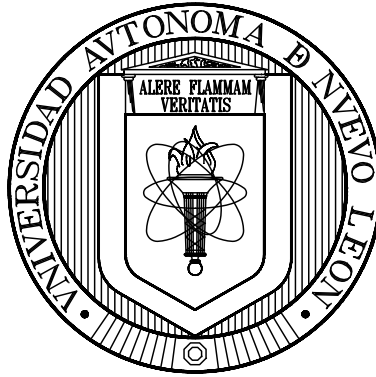


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**“INTENSIDADES SÍSMICAS ESPERADAS PARA MONTERREY, NUEVO LEÓN Y SU ÁREA  
METROPOLITANA, A PARTIR DEL POSIBLE ROMPIMIENTO DE LA FALLA SAN  
MARCOS Y SISMOS RECIENTES”**

**TESIS**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE**

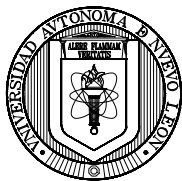
**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA**

**YANETH QUINTANILLA LÓPEZ**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**AGOSTO, 2008**



**UANL**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**“INTENSIDADES SÍSMICAS ESPERADAS PARA MONTERREY, NUEVO LEÓN Y SU ÁREA METROPOLITANA, A PARTIR DEL POSIBLE ROMPIMIENTO DE LA FALLA SAN MARCOS Y SISMOS RECIENTES”**

ELABORADA POR

**YANETH QUINTANILLA LÓPEZ**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

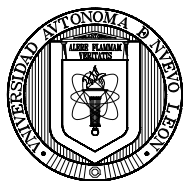
**DIRECTOR DE TITULACIÓN**

---

**DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA**  
**DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**AGOSTO, 2008**



**UANL**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**“INTENSIDADES SÍSMICAS ESPERADAS PARA MONTERREY, NUEVO LEÓN Y SU ÁREA METROPOLITANA, A PARTIR DEL POSIBLE ROMPIMIENTO DE LA FALLA SAN MARCOS Y SISMOS RECIENTES”**

ELABORADA POR

**YANETH QUINTANILLA LÓPEZ**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Vo. Bo.

**COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN**

---

**DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA**  
**DIRECTOR DE TITULACIÓN**

---

**DR. VSEVOLOD YUTSIS**  
**CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

---

**DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN**  
**CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**AGOSTO, 2008**

*Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.*

---

*Yaneth Quintanilla López*  
*Agosto, 2008*

*A mi familia, quienes siempre han estado para apoyarme. . .  
Los quiero mucho!!!*

*A Tania, por quien he llegado hasta donde estoy y todo lo que hago es por ti. . .  
Te quiero mucho!!!*

## AGRADECIMIENTOS

A mi asesor el **Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta** por su confianza, apoyo y comentarios para lograr todas y cada una de las metas propuestas a lo largo de la realización del presente trabajo. Además del apoyo económico, tanto para el trabajo de campo como por la beca otorgada por parte del proyecto CONACyT clave 25637: Estudio sismotectónico del Noreste de México.

Al **Dr. Vsevolod Yutsis** y **Dr. Ignacio Navarro de León**, quienes forman parte del comité de revisión, por sus comentarios y consejos para realizar una mejor investigación.

Al **Dr. Konstantine Krivosheya**, por su valiosa ayuda durante la realización del presente estudio.

Al Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, Dr. Gabriel Chávez Cabello, M.C. Tomás Cossio Torres, Dr. Vsevolod Yutsis, Dr. Konstantine Krivosheya, Doan, Iván, Oswaldo, Liz y Elena, quienes me acompañaron y ayudaron durante el trabajo de campo.

A todos y cada uno de los maestros de la Facultad de Ciencias de la Tierra, quienes de una u otra manera estuvieron involucrados durante el tiempo que duró este proceso. Al igual que al personal administrativo, en especial a Juany quien siempre estuvo ahí para ayudarme a resolver cada uno de los problemas que se fueron presentando.

A mis amigos: Nelda, Paula (Pau), Edgar (Kako), Iván, Jorge (George) y Jorge (Shak), quienes siempre estuvieron ahí cuando se necesitaba y que estoy segura seguirán estando por un buen tiempo. Así como a mis compañeros y amigos del postgrado: Chuy (Tigro), Gaby, Gil, Hamlet, Hugo, Luis, Pancho y Toño, con quienes compartí tanto buenos como malos momentos durante este tiempo.

A todas esas personas que estuvieron involucrados de una u otra manera y que me ayudaron a cumplir mis objetivos.

## Índice

Contenido

Página

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b><i>i</i></b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURAS</b> .....	<b><i>vi</i></b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b><i>viii</i></b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b><i>x</i></b>

**CAPÍTULO 1. GENERALIDADES**

1.1 Introducción .....	1
1.2 Antecedentes .....	4
1.3 Hipótesis y Justificación del trabajo .....	10
1.4 Localización y Vías de acceso .....	11
1.5 Objetivos .....	12
1.6 Metas .....	13
1.7 Metodología .....	14

**CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA**

2.1 Introducción .....	16
2.2 La Falla San Marcos .....	16
2.3 Formaciones del Noreste de México .....	22
2.3.1 Formación Esquisto Granjeno. ....	24
2.3.2 Formación Cañón de Caballeros (Silúrico). ....	25
2.3.3 Formación Vicente Guerrero (Mississippico Inferior). ....	25
2.3.4 Formación Guacamaya (Pérmico Inferior). ....	26
2.3.5 Huizachal (Triásico) .....	26
2.3.6 Formación Minas Viejas (Calloviano-Oxfordiano). ....	27
2.3.7 Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmeridgiano). ....	28
2.3.8 Formación La Casita (Kimmeridgiano-Berriasiano Inferior). ....	28
2.3.9 Formación Taraises (Berriasiano-Valanginiano). ....	29
2.3.10 Formación Cupido/Tamaulipas Inferior (Hauteriviano-Barremiano). ....	30

2.3.11 Formación La Peña (Aptiano Superior).....	30
2.3.12 Formación Aurora/Tamaulipas Superior (Albiano Inferior y Medio). .....	31
2.3.13 Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior- Cenomaniano Inferior)...	32
2.3.14 Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior-Turoniano).....	32
2.3.15 Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano). .....	33
2.3.16 Formación Méndez (Campaniano- Maastrichtiano). .....	33
2.3.17 Sedimentos recientes (Cuaternario) .....	34

### **CAPÍTULO 3. EL MÉTODO GRAVIMÉTRICO**

3.1 Introducción .....	36
3.2 Aceleración Gravitacional .....	37
3.3 Correcciones Gravimétricas .....	38
3.3.1 Corrección de deriva .....	39
3.3.2 Corrección por efecto de la Latitud .....	41
3.3.3 Corrección por Altura o Aire Libre.....	42
3.3.4 Corrección de Bouguer .....	43

### **CAPÍTULO 4. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO EN LA FALLA SAN MARCOS, COAHUILA**

4.1 Introducción .....	44
4.2 Método de Nettleton.....	46
4.3 Procesado de los datos gravimétricos .....	48
4.3.1 Anomalía de Aire Libre .....	48
4.3.2 Anomalía de Bouguer .....	52
4.3.3 Separación del campo gravimétrico a Componente Regional y Residual..	54
4.3.4 Segunda derivada del Campo Gravimétrico .....	57
4.3.5 Filtrado del Campo Gravimétrico .....	60
4.4 Resultados .....	61

### **CAPÍTULO 5. RIESGO SÍSMICO**

5.1 Introducción .....	68
------------------------	----

---

5.2 Relaciones de Atenuación .....	71
5.3 Factores que afectan el movimiento del suelo .....	74
5.3.1 Efecto de la fuente del terremoto .....	75
5.3.2 Efecto de la trayectoria de la fuente al sitio .....	76
5.3.3. Efecto de sitio .....	78
5.4 Descripción detalla del efecto de sitio .....	78
5.4.1 Física, conceptos y definiciones del efecto de sitio.....	79
5.4.2 Métodos para estimar el efecto de sitio .....	81
5.4.2.1 Métodos empírico-experimentales .....	82
5.4.2.2 Métodos empíricos.....	85
5.4.2.3 Métodos semi-empíricos.....	86
5.4.2.4 Métodos teóricos (numéricos y analíticos) .....	88
 <b>CAPÍTULO 6. INTENSIDADES SÍSMICAS ESPERADAS EN EL ÁREA METROPOLITANA DE LA CIUDAD DE MONTERREY, NUEVO LEÓN</b>	
6.1 Introducción .....	90
6.2 Ecuaciones de Predicción .....	91
6.3 Escala de Intensidades de Mercalli Modificada .....	94
6.4 Resultados .....	97
6.4.1 Sismo de Santiago, Nuevo León (M= 4.3) .....	97
6.4.2 Sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2) .....	102
6.4.3 Sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5).....	105
6.4.4 Sismo hipotético en la terminación sur de la Falla San Marcos, Coahuila (M=6.5) .....	108
6.4.5 Intensidades sísmicas en el Área Metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León .....	111
 <b>CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN</b>	
7.1 La Falla San Marcos .....	115
7.2 Intensidades sísmicas esperadas en el área metropolitana de Monterrey, N.L. ....	118

**CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... 121**

**BIBLIOGRAFÍA ..... 123**

**ANEXO I: SISMICIDAD HISTÓRICA**

## Lista de Figuras

<i>Figura</i>	<i>Descripción</i>	<i>Página</i>
Figura 1.1	Pasos para los estudios de riesgo sísmico	3
Figura. 1.2	Mapa que muestra las grandes fallas en el centro y norte de México: Falla La Babia (Charleston, 1974, 1981), Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson and Schmidt, 1983) y Falla San Marcos (McKee <i>et al.</i> , 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986). En el recuadro se muestra la ubicación del Valle de San Marcos y Pinos donde se localiza el área de estudio.	5
Figura. 1.3	Imagen de Google Earth que muestra la sismicidad histórica y principales fallas del NE de México.	7
Figura. 1.4	Sismicidad histórica reportada para el noreste de México de acuerdo a García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996).	8
Figura 1.5	Dirección del esfuerzo horizontal medido en el NE de México (Ch.: Chihuahua; Mty.: Monterrey; NL.: Nuevo. Laredo; R: Reynosa; T: Torreón; D: Durango; S: Saltillo; M.: Monclova; L: Linares; CV: Ciudad Victoria.	9
Figura. 1.6	Imagen de Google Earth donde se muestra en los recuadros la localización de las áreas de estudio y principales carreteras del NE de México.	12
Figura. 2.1	Modelo Digital de Elevaciones donde se muestra la traza principal de la Falla de San Marcos que divide la Cuenca de Sabinas y el Bloque de Coahuila.	17
Figura. 2.2	Mapa Geológico general del área de estudio.	19
Figura. 2.3	Columna estratigráfica del NE de México.	24
Figura. 3.1	Equipo gravimétrico CG5 de Scintrex.	36
Figura. 3.2	Posición de referencia del geoide con respecto al elipsoide normal.	41
Figura. 4.1	Localización y Vista panorámica del Ejido Las Palomas, Cuatrociénegas, Coahuila, donde se muestra la traza de la FSM.	44
Figura. 4.2	Mapa geológico del área de Palomas que muestra la distribución	45

- de las estaciones gravimétricos (puntos azules) así como la ubicación de los modelos gravimétricos realizados (A-A' y B-B'), y del modelo geológico realizado por McKee *et al.* (1990) (C-C').
- Figura. 4.3 Gráfica que muestra la correlación entre las anomalías de Bouguer calculadas con diferentes densidades y la topografía en el perfil 5 a través del método de Nettleton. 47
- Figura. 4.4 Mapa de elevaciones (a) y mapa de anomalía de Aire Libre (b) para el área de estudio. Los puntos negros indican la posición de las observaciones gravimétrica, la línea roja punteada representa la traza inferida de la FSM, y los números los perfiles. 49
- Figura. 4.5 Gráficas de Anomalía de Aire Libre para cada uno de los perfiles realizados. La anomalía de Aire Libre está directamente relacionada con la topografía del terreno, las líneas marcan la tendencia general de los perfiles, las partes donde los valores de gravedad aumentan se encuentran en la zona norte del área de estudio; los recuadros muestran las zonas anómalas, el perfil 3 y 5 (c y e, respectivamente) están relacionadas a la Loma La Pasta y el perfil 4 (d) está relacionada a las zonas erosionadas. 51
- Figura. 4.6 Mapa de Anomalía de Bouguer para el área de estudio. Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas interpretadas y los números los perfiles. 53
- Figura. 4.7 Gráfica de la Anomalía de Bouguer para cada perfil, las líneas marcan la tendencia general de las anomalías en los perfiles 1, 2 y 4 (a, b y d, respectivamente), y los recuadros muestran la zonas donde la amplitud de las anomalías crecen debido a la falla (c y e). 54
- Figura. 4.8 Anomalía gravimétrica: a) Regional y b) Residual para el área de estudio. Los puntos negros indican la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y/o fracturas interpretadas y el número los perfiles. 56
- Figura. 4.9 Mapa de anomalía de Bouguer aplicando la segunda derivada vertical. Los puntos negros indican la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y/o fracturas interpretadas y los números los perfiles. 58

Figura. 4.10	Gráficas de la segunda derivada vertical para cada uno de los perfiles, los recuadros muestra las zonas de mayor anomalía y que están relacionadas a la zona de falla.	59
Figura. 4.11	Anomalías Gravimétricas para el área de estudio: a) Filtro Pasa altas; b) Filtro Pasa bajas. Los puntos negros representan la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y /o fracturas interpretadas y los números los perfiles.	61
Figura. 4.12	Mapa geológico del área en donde se muestran la ubicación de los perfiles (A-A' y B-B' son los modelos realizados en este estudio, C-C' es la sección realizada por McKee et al., 1990).	62
Figura 4.13	Modelo inicial para el modelado gravimétrico bidimensional (a) modelo A-A'; (b) modelo B-B'.	63
Figura. 4.14	Modelo de densidades del perfil A-A'.	64
Figura. 4.15	Vista panorámica del área en donde fue realizado el perfil 4, aquí se pueden apreciar de las estructuras formadas por la erosión.	64
Figura. 4.16	Vista panorámica de La Loma La Pasta sobre la cual fue realizado el perfil 5.	65
Figura. 4.17	Modelo de densidades calculado para el modelo B-B' realizado sobre el perfil 5 en donde afloran las calizas de las Formaciones Cupido y La Peña en el área de estudio.	66
Figura 4.18	Mapa Geológico y de Anomalía de Bouguer donde se marcan las fallas y/o fracturas interpretadas a partir de las diferentes procesos que se realizaron (residual, segunda derivada vertical, filtro pasa altas y bajas).	67
Figura. 5.1	Mapa de velocidades de ondas de corte ( $V_{s30}$ ) para el estado de Nuevo.	70
Figura. 5.2	Esquema de la propagación de ondas sísmicas desde la falla hasta la superficie.	79
Figura. 5.3	Procedimiento para generar movimientos del suelo con la técnica de la función empírica de Green.	87
Figura. 6.1	Aceleración pico del suelo ( $\text{cm/s}^2$ ) usando la relación de atenuación de Toro <i>et al.</i> (1997) para un terremoto hipotético	92

	(M=6.5) en el segmento sur de la Falla San Marcos, Coahuila.	
Figura 6.2	Localización y registro del sismo de Santiago, Nuevo León (Servicio Sismológico Nacional)	98
Figura. 6.3	Valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).	100
Figura. 6.4	Valores de PGA con efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).	100
Figura. 6.5	Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).	101
Figura. 6.6	Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).	101
Figura. 6.7	Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).	103
Figura. 6.8	Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).	103
Figura. 6.9	Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).	104
Figura. 6.10	Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).	104
Figura. 6.11	Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5).	106
Figura. 6.12	Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5).	106
Figura. 6.13	Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo hipotético de Santiago, N.L (M=6.5).	107
Figura. 6.14	Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo hipotético Santiago, N.L. (M=6.5).	107
Figura. 6.15	Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).	109
Figura. 6.16	Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).	109

Figura. 6.17	Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).	110
Figura. 6.18	Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).	110
Figura. 6.19	Mapa Geológico del área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León.	111
Figura. 6.20	Intensidades sísmicas para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León para el sismo hipotético en la terminación Sur de la Falla de San Marcos (M=6.5). Las líneas grises representan las principales avenidas y las líneas negras representan los cerros que rodean al área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.	112
Figura. 6.21	Intensidades sísmicas para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León para el sismo hipotético en el área de Santiago, Nuevo León (M=6.5). Las líneas grises representan las principales avenidas y las líneas negras representan los cerros que rodean al área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.	113
Figura. 7.1	Sección geológica generalizada que se extiende desde la Sierra El Granizo hasta la Sierra San Marcos y Pinos, en donde se puede ver la frontera tectónica postulada. PF, Pizarras (Paleozoico Tardío); JLP, Capas Las Palomas (Jurásico Tardío); JSG, Capas Sierra El Granizo (Jurásico Tardío); JCP, Capas Tanque Cuatro Palmas (Jurásico Tardío); KSM, Formación San Marcos (Cretácico Temprano); KLS, Calizas; Formación Tamaulipas Superior, La Peña y Cupido (Cretácico Tardío); QAL, Aluvión (Cuaternario). El recuadro muestra la parte de la sección que puede ser relacionada al modelo propuesto por los datos gravimétricos.	117

## LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURAS

%	Por ciento
*	Convolución
≈	Aproximadamente
1D	Unidimensional
2D	Bidimensional
3D	Tridimensional
a	Aceleración
AL	Aire Libre
B	Bouguer
CD	Factor de deriva
cm	Centímetros
cm <sup>2</sup>	centímetros al cuadrado
Coah.	Coahuila
E	Este
EBL	Estación Base Local
EGF	Función empírica de Green
ENE	Este-noreste
<i>et. al.</i>	Colaboradores
etc.	Etcétera
F	Fuerza
FSM	Falla San Marcos
g	Aceleración gravitacional
G	Constante de gravitación universal
g <sup>2</sup>	Gramos al cuadrado
g <sup>3</sup>	Gramos al cubo
Gal	Gales
GPS	Sistema de posicionamiento global
GRS	Sistema de referencia geodésica
g <sub>t</sub>	Gravedad teórica
ka	kiloaños
kg	kilogramos
kg <sup>2</sup>	kilogramos al cuadrado
km	kilómetros
LB	Falla La Babia
M	Magnitud
m	metros
Ma	Millones de años
mGal	Miligales
min	minutos

mm	milímetros
MMI	Intensidad de Mercalli Modificada
MMS	Megacizalla Mojave-Sonora
$M_s$	Magnitud de ondas superficiales
$M_w$	Magnitud de momento
N	Newtons
N.L.	Nuevo León
NE	Noreste
NEHRP	<i>National Earthquake Hazard Reduction Program</i>
NNW	Norte-noroeste
No.	Número
NW	Noroeste
<i>p.e.</i>	Por ejemplo
PGA	Aceleración pico del suelo
r	Distancia
R	Radio de la tierra
$r_{jb}$	Distancia horizontal de Joyner y Boore
S	Sur
SA	Aceleración espectral
SE	Sureste
$S_{Hmax}$	Esfuerzo horizontal máximo
$S_{Hmin}$	Esfuerzo horizontal mínimo
SSW	Sur-suroeste
$S_v$	Esfuerzo vertical
t	Tiempo
UANL	Universidad Autónoma de Nuevo León
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
USGS	Sociedad Geológica de los Estados Unidos
vol.	Volumen
$V_s$	Velocidad de ondas S
$V_{s30}$	Velocidad de ondas S en los primeros 30 metros del subsuelo
VSM	Valle San Marcos
W	Oeste
WNW	Oreste-noroeste
$\delta_{AL}$	Corrección por Aire Libre
$\delta_B$	Corrección de Bouguer
$\Delta g_{AL}$	Anomalía de Aire Libre
$\Delta g_B$	Anomalía de Bouguer

## **RESUMEN**

Los sismos generados en el interior de los continentes pueden causar severos daños en zonas urbanas cercanas al epicentro. Esto es debido a que la atenuación de la energía sísmica es relativamente baja y sobre todo porque las construcciones son edificadas sin criterios sísmicos. En los análisis de riesgo sísmico se contemplan los siguientes estudios: (a) identificación del marco sismotectónico, (b) determinación de la distribución temporal de magnitudes de sismos a través de la relación Gutenberg-Richter, (c) cálculo de atenuación de parámetros pico del movimiento del terreno, como aceleración e intensidad entre otros, y (d) periodos de recurrencia de valores pico del movimiento del suelo que sobrepasen umbrales que puedan causar daño a estructuras. En el presente estudio se evaluaron los puntos (a) y (c) con la finalidad de estimar escenarios sísmicos de la distribución de intensidades sísmicas en la zona metropolitana de Monterrey, N. L. Para llevar a cabo esto se realizó un estudio gravimétrico en el Ejido Las Palomas, Coah., con el fin de delimitar la Falla San Marcos, la cual tiene por lo menos 300 km de longitud y con una tendencia WNW-ESE, que va desde la parte central del estado de Nuevo León, hasta la parte oriental del estado de Chihuahua. Los datos gravimétricos muestran que los valores más bajos de anomalía de Aire Libre (-15.5 mGal a 13.5 mGal) y de Bouguer (-111.5 mGal a -109.5 mGal) están en la parte sur del área de estudio y los más altos están al occidente y centro del área de estudio (-12.5 mGal a -9 mGal y -109 mGal a -105.5 mGal, respectivamente). Se realizaron dos modelos gravimétricos bidimensionales, donde se muestra que las rocas cretácicas están en contacto con las rocas del paleozoico demostrando la existencia de una discontinuidad que puede ser correlacionada con la Falla San Marcos. Una vez delimitada la existencia de la Falla San Marcos en el Valle San Marcos, se estimaron intensidades sísmicas para el sismo de Saltillo, Coah. (M=4.2, 16/06/2000), al igual que para el ocurrido en Santiago, N.L. (M=4.3, 17/04/2006), cuyos valores de MMI son de III-IV y II-IV respectivamente. Se propusieron dos sismos hipotéticos con M=6.5, uno en la parte sur de la Falla San Marcos y otro en la región de Santiago, N.L. Se determinó que para el primero de ellos los valores de MMI

varían de IV-VI y para el segundo de IV-V, lo que representa que las estructuras o edificios construidos con adobe o con concreto de mala calidad tendrían serios daños. Para todos los sismos estudiados en el presente trabajo, se observó que los valores más altos de MMI se encontraron en la partes del valle, donde los sedimentos Cuaternarios tienen mayor espesor, lo que hace que las intensidades sísmicas incrementen, mientras que los valores más bajos de MMI se encuentran en las partes donde las rocas sedimentarias marinas se encuentran expuestas (p.e. Cerro de la Silla, Loma Larga, Cerro Topo Chico, Cerro de Las Mitras).

## **ABSTRACT**

Large intraplate earthquakes could be extremely devastating in nearby epicenter areas, this is so due to the attenuation of seismic energy which is relatively low in plate interiors and because the cities located in continental interior regions are often built without seismic design criteria. Seismic risk analysis consider the following studies: (a) identification of the seismotectonic framework, (b) Determination of the temporal distribution of seismic magnitudes through Gutenberg-Richter relation, (c) Calculation of peak ground parameters from prediction equations, like acceleration or intensity, (d) recurrence periods of peak ground values that are higher than thresholds that cause damage to civil structures. In the present study, steps (a) and (b) were evaluated to estimate the seismic intensity scenarios distribution for the metropolitan area of Monterrey, N.L. In order to obtain this, a gravimetric study in the community of Palomas, Coah., was conducted to delimit the San Marcos Fault, which is at least 300 km long and has a WNW-ESE trend from the central part of Nuevo Leon state to the eastern of Chihuahua state. Gravimetric data shows that the lowest values of free air (-15.5 mGal to 13.5 mGal) and Bouguer anomaly (-111.5 mGal to -109.5 mGal) are in the southern part of the area, and the highest values are in the western and central part of the area. Two density models were carried out, which showed that the Cretaceous rocks are in discordant contact with the Paleozoic rocks that can be related to the San Marcos Fault. Once delimited the existence of San Marcos Fault in the San Marcos Valley, seismic intensities from prediction equations for the Saltillo, Coah. (M=4.2; 16/06/2000) and Santiago, N.L. (M=4.3; 17/04/2006) earthquakes were determined, yielding MMI values of III-IV and II-IV respectively. Two hypothetical earthquakes with M=6.5 were proposed, the first one in the southern end of the San Marcos Fault, and the second in the Santiago, N.L. area. It was determined that for the first the MMI values have a variation of IV-VI and for the second of IV-V, which represent that the buildings with poor structures, construction adobe or built with low quality concrete will have considerable damage. It was observed

that for the studied earthquakes, the highest values for MMI were in the valley, where the thickness of the Quaternary sediments is higher, and the seismic intensity increases, while the lowest values for MMI were in the hills and the range where the sedimentary rocks outcrops are presents (*i.e.* Cerro de la Silla, Loma Larga, Cerro Topo Chico, Cerro de Las Mitras).

## CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

### 1.1 Introducción

Los sismos intraplaca son los ocurridos en el interior de los continentes, y éstos son escasos en comparación con los sismos relacionados a límites de placas, se ha calculado que sólo el 1-5% de la energía sísmica total liberada, corresponde al interior de los continentes (Talwani, 1999; Crone *et al.*, 2003). Crone *et al.* (2003) menciona que los terremotos intraplaca pueden causar severos daños en zonas urbanas en el interior de los continentes, debido a que la atenuación de la energía sísmica es relativamente baja y sobre todo porque las construcciones son edificadas sin criterio sísmicos. En el noreste de México, se encuentran grandes centros urbanos (p.e. Monterrey, N.L.; Monclova, Coah.; Saltillo, Coah.) que no cuentan con códigos de construcción que tomen en cuenta los efectos producidos por sismo.

Históricamente, alrededor del mundo se han documentado grandes desastres por terremotos intraplaca, por ejemplo, el terremoto en Killari (Latur), India en 1994 de  $M_w=6.2$  que causó cerca de 11,000 muertes (Gupta *et al.*, 1998); el de Bhuj (Gujarat) India el 26 de Enero del 2001 que causó más de 20,000 muertes (Crone *et al.*, 2003) y los eventos de 1811-1812 en New Madrid en el centro de Estados Unidos (Crone *et al.*, 2003).

En nuestro país, existe evidencia de sismos intraplaca de magnitud intermedia a grande (Suter *et al.*, 1996), por ejemplo Pinal de Amoles, Querétaro, en 1887 ( $M_S=5.3$ ); Acambay, Estado de México en 1912 ( $M_S=6.7$ ); Jalapa, Veracruz, en 1920 ( $M_S= 6.2$ ), Cardonal, Hidalgo, en 1976 ( $M_S= 5.3$ ) y Maravatío, Michoacán, en 1979 ( $M_S= 5.3$ ). En el Norte de México y la frontera con Estados Unidos, los principales terremotos han sido, Bavispe, Sonora, en 1887 ( $M_W= 7.4$ , Natali y Sbar, 1982); Parral, Chihuahua, en 1928 ( $M_W= 6.5$ , Doser y Rodríguez, 1993); Valentine, Texas, en 1931 ( $M_W= 6.4$ , Doser, 1987) y recientemente el sismo de Alpine, Texas, en 1995 ( $M_W= 5.7$ , Xie, 1998). Esto significa que aunque estos terremotos son escasos en nuestro país, pueden llegar a ser muy desastrosos y el impacto humano generado

justifica invertir esfuerzos para entender y estimar el riesgo sísmico en regiones aparentemente estables.

Se le nombra riesgo sísmico a la probabilidad de ocurrencia, dentro de un plazo dado, de un sismo que cause en un lugar determinado, cierto efecto definido como pérdidas o daños; los estudios de riesgo sísmico tratan de prevenir pérdidas tanto humanas como económicas. Cornell (1968) desarrollo un método para calcular el análisis del peligro sísmico probabilístico, este método consiste de cuatro pasos (Figura 1.1). El primer paso es identificar las fuentes probables que pudieran generar un sismo en un área específica (Figura 1.1a). El segundo paso es el de caracterizar la tasa de recurrencia de diferentes magnitudes en cada fuente, la relación de recurrencia involucra específicamente una relación para cada fuente y una magnitud máxima probable (Figura 1.1b). La distribución de recurrencia está dada por la relación Gutenberg y Richter (1954) donde se relaciona el número de terremotos por año y el período de ocurrencia de los terremotos. El tercer paso es el de seleccionar una relación de atenuación apropiada para la zona de estudio que relacione el valor medio del parámetro del movimiento del suelo que va a ser calculado o mapeado con la magnitud del terremoto y la distancia desde la fuente (Figura 1.1c). Finalmente, el cuarto paso es el de calcular la curva de peligro sísmico tomando en cuenta todos los datos que se calcularon en los tres pasos anteriores (Figura 1.1d).

Los análisis de riesgo sísmico en México son muy escasos, y se encuentran concentrados en el sur del país Ordaz *et al.* (1994); realizaron una base de datos para la estimación del riesgo en la Cd. de México, donde se incluyen diferentes parámetros (*p.e.* tipos de edificios, tipo de suelo, distribución geográfica de la densidad de construcción, velocidades sísmicas, etc.) que al ser combinados se estiman intensidades y daños esperados como resultado de la ocurrencia de temblores postulados. Por otro lado, en la región de Baja California Rosquillas Navarro y Mendoza Garcilazo (2001) generaron un escenario de daños a partir del rompimiento propuesto de la falla La Nación (Acosta Chang y Montalvo Arrieta, 1996), así mismo crean un plan de acción basado en los resultados de la estimación de este escenario en conjunto con las autoridades del municipio de Tijuana, B. C.

Este caso forma parte de un proyecto internacional denominado RADIUS (Risk Assessment Tools for Diagnosis of Urban Areas against Seismic Disasters). Con lo que respecta al noreste de México, los estudios de riesgo sísmico no existen, esta parte del país ha sido considerada por mucho tiempo como una región tectónicamente estable, caracterizada por una baja sismicidad y una escasez de registros de movimientos del suelo, pero esto es debido principalmente a la falta de estaciones sísmicas que monitoreen la actividad sísmica en el noreste de México. En el 2006, se instaló la primera estación sismológica en el noreste del país, ubicada en la instalaciones de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León en la ciudad de Linares, en éste mismo año se registró un sismo de magnitud 4.3 con epicentro en la región de Santiago, Nuevo León y que tuvo una profundidad hipocentral de 20 km.

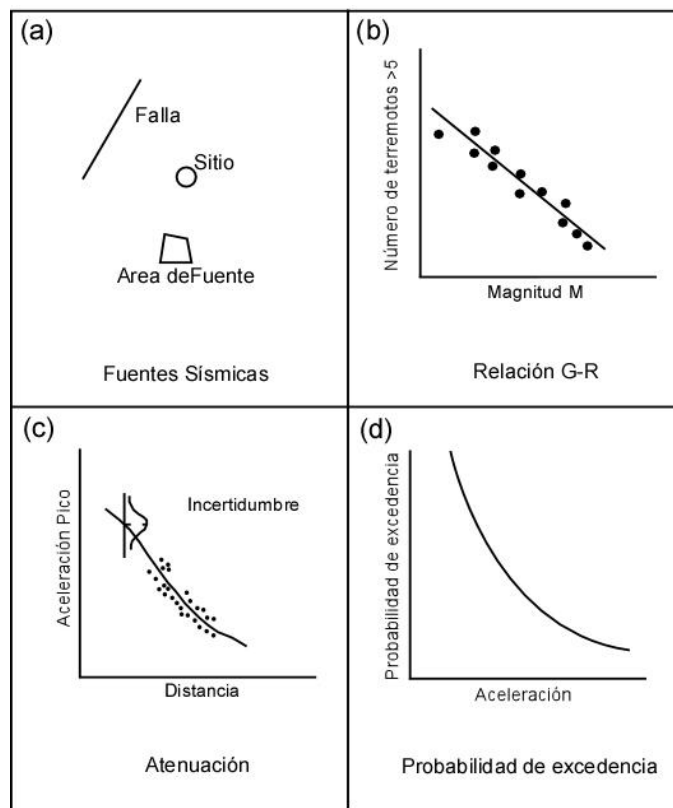


Figura 1.1 Pasos para los estudios de riesgo sísmico (Cornell, 1968).

El presente trabajo tuvo como objetivo el realizar el cálculo de intensidades sísmicas esperadas en el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L., partiendo de la identificación de la Falla San Marcos (FSM) en el Valle San Marcos (VSM), ya que de acuerdo a algunos autores (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; 2007; Aranda-Gómez, *et al.*, 2005) es la única falla de basamento en el noreste de México para la cual se han encontrado evidencias de su existencia y de sus períodos de reactivación a través del tiempo geológico, siendo ésta última en el Plio-cuaternario. El VSM representa un área excelente para estudiar a partir de métodos geológicos-geofísicos, procesos de reactivación de la FSM en sedimentos Cuaternarios, este trabajo correspondería al primer paso del método de análisis de riesgo sísmico descrito por Cornell (1968). Una vez identificada la FSM, se procedió a realizar el cálculo de intensidades sísmicas esperadas para el área metropolitana de Monterrey, N.L., tomando en cuenta un terremoto hipotético situado en la terminación Sur de la FSM y otro en la región de Santiago, N.L. donde se registró un sismo de magnitud 4.3 el 17 de Abril del año 2006, ambos sismos hipotéticos se les asignó un magnitud de 6.5. Estas intensidades fueron calculadas a partir de ecuaciones de predicción existentes que pueden ser utilizadas bajo ciertas consideraciones en el área de estudio. Se eligió el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L., debido a que es el centro urbano industrial más importante del país, aparte de ser la ciudad más poblada en el noreste de México y que se encuentra relativamente cerca tanto al sismo hipotético de la FSM ( $\approx 100$  km) como al de la región de Santiago, N.L. ( $\approx 30$  km).

## 1.2 Antecedentes

Cornell (1968) menciona que el primer paso a considerar en un estudio de análisis de riesgo sísmico, es la existencia de fuentes sismogénicas capaces de generar temblores de magnitud intermedia a grande cercanos a un área de estudio. Lin *et al.* (2006) a partir de datos geológicos y sismológicos, han demostrado que grandes terremotos pueden generarse en fallas pre-existentes. En el noreste de México se han postulado tres fallas de basamento principales: La Babia (LB), San

Marcos (FSM) y la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora (MMS) (Anderson y Schmidt, 1983; Mckee *et al.*, 1984, 1999) (Figura 1.2). La FSM es la única para la que se han compilado evidencias estratigráficas y estructurales que documentan su existencia y sus reactivaciones en superficie (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982, 1986; McKee *et al.*, 1984, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007). Dicha falla tiene una orientación WNW y acomoda aproximadamente 300 Km de desplazamiento lateral izquierdo (Chávez-Cabello *et al.*, 2007). De acuerdo a diferentes autores (Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2007), se cree que la FSM tuvo su última reactivación en el Plioceno-Cuaternario, con una componente predominantemente normal y que se encuentra evidenciada en el sureste de Chihuahua pero se encuentra por abajo del Campo Volcánico de Camargo.

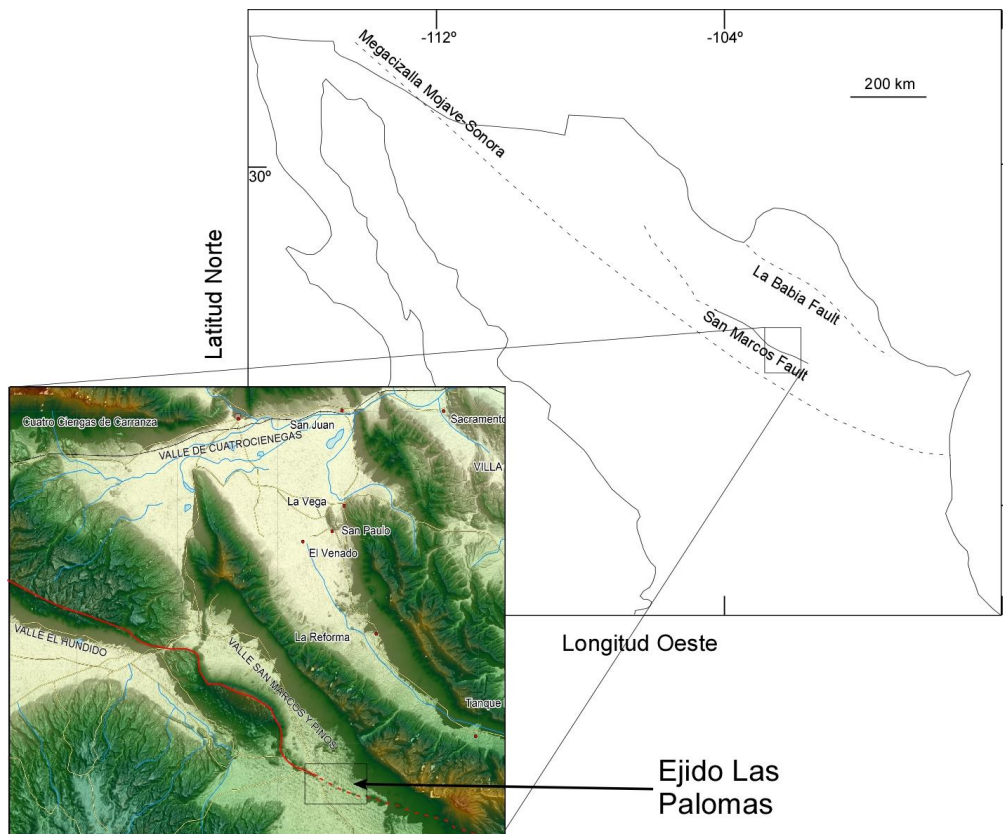


Figura 1.2 Mapa que muestra las grandes fallas en el centro y norte de México: Falla La Babia (Charleston, 1974, 1981), Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson and Schmidt, 1983) y Falla San Marcos (McKee *et al.*, 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986). *Modificado de Aranda-Gómez et al.*, (2005). En el recuadro se muestra la ubicación del Valle de San Marcos y Pinos donde se localiza del área de estudio gravimétrico.

La FSM, también conocida como lineamiento Sierra Mojada-China por Padilla y Sánchez (1982), se encuentra dividiendo a la Cuenca de Sabinas del bloque de Coahuila en la parte Central de Coahuila y tiene una longitud aproximada de 300 Km con una orientación WNW y fue definida por Charleston (1981) quien con base a imágenes LANDSAT infirió un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la falla. Anderson y Schmidt (1983) y Mckee *et al.* (1984; 1990) mencionan que la FSM fue originada durante la apertura del golfo de México, al iniciar la dispersión del piso oceánico durante el Jurásico Medio - Tardío y que pudo haber estado conectada a la hipotética MMS.

Después de la instauración de la FSM en el Jurásico Tardío (Mckee *et al.*, 1990), la FSM experimentó varias reactivaciones, las cuales se encuentran registradas principalmente en afloramientos del Valle San Marcos, Sierra La Fragua, Sierra Mojada (Mckee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007), Campo Volcánico de Camargo (sinclinal Aguachile y La Herradura), y en la Sierra el Morrión en Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2003), estas reactivaciones serán descritas en el siguiente capítulo.

El segundo paso de acuerdo a la metodología de Cornell (1968) es el de calcular el período de recurrencia de los sismos para las fuentes existentes. Pero, en el noreste de México esto es difícil de realizar, debido a los escasos de datos sísmicos con las que se cuenta, ya que este análisis es probabilístico y si no se cuenta con una base de datos sísmicos amplia; por lo que, dicho cálculo queda fuera del alcance del presente trabajo. Recientemente, Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) realizaron una recopilación de la sismicidad histórica para el noreste de México en el período de 1847-2006 (Figura 1.3). Esta recopilación fue por medio de catálogos sísmicos nacionales e internacionales. Por otra parte, García-Acosta y Suarez-Reynoso (1996) realizaron una recopilación de sismos ocurridos a lo largo de la historia en México para el periodo (1787-1911), esta recopilación está basada en relatos, periódicos, etc., en la Figura 1.4 se puede observar la distribución de los lugares (ciudades y/o poblados) en donde hay evidencia de temblores sentidos reportados por García-Acosta y Suarez-Reynoso (1996) para el noreste de México, la

información de los lugares y fechas para cada sitio se encuentra en el Anexo I. Por otro lado, Suter *et al.* (2001) estima que el intervalo de recurrencia para sismos en fallas localizadas en la provincia de Cuencas y Cordilleras (zona aledaña al área de estudio) es del orden de 10 a 100 ka.

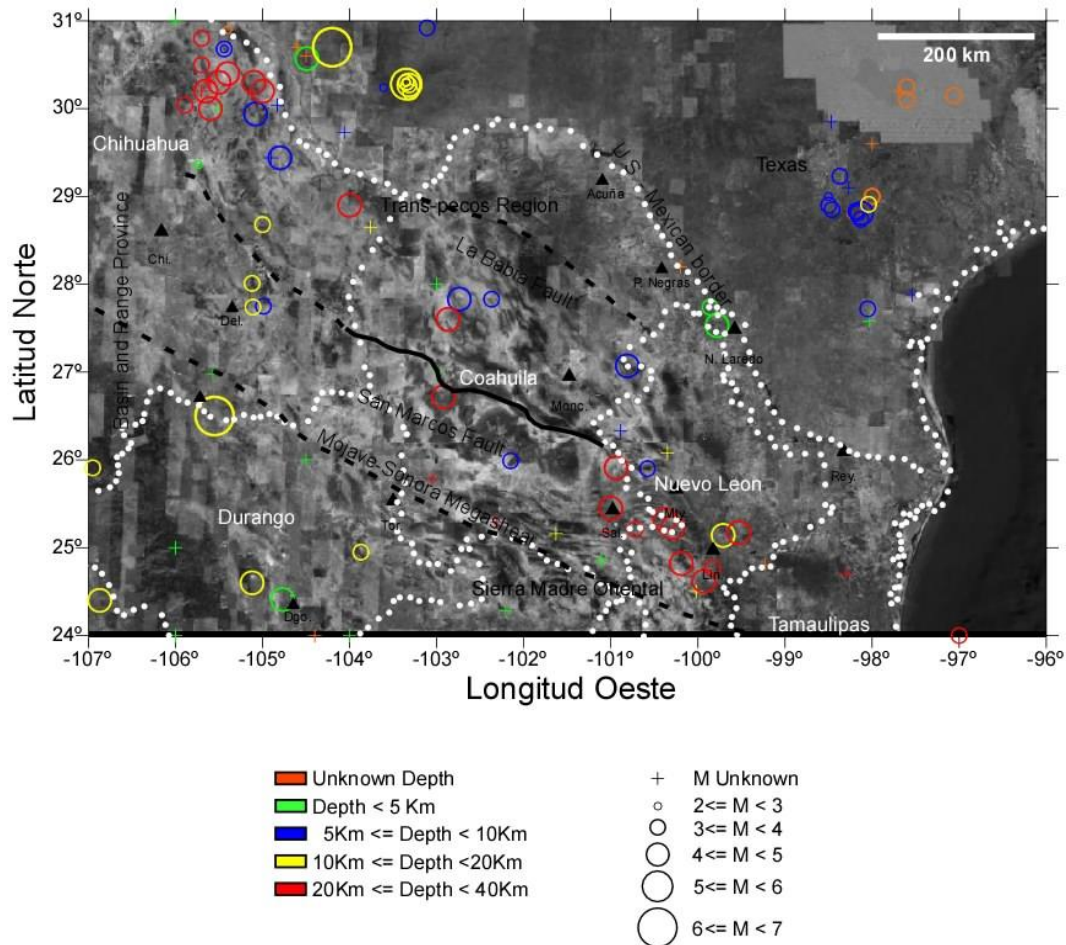


Figura 1.3 Imagen de Google Earth que muestra la sismicidad histórica y principales fallas del NE de México (*modificada de Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, 2008*).

La provincia de Cuencas y Cordilleras en su límite oriental, no ha sido definida claramente, y no se descarta la posibilidad que pequeñas fallas e incluso la misma FSM podrían estar relacionadas a la actividad de dicha provincia, ya que esta provincia está dominada por fallas normales en un régimen de extensión, Suter (1987) determinó el campo de esfuerzo regional de la corteza superior en el noreste de México, a partir de la dirección de elongación preferencial en pozos (Figura 1.5).

Este autor definió que los esfuerzos horizontales  $S_H$  (máximo esfuerzo horizontal) son paralelos al *rift* del Río Grande y a las fallas de edad cuaternaria en el Oeste de Texas y Noreste de Chihuahua, además sugirió también la existencia de un campo de esfuerzos tal que  $S_V$  (esfuerzo vertical)  $>$   $S_{NNW}$  (esfuerzo horizontal en la dirección NNW)  $>$   $S_{ENE}$  (esfuerzo horizontal en la dirección ENE) el cual favorecería una reactivación de carácter extensional posiblemente relacionada a la extensión existente en la provincia de Cuencas y Cordilleras.

Recientemente, Márquez-Azúa y Demets (2003) mencionan que a partir de mediciones de GPS localizadas en el NE de México (Chihuahua, Tampico y Monterrey) se observan variaciones en las velocidades residuales de 1.5 a 3.0 mm/año siguiendo la tectónica reciente de extensión en la provincia de Cuencas y Cordilleras.

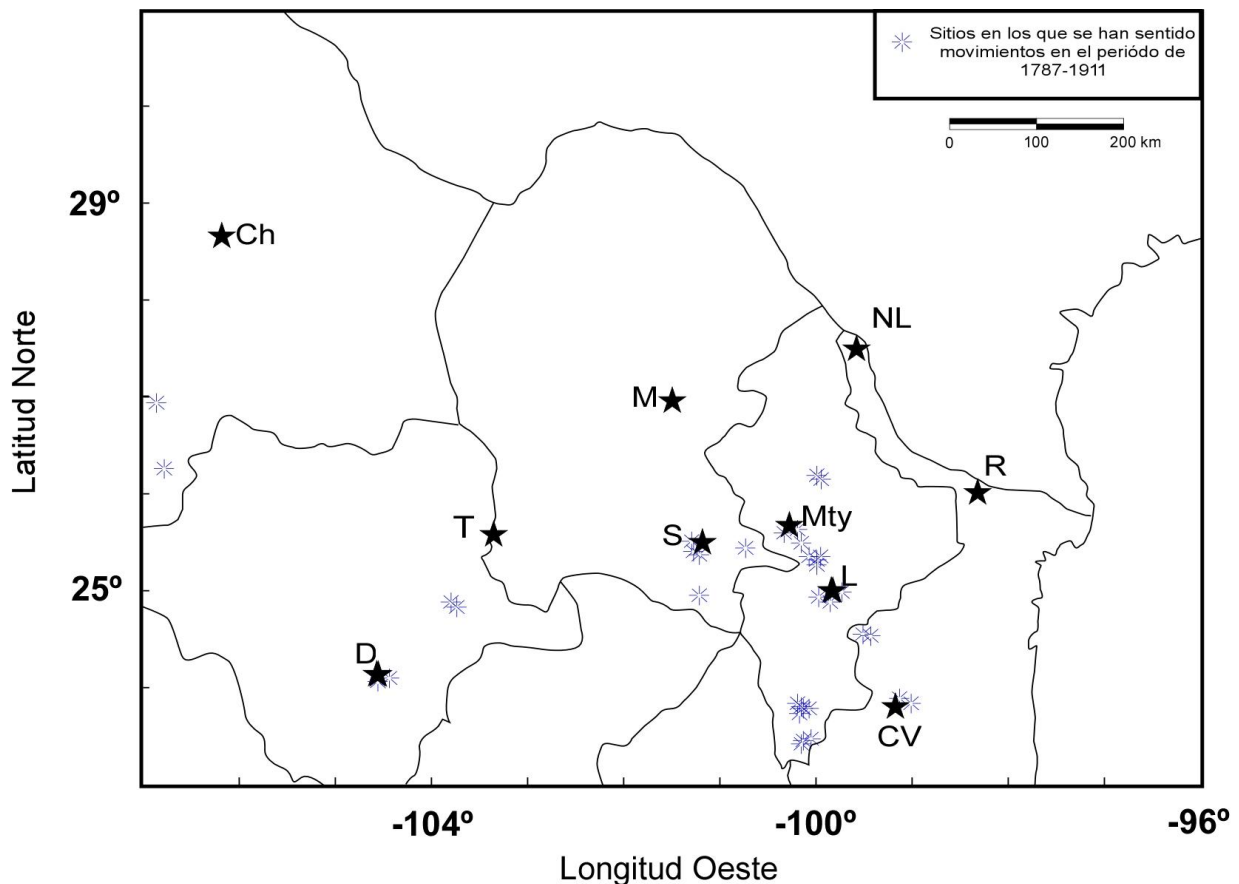


Figura 1.4 Sismicidad histórica reportada para el noreste de México de acuerdo a García-Acosta y Suárez-Reynoso (1996).

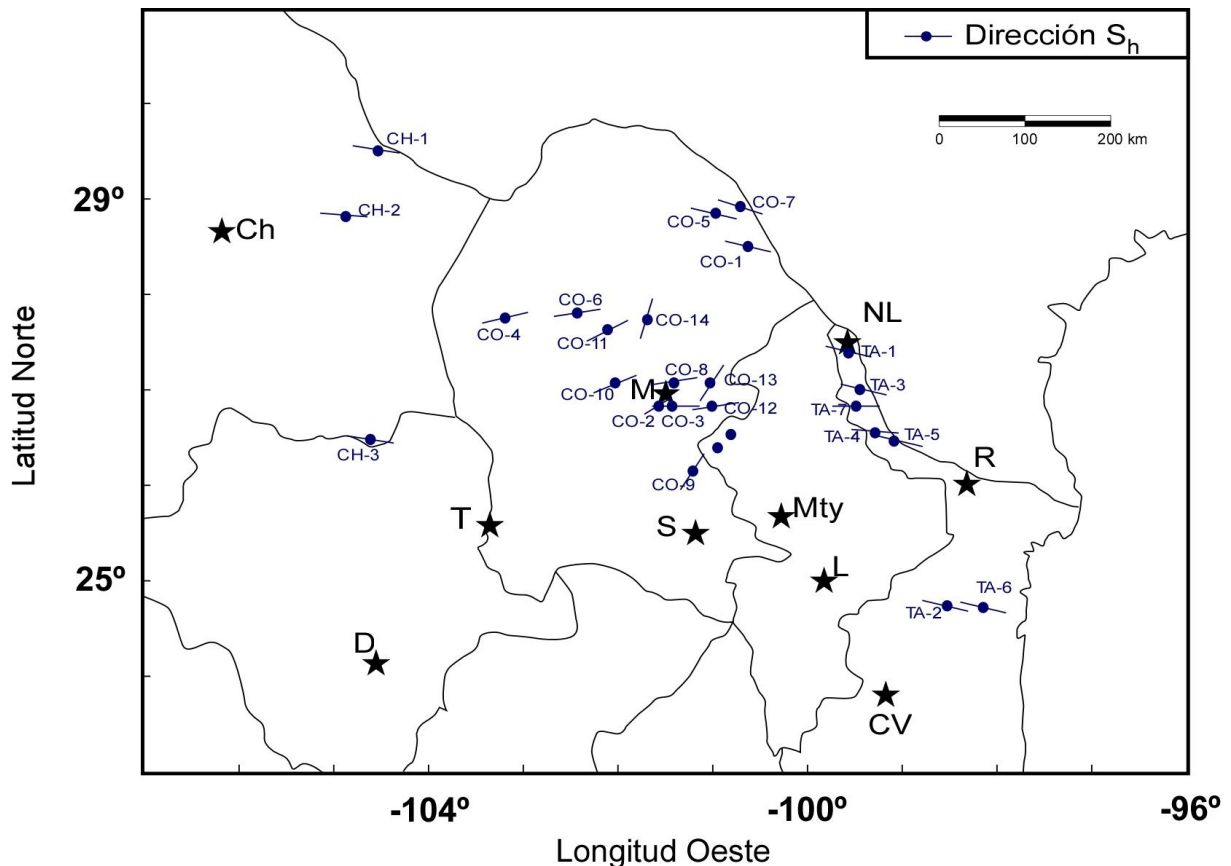


Figura 1.5 Dirección del esfuerzo horizontal medido en el NE de México (Ch.: Chihuahua; Mty.: Monterrey; NL.: Nuevo Laredo; R: Reynosa; T: Torreón; D: Durango; S: Saltillo; M.: Monclova; L: Linares; CV: Ciudad Victoria (*Tomada de Suter, 1987*)).

El tercer paso en la metodología de Cornell (1968) y que es la segunda aparte del presente trabajo, consta de determinar la ecuación que más se adecue al área de estudio y a partir de ésta determinar el parámetro de del movimiento del suelo (aceleración pico, velocidad pico, espectros de respuesta de aceleración, etc.) que será estimado. Para realizar dicho cálculo se debe de asignar una magnitud máxima esperada, Frankel *et al.* (2002) calculó que la magnitud máxima esperada ( $M_w$ ) para la parte central de los Estados Unidos de Norteamérica y región fronteriza con México (Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas) es de 7.0 a 7.5; sin embargo, en el presente trabajo se asignó una magnitud de 6.5 para los terremotos hipotéticos (terminación sur de la Falla San Marcos y Santiago, N.L.), ya que como se mencionó anteriormente y de acuerdo a la recopilación realizada por Galván-Ramírez y

Montalvo-Arrieta (2008) en la región de estudio los sismo más grandes ocurridos son de 5.6 (Alpine, Texas), 6.4 (Valentine, Texas) y 6.5 (Parral, Chihuahua), éstos mismo autores propusieron un posible escenario crítico probable en la terminación sur de la FSM ( $M=6.5$ ) en la parte central de Coahuila, encontrando que el daño que podría ocurrir podría ser severo debido a que las estructuras en los centros urbanos cercanos (Monterrey, Saltillo y Monclova) no han sido construidos bajo un criterio sísmico. Sin embargo, dichos autores no incluyeron en sus análisis el efecto sísmico de sitio, por lo que en el presente estudio, se da un paso adelante para el cálculo de parámetros pico del movimiento del suelo, tomando en cuenta la inclusión de efectos de sitio a través de velocidades de propagación de ondas de corte en las ecuaciones de predicción.

### **1.3 Hipótesis y Justificación del trabajo**

A partir de la información presentada en la sección anterior y de la importancia que tiene el hacer un estudio de riesgo sísmico en el noreste de México, el presente trabajo parte de la siguiente hipótesis:

Si se generara otro sismo en la región de Santiago, N.L. como el ocurrido en abril del 2006, pero con una magnitud mayor o en la Falla San Marcos ¿Cuáles serían las intensidades sísmicas esperadas en el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N. L?

La importancia del presente estudio es porque en el noreste de México no se han realizado estudios de riesgo sísmico, Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) realizaron un primer paso para tratar de entender cuál sería el comportamiento del suelo si ocurriera un sismo en la FSM, postulando un sismo hipotético, ya que en la recopilación realizada por dichos autores, se encontraron varios sismos que podrían estar asociados a la FSM; sin embargo, aun no se puede decir con certeza que éstos sismos fueron generados por actividad reciente en esta falla, por lo que se decidió realizar el primer estudio geofísico que caracterice una falla de basamento en el noreste de México, empleando el método gravimétrico para definirla y obtener los primeros datos que justifiquen un mayor número de estudios relacionados a definir si

existe o no la reactivación de la FSM en el cuaternario y su posible relación con el riesgo sísmico en el noreste de México.

En el estudio realizado por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) no se consideró el efecto de sitio; sin embargo, ellos obtuvieron valores de aceleración pico del suelo (PGA, por sus siglas en inglés) que varían de 30 a 70  $\text{cm/s}^2$  para el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., estos valores de aceleración producirían daños severos en la zona urbana y podría producir deslizamientos y caídas de rocas de las montañas que la rodean, por lo que esto justifica realizar un estudio más detallado tomando en cuenta el efecto de sitio y calcular los valores de intensidades que se esperarían si ocurriera un sismo significativo en el noreste de México.

#### **1.4 Localización y vías de acceso del área de estudio**

La primera parte del presente estudio fue realizado en el Ejido Las Palomas, que se encuentra aproximadamente a 80 km de la cabecera municipal de Cuatro Ciénegas, Coahuila. Para llegar a dicha comunidad se debe de tomar la carretera No. 30 en el tramo Monclova-San Pedro de las Colonias y en el kilómetro 120.2 se toma una desviación hacia el Oriente donde hay un camino de terracería transitable todo el año y a 40 kilómetros de esta desviación se encuentra la localidad de Las Palomas donde se llevo el estudio gravimétrico (Figura1.6).

La segunda parte del estudio se centró en el área metropolitana de Monterrey, N.L., la cual se encentra localizada en la parte central del estado de Nuevo León (Figura1.6).

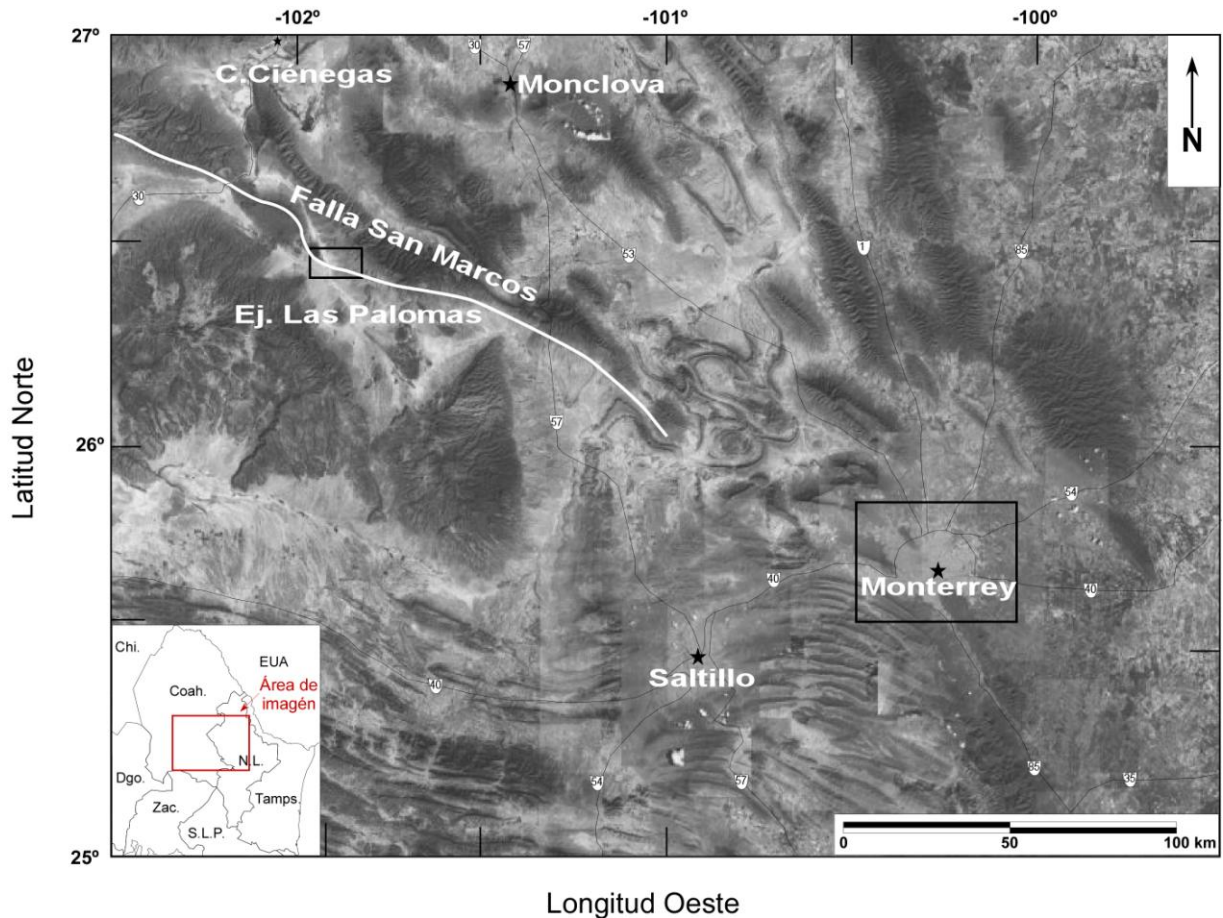


Figura 1.6 Imagen de Google Earth donde se muestra en los recuadros la localización de las áreas de estudio y principales carreteras del noreste de México.

### 1.5 Objetivos

El objetivo principal de esta investigación es conocer cuáles serían las intensidades sísmicas esperadas para el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., a partir de dos sismos hipotéticos (Falla San Marcos, y Santiago, N.L.), para lograr este objetivo se plantearon los siguientes objetivos particulares:

Parte I:

- Delimitar la FSM en el área del Ejido Las Palomas, Cuatrociénegas, Coahuila.
- Realizar modelados gravimétricos para determinar si los sedimentos cuaternarios estarían siendo cortado por actividad reciente de la Falla San Marcos.

Parte II:

- Determinar cuál es la mejor ecuación de predicción que se ajusta al área de estudio para calcular el parámetro deseado.
- Calcular los valores de PGA con efecto de sitio para de ahí realizar el cálculo de intensidades sísmicas.

### 1.6 Metas

Para cumplir los objetivos mencionados anteriormente, se plantearon las siguientes metas:

Parte I:

- Realizar perfiles gravimétricos sobre la FSM en la localidad del Ejido Las Palomas.
- Realizar las correcciones gravimétricas a los datos de campo.
- Determinar las anomalías gravimétricas de Bouguer y de Aire Libre de los datos de campo.
- Analizar las anomalías calculadas mediante el programa WINGLINK.
- Determinar la zona de la Falla San Marcos en el área del Ejido Las Palomas, Coahuila.
- Realizar modelos gravimétricos bidimensionales.
- Hacer una correlación geológica de los modelos gravimétricos con modelos geológicos existentes.

Parte II:

- Determinar la malla que se usó para un mejor cálculo de las aceleraciones pico del suelo para el área metropolitana de Monterrey, N.L.
- Hacer pruebas con diferentes ecuaciones de predicción que podrían ser aplicadas al área de estudio para elegir la que mejor resulte.

- Realizar rutinas de programación para el cálculo de los parámetros sísmicos con la ecuación de predicción elegida haciendo uso del programa MATLAB.
- Determinar las intensidades sísmicas con y sin efecto de sitio y para los sismos de Santiago, N.L. ( $M=4.3$ ) y Saltillo, Coahuila ( $M=4.2$ ).
- Estimar las intensidades sísmicas con y sin efecto de sitio para los sismos hipotéticos (Falla San Marcos y Santiago, N.L.).
- Analizar la diferencia entre los datos de intensidades sísmicas con y sin efecto de sitio.

### 1.7 Metodología

Esta investigación consistió principalmente en el cálculo de intensidades sísmicas esperadas a partir de dos sismos hipotéticos, uno localizado en la región de Santiago, N.L. y el otro en la terminación sur de la Falla San Marcos, ambos con una magnitud hipotética de 6.5.

La primera parte de este estudio consistió en detectar a través de datos geofísicos la Falla San Marcos, para lo que primeramente se realizaron cinco perfiles perpendiculares a la traza principal de la FSM con distancia entre puntos que variaron de entre 25 a 50 metros. Una vez realizado el levantamiento de los datos gravimétricos, se procedió a realizar las correcciones debidas y así poder calcular las anomalías gravimétricas y delimitar la zona principal de falla en el Valle San Marcos, específicamente en el Ejido Las Palomas, municipio de Cuatrociénegas, Coahuila y poder realizar modelos gravimétricos.

La segunda parte del estudio consistió en calcular las intensidades sísmicas esperadas si ocurriera un sismo en la región de Santiago, N.L. y en la terminación sur de la Falla San Marcos, para llegar a este resultado, primero se realizó una recopilación de las ecuaciones de predicción que se pudieran aplicar a la región de estudio, después se realizaron rutinas de programación probando cada una de ellas y poder determinar cuáles serían las ecuaciones que se utilizarían para la presente investigación; una vez que se eligió la ecuación de predicción más adecuada, se

realizó el programa para calcular los valores de PGA y así determinar las intensidades sísmicas esperadas, todo esto incluyendo el efecto de sitio. Para llevar a cabo esto, se utilizaron velocidades de ondas de corte que fueron calculadas por Ramos Zúñiga (2007).

## **CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA**

### **2.1 Introducción**

La primera parte del presente trabajo realizó en el Ejido Las Palomas, Coahuila, ubicado en el Valle San Marcos (VSM), El VSM separa estructuralmente el bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila, en este valle se puede encontrar evidencia tanto estratigráfica como estructural de los periodos de reactivación de la FSM durante el Mesozoico y el Terciario (McKee *et al.*, 1979; 1984; 1990). En éste capítulo se presenta de manera general la evolución geológica de la FSM propuesta por McKee *et al.* (1990).

La segunda parte de éste estudio fue realizada en el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, Nuevo León; por lo que debido a la gran variedad de formaciones existentes en el NE de México se presenta una descripción de éstas formaciones y el papel que juegan en el análisis del efecto de sitio cuando ocurre un terremoto.

### **2.2 La Falla San Marcos**

La FSM, se encuentra dividiendo a la Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981) del bloque de Coahuila en la parte Central del estado de Coahuila y tiene una longitud aproximada de 300 Km (Figura 2.1); sin embargo Aranda-Gómez *et al.* (2005) propusieron que la traza de la FSM se puede extender 300 km hacia el NW hasta Villa Aldama, Chihuahua, y que la FSM yace por abajo de una cubierta gruesa de rocas volcánicas del Terciario Medio asociadas a la Sierra Madre Oriental, que en ésta zona es anómalamente ancha, en comparación con las zonas adyacentes.

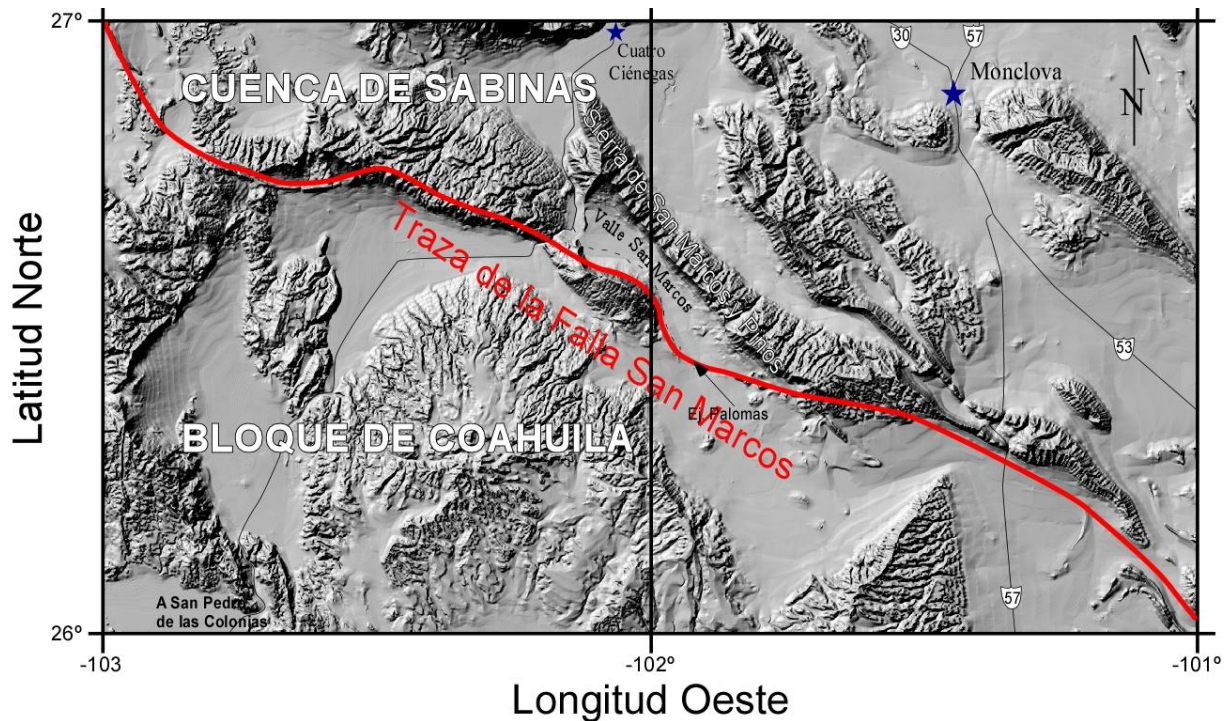


Figura 2.1 Modelo digital de elevaciones donde se muestra la traza principal de la falla San Marcos que divide la Cuenca de Sabinas y el Bloque de Coahuila.

Charleston (1981) sugiere que debido a la localización, tamaño, orientación y edad de la FSM, ésta pudo ser parte de la hipotética MMS o una ramificación de la misma. Padilla y Sánchez (1982), Anderson y Schmidt (1983) y McKee *et al.* (1984 y 1990) mencionan que la FSM pudo ser originada durante la apertura del golfo de México al iniciar una dispersión de piso oceánico durante el Jurásico Medio – Tardío.

La FSM es una estructura regional de la cual no se puede establecer una edad exacta para su instauración, sin embargo McKee *et al.*, (1990) interpretan una edad mínima pre-Titoniana. Chávez-Cabello *et al.* (2007) menciona que definir la cinemática de la etapa inicial de la FSM es complicado, debido a que las rocas del basamento permo-triásico que fueron cortadas inicialmente por la FSM, no están expuestas claramente, a lo que se suma que la zona de deformación parece ser muy amplia. De acuerdo con McKee *et al.* (1990) existen afloramientos escasos de granitoides del basamento “*in situ*” sobre la traza de la FSM, que fueron deformados durante la instauración de la FSM en el VSM. Sin embargo, Molina-Garza *et al.*

(2003) y Arvizu Gutiérrez (2003), con base a estudios paleomagnéticos, interpretan que estos afloramientos no corresponden a cuerpos “*in situ*” del basamento, sino más bien a mega bloques derivados del escarpe de la FSM, durante la actividad asociada a su instauración.

Chávez-Cabello *et al.* (2007) mencionan que existen pocas evidencias estructurales que indiquen la posibilidad de que la FSM haya sido originada como una falla de desplazamiento lateral; en el estudio realizado por estos autores, determinaron que la falla inició su actividad durante el Jurásico Tardío con una componente normal, sin embargo, existen zonas de pliegues y fallas que podrían indicar un desplazamiento lateral para el tiempo de la instauración de la FSM.

De acuerdo a McKee *et al.* (1990) la instauración de la FSM en el Jurásico Tardío generó un relieve abrupto que controló la depositación de una cuña clástica al norte de la FSM, esta cuña está constituida de sedimentos marinos de 2,000 metros de espesor y fue dividida en tres unidades litoestratigráficas informales por estos autores: capas Las Palomas, capas Sierra el Granizo y capas Tanque Cuatro Palmas (Figura 2.2).

Las Capas Las Palomas están compuestas por rocas de ambiente de depósito marino y están en contacto con la Formación Tamaulipas Superior mediante una falla de alto ángulo y que consiste de depósitos gruesos de conglomerados polimíticos que representan flujo de detritos soportados en una matriz muy fina, la estratificación varía de poco definida a bien definida y corresponde a depósitos de gravedad (Arvizu Gutiérrez, 2006).

Las Capas Sierra El Granizo sobreyacen a las Capas Las Palomas y de acuerdo a McKee *et al.* (1990) fueron depositadas como flujo de gravedad marinos. Arvizu Gutiérrez (2006) menciona que existe un afloramiento cerca del Ejido Las Palomas que tiene un espesor de 500 m de areniscas con capas discontinuas de conglomerado que presentan clastos volcánicos principalmente, el tamaño de éstos clastos decrece hacia arriba del depósito haciéndose escaso en la cima.

Las Capas Tanque Cuatro Palmas son rocas jurásicas marinas y son las más jóvenes en el área y consisten en cerca de 100 m de arenisca marina de grano fino sin capas de conglomerados. Estas capas son transicionales con la Formación San Marcos (Arvizu Gutiérrez, 2006).

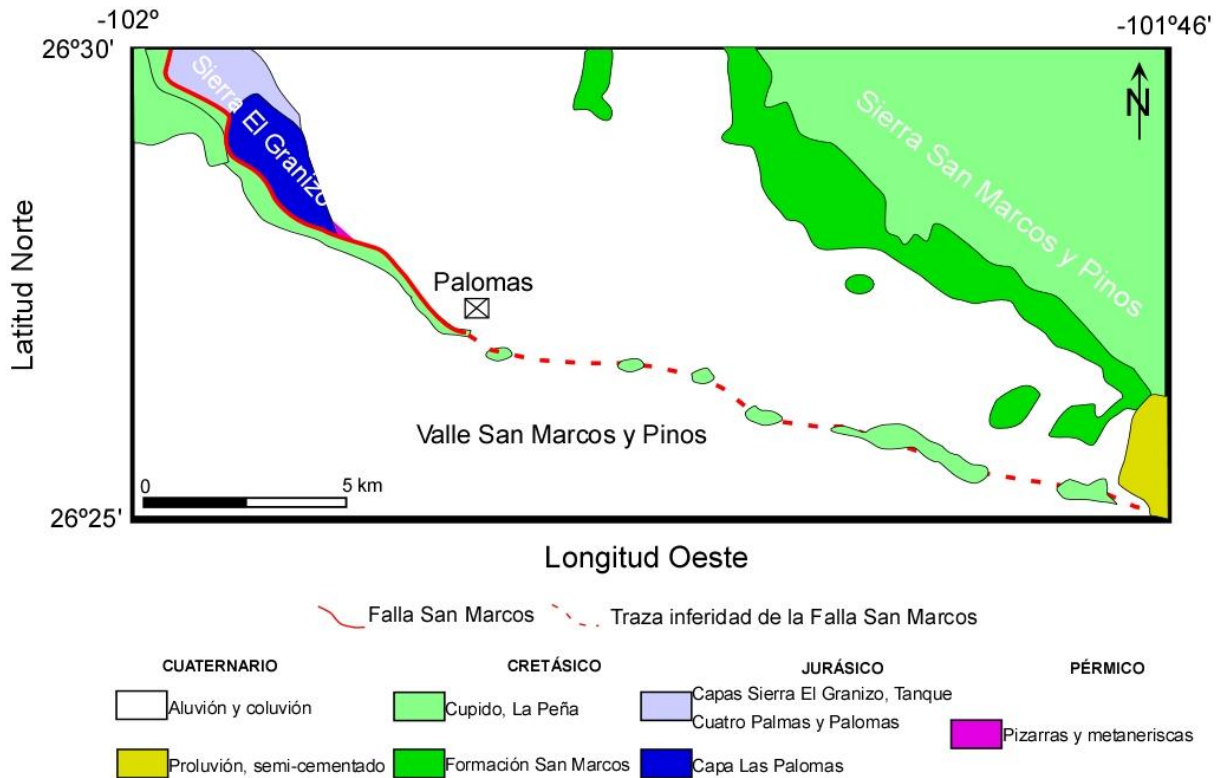


Figura 2.2 Mapa Geológico general del área de estudio (modificado de Arvizu Gutiérrez, 2006)

Después de la instauración de la FSM en el Jurásico Tardío (McKee *et al.*, 1990), ésta falla experimentó varias reactivaciones a lo largo del tiempo geológico, las cuales se encuentran registradas principalmente en afloramientos del Valle San Marcos, Sierra La Fragua, Sierra Mojada (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007), Campo Volcánico de Camargo (sinclinal Aguachile y La Herradura), y en la Sierra el Morrión en Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

De acuerdo a McKee *et al.* (1990), la primera reactivación predominantemente normal sucedió en el Cretácico Temprano durante el Neocomiano y fue interpretada como un ajuste isostático que depositó las rocas clásticas de la Formación San

Marcos, ésta formación se puede identificar a lo largo de toda la traza de la FSM, esta interpretación se debió a las diferencias con los paquetes pre-neocomianos depositados en el VSM, ya que la Formación San Marcos tiene depósitos de ambiente continental.

La Formación San Marcos consiste principalmente de areniscas inmaduras gruesas, cementadas por hematita, presenta además, estratos burdamente lenticulares interpretados como depósitos de canal con texturas de grano fino a medio; ésta Formación es predominantemente de planicie fluvial y aluvial; debido al cambio de ambiente de depósito de marino a continental que McKee *et al.* (1999) interpretaron como una reactivación de la FSM con componente normal importante a escala regional. Goldhammer (1999) y Eguiluz (2001) definieron un cambio eustático global que coincide con este evento.

Chávez-Cabello *et al.* (2007) por medio de análisis estructural en fallas encontradas en la Formación San Marcos también documentaron esta reactivación, estos autores encontraron además fallas que no cortan el contacto superior de la FSM, por lo que acortaron la edad de la reactivación al Neocomiano. Después de la depositación de la Formación San Marcos, siguió una trasgresión marina que llegó a cubrir a la Plataforma de Coahuila y se depositó la Formación Cupido y las secuencias subyacentes.

La Formación Cupido tiene un espesor aproximado de 50 m haciéndose más gruesa hacia el norte del área y está representada en facies lagunares de plataforma semi-restringida que incluye depósitos de *wackestone* y *packestone* peloides y esqueletal (Arvizu Gutiérrez, 2006).

La Formación La Peña se depositó en facies de cuenca en ambiente pelágico somero con aporte de terrígenos que tiene un alto contenido arcilloso; ésta Formación de acuerdo a Arvizu Gutiérrez (2006) aflora como estratos delgados calcáreas con intercalaciones de capas de lutitas y limolitas.

La segunda reactivación de la FSM ocurrió durante la orogenia Laramide en el Terciario Temprano (Padilla y Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984, 1990, 1999;

Chávez-Cabello *et al.*, 2007), pero la cual fue predominantemente inversa, ya que durante la orogenia Laramide reactivó fallas normales antiguas como fallas inversas de alto ángulo generando anticlinales tipo *drape* y está evidenciada por múltiples afloramientos a lo largo de la traza de esta falla (Chávez-Cabello *et al.* 2007), estos pliegues se originan durante la inversión de fallas de basamento (Harding, 1985; Buchanan y McClay, 1991); y pueden ser observadas de manera general en las sierras de La Fragua y San Marcos y Pinos, en donde se desarrolló un espacio muy estrecho en un flanco vertical, mientras que, el otro flanco tiene inclinaciones muy suaves y constituye la mayor parte de la estructura (Chávez-Cabello *et al.*, 2007).

Aranda-Gómez *et al.* (2005) mencionan que han ocurrido reactivaciones post-laramídicas en la región sureste del estado de Chihuahua; sin embargo, estas reactivaciones no son muy claras en el estado de Coahuila ya que no modificaron ampliamente el relieve en esta zona, de acuerdo a estos autores existen evidencias de por lo menos dos eventos de reactivación durante el Cenozoico tardío, siendo el más antiguo el que ocurrió entre el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (14-5 Ma), esta reactivación fue interpretada a partir de sincilinales suaves con inmersión hacia el sureste y orientados NNW, estos plegamientos se presentan en rocas volcánicas de entre ~32 y 14 Ma en el Campo Volcánico de Camargo, éstas estructuras se encuentran sobre la traza sepultada de la FSM en el sureste del estado de Chihuahua.

Los pliegues que se relacionan a los eventos de reactivación post-laramídicas, al parecer se generaron durante la actividad de la provincia de Cuencas y Sierras en el noreste de México y suroeste de Estados Unidos entre 14 y 5 Ma, el cual reactivó la FSM con un desplazamiento normal, con una componente lateral pequeña que produjo acortamiento en algunas regiones que dieron lugar a algunas estructuras aisladas que son congruentes con fallas laterales (anticlinales de Aguachile y La Herradura) en el noreste del Campo volcánico de Camargo en el estado de Chihuahua. Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Cervantes Corona (2005) propusieron que el anticlinal de Aguachile fue formado por reactivación de la extensión al NW de la

FSM y que produjo compresión local formando pliegues en una zona de *restraining bend* en una sección sepultada de la FSM.

Aranda-Gómez *et al.* (2005) sugieren que la cuarta reactivación sucedió en el Plioceno tardío (< 4.8 Ma), ya que ocurrió un cambio en la orientación de los esfuerzos regionales que causaron extensión en el noreste de México, ocasionando que el *restraining bend* en la falla se comportara como un *pull-apart*, favoreciendo el fallamiento normal y el ascenso de magmas basálticos plio-cuaternarios a través de fracturas o fallas pre-existentes en el campo volcánico de Camargo y que afectaron a los sinclinales de Aguachile y La Herradura.

Los dos últimos eventos de reactivación propuestos por Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2007) para el Cenozoico, parecen estar presentes sobre los segmentos de la FSM en Coahuila; sin embargo, aquí no afectan a rocas jóvenes por lo que no es posible establecer sus edades, aunque de acuerdo a Chávez-Cabello *et al.* (2007) existen algunas fallas normales menores que pudieran estar relacionadas con la reactivación tardía de la FSM, además de la existencia de vulcanismo máfico de tipo intraplaca de edad Plioceno-Cuaternario en el Cinturón Plegado de Coahuila, este vulcanismo se encuentra concentrado sobre discontinuidades en el basamento o fallas pre-existentes como lo es la FSM (Valdés Moreno, 2001) este evento es similar al ocurrido en el campo volcánico de Camargo propuesto por Aranda-Gómez *et al.* (2005); mientras que en el Bloque de Coahuila se encuentra el Campo Volcánico Las Coloradas; pero éste vulcanismo no está acompañado de fallamiento normal como está presente en el campo volcánico de Camargo en el estado de Chihuahua, pero al parecer al igual que el vulcanismo en el Cinturón plegado de Coahuila también fue canalizado a través de discontinuidades del basamento antiguas.

### 2.3 Formaciones del Noreste de México

En el noreste de México existen una gran variedad de rocas y formaciones geológicas, siendo las más antiguas del Precámbrico tardío y que se localizan en el

anticlinorio Huizachal-Peregrina a las cuales se les han interpretado como de edad Grenviliana (Garrison *et al.*, 1980; Woods *et al.*, 1991; Ramírez-Ramírez, 1992; Mickus y Montana, 1999) (Figura 2.3). Las diferencias tanto en edad, composición, grado de compactación, etc. entre las diferentes rocas juegan un papel importante en la propagación y amplificación del movimiento del suelo cuando ocurre un sismo, a este efecto se le conoce como efecto de sitio, el cual será tratado en el capítulo 5. De acuerdo a códigos internacionales de construcción (*The National Earthquake Hazard Reduction Program NEHRP*), los diferentes tipos de suelos y rocas pueden ser clasificados de acuerdo a su velocidad de propagación de ondas de corte para los primeros 30 metros del subsuelo ( $V_{s30}$ ).

Recientemente, Montalvo-Arrieta *et al.* (2005) realizaron una microzonación basada en velocidades de ondas de corte ( $V_{s30}$ ) en la región de Linares y Cavazos Tovar (2007) en el área metropolitana de Monterrey, N.L.; finalmente Ramos Zúñiga (2007) realizó la regionalización del estado de Nuevo León donde clasificó los diferentes suelos y rocas de acuerdo a  $V_{s30}$  creando así el primer mapa de caracterización regional del suelo de acuerdo al código de la NHERP en el noreste de México, y el cual sirve de base para el presente estudio, ya que en las ecuaciones de predicción es necesario incluir la velocidad de propagación de ondas de corte de las diferentes rocas que existen en el área de estudio, esto con el fin de determinar las intensidades sísmicas incluyen el efecto producido por las diferencias en las velocidades de propagación (efecto de sitio).

Como se mencionó anteriormente, las rocas más antiguas son del paleozoico, estas rocas se dividen en diferentes formaciones geológicas (Figura 2.3) que serán descritas a continuación.

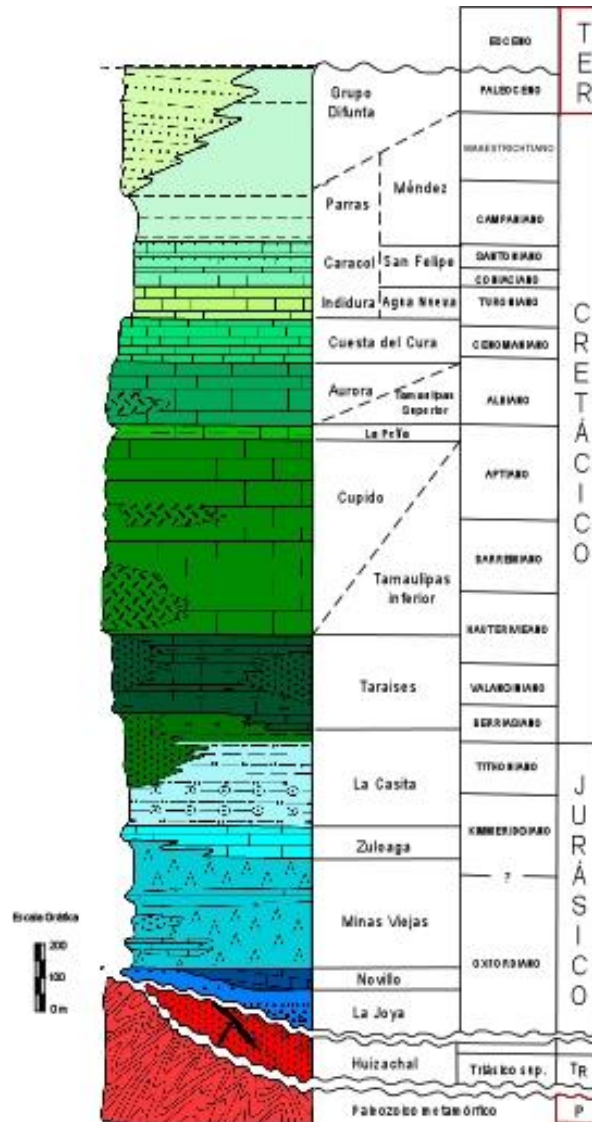


Figura 2.3 Columna estratigráfica general para el noreste de México (Michalzik, 1988)

### 2.3.1 Formación Esquisto Granjeno.

Esta formación rocosa está compuesta por dos secuencias, una metasedimentaria y otra metamagmática y se encuentra aflorando en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, al Noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961; Gursky, 1996). Las rocas de la secuencia metasedimentaria se formaron a partir de un metamorfismo de bajo grado de sedimentos parcialmente ricos en

arcillas, los cuales se depositaron en una cuenca profunda cerca de una fuente volcánica y donde la cantidad de sedimentos clásticos gruesos y carbonatos fue baja.

La secuencia metamagmática se formó a partir del metamorfismo de bajo grado de basaltos o gabros, los cuales aparecen en estrecha asociación con las metaultrabasitas y bien podrían representar intercalaciones dentro de una secuencia sedimentaria original. La edad del metamorfismo se asigna al Paleozoico Tardío (Castillo-Rodríguez, 1988).

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3000 m/s y de 2080 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### ***2.3.2 Formación Cañón de Caballeros (Silúrico).***

La Formación Cañón de Caballeros está compuesta por rocas de ambiente marino somero y con poco transporte (Gursky, 1996) y está compuesta principalmente por tres miembros, donde el inferior está formado de areniscas a conglomerados y arenitas volcánicas silíceas con un espesor de 6 m; el miembro intermedio está formado por grainstones brioclásticos con cuarzo poli y monocristalino conocido como caliza Santa Ana y tiene un espesor promedio de 2 metros; el miembro inferior está compuesto por limolitas, areniscas con gránulos volcánicos y tienen un espesor promedio de 100 metros (Gusky, 1996).

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3000 m/s y de 1840 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### ***2.3.3 Formación Vicente Guerrero (Mississípico Inferior).***

Esta formación tiene su localidad tipo en la margen derecha del Cañón de la Peregrina, en los alrededores del rancho Vicente Guerrero y tiene un espesor de 160

metros de areniscas y lutitas de color gris amarillento y oscuro (Carrillo-Bravo, 1961)

No se observa el contacto inferior de esta unidad, pero se asume discordante o por falla sobre la Formación Caballeros del Silúrico; en tanto que el superior, se interpreta disconcordante con la Formación Del Monte y la Formación Aserradero.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 4080 m/s y de 2560 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

#### **2.3.4 Formación Guacamaya (Pérmico Inferior).**

Ésta formación está compuesta de areniscas gradadas e interestratificadas con limolitas y lutitas además de areniscas volcanoclásticas y conglomerados y se ha calculado un espesor de al menos 1200 metros; sin embargo este espesor es aún incierto debido al alto grado de deformación que existe en esta unidad.

Las rocas de ésta formación conforman un flysch de agua profunda caracterizado por turbiditas dístales de grano fino, la presencia local de capas de grano grueso indica fuentes más proximales y de alta energía (Gursky, 1996).

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3910 m/s y de 2660 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

#### **2.3.5 Huizachal (Triásico)**

El término de Grupo Huizachal fue propuesto por Mixon *et al.* (1959), pero fue usado primero por Imlay *et al.* (1948) para describir una secuencia de capas rojas que afloran en el Valle de Huizachal, localizada a cerca de 22 km SSW de Cd. Victoria, Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1982) y que corresponden a un ambiente continental.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 2610 m/s y de 1540 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo B.

### **2.3.6 Formación Minas Viejas (Calloviano-Oxfordiano).**

Esta Formación fue definida por Humprey y Díaz (1954) en la Sierra de Minas Viejas en el estado de Nuevo León; la localidad tipo se encuentra dentro del anticlinal Minas Viejas, en donde aflora una secuencia de evaporitas (anhidrita, yeso, halita, etc.,) con aisladas intercalaciones de caliza, lutita y arenisca, esta Formación, dentro del estado de Nuevo León sobreyace discordante a los lechos rojos de la Formación Huizachal (Triásico Superior-Jurásico Inferior; aflora en las localidades de Galeana y Aramberri; Götte, 1990). Por otro lado, las evaporitas Minas Viejas subyacen concordantemente a la caliza de la Formación Zuloaga (Götte, 1990).

El yeso de esta Formación fue identificado intrusionando a la caliza de la Formación Zuloaga, a través de una falla que corta el eje del anticlinal Los Muertos (Michalzik, 1988). El depósito de evaporitas en el área Pablillo-Galeana-Rayones, Michalzik (1987) lo atribuye a un sistema complejo de sabkha/laguna con desarrollo de múltiples ciclos tipo “*shoaling cycle*”; con base en la sucesión de facies interpreta una secuencia somera para el área central y sur de la Curvatura de Monterrey y una secuencia de cuenca profunda para el área al norte del corredor Saltillo-Monterrey.

La edad para ésta formación no ha sido asignada con exactitud; sin embargo, con base a la posición estratigráfica que guarda, Götte (1990) le asigna una edad del Calloviano al Oxfordiano.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 2500 m/s y de 1510 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo B.

### **2.3.7 Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmeridgiano).**

Esta Formación fue definida formalmente por Imlay (1938) en la Sierra de Sombrerete, localidad al norte de Melchor Ocampo, Zacatecas, la cual está compuesta por calizas de estratificación delgada a mediana, con horizontes oolíticos. En el estado de Nuevo León, el espesor de esta unidad es desconocida, debido a que la base de la formación no está expuesta en ningún afloramiento (Padilla y Sánchez, 1982). Michalzik (1988) estima un espesor promedio de 88 m para esta Formación dentro de la Curvatura de Monterrey. La edad de ésta formación es una controversia debido a la escases de fósiles. Imlay (1943) le asignó una edad del Oxfordiano.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3000 m/s y de 1760 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.8 Formación La Casita (Kimmeridgiano-Berriasiano Inferior).**

Esta Formación fue definida por Imlay (1936) para una secuencia de lutitas negras fosilíferas, calizas, areniscas conglomeráticas y calizas intercaladas. Su localidad tipo se encuentra en el cañón La Casita, localizado a 16 km. al sur de General Cepeda, Coahuila y 50 km al suroeste de Saltillo, Coahuila. Con este nombre se identificó a una secuencia compuesta de lutita negra fosilífera, arenisca, arenisca conglomerática y caliza intercalada.

Chávez Cabello (1996) reporta dos miembros rocosos correspondientes a la Formación La Casita dentro del Anticlinal de San Blás en la Curvatura de Monterrey, un miembro inferior constituido por lutita, lutita limosa a arenosa, caliza con alto contenido de lutita, concreciones calcáreas ricas en pelecípodos y amonites, hacia la parte inferior del miembro; este miembro fue denominado por Vokes (1963) como lutita Muralla.

El segundo miembro fue denominado por Vokes (1963) como arenisca San Pablo y se caracteriza por presentar arenisca color café oscuro, con escasos lentes

de conglomerado fino y horizontes de arenas; además de contener abundantes granos de cuarzo y calcita con espesores desde milímetros hasta centímetros.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 2850 m/s y de 1513 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo B.

### **2.3.9 Formación Taraises (Berriasiano-Valanginiano).**

Formación definida por Imlay (1936) en el cañón de Taraises, en el Oeste de la Sierra de Parras, Coahuila; para una secuencia de cerca de 70 metros de capas delgadas de calizas con intercalaciones de lutitas.

Ésta unidad está conformada de dos miembros, el miembro inferior presenta caliza arcillosa de color gris oscuro que intemperiza a gris amarillento en estratos de 20-60 cm de espesor; el miembro superior consta de caliza arcillosa delgada de color negro interestratificadas con lutita calcárea gris claro y caliza nodular, intemperiza a pardo claro y rojizo, es poco competente a la erosión y forma valles y puertos suaves, así como pequeñas lomas redondeadas.

El espesor de la Formación Taraises varía de 135-500 m, aumentando hacia el sureste del depocentro de la Formación La Casita (Goldhammer, 1999). La edad de la Formación Taraises ha sido confirmada en años recientes para el tiempo del Berriasiano al Hauteriviano Inferior por Padilla y Sánchez (1982); Michalzik (1988), López Oliva (1989) y Götte (1990), concluyen una edad de Berriasiano Inferior al Valanginiano Superior.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3320 m/s y de 2100 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.10 Formación Cupido/Tamaulipas Inferior (Hauteriviano-Barremiano).**

La Formación Cupido fue definida por Imlay (1937) en la parte Norte el cañón el Mimbres, que se localiza en la parte media de la Sierra de Parras, Coahuila; identificó con este nombre a una secuencia de 300 m de caliza gruesa de color gris y sin contenido fosilífero. De acuerdo a Padilla y Sánchez (1982) ésta en el noreste de México presenta variaciones de espesor desde 300 a 1000 m, asumiendo la causa a cambios de facies arrecifales, de talud de plataforma asociada a arrecife y de cuenca para esta Formación.

La edad para ésta Formación es del Hauteriviano Superior al Aptiano. Padilla y Sánchez (1982) indica una edad del Hauteriviano Superior al Aptiano Inferior, mientras que Michalzik (1988) y López Oliva (1989) concluyen un rango de edad del Hauteriviano Superior a Aptiano Inferior.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 4100 m/s y de 3440 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.11 Formación La Peña (Aptiano Superior).**

Formación definida por Imlay (1936) en el Oeste de la Sierra de Parras, Coahuila, la localidad tipo fue asignada en el norte del el Cañón el Mimbres, en la Sierra de Taraises cerca de la Hacienda La Peña y fue redefinida por Humphrey (1949) en el área de la Sierra Los Muertos. Ésta formación se constituye de caliza arcillosa y lutita rica en amonites, ambas capas con estratificación delgada a laminar.

El espesor de la Formación La Peña varía dependiendo del relieve de la subyacente Formación Cupido de pocos metros hasta 200 metros, el espesor es más delgado sobre el margen de plataforma y es más grueso en el área de cuenca (Tinker, 1982 en Goldhammer, 1999).

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 2000 m/s y de 1630 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.12 Formación Aurora/Tamaulipas Superior (Albiano Inferior y Medio).**

Esta formación fue nombrada por Stephenson (1921, en Muir, 1936). Muir (1936) la describió y definió en el cañón de La Borrega, localidad a 75 km al suroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas, el termino de Tamaulipas Superior fue publicado por Belt (1925) en una descripción muy general y sin asignar una localidad tipo (Padilla y Sánchez, 1982). De acuerdo a Muir (1936) la localidad tipo consiste de dos miembros: caliza Tamaulipas Inferior y caliza Tamaulipas Superior, separadas por un intervalo de poco espesor de caliza delgada de color negro al cual llamó horizonte Otates, ahora llamado Formación Otates, y midió una sección de 134 m de espesor. La unidad inferior consta de 93 m de espesor, compuesta por caliza gris a gris claro, de aspecto masivo, con presencia de estilólitas y nódulos de pedernal color gris. En tanto que la unidad superior consiste de un espesor de 43 m, compuesta por caliza delgada de estratificación irregular con lentes de pedernal negro.

Posteriormente, Díaz (1953) correlacionó la unidad superior con la Formación Cuesta del Cura y recomienda el uso del nombre Formación Tamaulipas Superior solamente para los 93 m de la unidad inferior descrita por Muir (1936). Esta Formación es el equivalente de cuenca de la Formación Aurora y se depositó en el noreste de México en un ambiente de cuenca afuera de la rampa de ángulo bajo alrededor de la Isla de Coahuila, donde se depositó la Formación Aurora.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 4000 m/s y de 2330 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.13 Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior - Cenomaniano Inferior)**

Esta Formación fue definida por Imlay (1936) en la margen oeste de la Sierra de Parras, Coahuila a cerca de 6.4 km al oeste de la villa de Parras, Coahuila. En la localidad tipo se describe una secuencia de 80 m de caliza compacta de color gris oscuro a negro y de estratificación delgada; dentro de sus características resaltan su estratificación ondulosa acompañada de lentes, capas y nódulos de pedernal oscuro; sobreyace de manera concordante a la Formación Aurora y subyace a la Formación Agua Nueva o Indidura, el espesor de esta Formación varía dentro de la SMO entre 65 y 250 m (Padilla y Sánchez, 1982).

La edad para ésta formación se le ha asignado como del Albiano-Cenomaniano (López Ramos, 1980). Sin embargo, Stinnesbeck (1992) sugiere una edad del Albiano Superior al Cenomaniano Inferior.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3238 m/s y de 1770 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.14 Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior-Turoniano).**

Stephenson (1921; en Muir, 1936) separó a la Formación Agua Nueva de rocas de la Formación San Felipe. La localidad tipo se encuentra en el cañón La Borrega, en el flanco oeste de la Sierra de Tamaulipas cerca de 25 km al este de la estación de ferrocarril Forlon y consiste de una secuencia de casi 100 m de caliza intercalada con lutita carbonosa de color negro; López-Ramos (1980) le asignó una edad del Turoniano.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3386 m/s y de 2152 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.15 Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano).**

Jeffreys (1910 en Muir, 1936) empleó por primera vez el nombre de Formación San Felipe y fue formalmente descrita por Muir (1936), quien describió una sección incompleta de calizas y lutitas de edad del Coniaciano-Santoniano la localidad San Felipe, 4 km al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí.

A esta Formación se le asigna una edad del Coniaciano al Santoniano (López Ramos, 1980). Sin embargo, Seibertz (1988) menciona una edad del Turoniano Medio al Superior, estimación realizada por estudios sobre inocerámidos.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3665 m/s y de 2381 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.16 Formación Méndez (Campaniano- Maastrichtiano).**

Esta formación fue descrita primeramente por Jeffreys (1910; en Muir, 1936) en una afloramiento de 300 m al este de la estación de ferrocarril Méndez y la describe como una serie monótona de lutita que descansa concordantemente sobre la Formación San Felipe, a 300 m al este de la estación Méndez, en el km 629.3 del ferrocarril San Luis Potosí—Tampico.

En la localidad tipo consiste de lutita limosa de diferentes colores (gris oscuro, azul, negro marrón y rojizo oscuro). De acuerdo a Padilla y Sánchez (1982) en el estado de Nuevo León la describe como una secuencia de lutita y marga marrón oscuro a claro, presentando generalmente una estratificación delgada a laminar. Además, en algunos afloramientos se ha observado arenisca y caliza arcillosa intercalada con lutita hacia el techo de esta Formación.

El espesor de la Formación Méndez es bastante variable, dentro de la SMO, Díaz (1951) considera un espesor mayor a 550 m, mientras que en el frente de la SMO se han medido los espesores más gruesos, aproximadamente 1900 m. Esta

Formación se depositó antes de la regresión marina, donde hubo un aporte de material arcillosos bastante considerable (Meiburg, 1987).

La Formación Méndez está situada en el intervalo de edad Campaniano-Maastrichtiano por López Ramos (1980), mientras que Seibertz (1988) menciona que la base de esta unidad corresponde al Coniaciano.

En cuanto a las velocidades de ondas sísmicas, Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad de ondas compresionales de 3195 m/s y de 2149 m/s para ondas de corte y de acuerdo a la NEHRP lo clasificó como un suelo tipo A.

### **2.3.17 Sedimentos recientes (Cuaternario)**

A diferencia de la geología Pre-Cuaternaria que ha sido muy estudiada con numerosos trabajos y resultados claros, los sedimentos recientes en el noreste de México que corresponde a la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo de México han no han sido muy estudiados (Ruiz y Werner, 1997).

La mayoría de esta planicie está cubierta de grandes terrazas fluviales que se originan en las bocas de los cañones de la Sierra Madre Oriental, y otras provenientes de ríos tributarios que vienen desde la Sierra de San Carlos (Ruiz y Werner, 1997).

Los valles de la Sierra Madre Oriental contienen abundantes sedimentos lacustres y fluviales que van desde el Plioceno hasta el presente (Ruiz y Werner, 1997). De manera general, las unidades cuaternarias se componen de sedimentos erosionados y depositados posteriormente a lo largo y ancho del noreste de México. Los depósitos aluviales provenientes de los materiales erosionados fueron distribuidos por ríos o arroyos existentes en el área.

Estudios recientes (Quintanilla López, 2005; Cavazos Tovar, 2007) en el noreste de México determinaron que para la región de Linares y Monterrey los suelos recientes tienen velocidades de onda compresionales promedio de 338 m/s y 433 m/s respectivamente y de 221 m/s y 268 m/s para ondas de corte respectivamente.

Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad promedio para los suelos recientes del noreste de México de 270 m/s para ondas compresionales y de 180 m/s para ondas de corte.

En cuanto al aluvión del Cuaternario, Quintanilla López (2005) reporta para la región de Linares, Nuevo León, una velocidad de ondas compresionales promedio de 957 m/s y de 559 m/s para ondas de corte y Cavazos Tovar (2008) reporta una velocidad de ondas compresionales promedio de 1064 m/s y 632 para ondas de corte para el aluvión del Cuaternario del área metropolitana de Monterrey, N.L. Ramos Zúñiga (2007) reporta una velocidad promedio para el aluvión del cuaternario del noreste de México de 957 m/s para ondas compresionales y de 559 m/s para ondas de corte.

## CAPÍTULO 3. EL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

### 3.1 Introducción

La primera parte del presente trabajo consta de un estudio gravimétrico que se realizó en el área del Ejido Las Palomas, Coahuila. El equipo utilizado corresponde a un gravímetro CG5 de Scintrex (Figura 3.1) con el que se tomaron datos a lo largo de cinco líneas perpendiculares a la traza principal de la FSM.



Figura 3.1 Equipo gravimétrico CG5 de Scintrex

El método gravimétrico detecta variaciones en densidad tanto de los material superficial como de cuerpos profundos, esto se realiza por medio de mediciones gravimétricas en la superficie y se analizan las diferencias en los valores registrados (Burger, 1992).

Un factor que afecta la exploración gravimétrica es la complejidad de la superficie, ya que todos los materiales en cualquier área de medición afectan los valores de gravedad, por lo que los efectos de los cuerpos que no son de interés deben ser eliminados para dejar los valores que son de interés en el estudio (Burger, 1992).

### 3.2 Aceleración Gravitacional

La Ley de la Gravitación Universal de Newton establece que hay una fuerza de atracción  $F$  entre dos partículas con masas  $m_1$  y  $m_2$  separadas por una distancia  $r$  la cual es representada por la siguiente relación:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

Donde  $G$  es la constante de gravitación universal. El valor de  $G$  fue primero determinado en 1798 por Lord Cavendish; el valor actual, el cual fue determinado en 1942, es igual a:

$$6.6732 \times 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2 / \text{kg}^2 \quad \text{en unidades SI}$$

ó

$$6.6732 \times 10^{-8} \text{ dyn} \cdot \text{cm}^2 / \text{g}^2 \quad \text{en unidades cgs}$$

Si nosotros asumimos que la Tierra es esférica, entonces la fuerza ejercida por la Tierra en un cuerpo esférico con masa  $m$  resultante en la superficie de la tierra es:

$$F = G \frac{mM}{R^2} \quad (3.2)$$

Donde  $M$  es la masa de la tierra y  $R$  es el radio de la tierra. Esto también asume que la densidad varía solamente con la distancia desde el centro de la tierra (sólo si la Tierra fuera simétricamente esférica) y que  $R$  es mucho más grande comparado con el tamaño del objeto.

La fuerza es también dada por la segunda ley de Newton de movimiento, la cual establece que:

$$F = ma \quad (3.3)$$

Donde  $a$  es la aceleración. Si nosotros definimos  $g$  como la aceleración gravitacional, entonces cuando la aceleración es causada solamente por la atracción gravitacional de la tierra, podemos escribir:

$$F = mg = G \frac{mM}{R^2} \quad (3.4)$$

y

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (3.5)$$

El valor de  $g$  es expresado en  $m/s^2$  (SI) o  $cm/s^2$  (cgs). En geofísica la unidad que se usa para la aceleración gravitacional es el Gal (en honor a Galileo), el cual es  $1 \text{ cm/s}^2$ . Pero como las variaciones en la aceleración gravitacional  $g$  en la cual la geofísica está interesada son muy pequeñas, a menudo se utiliza la unidad en miligal ( $1 \text{ mGal} = 0.001 \text{ Gal}$ ). La unidad de gravedad  $gu$  es a menudo utilizada en lugar de los mGal y es igual a  $0.000001 \text{ m/s}^2$ , lo cual es  $0.1 \text{ mGal}$ .

### 3.3 Correcciones Gravimétricas

Si la tierra fuera simétricamente esférica y no rotara, entonces la gravedad debido a la masa de la tierra sería la misma en cualquier parte de la superficie. Pero como esto no es real, entonces es esencial identificar las razones por las cuales la gravedad varía y, por consecuencia, debemos corregir los valores tomados en campo. Un factor claro es la posición en la superficie de la tierra, ya que el valor absoluto de gravedad en el ecuador es  $978 \text{ Gal}$  y en los polos es de  $983.2 \text{ Gal}$  (Burger, 1992).

Las correcciones gravimétricas han sido aplicadas para calcular el valor teórico de la gravedad en referencia al elipsoide [El elipsoide usado internacionalmente para dichas correcciones es el de 1967 (GRS67 Sistema de Referencia Geodésica)], o para acercar el valor teórico a la elevación de la medida, antes de que éste sea sustraído.

Hoy como en el pasado, las elevaciones de las estaciones de medidas gravimétricas son determinadas usando como referencia la superficie del nivel del mar o al geoide local (LaFehr, 1991).

Cuando se toman los datos gravimétricos en campo, estos datos se ven afectados por diferentes factores como: la deriva del instrumento, el efecto de las mareas (el cual en algunos gravímetros es corregido automáticamente) y la variación de  $g$  con la latitud.

Las observaciones de gravedad en una estación requieren tener conocimiento del tiempo de medida, el índice de la deriva y el valor absoluto de la gravedad en la estación base utilizando medidas relativas de la gravedad, además en las reducciones básicas de los datos se requiere tener conocimiento de la latitud de la estación para calcular la gravedad teórica en el elipsoide.

Para llegar a un valor de gravedad teórica se deben de realizar una serie de reducciones o correcciones a los datos gravimétricos de campo, dichas correcciones serán descritas a continuación:

### **3.3.1 Corrección por deriva**

Los gravímetros cambian su valor nulo gradualmente con el tiempo, es decir, que si se efectúan varias medidas sobre una misma estación, se obtienen valores de tiempo un poco distintos. Sin embargo, los instrumentos modernos tienen muy poca deriva (Telford *et al.*, 1990).

La corrección por deriva se efectúa volviendo a tomar la lectura de algunas estaciones. El tiempo máximo entre la repetición de las lecturas, depende de la exactitud deseada, usualmente es de 3 o 4 horas.

La corrección por deriva en campo se realiza de la siguiente manera:

1. Se debe tomar la lectura de gravedad ( $g_1$ ) y su tiempo respectivo ( $t_1$ ) en una estación gravimétrica de gravedad absoluta conocida; (para el

presente estudio se tomo la estación gravimétrica de valor absoluto que se encuentra en la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL).

2. En campo, se debe establecer una estación base local EBL, y se prosigue con la segunda lectura ( $g_2$ ) y su tiempo respectivo ( $t_2$ ). La EBL es la misma para todos los perfiles en campo.
3. El aparato se mueve hacia el área de estudio, y se toma la lectura de gravedad en los diferentes perfiles que se vayan a realizar.

Este procedimiento es el mismo para todos los perfiles, o para cada día de trabajo.

Cuando se concluyen las mediciones en campo, se debe tomar nuevamente la lectura ( $g_f$ ) con su tiempo ( $t_f$ ) en la estación conocida de gravedad absoluta.

De forma matemática, la relación anterior se puede expresar de la siguiente manera:

$$C_D = \frac{g_f - g_1}{t_f - t_1} \text{ mGal/min} \quad (3.6)$$

$$g_{2\_corr} = g_2 \pm C_D(t_2 - t_1) \text{ mGal}$$

$$g_{f\_corr} = g_f \pm C_D(t_f - t_1) \text{ mGal} \quad (3.7)$$

Donde  $CD$  es el factor de la deriva,  $g_1$  y  $g_f$  es la gravedad observada en la primera y última estación gravimétrica,  $t_1$  y  $t_f$  son los tiempos correspondientes a la primera y última estación gravimétrica, y son los valores de la gravedad corregidos. Una vez realizada esta corrección se obtiene la gravedad observada para cada estación gravimétrica y es expresada de la siguiente manera:

$$g_{obs} = G_{BASE} + g_{n\_corr} - g_{BASE} \quad (3.8)$$

Donde  $G_{BASE}$  es la gravedad absoluta en la estación gravimétrica conocida,  $g_{n\_corr}$  es el valor corregido de cada lectura y  $g_{BASE}$  es la lectura de gravedad ( $g_2$ ) tomada en la EBL.

### 3.3.2 Corrección por efecto de la Latitud

La rotación de la tierra produce una fuerza centrífuga que actúa en dirección opuesta a la gravedad, y por consecuencia disminuye el valor real de  $g$ . El efecto de esta fuerza centrífuga es mayor en el ecuador y disminuye a cero en los polos del eje de rotación de la tierra. Como una consecuencia el valor de la aceleración de la gravedad varía de 978,000 mGal en el ecuador a 983,000 mGal en los polos (Sheriff, 2002).

Si se supone que la tierra está formada por capas homogéneas concéntricas y la fuerza de gravedad y la fuerza centrífuga actúan sobre ella, la forma que tomaría ésta sería de una superficie ideal esférica llamada elipsoide normal, que se encuentra cerca del nivel del mar (geoide).

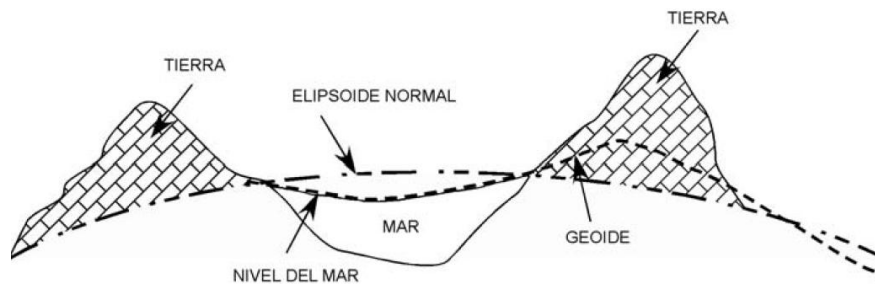


Figura 3.2 Posición de referencia del geoide con respecto al elipsoide normal.

Como se puede observar en la (Figura 3.2), el elipsoide normal no coincide con el geoide, por lo que es necesario hacer la corrección de la posición del elipsoide con respecto al geoide (Burguer, 1992).

Las fórmulas para corregir la posición del elipsoide normal con respecto al geoide en estudios gravimétricos fueron adoptadas por el Sistema de Referencia Geodésica (GRS) en los siguientes años:

En 1930: GRS 30:

$$g_t = 978049(1 + 0.0052884\text{sen}^2\varphi - 0.0000059\text{sen}^2\varphi)mGal \quad (3.9)$$

En 1967: GRS 67

$$g_t = 978031(1 + 0.0053024\text{sen}^2\varphi - 0.0000059\text{sen}^2\varphi)mGal \quad (3.10)$$

En 1980: GRS 80

$$g_t = \left[ \frac{1+0.00193185138639 \text{ sen}^2\varphi}{\sqrt{1+0.00669437999013 \text{ sen}^2\varphi}} \right] mGal \quad (3.11)$$

Donde  $g_t$  es la gravedad teórica y  $\varphi$  es la latitud.

### 3.3.3 Corrección por Altura o Aire Libre

Las correcciones por aire libre corrigen el decremento de la gravedad con la altura, resultado del incremento de la distancia del centro de la Tierra, de acuerdo a las leyes de Newton (Kearey y Brooks, 1991).

Las correcciones por aire libre, requieren tener conocimiento del gradiente estándar de gravedad, así como también la elevación de cada estación gravimétrica y no toman en cuenta la materia entre la estación y el datum (Hinze *et al.*, 2005). Por consiguiente, la corrección por aire libre es expresada de la siguiente manera.

$$\delta_{AL} = 0.3086h \quad (3.12)$$

Donde AL es la corrección por aire libre, 0.3086 es el gradiente estándar de la gravedad y h es la elevación de la estación gravimétrica sobre el nivel del mar.

Con base a que la gravedad disminuye 0.3086 Gal por cada metro sobre el nivel del mar, la AL es sumada a la gravedad observada y la AL es restada, cuando la elevación del punto de observación está por debajo del nivel del mar (Telford *et al.*, 1990).

### 3.3.4 Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción gravitacional de la masa rocosa que existe entre la estación y el datum. Esta corrección es dada en metros, y comúnmente es calculada asumiendo que la capa de masa rocosa que se encuentra entre el datum y la estación, puede ser representada por una capa infinita horizontal (Hinze *et al.*, 2005) con la siguiente ecuación:

$$\delta_B = 2\pi G\sigma h = (4.193 * 10^{-5})\sigma h \quad (3.13)$$

Donde  $\delta_B$  es la corrección de Bouguer,  $G$  es la constante de Gravitación Universal ( $6.673 \pm 0.007 * 10^{-11} \text{N}\cdot\text{m}^2/\text{kg}^2$ ) (Mohr y Taylor, 2001). La  $\sigma$  es la densidad de la capa horizontal en  $\text{g}/\text{cm}^3$  y  $h$  es la altura con respecto al nivel del mar, la cual está dada en metros. El signo negativo es debido a que las mediciones son hechas sobre el nivel del mar.

Las densidades que se utilizan para el cálculo de la corrección de Bouguer dependen del material de la capa esférica. En exploraciones locales, el valor de la densidad, es determinado por el material geológico que se encuentra entre la estación y el datum. En estudios regionales son de  $2.670 \text{ g}/\text{cm}^3$  para tierra sólida (Chapin, 1996; Hinze *et al.* 2005),  $1.027 \text{ g}/\text{cm}^3$  para el agua de mar,  $1,000 \text{ g}/\text{cm}^3$  para el agua dulce y  $0.917 \text{ g}/\text{cm}^3$  para el hielo. La densidad por lo general es determinada por mediciones en pozos; sin embargo, en el área de estudio estos valores no están disponibles, por lo que en el presente estudió la densidad fue calculada a través del Método de Nettleton el cual será descrito en el siguiente capítulo.

## CAPÍTULO 4. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO EN LA FALLA SAN MARCOS, COAHUILA

### 4.1 Introducción

El estudio gravimétrico en la FSM fue realizado en el Ejido Las Palomas, municipio de Cuatrociénegas Coahuila (Figura 4.1) donde de acuerdo a diferentes autores (Mckee *et al.*, 1984, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007) existe evidencia de la existencia de la FSM, a partir de información estratigráfica y estructural en la Sierra El Granizo y Sierra San Marcos y Pinos; por lo que el propósito de este estudio fue delimitar la zona de falla en el Valle San Marcos, donde estos autores han inferido la traza de la FSM debido a que no existe evidencia de ella.

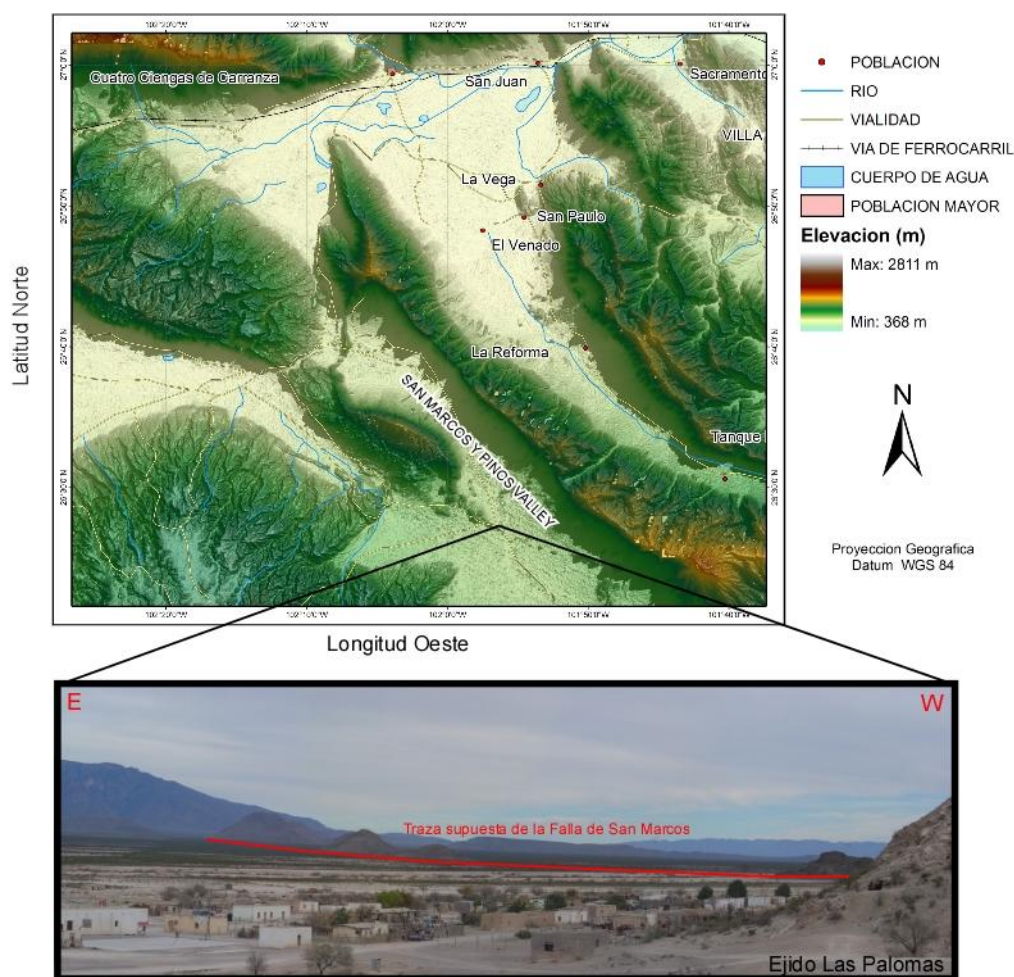


Figura 4.1 Localización y Vista panorámica del Ejido Las Palomas, Coahuila, donde se muestra la traza de la FSM.

Para la realización de este estudio se hizo el levantamiento gravimétrico de 149 estaciones distribuidas en cinco perfiles ortogonales a la FSM (Figura 4.2) a los cuáles se le aplicaron las distintas correcciones gravimétricas y se hicieron algunas rutinas de procesado para poder llegar al resultado final. Cabe mencionar que el área de estudio no existe información previa (registro de pozos, espesores u otros métodos geofísicos aplicados), por lo que esta investigación es la primera en su tipo, la cual permitirá presentar los primeros resultados de la caracterización de la FSM en sedimentos cuaternario.

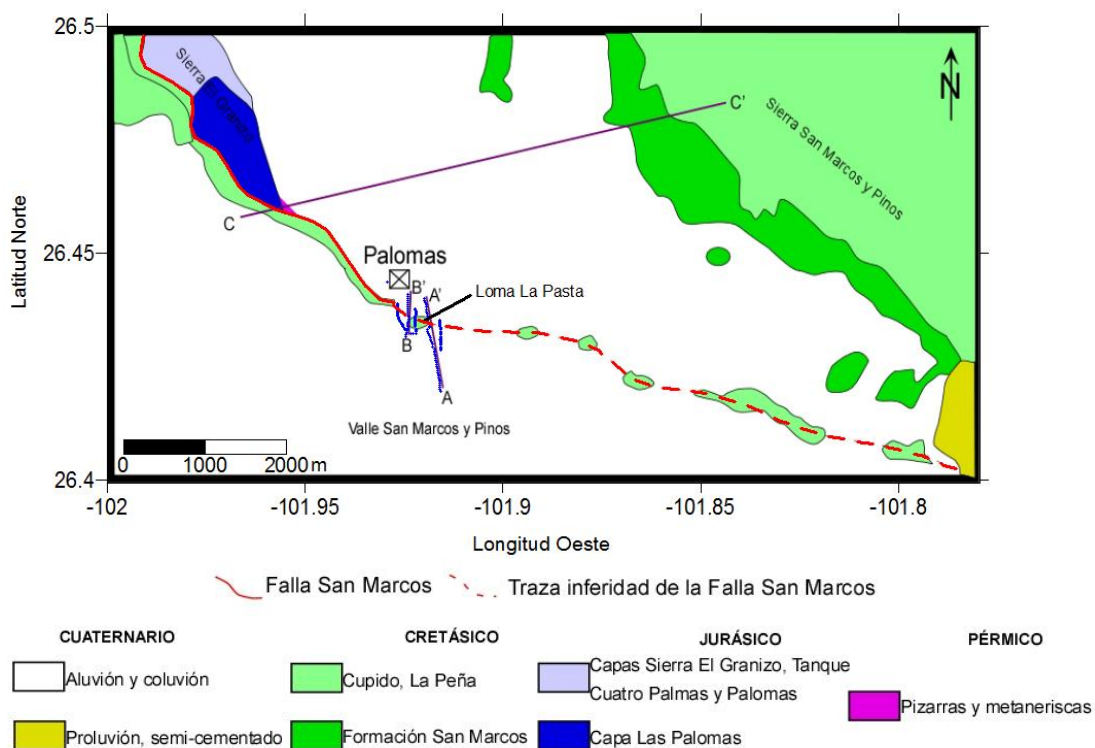


Figura 4.2 Mapa geológico del área de Palomas que muestra la distribución de las estaciones gravimétricas (puntos azules) así como la ubicación de los modelos gravimétricos realizados (A-A' y B-B'), y del modelo geológico realizado por McKee et al. (1990) (C-C') (Modificado de Arvizu Gutiérrez, 2006).

Debido a la falta de información (geofísica y/o geológica) que ayudara a los resultados e interpretaciones gravimétricas, se recurrió al método de Nettleton para calcular las diferentes densidades de los materiales que se encuentran en el área de estudio.

## 4.2 Método para estimar las densidades de las rocas

Al momento de realizar un estudio gravimétrico, es necesario conocer las densidades de los materiales que se encuentra el área de estudio. El mejor método para estimar la densidad, es por medio de pruebas de laboratorios con muestras y sedimentos del área estudiada; sin embargo, en muchos casos esto no es posible, por lo que se debe recurrir a otros métodos para conocer la densidad.

Muchas investigaciones gravimétricas seleccionan una densidad de 2.67 g/cm<sup>3</sup> para el basamento geológico al momento de realizar una interpretación gravimétrica, ya que este es el valor promedio para la corteza (Chapin, 1996; Hinze, 2005). El valor de la densidad es necesario al realizar la corrección de Bouguer (ecuación 4.1), y así poder producir un mapa regional de gravedad.

Existen distintas maneras de calcular la densidad, una de ellas es a través de velocidades sísmicas, a través de la siguiente ecuación (Gardner *et al.*, 1974):

$$\rho = \varepsilon V^{1/4} \quad (4.1)$$

Donde  $\rho$  es la densidad en g/cm<sup>3</sup>,  $\varepsilon$  es una constante igual a 0.31 y  $V$  es la velocidad de ondas  $P$  en m/s.

Sin embargo, cuando las velocidades de ondas sísmicas no están disponibles, o no se han realizado estudios sísmicos en el área de estudio, se pueden realizar otras técnicas, tanto de campo como en laboratorio, para estimar las densidades de las rocas (p.e. medición de la densidad en el subsuelo, gravimétricos de pozo, método de Parasnis y método de Nettleton) (Telford *et al.*, 1990).

El método desarrollado por Nettleton (1939) es una buena herramienta para determinar densidades de materiales cercanos a la superficie. Nettleton (1939) reconoció un factor que afecta la anomalía de Bouguer; si en un área, la densidad es homogénea, la variación de la anomalía de Bouguer no debe tener variaciones. Por lo que este autor después propuso un método en el cual las estaciones gravimétricas deben ser establecidas en perfiles que crucen un rasgo topográfico abrupto (que

tenga cambio en la elevación de unas cuantas decenas de metros), ya que el efecto topográfico minimiza el error que debe ser encontrado en las correcciones por terreno; además de que la presencia de rasgos topográficos abruptos es necesario para acentuar los valores de densidad incorrectos escogidas para la evaluación. El perfil gravimétrico debe ser establecido a través de un cuerpo homogéneo de rocas que es mucho más grande que la longitud del perfil, y debe ser paralelo a la dirección regional de la anomalía de Bouguer, es decir, perpendicular al gradiente regional de gravedad (Nettelton, 1939)

La Figura 4.3 se muestran las gráficas resultantes del método de Nettleton para el perfil 5, el cual fue realizado sobre la loma La Pasta que se encuentra ubicada en el área de estudio (Figura 4.2, Figura 4.16), para realizar este experimento, se eligieron densidades que variaban desde  $1.7 \text{ g/cm}^3$  a  $2.7 \text{ g/cm}^3$ , debido a que los valores promedio de las rocas sedimentarias varían desde  $1.2 \text{ g/cm}^3$  a  $2.9 \text{ g/cm}^3$ , y sabemos que en el área de estudio existen rocas sedimentarias, además de los sedimentos del Cuaternario (limos y arcillas). En esta figura se puede observar que la gráfica correspondiente para la densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  es la que menor curvatura presenta, por lo que se decidió usar esta densidad para el cálculo de la anomalía de Boguer para el área de estudio.

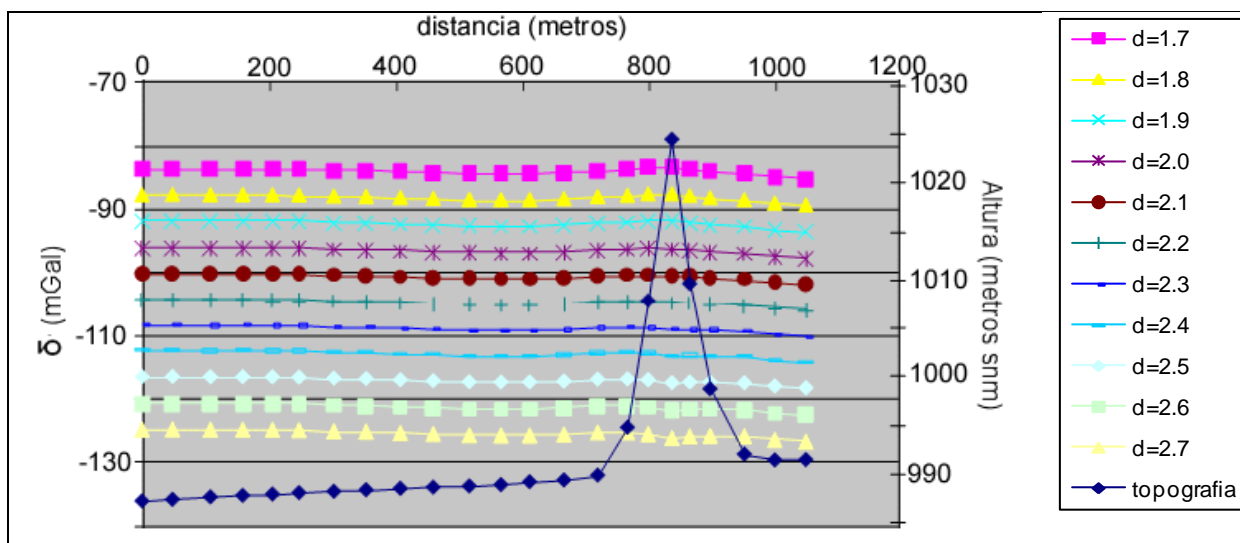


Figura 4.3 Gráfica que muestra la correlación entre las anomalías de Bouguer calculadas con diferentes densidades y la topografía en el perfil 5 a través del método de Nettleton.

### 4.3 Procesado e interpretación de los datos gravimétricos

Una vez que se han realizados todas las correcciones gravimétricas, se hace el procesado de los datos, esto con el fin de resaltar o mejorar el resultado de las anomalías y así poder identificar lo que andamos buscando, en este caso, detectar la FSM. Una anomalía de gravedad se define como la variación de los valores medidos de la gravedad con respecto a la gravedad normal después de haber aplicado las correcciones necesarias (Griem y Griem-Kleen, 1999). Al realizar todos los procesos necesarios (filtrado, derivadas, etc.), se procede a la interpretación de los resultados. Las interpretaciones gravimétricas se hacen a través de las anomalías calculadas a partir de los datos de campo, los resultados de las interpretaciones dependen de la complejidad de las estructuras de cada zona y de la cantidad de estudios geofísicos y geológicos en el área de estudio.

Las interpretaciones gravimétricas se dividen en cualitativas y cuantitativas:

- Las interpretaciones cualitativas determinan las anomalías existentes en una zona y su probable relación con estructuras de tipo anticlinal y sinclinal, zonas de fracturas, etc.
- Las interpretaciones cuantitativas determinan el volumen, masa y profundidad de los cuerpos (Cantos-Figuerola, 1987).

Las interpretaciones cualitativas deben ser realizadas antes de las cuantitativas, ya que la permiten correlacionarlas con estudios geológicos y/o geofísicos.

#### 4.3.1 Anomalía de Aire Libre

La anomalía de Aire Libre es calculada después de haber realizado las correcciones por latitud y aire libre (Nabighian *et al.*, 2005), esta anomalía involucra obtener el residuo de la aceleración gravitacional que resulta entre la gravedad observada y la gravedad teórica más la corrección por aire libre, tal y como se muestra en la siguiente ecuación (Telford *et al.*, 1990):

$$\Delta g_{AL} = g_{obs} - g_t + \delta_{AL} \quad (4.2)$$

Donde  $\Delta g_{AL}$  es la anomalía de aire libre,  $g_{obs}$  la gravedad observada,  $g_t$  la gravedad teórica y  $\delta_{AL}$  es la corrección por aire libre.

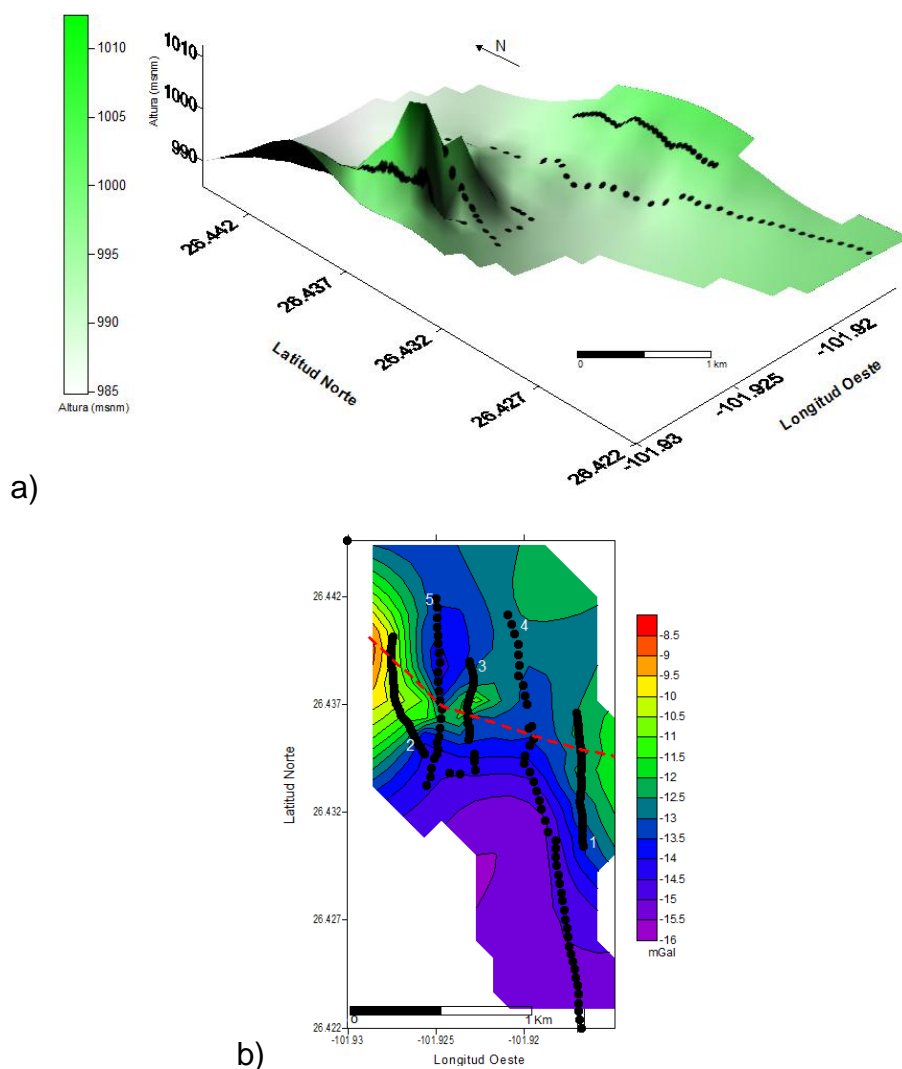


Figura 4.4 Mapa de elevaciones (a) y mapa de anomalía de Aire Libre (b) para el área de estudio. Los puntos negros indican la posición de las observaciones gravimétrica, la línea roja punteada representa la traza inferida de la FSM, y los números los perfiles.

En la Figura 4.4(a) se muestran las elevaciones en el área de estudio, en este mapa se puede observar como existe una zona que sobresale de los datos, esto es provocado por la Loma La Pasta localizada en el área de estudio, y sobre el cual fueron realizados dos de los perfiles gravimétricos. La loma La Pasta forma parte de

una serie de cerros aislados alineados en el valle de San Marcos y por donde se ha inferido la traza de la Falla San Marcos.

De manera cualitativa, en el mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 4.4(b)), se observa que los valores más bajos de gravedad se encuentran en la parte sur del área de estudio y que van desde -15.5 a 14.5 mGal, mientras que en la parte Norte los valores varían de -13.5 a -12 mGal, por otro lado en la parte oriental se pueden observar los valores más altos que llegan hasta -9 mGal y en la parte central y occidental los valores van de -12.5 a -11 mGal. Además se puede observar una variación de las isolíneas, en la parte occidental tiene una orientación Norte-Sur con un cambio en el gradiente de 2.5 mGal/100 metros, mientras que en la parte central del área de estudio la dirección de las isolíneas cambia a Este-Oeste y un cambio en el gradiente de 0.7 mGal/100 metros. En la parte sur del área de estudio la dirección vuelve a ser casi Norte-Sur en la parte sur del área de estudio con un cambio de 1.5 mGal/100 metros.

En la Figura 4.5 se observan las gráficas de las anomalías de Aire Libre para cada uno de los perfiles realizados. En el Perfil 1 (Figura 4.5a), se puede observar una tendencia hacia abajo, es decir, en la parte sur del perfil 1 los valores de gravedad disminuyen, hay que recordar que la anomalía de Aire Libre está directamente relacionada con la topografía del terreno, por lo que esta tendencia es debido a que en la parte norte del área de estudio se encuentran los valores topográficos más altos, tal como es mostrado en la Figura 4.4(a). Este mismo comportamiento se muestra en el perfil 2 (Figura 4.5b), donde se muestra como los valores de gravedad van disminuyendo hacia el sur, debido al efecto topográfico.

En la gráfica para el perfil 3 (Figura 4.5c), se refleja una zona anómala en la parte central del perfil, esta anomalía es provocada por la presencia de la loma La Pasta sobre la cual fue realizado este perfil, este mismo comportamiento se refleja en el perfil 5 (Figura 4.5e), el cual también fue realizado sobre la loma La Pasta. Por otro lado, en la gráfica del perfil 4 (Figura 4.5d) se muestra una tendencia similar al perfil 1 y 2; sin embargo, también se muestra una zona anómala, pero esta es debido a la

presencia de zonas de erosión (Figura 4.15) en la parte central donde se realizó el perfil.

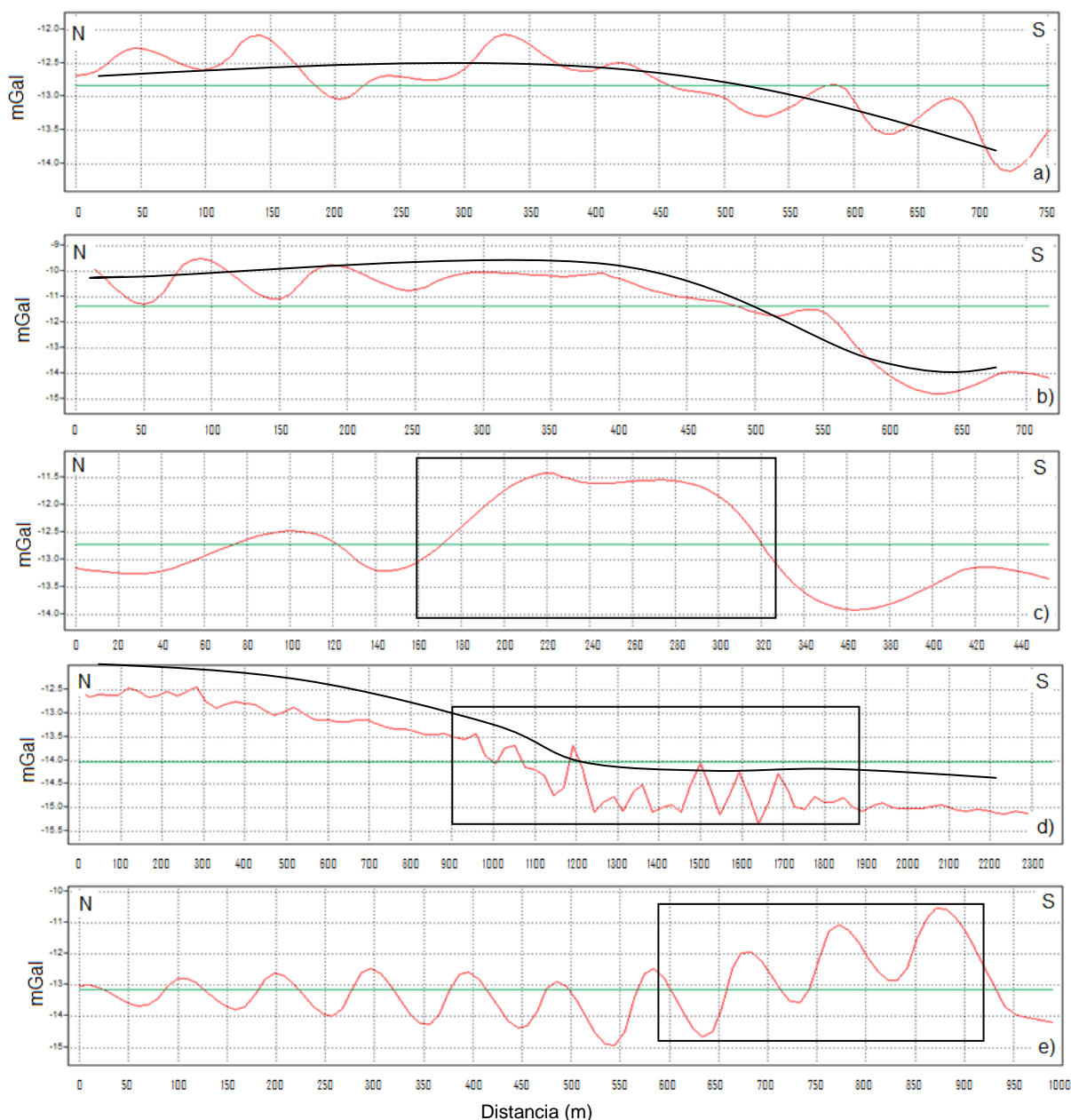


Figura 4.5 Gráficas de Anomalía de Aire Libre para cada uno de los perfiles realizados. La anomalía de Aire Libre está directamente relacionada con la topografía del terreno, las líneas marcan la tendencia general de los perfiles, las partes donde los valores de gravedad aumentan se encuentran en la zona norte del área de estudio; los recuadros muestran las zonas anómalas, el perfil 3 y 5 (c y e, respectivamente) están relacionadas a la Loma La Pasta y el perfil 4 (d) está relacionada a las zonas erosionadas (Figura 4.15).

### 4.3.2 Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer refleja todas las variaciones de densidad a partir de las esperadas en un modelo de Tierra homogéneo, y se obtiene a través de la suma de la anomalía de aire libre  $\Delta g_{AL}$  más la corrección de Bouguer  $\delta_B$  y la corrección por terreno  $\delta_T$ , este último término solo se incluye para el caso de la anomalía completa de Bouguer; cuando no es incluida se le llama anomalía simple de Bouguer (Burger, 1992).

$$\Delta g_B = \Delta g_{AL} - \delta_B + \delta_T \quad (4.3)$$

La Anomalía de Bouguer refleja el efecto de la distribución irregular de densidades en el subsuelo. En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4.6) se puede observar que tiene una tendencia similar al mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 4.4b), en la parte sur de la traza inferida de la FSM se encontraron los valores más bajos que van desde -111.5 a -109 mGal, en la parte Norte de la traza inferida de la FSM los valores varían desde -109 a -107.5 mGal, mientras que en la parte oriental al igual que en el mapa de anomalía de Aire Libre se encuentran los valores más altos que van desde -107 a -106 mGal y en la parte central y al occidente varían de -109.5 a -108.5 mGal. Este resultado de anomalía de Bouguer reflejan la presencia de un cambio desde la parte norte hasta el sur del área de estudio en valores de densidad, dicho cambio puede estar relacionado a la presencia de la FSM inferida por (McKee *et al.*, 1990 y Chávez-Cabello *et al.*, 2007).

En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4.6) se observa que las isolíneas tienen un comportamiento al mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 4.4b) en la parte occidental tiene una dirección Norte-Sur con un cambio en los valores de gravedad de 6 mGal/100 metros, la dirección de las isolíneas cambian a casi Este-Oeste en la parte central con un gradiente aproximado de 1.5 mGal/100 metros, donde además se observan dos anomalías con valores de -107 mGal y -109 mGal con una forma circular. En la parte sur la isolíneas tienen una dirección norte-sur y las valores de gravedad cambian 2.5 mGal/100 metros.

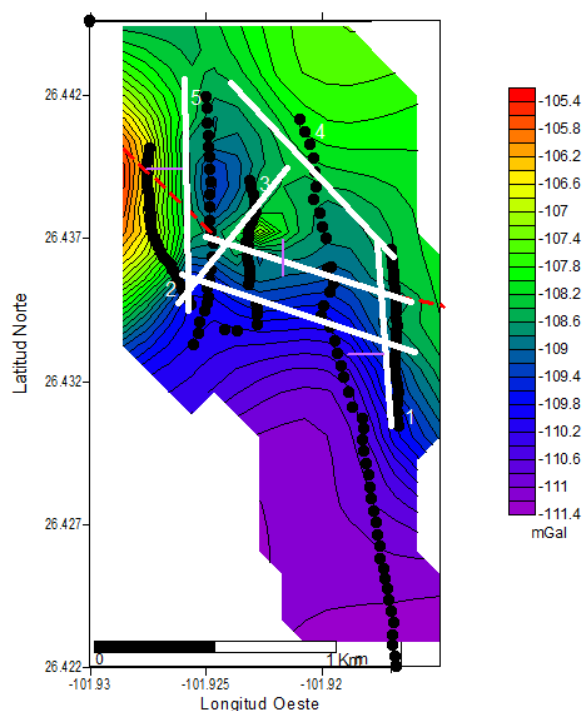


Figura 4.6 Mapa de Anomalía de Bouguer para el área de estudio. Los puntos negros representan la ubicación de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas interpretadas y los números los perfiles.

En la Figura 4.7 se muestran las gráficas de anomalía de Bouguer para cada uno de los perfiles realizados. En las gráficas del 1, 2 y 4 (Figura 4.7a, b, y d, respectivamente) se observa como el valor de gravedad disminuye en la parte sur, reflejando así un cambio o un contraste de densidades con respecto a la parte norte del perfil. Por otro lado, en los perfiles 3 y 5 (Figura 4.7 c y e, respectivamente) se observa un cambio en la amplitud y frecuencia de la anomalía de Bouguer, reflejando un cuerpo anómalo, esto es debido a la presencia de las rocas más densas de la loma La Pasta, sobre la cual se realizaron estos perfiles.

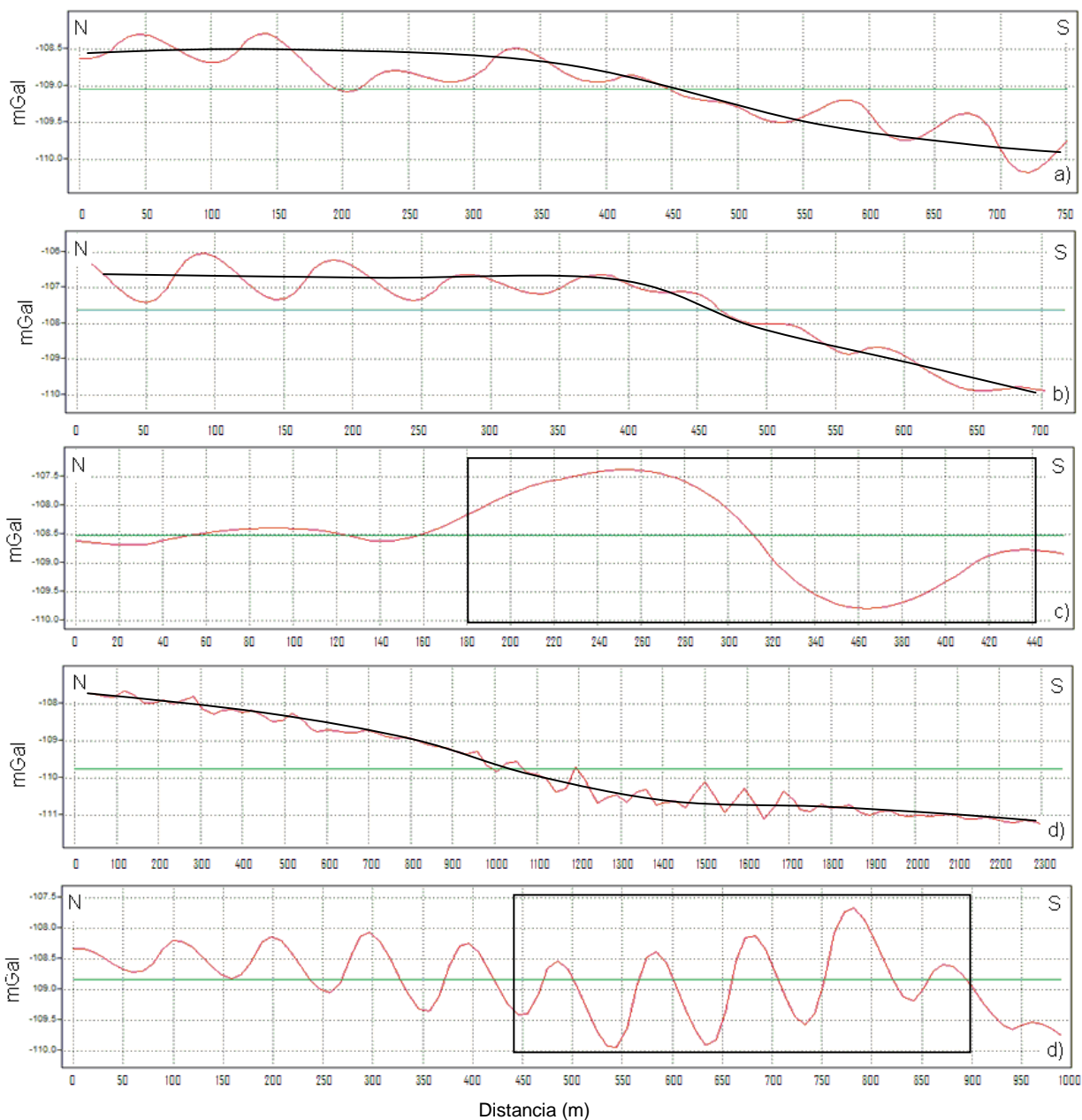


Figura 4.7 Gráfica de la Anomalía de Bouguer para cada perfil, las líneas marcan la tendencia general de las anomalías en los perfiles 1, 2 y 4 (a, b y d, respectivamente), y los recuadros muestran la zonas donde la amplitud de las anomalías crecen debido a la falla (c y e).

### 4.3.3 Separación del campo gravimétrico a componente regional y residual

El mapa de anomalía de Bouguer, refleje anomalías producidas tanto por cuerpos someros como profundos. Al realizar la separación del campo gravimétrico regional y residual, las anomalías gravimétricas producidas por cuerpos profundos en

anomalía de Bouguer son suavizadas, lo que es llamado anomalía regional; mientras que en el mapa de Bouger, las anomalías más pequeñas corresponden a fuentes locales; así, si el regional es removido de los datos gravimétricos, los valores restantes que están relacionados a fuentes locales es llamado residual (Burger, 1992).

Griffin (1949), propuso un camino simple para predecir la componente regional, que consiste en obtener el valor promedio de los valores del campo sobre un círculo de radio dado:

$$\overline{g(r)} = (1/2\pi) \int_0^{2\pi} g(r, \theta) d\theta \quad (4.4)$$

En la práctica actual, la integral es generalmente reemplazada por una suma de valores discretos:

$$\overline{g(r)} = \{g(r, 0) + g(r, \theta_1) + \dots + g(r, \theta_{n-1})\}/n \quad (4.5)$$

Donde  $\theta_m = m/(2\pi/n)$ . Entonces el residual será la diferencia entre el valor observado en el centro del círculo y su promedio:

$$g_r = g_B - \overline{g(r)} \quad (4.6)$$

Donde  $g_B$  es el valor de la anomalía de Bouguer observado en el centro del círculo. Usualmente los valores de  $g = (r, \theta_m)$  son obtenidos por la interpolación de los contornos de los mapas de gravedad. El resultado depende del número de puntos seleccionados y aún más del radio del círculo.

En la Figura 4.8 se observa los mapas de anomalía gravimétrica regional (Figura 4.8a) y residual (Figura 4.8b) a partir del mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4.6) del área del estudio. Para estudios gravimétricos en área pequeñas, normalmente los anomalías regionales suelen tener una variación uniforme de los valores de gravedad (Padin, 2008), tal como se puede apreciar en el mapa de

anomalía regional (Figura 4.8a) donde se observa las líneas equiespaciadas; sin embargo, de manera general, los valores más altos se encuentran en la parte norte y van disminuyendo hacia el sur, tal como se ha reflejado en los mapas de anomalías gravimétricas de Aire Libre (Figura 4.4b) y de Bouger (Figura 4.6), lo que refleja que el basamento geológico no es homogéneo ya que tiene un cambio relativamente grande de norte a sur de aproximadamente 7 mGal. En el mapa de anomalía gravimétrica residual (Figura 4.8b) se observan cambios gravimétricos provocado por fuentes superficiales, en la parte central del área de estudio se puede observar una anomalía con valor de 1.6 mGal en forma circular, y que tiene un cambio en el gradiente de 2 mGal/100 metros, en la parte norte del área de estudio, el cambio del campo gravimétrico es de 0.5 mGal/100 metros, pero las isólinas tienen una dirección norte-sur, mientras que en la parte sur del área de estudio el cambio es de 0.5 mGal/100 Metros. Este mapa ayuda en la identificación de pequeñas fracturas en parte someras tal como se aprecia en la Figura 4.8b.

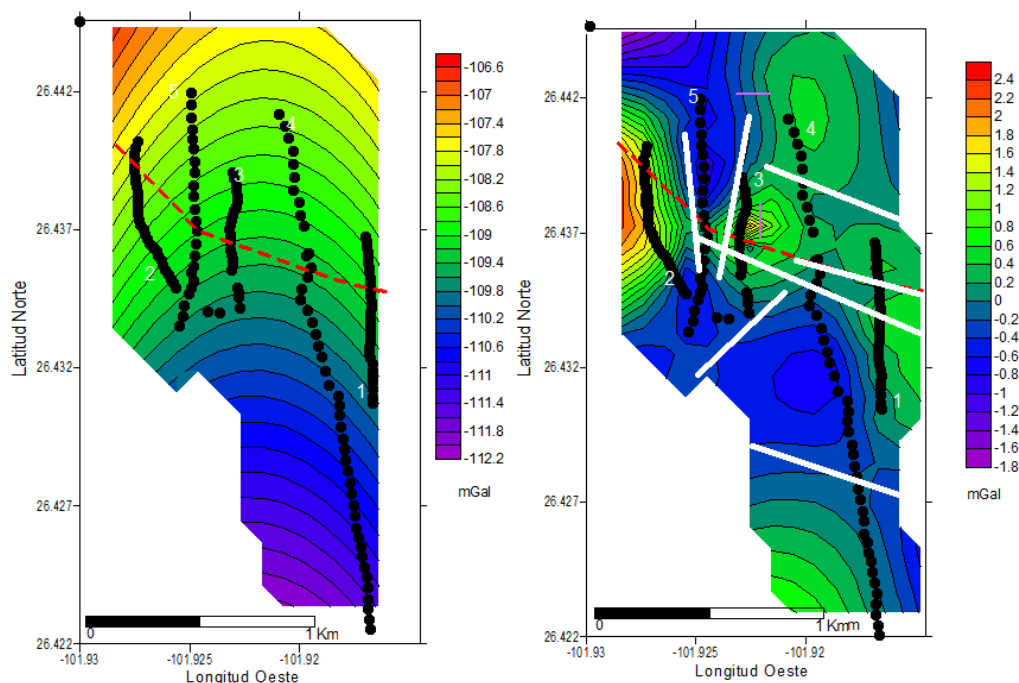


Figura 4.8 Anomalía gravimétrica: a) Regional y b) Residual para el área de estudio. Los puntos negros indican la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y/o fracturas interpretadas y el número los perfiles.

#### 4.3.4 Segunda derivada vertical del campo gravimétrico

La segunda derivada vertical es una medida de la curvatura y del largo de la curvatura que están asociadas a anomalías superficiales (Telford *et al.*, 1995), las áreas en donde el valor de la curvatura del campo gravimétrico es más grande, los valores de segunda derivada vertical serán mayores (Burger, 1992), ya que la segunda derivada realza es usada comúnmente para dar énfasis a las anomalías pequeñas provocadas por fuentes profundas (Nabighian *et al.*, 2005).

La segunda derivada vertical es usada para identificar fallas secundarias asociadas a una falla principal y que puede ser difícil de identificar en mapas de anomalía de Bouguer (Zeng *et al.*, 1994).

Es importante remarcar que los cálculos de segunda derivada son procedimientos estrictamente matemáticos y que pequeños cambios en el campo gravimétrico pueden producir valores de segunda derivada significantes (Burger, 1992).

La segunda derivada vertical puede ser obtenida de las derivadas horizontales, debido a que el campo gravimétrico satisface a las ecuaciones de Laplace (Telford *et al.*, 1990).

$$\nabla^2 g = \partial^2 g / \partial x^2 + \partial^2 g / \partial y^2 + \partial^2 g / \partial z^2 = 0 \quad (4.7)$$

$$\partial^2 g / \partial z^2 = -(\partial^2 g / \partial x^2 + \partial^2 g / \partial y^2) \quad (4.8)$$

Para el caso unidimensional, la primera derivada es estimada dividiendo la diferencia entre dos puntos gravimétricos cercanos  $x_1$  y  $x_2$ , separadas por una distancia  $\Delta x$ .

$$dg(x_{1.5})/dx \approx \{g(x_2) - g(x_1)\}/\Delta x \quad (4.9)$$

La segunda derivada es obtenida por la diferencia entre la primera derivada más cercana:

$$\frac{d^2(x_2)}{dx^2} \approx \{d g (x_{2.5})/dx - d g (x_{1.5})/dx\} \quad (4.10)$$

$$\approx [\{g (x_3) - g (x_2)\}/\Delta x - \{g (x_2) - g (x_1)\}/\Delta x]/\Delta x \quad (4.11)$$

$$\approx \{g (x_3) - 2 g (x_2) + g (x_1)\}/(\Delta x)^2 \quad (4.12)$$

En la Figura 4.9 se muestra el mapa de anomalía de Bouguer al cual se le aplicó la segunda derivada vertical, se puede observar que en la parte norte y en el sur del área de estudio las isólinas tiene un cambio suave ya que el gradiente de gravedad, en la parte noroeste es de 0.0002 mGal/100 metros, en el norte es de 0.00001/100 metros; mientras que en la oriental donde se ubica el perfil 1 el gradiente es de 0.000075 mGal/100 metros. Sin embargo, en la parte central del área de estudio, las isólinas reflejan un cambio rápido en el gradiente de los valores de gravedad de aproximadamente 0.001 mGal/100 metros.

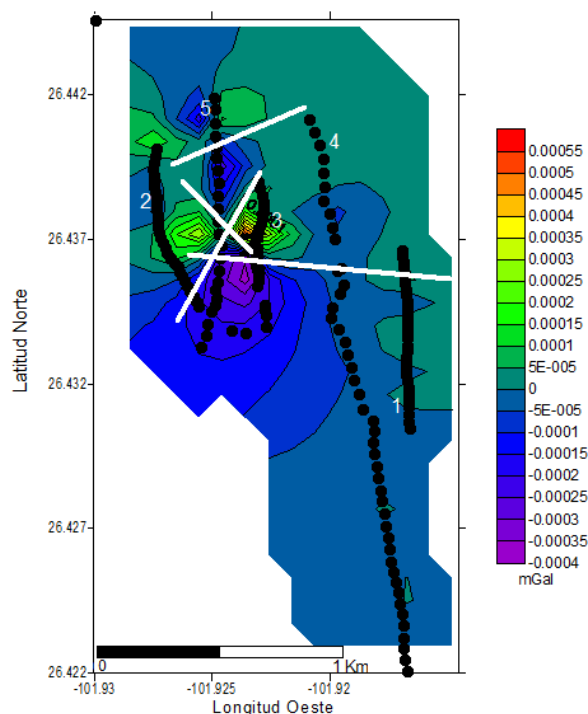


Figura 4.9 Mapa de anomalía de Bouguer aplicando la segunda derivada vertical. Los puntos negros indican la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y/o fracturas interpretadas y los números los perfiles.

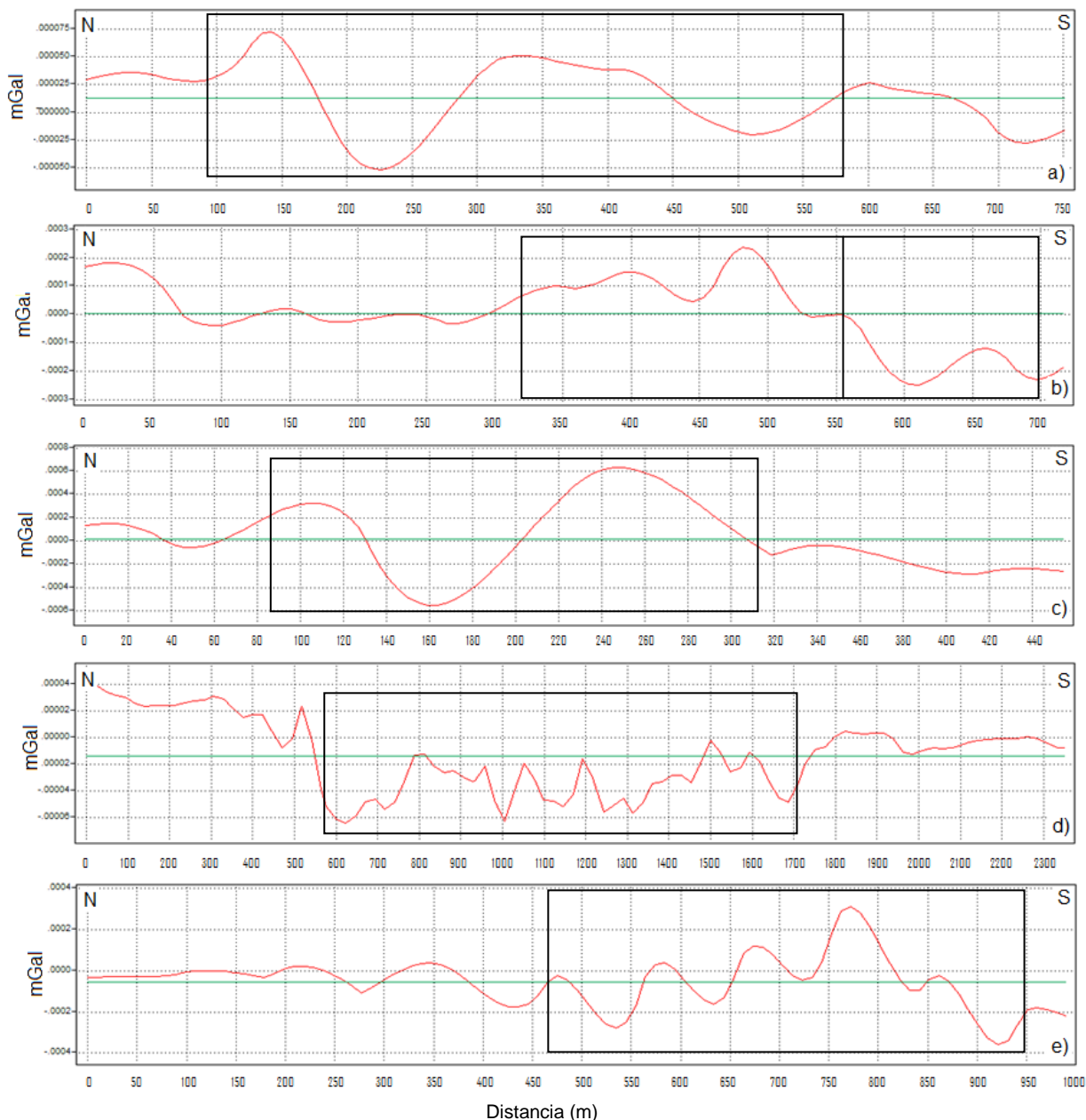


Figura 4.10 Gráficas de la segunda derivada vertical para cada uno de los perfiles, los recuadros muestra las zonas de mayor anomalía y que están relacionadas a la zona de falla.

En la Figura 4.10 se observan las gráficas de la segunda derivada vertical a partir de la anomalía de Bouguer para cada perfil. En el perfil 1 (Figura 4.10a) se puede observar como la amplitud de la anomalía gravimétrica aumenta, reflejando así la presencia de un cambio en el gradiente de los valores que puede estar siendo provocado por la presencia de la FSM. En el perfil 2 (Figura 4.11b) se observa un cambio en los valores de gravedad, el recuadro está dividido en dos secciones, en la

primera los valores de segunda derivada vertical son positivos y hace un cambio a valores negativos. En el perfil 3 (Figura 4.11c) al igual que en el perfil 1, se observa un cambio en la amplitud de la anomalía gravimétrica, mientras que en la gráfica para el perfil 4 (Figura 4.11d) se observa una zona de cambio para los valores, ya que en la parte norte, está dominado por una serie de valores positivos que en la parte central del perfil cambian a valores negativos, reflejando así una zona anómala en la parte central del perfil. Para la gráfica del perfil 5 (Figura 4.11e) se observa una zona anómala en la parte norte del perfil, donde la amplitud de los datos gravimétricos aumentan, todas estas zonas anómalas se relacionan a la presencia de falla o fracturas someras en el área de estudio.

#### **4.3.5 Filtrado del campo gravimétrico**

Además de todos los procesos descritos con anterioridad, las anomalías de gravedad pueden ser filtradas. Una anomalía de gravedad puede ser representada sumando una serie de curvas cíclicas que tienen diferentes longitudes de onda y amplitud. La serie generada por una anomalía puede incrementar las longitudes de onda y algunas longitudes de onda pueden ser eliminadas debido al filtrado, este proceso se refiere al filtrado de longitud de ondas “*wavelength filtering*” (Burger, 1992).

El filtrado debe ser efectivo para incrementar anomalías locales, fuentes superficiales (longitudes de onda corta) y para remover efectos regionales (longitud de onda larga) o viceversa. Este proceso es aplicable tanto para mapas de gravedad como para perfiles gravimétricos (Burger, 1992).

En la Figura 4.11 se observa los mapas de anomalía de Bouguer con filtrado pasa altas (Figura 4.11a) y pasa bajas (Figura 4.11b). El filtro pasa altas refleja fuentes superficiales.

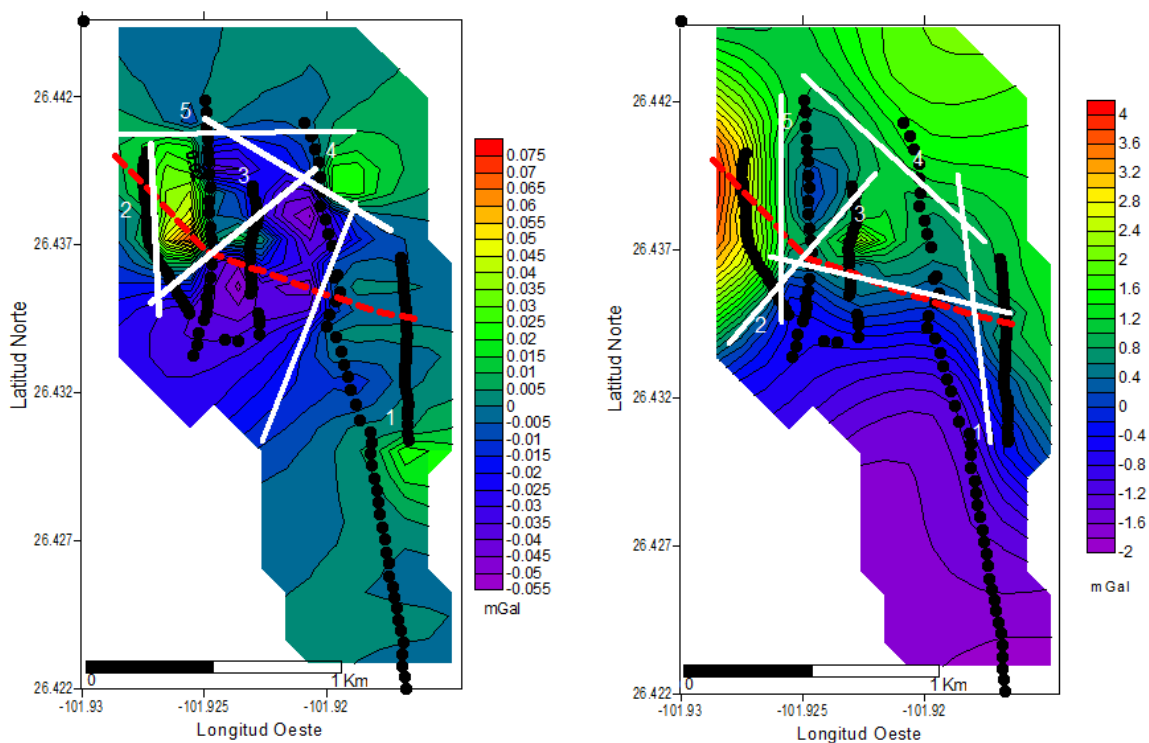


Figura 4.11 Anomalías Gravimétricas para el área de estudio: a) Filtro Pasa altas; b) Filtro Pasa bajas. Los puntos negros representan la posición de las estaciones gravimétricas, la línea roja punteada la traza inferida de la FSM, las líneas blancas representan las fallas y /o fracturas interpretadas y los números los perfiles.

#### 4.4 Resultados

A partir de los resultados obtenidos por medio del procesado de los datos gravimétricos se realizaron dos modelos bidimensionales en el área de estudio (A-A' y B-B' (Figura 4.12).

Como se mencionó anteriormente, el valor de densidad base se calculó por medio del método de Nettleton, la densidad calculada fue de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  para las rocas del cretácico, las cales están formadas por calizas de las Formaciones Cupido y La Peña y que afloran en la loma La Pasta (Figura 4.16) que se encuentra en la parte central del área de estudio. A partir de esta densidad, se realizaron dos modelos gravimétricos bidimensionales, para los cuales se utilizó el programa *Tg 2* (modelado 2D, desarrollado por la Universidad de Moscú).

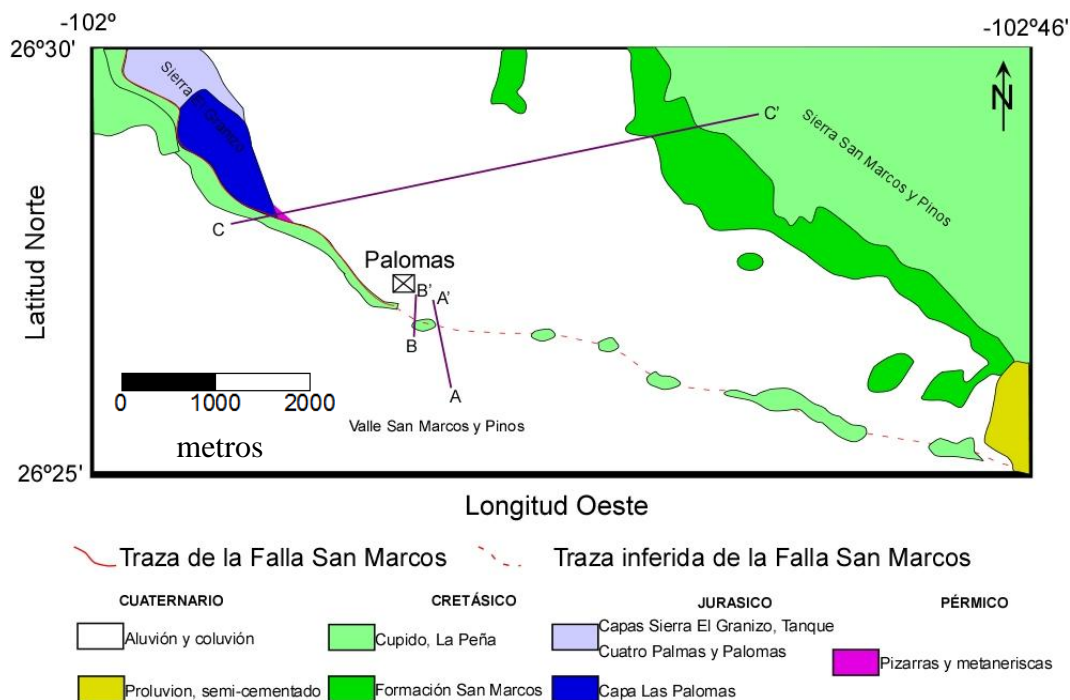


Figura 4.12 Mapa geológico del área en donde se muestran la ubicación de los perfiles (A-A' y B-B' son los modelos realizados en este estudio, C-C' es la sección realizada por McKee *et al.*, 1990).

Para la realización de los modelos gravimétricos 2D, se realizó el siguiente procedimiento:

Primero se debe realizar un modelo inicial, este se hace a partir de la gráfica de anomalía de gravedad observada (Figura 4.13), al cual se le asignó una densidad de  $1.7 \text{ g/cm}^3$  para los sedimentos Cuaternarios (Telford *et al.*, 1990), y una densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  para el basamento geológico calculada a partir del método de Nettleton.

En la Figura 4.13 se observa los modelos iniciales para los dos modelos gravimétricos bidimensionales, en ellas se observan como las gráficas de gravedad observada (línea azul) y gravedad calculada (línea roja) tienen una diferencia muy grande, por lo que el siguiente paso es que estas dos gráficas se ajusten, esto se realiza haciendo pruebas en las densidades o en los bloques, hasta que ambas gráficas queden lo más ajustado posible. Para el área de estudio, es sabido que existe la FSM (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007), por lo que se dividió el bloque más denso ( $2.3 \text{ g/cm}^3$ ) en dos bloques con diferentes densidades. Una vez

que la tendencia general de la gráfica queda ajustada, se hacen diferentes pruebas en la forma y tamaño de las capas para ajustar las gráficas en las diferencias pequeñas que existan, estas pueden estar asociadas a los cambios en el espesor de la capa superior o al relieve en el contacto entre los sedimentos y el basamento.

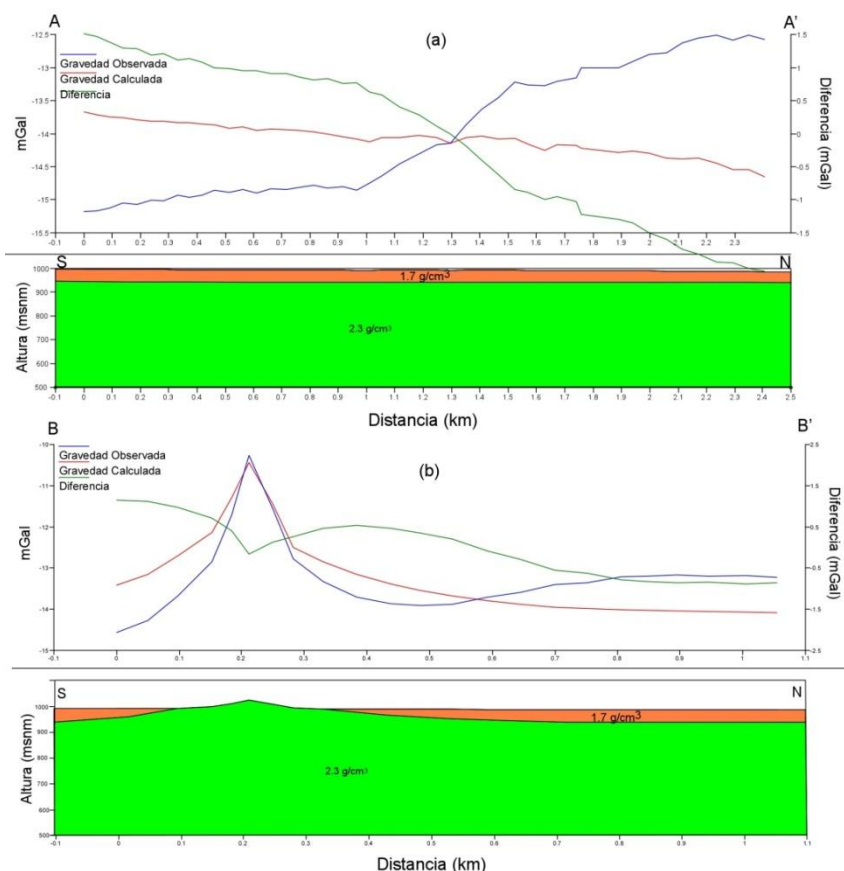


Figura 4.13 Modelo inicial para el modelado gravimétrico bidimensional (a) modelo A-A'; (b) modelo B-B'.

El modelo A-A' (Figura 4.12) tiene una anomalía gravimétrica en forma de escalón y que de acuerdo a diferentes autores (Telford *et al.*, 2005; Buguer, 1992), es la forma que se espera tener cuando se encuentra presente una capa finita horizontal o una falla, es decir que se debe a la diferencia entre las densidades en el basamento geológico y en el área de estudio es una consecuencia directa del fallamiento presente. La diferencia entre las rocas del basamento geológico llega a ser de hasta  $0.125\text{g/cm}^3$ , el bloque más denso se encuentra en la parte Norte de la falla.

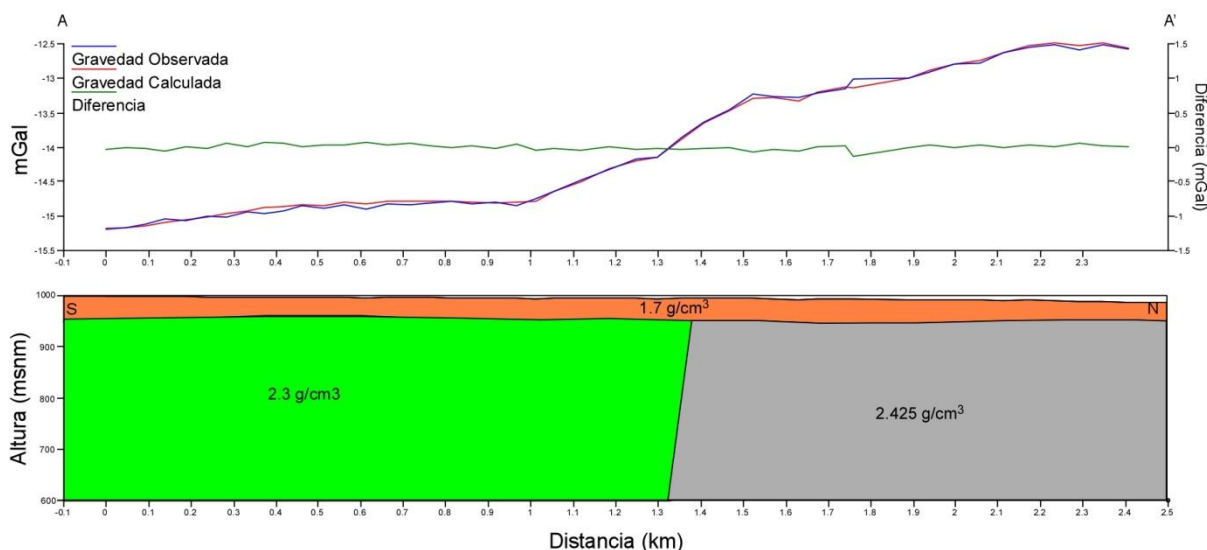


Figura 4.14 Modelo de densidades del perfil A-A'.



Figura 4.15 Vista panorámica del área en donde fue realizado el perfil 4, aquí se pueden apreciar de las estructuras formadas por la erosión.

En la anomalía gravimétrica también se puede apreciar pequeñas variaciones que pueden ser causa de la topografía, ya que en el área en que fue realizado el modelo A-A' está dominado por estructuras formadas por erosión (Figura 4.15). Estas pequeñas anomalías también pueden ser causadas por variaciones en el relieve del basamento o a pequeñas diferencias de las densidades dentro de los bloques, de igual manera estas consecuencias pueden estar relacionadas. Las anomalías pequeñas negativas pueden ser debido al aumento del espesor de la superficie de sedimentos recientes o en donde el basamento es menos denso y por consecuencia más suave, mientras que las anomalías positivas pueden estar relacionadas a lugares en donde el basamento es más sólido y denso y por consecuencia tienen menos erosión que en los lugares en donde es más suave.

El segundo modelo realizado fue sobre el perfil 5 (B-B' en la Figura 4.12), en este perfil que fue realizado sobre La Loma La Pasta en donde afloran las rocas calizas de las Formaciones Cupido y La Peña a las cuales se le asignó un valor de densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  formando una colina de entre 30-40m de altura (Figura 4.16).

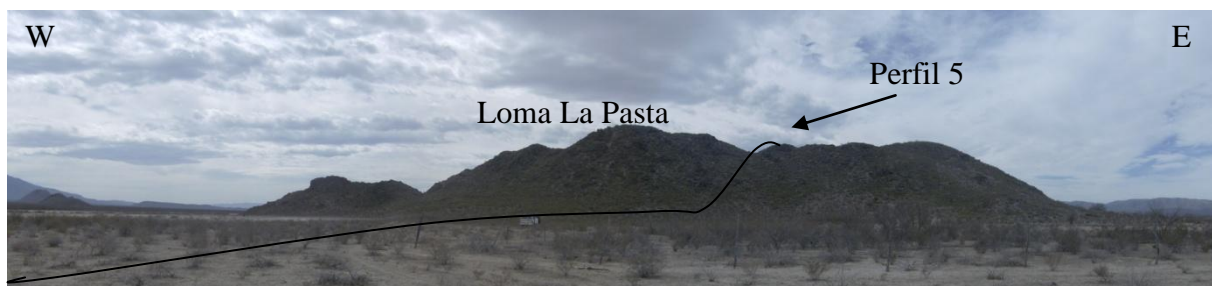


Figura 4.16 Vista panorámica de La Loma La Pasta sobre la cual fue realizado el perfil 5.

La anomalía en forma de escalón como en el modelo A-A' no es muy clara, esto es debido a la anomalía positiva de  $4 \text{ mGal}$  producida por las calizas de la Loma La Pasta y de las anomalías negativas pequeñas de cerca de  $-0.5 \text{ mGal}$  al Norte de la Loma La Pasta (Figura 4.16).

El escalón de la anomalía gravimétrica puede ser determinado en la parte norte de la zona de falla en donde se calcularon rocas con densidad mayor  $0.1 \text{ g/cm}^3$  con respecto a la densidad base calculada por el método de Nettleton que fue de  $2.3 \text{ g/cm}^3$ . La anomalía positiva generada por la presencia de la Loma La Pasta es debido a rocas con mayor densidad, a la cual se le calculó una diferencia de  $0.23 \text{ g/cm}^3$  mayor a la densidad base que es de  $2.53 \text{ g/cm}^3$ ; geológicamente éste puede ser debido a que las rocas que afloran en la superficie son relativamente más densas a causa de la mineralización y/o el metamorfismo de bajo grado producido por la actividad de la FSM (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007).

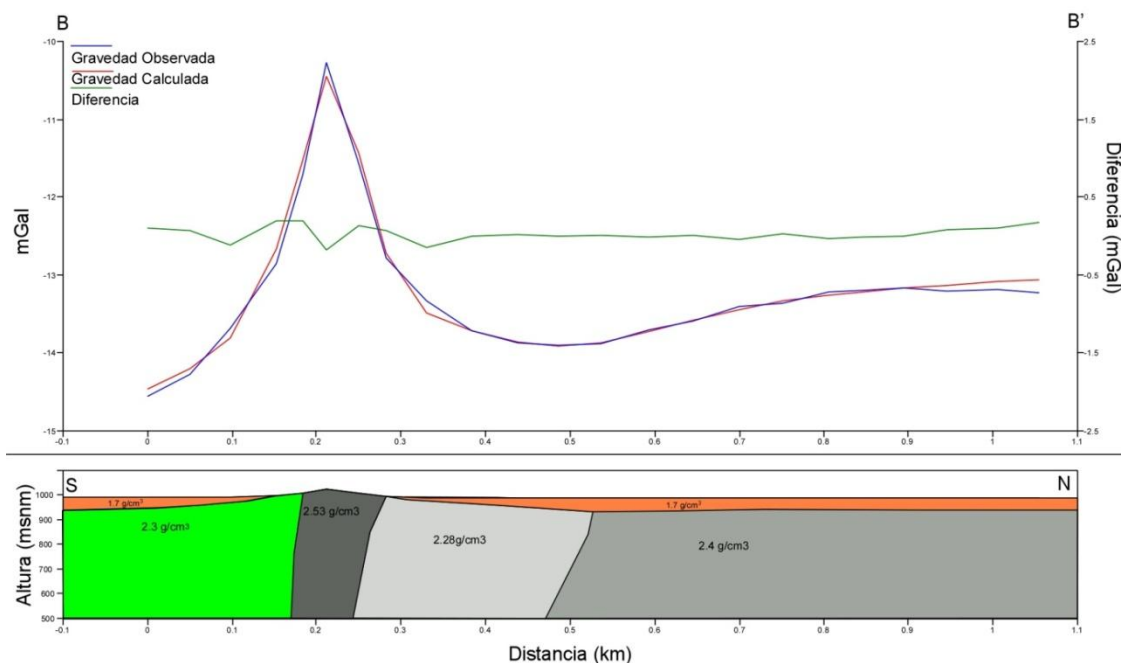


Figura 4.17 Modelo de densidades calculado para el modelo B-B' realizado sobre el perfil 5 en donde afloran las calizas de las Formaciones Cupido y La Peña en el área de estudio.

Las anomalías negativas pueden ser debido al aumento del espesor de los sedimentos, así como variaciones en las densidades del basamento en la zona de falla ( $-0.02 \text{ g/cm}^3$  con respecto a la densidad base).

De acuerdo a los datos de anomalía con diferentes filtros y procesos (Figura 4.6; Figura 4.8b; Figura 4.9; Figura 4.11a) y a los modelos gravimétricos bidimensionales, se pudieron identificar diferentes fracturas y fallas en el área de estudio. En la Figura 4.18 se pudo observar que en la parte central existe una anomalía que tiene una orientación NW-SE que de acuerdo a diferentes autores (Mckee, *et al.*, 1984; 1990; Chávez-Cabello, *et al.*, 2007) es la orientación principal de la FSM, esta anomalía puede ser interpretada como la falla principal, la cual en la parte oriental hace un dobléz hacia el Norte, lo que Chávez-Cabello *et al.* (2007) han identificado como una zona de dobléz de falla. Además de las fallas y/o fracturas con orientación NW-SE se observaron otras pequeñas fallas o fracturas que tienen una orientación aproximada N-S casi perpendicular a la falla principal, y de otras fallas paralelas a la falla principal.

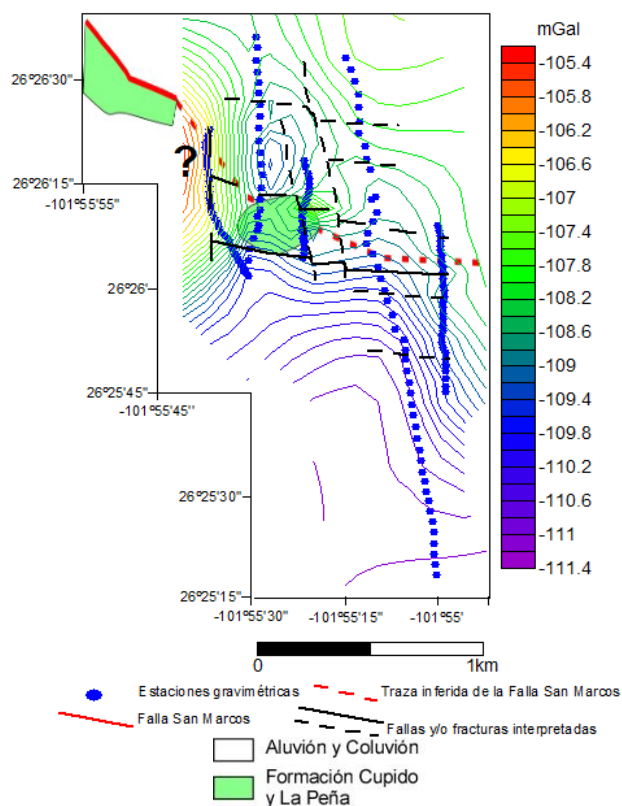


Figura 4.18 Mapa Geológico y de Anomalía de Bouguer donde se marcan las fallas y/o fracturas interpretadas a partir de las diferentes procesos que se realizaron (residual, segunda derivada vertical, filtro pasa altas y bajas).

A partir de la identificación de estas fallas y/o fracturas, el área de estudio se encuentra dividido en dos bloques separados por una falla principal en forma escalonada, el bloque norte se encuentra dominado por una serie de fallas perpendiculares a la orientación principal de FSM y que se encuentran cortando a la falla principal, en la parte norte del área de estudio, se observa que el cambio en el gradiente de la anomalía de Bouguer se debe a la presencia de una fallas secundarias asociada a la falla principal de la FSM, en la parte occidental del área de estudio se encuentra una falla Norte-Sur, interpreta como una zona de doblez de falla como la descrita por Chávez-Cabello *et al.* (2007); sin embargo, no se puede asegurar cual como se relaciona con la parte de la FSM que se encuentra florando en la Sierra El Granizo. Mientras que en la parte sur del área de estudio refleja un área más tranquila con respecto a la parte norte, en donde los valores de gravedad tienen menor variación.

## CAPÍTULO 5. RIESGO SÍSMICO

### 5.1 Introducción

El riesgo sísmico, es la probabilidad de ocurrencia, dentro de un plazo dado, de un sismo que cause, en un lugar determinado, cierto efecto definido como pérdida o daños, en el riesgo sísmico se involucran diferentes parámetros que influyen en el peligro potencial sísmico, como los son; los efecto locales de amplificación, directividad, etc., la vulnerabilidad de las construcciones y la pérdida posible de vidas y bienes.

El riesgo sísmico depende fuertemente de la cantidad y tipo de asentamientos localizados en el área de estudio. Por ejemplo, no es lo mismo que en un lugar en donde la probabilidad de que ocurra un sismo es muy alto, pero si es una región donde habitan relativamente pocas personas, el riesgo sísmico es pequeño; por otro lado, si en una ciudad donde existe una gran cantidad de habitantes y estructuras civiles y la probabilidad de que ocurra un sismo es pequeña, el riesgo sísmico es muy alto, debido al número de víctimas y daños que podrían ocurrir.

En México, los mapas de riesgo existentes son del área de la Ciudad de México (Ordaz *et al.*, 1994), y la región de Baja California (Rosquillas Navarro y Mendoza Garcilazo, 2001), donde se integran los estudios tectónicos, de microzonación sísmica y los escenarios de peligro y riesgo sísmico.

En el noreste de México no existen estudios de este tipo, ya que hasta hace poco no existía la información sísmica necesaria para la realización de este estudio, además que ha sido una zona que se ha considerado como asísmica por muchos años. Sin embargo, recientemente Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) realizaron una recopilación de la sismicidad histórica en la región del noreste de México, ellos encontraron 148 terremotos en el período de 1787-2006, la mayoría de estos terremotos son de magnitudes bajas, sin embargo ellos encontraron tres terremotos de magnitudes intermedias (Bavispe, Sonora, en 1887 ( $M_W= 7.4$ , Natali y

Sbar, 1982); Parral, Chihuahua, en 1928 ( $M_W= 6.5$ , Doser y Rodríguez, 1993); Valentine, Texas, en 1931 ( $M_W= 6.4$ , Doser, 1987) y recientemente el sismo de Alpine, Texas, en 1995 ( $M_W= 5.7$ , Xie, 1998) (Figura 1.3) que nos pueden indicar que el noreste de México no está exenta de volver a sufrir un evento de este tipo.

Además de la sismicidad histórica, para el estudio de riesgo sísmico se necesita conocer el marco sismotectónico de la región de estudio, esto es, el conocimiento de que existen fallas que en un momento dado podrían ocasionar sismos en la región (Cornell, 1968, Figura 1.1); por lo que se realizó el estudio gravimétrico sobre la FSM en el centro de Coahuila que es donde se propone el sismo hipotético, y donde pudo ser identificada la FSM en el Valle de San Marcos (Capítulo 4); otro elemento importante es el saber la velocidad de ondas de corte de los primeros 30 metros del subsuelo, ya que en la actualidad es el parámetros más usado para determinar las condiciones de sitio, además de predecir el potencial de amplificación ante sacudidas sísmicas en códigos de construcción recientes, además de ser de gran utilidad para la Ingeniería Civil, ya que en los primeros metros es donde se cimientan las edificaciones (Dobry *et al.*, 2000; Wills *et al.*, 2000; Boore, 2004).

Ramos Zúñiga (2007) presentó un mapa de distribución de  $V_{s30}$ , clasificado de acuerdo a los códigos de construcción de la *NHERP (National Hazard Earthquake Reduction Program)* para el estado de Nuevo León en el NE de México (Figura 5.1) y las cuales fueron usadas para el cálculo de las intensidades sísmicas en la presente investigación.

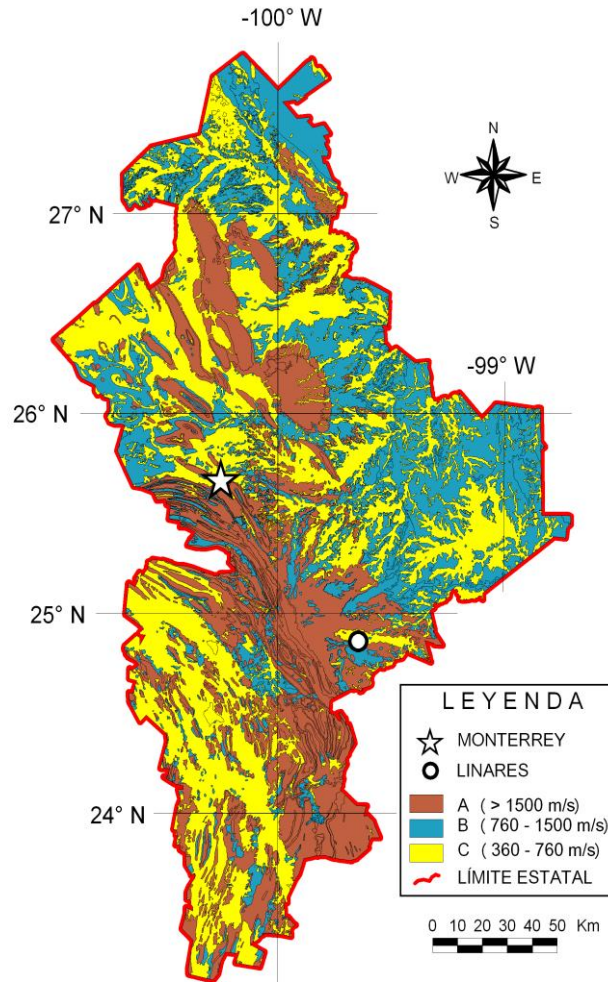


Figura 5.1 Mapa de velocidades de ondas de corte ( $V_{s30}$ ) para el estado de Nuevo León (Ramos Zúñiga, 2007).

A partir del conocimiento de los puntos arriba mencionados, se puede realizar el cálculo del parámetro que se está buscando, para el caso de esta investigación, las intensidades sísmicas, pero para llevar a cabo este análisis, se debe tener una ecuación de predicción que se pueda aplicar al área de estudio. En la investigación realizada por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008), calcularon la aceleración pico del suelo a partir de un terremoto hipotético en la terminación sur de la FSM, a partir de la ecuación de Toro *et al.* (1997); sin embargo, estos autores no consideran el efecto de sitio, debido a que no se contaba con la información necesaria para realizarlo, por lo que en la presente investigación se calcularon intensidades sísmicas

para la región de la ciudad de Monterrey, N.L. a partir de los datos de  $V_{s30}$  para el estado de Nuevo León generados por Ramos Zúñiga (2007).

## 5.2 Relaciones de Atenuación

Las relaciones de atenuación son descripciones empíricas que se generan a partir de la media y la desviación estándar de varias medidas de intensidad del movimiento del suelo, como la aceleración y la velocidad pico del suelo, asumiendo que son distribuidas logarítmicamente, en términos del tamaño del terremoto, la distancia, el mecanismo de la fuente y las condiciones de sitio (Erdik y Durukal, 2004). Las relaciones de atenuación son un elemento esencial en el análisis de riesgo sísmico, ya que a partir de ellas se puede calcular o predecir el comportamiento de los parámetros sísmico calculados para el área de estudio.

Las relaciones de atenuación pueden ser determinadas de dos maneras: empíricamente, usando registros del movimiento del suelo previos; o teóricamente, usando modelos sismológicos para generar registros del movimiento del suelo sintéticos que tomen en cuenta la fuente, el sitio y el efecto de la propagación (Abrahamson y Shedlock, 1997).

Los parámetros sísmicos que comunmente son calculados a partir de las ecuaciones de predicción o relaciones de atenuación son la aceleración pico horizontal y vertical del suelo (PGA), y la aceleración espectral amortiguada al 5% (SA) para una calificación de sitio dada (Abrahamson y Shedlock, 1997).

PGA es la amplitud del pico más grande en el registro de aceleración o acelerógrafo en un sitio durante un terremoto en particular, es decir, es la máxima aceleración experimentada por una partícula durante el movimiento del suelo provocado por un terremoto, este parámetro es usado debido a que los códigos de construcción prescriben que tanta fuerza horizontal resiste un edificio o construcción durante un terremoto, la cual está relacionada con la aceleración del movimiento del suelo (Douglas, 2003).

A diferencia de la aceleración pico que es la aceleración experimentada por una partícula, la aceleración espectral (SA) es la aceleración experimentada por un edificio. El porcentaje de amortiguamiento debe corresponder a la amortiguación típica experimentada en los edificios, los códigos de construcción asumen el 5% de amortiguamiento

Los parámetros calculados en las ecuaciones de atenuación, por lo general están dados en gales. Cuando una aceleración actúa sobre un cuerpo físico, el cuerpo experimenta la aceleración como una fuerza, la cual es la fuerza de gravedad, por lo que los mapas de atenuación están dados en términos de g, que es la aceleración debido a la gravedad.

Existen muchas ecuaciones de predicción aplicables a diferentes partes del mundo, la mayoría de ellas están relacionadas a regiones de límites de placa que es donde se genera la mayor cantidad de sismos, ya que de ahí se libera el 90-95% de la energía total liberada de la tierra.

En regiones continentales estables, las relaciones de atenuación se basan usualmente en movimientos del suelo simulados numéricamente en lugar de registros sísmicos. Toro *et al.* (1997) y Atkinson y Boore (1997) realizaron ecuaciones para regiones continentales estables, estos autores usaron un modelo de fuente estocástica para generar una base de datos sintéticos de movimientos fuertes del suelo. Los análisis de regresión son usados para desarrollar las ecuaciones que describan la atenuación de los datos sintéticos.

Abrahamson y Shedlock (1997) divide las relaciones predictivas en tres categorías que dependen del régimen tectónico:

1. Terremotos en zonas de subducción.
2. Terremotos de corteza somera en regiones continentales estables.
3. Terremotos de corteza somera en regiones tectónicas activas.

Algunos estudios sugieren que la tercera categoría debería ser dividida de acuerdo al tipo de fallamiento (Abrahamson y Silva, 1997; Boore *et al.*, 1997;

Campbell, 1997; Sadigh *et al.*, 1997). Por otro lado, Spudich *et al.*, (1996, 1997, 1999) desarrolló una ecuación para regiones donde existe extensión (fallamiento normal, p.e. la provincia de Cuencas y Cordilleras) a partir de datos colectados en todo el mundo, estos autores determinan esta ecuación a partir de terremotos ocurridos y registrados en regímenes de extensión, definido como “regiones donde la litosfera se está expandiendo” y que a diferencia de las ecuaciones para regiones tectónicamente activas, la ecuación de Spudich *et al.* (1996, 1997, 1999) los valores de PGA y SA son más pequeños.

Las relaciones de atenuación pueden ser específicas del sitio, en el sentido de que las relaciones pueden ser establecidas para una condición de suelo particular tal como roca, suelo suave, suelo duro profundo o superficial, etc. Algunas relaciones de atenuación definen esas condiciones, por ejemplo Boore *et al.* (1993) las caracteriza por medio de el promedio de la velocidad de onda de corte  $V_s$  en los primeros 30 m del subsuelo. Las características de las relaciones de atenuación serían ilustradas usando la relación de atenuación para fuentes localizadas en la corteza descrita por Boore *et al.* (1997):

$$\ln Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M-6)^2 + b_5 \ln r + b_v \ln \frac{V_s}{V_A} \quad (5.1)$$

donde:

Y- es el parámetro que se está buscando (SA o PGA en un período particular, en gales).

$$r = \sqrt{r_{jb}^2 + h^2}$$

$r_{jb}$  - es la distancia horizontal más cercana a la proyección vertical de la ruptura en superficie y está dada en km.

$V_s$ - es el promedio de la velocidad de onda de corte en m/s para una profundidad de 30m.

$b_1$ - es un parámetro relacionado al mecanismo de falla:

$$\begin{cases} b_{1SS} & \text{para terremotos de falla normal} \\ b_{1RS} & \text{para terremotos de falla inversa} \\ b_{1ALL} & \text{si el mecanismos no ha sido especificados} \end{cases}$$

$M$  es la variable que representa a la magnitud, la escala de magnitud más usada es la Magnitud de momento ( $M_w$ ).

El valor de los demás coeficientes en la ecuación 5.1 están dados en Boore *et al.* (1997). Los valores de  $V_s$  sería presentado después, cuando las condiciones del efecto de sitio del movimiento del suelo sea considerado (Ansal, 2004).

Como se menciona anteriormente  $r$  representa la distancia, en la sección 5.3.2 se describen los diferentes tipos de medidas para la distancia más usadas.

### 5.3 Factores que afectan el movimiento del suelo

Cuando ocurre un terremoto, la energía sísmica liberada viaja en todas direcciones, y las redes sísmicas las detectan, sin embargo, esta energía es afectada por diferentes factores a lo largo del trayecto que recorre hasta llegar al sitio en donde es registrado.

El primer factor que afecta la energía son las condiciones de la fuente que genera el terremoto, después es afectada por la trayectoria de la fuente al sitio y finalmente el efecto de la geología local es decir, el efecto de sitio.

La separación de estos tres factores no es nada simple, ya que los límites entre cada uno de ellos no está claramente definido, además de que el efecto de la fuente afecta la trayectoria y éste a su vez afecta las condiciones del sitio (Douglas, 2003).

Como se puede observar en la ecuación general de atenuación (ecuación 5.1), la magnitud y la distancia son dos parámetros fundamentales para el cálculo del movimiento de suelo.

A continuación se da una descripción breve de cada uno de estos factores.

### 5.3.1 Efecto de la fuente del terremoto

Cuando un terremoto ocurre y este es registrado en alguna estación, el registro obtenido incorpora muchos parámetros que van asociados a la ruptura de la falla, los parámetros principales son el momento sísmico ( $M_o$ ), la tasa de esfuerzos y la frecuencia de esquina, todos estos parámetros afectan directamente el registro del movimiento fuerte del suelo.

Un parámetro que ha sido usado para caracterizar la fuente del terremoto en las ecuaciones de atenuación es la magnitud del terremoto ( $M$ ), sin embargo existen diferentes escalas de magnitud que han sido usadas por diferentes estudios.

En los años 70's, cuando se realizaron los primeros estudios para encontrar relaciones de atenuación, no especificaban que escala de magnitud estaban utilizando (Douglas, 2003). Muchos autores utilizan la magnitud local ( $M_L$ , también llama magnitud de Richter) para derivar sus ecuaciones de atenuación, otras escalas comúnmente utilizadas es la magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ ); sin embargo, en los últimos años, las ecuaciones recientes optan por utilizar la magnitud de momento ( $M_w$ ), ya que a diferencia de otras escalas de magnitud que son derivadas empíricamente, la escala de magnitud de momento se relaciona directamente con la falla y es una medida de magnitud que tiene un significado físico. La mayor ventaja de la magnitud de momento es que está no se satura para grandes magnitudes como pasa para la magnitud local y otras, además que puede ser calculada para magnitudes pequeñas.

La magnitud de momento se deriva del momento sísmico, que como se menciono anteriormente es uno de los principales parámetros que van asociados a la ruptura de la falla, éste parámetro es equivalente al producto del área de ruptura,  $a$ , el desplazamiento promedio,  $d$ , y la rigidez,  $\mu$  o módulo de corte de elasticidad de el material de la corteza involucrado en la ruptura:

$$M_o = \mu \cdot d \cdot a \quad (5.2)$$

Donde  $\mu$  es comúnmente tomado como  $3 \times 10^{11}$  dinas/cm<sup>2</sup> para la corteza y  $7 \times 10^{11}$  dinas/cm<sup>2</sup> para el manto superior.

La magnitud de momento ( $M_w$ ), se basada en la energía sísmica liberada durante el terremoto, esto es, el momento sísmico ( $M_o$ ) y está dada por la siguiente ecuación (Hanks y Kanamori, 1979):

$$M_w = \left( \log \frac{M_o}{1.5} \right) - 10.73 \quad (5.3)$$

En teoría, el momento sísmico es el único parámetro que caracteriza la energía sísmica liberada. Como una consecuencia, la magnitud de momento debería teóricamente proveer una medida directa de comparar diferentes terremotos.

### **5.3.2 Efecto de la trayectoria de la fuente al sitio**

Joyner y Boore (1981) plantea que la distancia correcta para usar en una relación de atenuación es la distancia desde el origen de la onda, la cual produce el movimiento del suelo (p.e. PGA o SA), hasta la estación; sin embargo, está es difícil de determinar para terremotos pasados e imposible de predecir para terremotos futuros.

Diferentes medidas para la distancia fuente-sitio son utilizadas por los investigadores. Douglas (2003) presenta diez medidas diferentes que han sido propuestas para caracterizar la distancia a la fuente del terremoto:

1. **Distancia epicentral.**- Distancia a la proyección horizontal del punto de inicio de la ruptura.
2. **Distancia hipocentral.**- Distancia al punto de inicio de la ruptura.
3. **Distancia al centroide de ruptura.**- Distancia al centroide de la ruptura.

4. **Distancia al centro de liberación de energía.**- Distancia al punto de la ruptura de la falla donde la energía es concentrada (Crouse *et al.*, 1988; Crouse, 1991).
5. **Distancia de la proyección superficial** (también llamada distancia Joyner y Boore).- Distancia a la proyección superficial del plano de ruptura de la falla (Joyner y Boore, 1981).
6. **Distancia de la proyección superficial con profundidad focal.**- Distancia a la proyección de la ruptura en una plano en la profundidad del foco.
7. **Distancia de ruptura** (también llamada distancia a la fuente o falla).- Distancia a la ruptura superficial.
8. **Distancia sismogénica.**- Distancia a la ruptura superficial sismogénica, se asume que la ruptura cercana a la superficie en sedimentos no es sismogénica (Campbell, 1997).
9. **Distancia elíptica.**- Distancia a las extremidades de la ruptura superficial de la falla (Bureau, 1978; Zhou *et al.*, 1989), si no ocurre una ruptura superficial, entonces la proyección de la ruptura en la superficie debe ser usada.
10. **Distancia hipocentral equivalente.**- Distancia desde un punto de fuente virtual que proporciona la misma energía al sitio como lo hace una falla de tamaño finito (Ohno *et al.*, 1993).

### **5.3.3. Efecto de sitio**

El efecto de sitio incluye modificaciones de ondas sísmicas debido a las condiciones de suelo local, así como el efecto de los depósitos aluviales y la topografía local.

Es conocido que las condiciones de sitio afectan directamente la amplitud y las características espectrales del movimiento del suelo y depende del tipo y profundidad del suelo, esto ha sido demostrado por las diferencias que hubo de un sitio a otro en el terremoto de la Ciudad de México en 1985 y en el área de la Bahía de San Francisco por el terremoto de Loma Prieta e 1989 (Ansal, 2004).

El efecto de sitio puede ser incorporado en las relaciones de atenuación por el uso de factores multiplicativos entre el movimiento de suelo en un sitio con respecto a otro, el numero de factores multiplicativos usados es usualmente uno menos que el numero de categorías de sitio usados (Ansal, 2004).

En la sección 5.4 se dará una descripción amplia del efecto de sitio debido a la importancia que tiene en este estudio, ya que se trata del primer trabajo que incorpora el efecto de sitio para el NE de México.

### **5.4 Descripción detalla del efecto de sitio**

El efecto de sitio es un parámetro muy importante en los estudios de riesgo sísmico, ya que este puede amplificar decenas de veces el movimiento del suelo cuando ocurre un terremoto, como lo ocurrido en el terremoto de 1985 en la ciudad de México y en 1989 en Loma Prieta (Idriss, 1991), en el presente trabajo se realizaron cálculos para conocer cuál sería el factor de amplificación en los diferentes tipos de materiales que existen en la región.

Se le llama efecto de sitio a la variación del movimiento del suelo en el espacio, amplitud, frecuencia y duración. Incluye principalmente el contraste de impedancia acústica de los depósitos de suelo con el basamento o roca firme (Ansal, 2004). En general el efecto de sitio puede ser definido como la modificación de las características de la onda (amplitud, frecuencia y duración). Las modificaciones

pueden ser manifestadas con incrementos o disminuciones de la amplificación de las amplitudes del movimiento del suelo en todas las frecuencias lo cual puede depender de muchos parámetros tales como los módulos de corte, y la resistencia del material, la geometría del basamento, discontinuidades geológicas, etc.

#### 5.4.1 Física, conceptos y definiciones del efecto de sitio

Cuando ocurre un terremoto y éste es registrado en las estaciones sísmicas, el registro contiene información que está relacionada a tres fenómenos que experimenta la señal, el primero de ellos está relacionado a el tipo de falla que genero el sismo, el segundo fenómenos se relaciona al efecto de la trayectoria de la energía desde la fuente hasta el lugar donde se registra y finalmente el efecto de la geología local del sitio lo que es conocido como efecto de sitio (Figura 5.2).

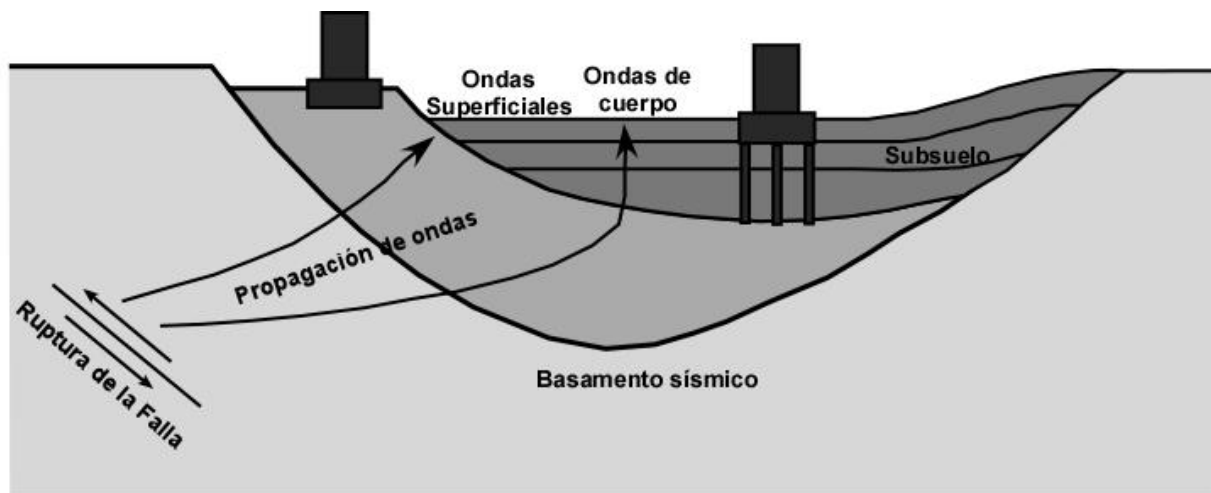


Figura 5.2 Esquema de la propagación de ondas sísmicas desde la falla hasta la superficie (Tomada de Ansal, 2004).

La amplitud  $r(t)$ , la aceleración representada potencialmente, la velocidad o desplazamiento, los cuales son registrados en un sitio, pueden ser escritos en el dominio del tiempo en la forma de convolución de tres factores:

$$r(t) = e(t) * p(t) * s(t) \quad (5.4)$$

Donde  $e(t)$  es la señal de la fuente,  $p(t)$  es la función que caracteriza la propagación de la fuente al sitio y  $s(t)$  expresa el efecto de la condición local del suelo o efecto de sitio. La ecuación 5.4 puede ser en forma de producto:

$$R(f) = E(f) \cdot P(f) \cdot S(f) \quad (5.5)$$

Donde  $R(f)$ ,  $E(f)$ ,  $P(f)$  y  $S(f)$  son las transformadas de Fourier de la función de la función dependiente del tiempo  $r(t)$ ,  $e(t)$ ,  $p(t)$  y  $s(t)$  respectivamente, todos estos factores contribuyen en la respuesta del sitio, ya sea separados o en combinación con los otros.

El efecto de sitio incluye el efecto de la geología local, la cual afecta directamente el registro de la energía liberada por el terremoto. El principal parámetro que caracteriza al sitio es la geometría de las capas en el subsuelo (espesor y discontinuidades laterales), la topografía y las propiedades dinámicas, físicas y mecánicas del suelo y los materiales rocosos (Ansal, 2004).

El efecto de sitio, como se menciono anteriormente, depende principalmente de la geología local, ya que la energía que viaja a través de los sedimentos tiene diferentes comportamientos que dependen de la topografía. Como se sabe, la formación de suelos son el producto de procesos de erosión, transportación y depositación, y esos procesos pueden producir distintas superficies topográficas como montañas o valles, en donde las ondas sísmicas tienen diferentes comportamientos. En el caso de topografías convexas (montañas, colinas, etc.) la amplificación varía en las cresta que al pie de la montaña o colina, mientras que en topografías cóncavas (valles, cuencas, cañones, etc.), la amplificación se comporta diferente en las partes laterales y en la base de la cuenca o valle (Ansal, 2004).

De acuerdo a Ansal (2004), el efecto de sitio puede ser definido de la siguiente manera:

“Formaciones de suelo y topografía superficial que modifican las características del campo de ondas (amplitud, frecuencia y duración) resultando en una amplificación o desamplificación del movimiento del suelo”

Una estimación simple cualitativa y cuantitativa del efecto de sitio es a menudo expresada por el factor de amplificación  $A_{max}$  y la frecuencia resonante  $f_{res}$ .

#### **5.4.2 Métodos para estimar el efecto de sitio**

Existen diferentes métodos que pueden ser usados para evaluar el efecto de sitio. La elección del método se basa en el proyecto al cual va a ser aplicado. De acuerdo a (Ansal, 2004), los métodos pueden ser clasificados en 5 categorías:

**Métodos Empírico-Experimentales.** Esta técnica utiliza registros del movimiento de suelo o ruido ambiental para estimar las características básicas del movimiento del suelo experimentado usualmente en el dominio de las frecuencias.

**Métodos Empíricos.** Estos métodos evalúan parámetros del terremoto tales como aceleración, velocidad y respuesta espectral basado en clasificación de sitio, promedio de las velocidades de onda S, topografía, magnitud del terremoto y relaciones de amplificación existentes; usualmente estos métodos son incorporados en códigos sísmicos de prevención.

**Métodos Semi-empíricos.** Calcula el tiempo histórico del movimiento del terremoto combinando registros de pequeños terremotos (p.e. funciones de Green); estos métodos deben contar con un proceso detallado de la ruptura de la falla y los efectos.

**Métodos teóricos.** Los efectos de sitio son calculados a través de un proceso analítico y más a menudo modelos numéricos de propagación de ondas 1D, 2D ó 3D; los diferentes tipos de ondas con diferentes ángulos incidentes deben ser usados; la principal ventaja de estos métodos es la posibilidad de usar relaciones constitutivas complejas para describir el comportamiento del suelo bajo condiciones de carga dinámicas y la habilidad

para modelos precisos de la estratigrafía del sitio inclusive de la topografía del basamento.

**Métodos híbridos.** Calculan tiempos históricos de movimientos de terremotos por unir una componente de periodo largo determinada con un modelo de falla sísmica teórico con un modelo de propagación de ondas sísmicas que tienen una componente de periodo corto determinado por un método semi-empírico.

#### ***5.4.2.1 Métodos empírico-experimentales***

La mayoría de las técnicas experimentales que han sido desarrolladas durante la última década analizan el efecto de sitio en el dominio de la frecuencia (Ansal, 2004). Hay que recordar que el registro de los terremotos debe ser presentado en el dominio de las frecuencias como el producto del espectro de Fourier del efecto de la fuente, el efecto de la trayectoria y el efecto de sitio. Para estimar la influencia de la geología local (efecto de sitio), es necesario quitar la influencia de los primeros dos términos (efecto de fuente y trayectoria), por lo que algunos métodos han sido sugeridos y los cuales son clasificados en dos categorías basadas en el criterio de el uso de un 'sitio de referencia', el cual puede ser generalmente definido como la localidad de control que es libre de todo tipo de efecto de sitio y esta usualmente cercana al sitio de roca (Pitilakis, 2004). Las técnicas experimentales comúnmente aplicadas son descritas a continuación:

##### *Técnica del Cociente Espectral Estándar (SSR)*

La técnica más popular y generalmente más usada para caracterizar la amplificación de sitio ha sido la SSR, (Borcherdt R. D., 1970), la cual es definida como la razón del espectro de amplitud de Fourier de un registro del sitio de suelo que está cerca del registro de sitio de roca para el mismo terremoto y componente del movimiento. La información de la fuente es el mismo para ambos registros y cuando los dos sitios están cercanos, el efecto de la trayectoria es también considerado el mismo. Por lo tanto, la razón del espectro de amplitud de Fourier

expresa solamente el efecto de la condición de suelo local en un sitio específico. Sin embargo, hablando teóricamente, esta técnica es aplicable solamente a casos donde los datos son derivados de un arreglo local denso con al menos una estación definida como referencia (Pitilakis, 2004).

Una opción usual para la selección de la estación de referencia es un sitio en un afloramiento de la roca firme, mientras que lo menos usado es un sitio en el basamento que tiene un acelerómetro en un pozo (Pitilakis, 2004). Las condiciones básicas para la aplicación de esta técnica particular en el caso de una estación de referencia en la superficie son:

- a) La existencia de un registro simultáneo en un sitio de suelo y en el sitio de referencia,
- b) El sitio de referencia está libre de cualquier tipo de efecto de sitio (sedimentos o topográficos) y,
- c) La distancia entre el sitio de suelo y el de referencia debe ser pequeño (más pequeño que la distancia epicentral), para considerar que el efecto de la trayectoria de la energía sísmica es el mismo en ambos sitios.

Sin embargo, la condición de que el sitio de referencia en un afloramiento debe estar libre de cualquier tipo de efecto de sitio no es válida. Por esta razón, se debe examinar cuidadosamente el sitio de referencia para estimar la amplificación correcta en los sitios sedimentarios (Stiedl *et. al.*, 1996).

#### *Técnica del Esquema de Inversión Generalizada (GIS)*

Andrews (1986) teniendo en cuenta que la técnica de SSR es aplicable solamente a datos de arreglos densos, propone una técnica generalizada para buscar todas las fuentes, efectos de trayectoria y sitio en sets de datos registrados en redes locales o regionales, para aplicar la solución de un problema inverso grande.

De esta manera, para un set de datos dado, la fuente y el espectro de amplitud de Fourier desconocidas son estimadas simultáneamente desde una

inversión de peso de mínimos cuadrados. La principal ventaja de esta técnica es la estimación fiable del efecto de fuente y de sitio, especialmente en casos donde no hay registros simultáneos de todos los terremotos en todos los sitios de la red (Field, E.H. y Jacob, K., 1995).

#### *Técnica de la Onda de Coda*

Phillips y Aki (1986) por otra parte, proponen un método alternativa basada en el uso de ondas de coda. La estimación del efecto de sitio es exclusivamente basado en la última parte del registro (ondas coda), empezando desde el punto donde el tiempo es el doble del primer arribo de la onda S. La forma espectral de esa onda de coda es independiente de la fuente y del sitio registrado porque esta parte es dominada por ondas multi-dispersadas en las heterogeneidades de la corteza terrestre.

#### *Técnica del Cociente Espectral Horizontal/Vertical (HVSr)*

Las técnicas descritas anteriormente son usando un sitio de referencia, pero en práctica el sitio de referencia no está siempre disponible. Por esta razón métodos diferentes que no dependen de un sitio de referencia han sido desarrollados (Ansal, 2004). Uno de ellos es el cociente espectral horizontal/vertical, esta técnica fue introducida en la década de los setenta por algunos científicos japoneses (Nogoshi y Igarashi, 1971; Shiono *et al.* 1979; Kobayashi, 1980 ), ellos asignaron un significado físico y mostraron que tenía una relación directa con la trayectoria elíptica de las ondas Rayleigh, ellos concluyeron que este cociente espectral puede ser usado para identificar la frecuencia fundamental de los suelos suaves, observando que la componente vertical del movimiento de las ondas Rayleigh, al menos sistemáticamente, desaparecen en los alrededores de la frecuencia fundamental de las ondas de corte.

Esta técnica es extremadamente simple, consiste en usar una razón espectral de la componente horizontal a la vertical de movimiento del suelo y estimar las amplitudes de Fourier en diferentes frecuencias (Ansal, 2004). La idea básica de este método es que la componente vertical en casos donde el suelo es plano y horizontal

esté libre de cualquier tipo de influencia relacionado a las condiciones del suelo y sitio de registro (Ansal, 2004).

#### **5.4.2.2 Métodos empíricos**

Los métodos empíricos son prácticamente usados para análisis preliminares o en la prescripción de códigos sísmica para las construcciones, con factores de amplificación definidos de acuerdo a la clasificación de suelos y la intensidad de los terremotos (Ansal, 2004). Relaciones simples dan los factores de amplificación para aceleraciones y/o velocidades pico con el promedio de velocidad de ondas de corte de los perfiles de suelo.

La mayor cuestión es que tan exacto es el uso de  $V_{s30}$  para caracterización de sitios de suelo (Ansal, 2004). La principal ventaja es la simplicidad en evaluar las condiciones de suelo por estudios convencionales de geotecnia, los cuales raramente exceden los 30-40 metros. Por otra parte, la pregunta permanece, si el conocimiento de las velocidades de ondas de corte en los primero 30 metros del subsuelo es un parámetro exacto para estimar las características de amplificación del sitio (Ansal, 2004).

En conclusión, el uso de  $V_{s30}$  como base para la caracterización del suelo es erróneo en muchos casos. Esta técnica debe ser usada solamente cuando las condiciones del sitio son apropiadas, es decir cuando el basamento sísmico es relativamente superficial o las condiciones del suelo son firmes, o la estratigrafía es plana (Ansal, 2004).

Los métodos empíricos son métodos principalmente usados para una evaluación simplificada rápida de los parámetros básicos de la amplificación de suelo: frecuencia fundamental de los perfiles del suelo y razón de amplificación. Estos métodos son usados para:

- a) Estudios de microzonación y

b) Con sus formas especiales de factores de amplificación espectral de diferentes categorías de suelo en códigos sísmicos de construcción de estructuras.

En todos los casos éstos métodos deben ser aplicados y usados muy cuidadosamente porque sus antecedentes estadísticos y la información limitada requerida en la caracterización de sitio pueden traer errores muy serios (Ansal, 2004).

#### **5.4.2.3 Métodos semi-empíricos**

Los métodos semi-empíricos calculan el tiempo histórico de los terremotos causado por un escenario sísmico que combina registros de terremotos de pequeños eventos sísmicos. (Ansal, 2004) La técnica de la función de Green está basada en la idea de que el movimiento total en las partículas del sitio es igual a la suma del movimiento producido por una serie de rupturas independientes de partes muy pequeñas en la falla que las produce. El método requiere una definición apropiada o estimación de ciertos parámetros tales como la geometría de la fuente, la función de deslizamiento que describe el vector del desplazamiento con el tiempo de cada falla, la estructura de velocidad del material de la corteza entre la fuente y el sitio y la función de Green describen el movimiento en el sitio en un instante del deslizamiento de cada falla. Normalmente la función de Green en cada sitio, implica el comportamiento del suelo de un sitio específico en el rango elástico lineal (Ansal, 2004).

La función empírica de Green (EGF, por sus siglas en inglés) (Hartzell, 1978) evita complicaciones computacionales por el uso de movimientos débiles de terremotos pequeños como una función empírica de Green para simular movimientos del suelo (Ansal, 2004). La Figura 5.3 ilustra el principio del método.

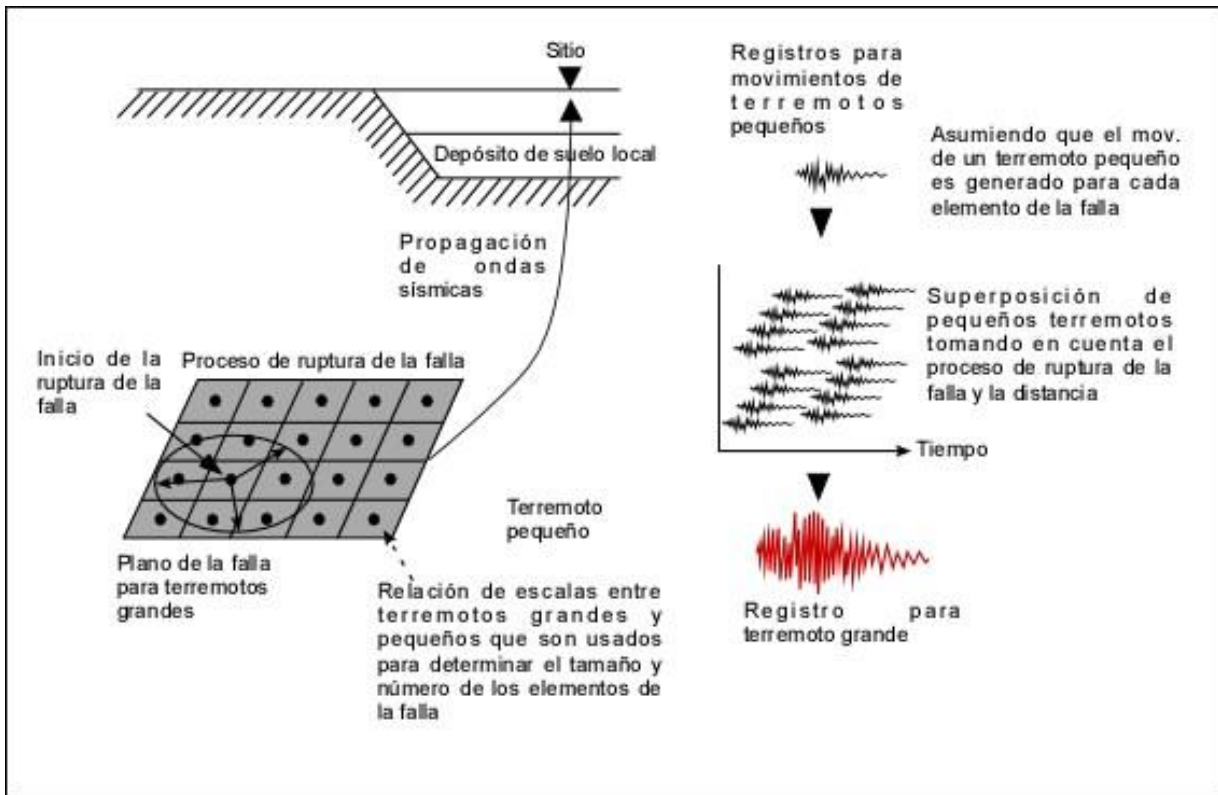


Figura 5.3 Procedimiento para generar movimientos del suelo con la técnica de la función empírica de Green. (Tomada de Ansal, 2004).

El método es esencialmente determinístico ya que este calcula el tiempo histórico de un escenario sísmico definido y otros parámetros. Sin embargo, es posible el uso de la función estadística de Green, la cual calcula el promedio estadístico del movimiento sísmico registrado para diferentes eventos sísmicos pequeños.

La técnica EGF es particularmente usada para generar movimientos del campo cercano y esto es importante para cuantificar el proceso de ruptura de la falla y el efecto de asperezas. Este proceso es menos exacto cuando un comportamiento no lineal es esperado para suelos locales.

#### **5.4.2.4 Métodos teóricos (numéricos y analíticos)**

Cuando la estructura geológica de un área y las características geotécnicas de un sitio son conocidas, los efectos de sitio pueden ser estimados a través de análisis teóricos. La condición previa del conocimiento geotécnico suficiente de la estructura del suelo incluyendo topografía superficial y profunda es entonces obvia. Tales aproximaciones requieren un entendimiento en profundidad del modelo consecutivo que describa el comportamiento del suelo bajo condiciones dinámicas y métodos usados para resolver el problema de propagación de ondas en 1, 2 o 3 dimensiones.

##### *Modelos analíticos simples*

Como se menciona anteriormente, la amplificación en sedimentos de suelo está relacionada a efectos de resonancia los cuales son presentados en el dominio de la frecuencia en forma de picos espectrales en las funciones de transformada de Fourier. Una aproximación analítica simple la cual no requiere ningún cálculo numérico, permite estimar el periodo fundamental del suelo,  $\tau_0$ , y el factor de amplificación correspondiente  $A_0$ . Una estimación simple de esos dos parámetros es posible solamente para sitios que pueden ser aproximadamente como un estrato sobre estructuras de basamento. Esta es una forma relativamente fácil ya que solo se necesita conocer la densidad del suelo, la velocidad de las ondas de corte, el espesor y la humedad de los sedimentos, así como la velocidad de las ondas de corte del basamento.

Para sitios de multi-estratos, solamente el periodo fundamenta pudiera ser estimado satisfactoriamente (Ansal, 2004). Para calcular estas aproximaciones se necesitarían muchos parámetros como el espesor de cada estrato, y los resultados pueden ser sobreestimados o con un grado de error considerable (Ansal, 2004).

##### *Respuesta unidimensional de las columnas de suelo*

Existe un gran número de métodos analíticos que permiten hacer cálculos numéricos de la respuesta sísmica de un sitio dado, la mayoría de estos se basan en la teoría de la reflexión de ondas de corte en estratos horizontales (análisis 1D de columnas de suelo) (Ansal, 2004).

Los parámetros requeridos para estos análisis son la velocidad de ondas de corte, densidad, el factor de amortiguamiento y el espesor de cada estrato, estos parámetros pueden ser obtenidos a través de estudios geofísicos y geotécnicos, además de estudios en laboratorio.

## **CAPÍTULO 6. INTENSIDADES SÍSMICAS ESPERADAS EN EL ÁREA METROPOLITANA DE LA CIUDAD DE MONTERREY, NUEVO LEÓN**

### **6.1 Introducción**

Acosta-Chang y Montalvo-Arrieta (1997) mencionan que el éxito en la aplicación de las técnicas predictivas del movimiento de suelo depende de los siguientes factores:

- La existencia de ecuaciones predictivas obtenidas a partir de una adecuada base de datos sísmicos, o bien, la posibilidad de extender la aplicabilidad de ecuaciones ya existentes hacia otras zonas con características tectónicas similares a las de la región para la cual fueron elaboradas.
- Un buen conocimiento del marco sismotectónico de la región, para la ubicación precisa de los principales sistemas de fallas activas y sus características dinámicas.
- La microzonación detallada de los factores que controlan el efecto de sitio en la región.

A partir del estudio gravimétrico realizado en el parte central del estado de Coahuila, donde se pudo identificar la FSM (Capítulo 4), y de los valores determinados por Ramos Zúñiga (2007) (Figura 5.1) para  $V_{s30}$  en el estado de Nuevo León, se tiene cubierto dos de los tres puntos descritos por Acosta-Chang y Montalvo-Arrieta (1997), sin embargo, para el área de estudio no se tienen ecuaciones de predicción, por lo que para la presente investigación se realizaron diferentes pruebas con diferentes ecuaciones que pueden ser aplicadas en el área de estudio con el fin de determinar cual ecuación sería la que se utilizaría para realizar el cálculo de las intensidades sísmicas.

Una vez que se eligieron las ecuaciones que se utilizarían, primero se realizó el análisis para calcular la aceleración pico del suelo y a partir de éste parámetro calcular las intensidades sísmicas esperadas para el área de estudio.

## 6.2 Ecuaciones de Predicción

Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) realizaron una recopilación sísmica para el noreste de México (Figura 1.3) y presentan un escenario sísmico para el noreste de México a partir de un sismo hipotético en la terminación sur de la FSM (Figura 6.1), esto se realizó a partir de la ecuación de Toro *et al.*, (1997), esta ecuación toma en cuenta sitios de roca y fue realizada para el centro y este de Estados Unidos, y está basada en la predicción de modelos estocásticos y puede ser extendida para el noreste de México, ya que las condiciones tectónicas son similares. Estos autores también utilizaron la ecuación de Pankow y Panchmann (2004), para los sismos localizados en la provincia de Cuencas y Cordilleras, esta ecuación es una adaptación de la desarrollada por Spudich *et al.* (1999) para regiones donde existe un régimen tectónico extensional, es decir, donde  $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$ , donde  $S_v$ ,  $S_{Hmax}$ , y  $S_{Hmin}$  representa los esfuerzos principales que están orientados aproximadamente verticalmente en una dirección horizontal ortogonal (Spudich *et al.*, 1997).

A partir de ambas ecuaciones, Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) calcularon valores de PGA para el noreste de México, Estos autores calcularon valores de PGA, para sitios de roca, y encontraron que para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, los valores varían de 30 a 70  $cm/s^2$  (Figura 6.1). Sin embargo, como se mencionó en el capítulo anterior, un parámetro muy importante en los estudios de riesgo sísmico, es el efecto de sitio (ver sección 5.3.3), ya que a partir de dicho parámetro, se determina como es el comportamiento de la energía sísmica cuando las condiciones geológicas varían, ya que como se ha mencionado anteriormente, la energía sísmica puede ser amplificada debido a las condiciones de suelo en particular se experimentarán mayores amplificaciones en condiciones de sitio donde los materiales Cuaternarios sean poco consolidados, por lo que en este estudio se tomó en cuenta las condiciones de suelo para el cálculo de PGA e intensidades sísmicas A diferencia de el trabajo realizado por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008), en el presente trabajo, se utilizó la ecuación de Pankow y Panchmann (2004) para el cálculo de PGA, debido a que la ecuación de Toro *et al.* (1997) no toma en cuenta el efecto de sitio.

La ecuación de Pankow y Panchmann (2004) puede ser utilizada en el área de estudio, ya que como se mencionó anteriormente, es una adaptación de la ecuación de Spudich *et al.* (1999), y de acuerdo a los resultados obtenidos por Suter (1987) (Figura 1.5) quien determinó un campo de esfuerzos similar al de regiones donde existe una tectónica extensional mencionada por Spudich *et al.* (1996).

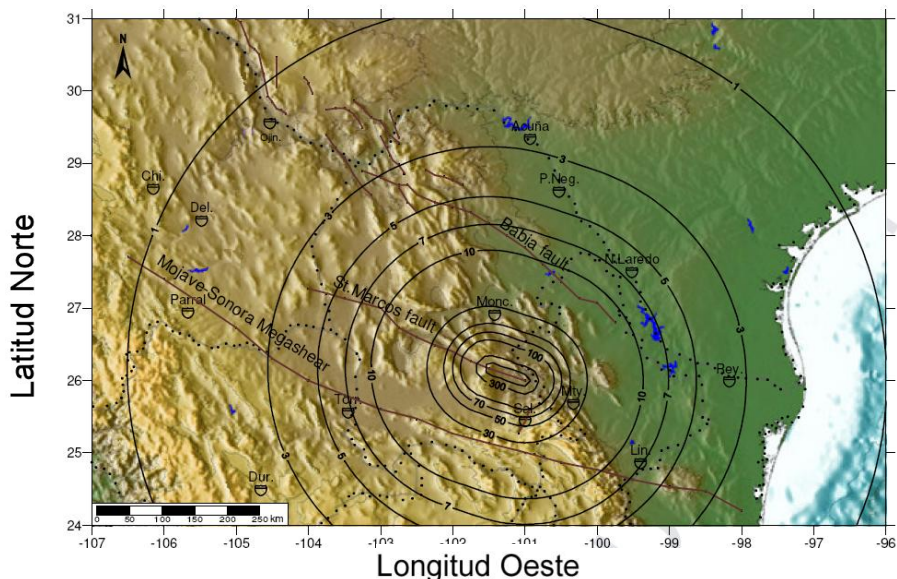


Figura 6.1 Aceleración pico del suelo ( $\text{cm/s}^2$ ) usando la relación de atenuación de Toro *et al.* (1997) para un terremoto hipotético ( $M=6.5$ ) en el segmento sur de la Falla San Marcos, Coahuila (Tomada de Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, 2008).

El efecto de sitio se determina a partir de la variación de las condiciones de sitio, y esto está dado por las velocidades sísmicas. Ramos Zúñiga (2007) (Figura 5.1) presenta una distribución de  $V_{s30}$  para el estado de Nuevo León, las cuales fueron utilizadas para el presente estudio para el cálculo de PGA e intensidades con efecto de sitio.

Para el presente estudio, se utilizó una malla de  $0.01^\circ \times 0.01^\circ$  a partir de la cual se fijó el valor correspondiente de  $V_{s30}$  de acuerdo a los resultados de Ramos Zúñiga (2007) para cada punto de la malla. Para realizar este proceso, se hizo uso del programa Matlab, en el cual se le asignó cada valor a cada punto de la malla y se hizo el cálculo correspondiente de PGA e intensidad sísmica.

De acuerdo a Pankow y Pechmann (2004) la ecuación del SEA99 tiene la siguiente forma:

$$\text{Log}_{10}(Z) = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_5 \text{Log}_{10}D + b_6\Gamma \quad (7.1)$$

Donde:

Z – Aceleración pico del suelo (PGA) (en gales)

M – es la Magnitud de Momento (*Hanks y Kanamori, 1979*)

D- es la distancia desde la fuente del terremoto al punto  $(r_{jb}^2 + h^2)^{1/2}$

jb- es la distancia *Joyner-Boore* en kilómetros

Γ- es 0 para sitios de roca y 1 para sitios de suelo

$b_1, b_2, b_3, b_5, b_6$  y h son coeficientes de regresión.

De acuerdo a los resultados presentados por Ramos Zúñiga (2007), las condiciones de sitio para el área de estudio se clasificaron en tres clases de acuerdo a códigos internacionales de construcción:

- A ( $V_{s30} > 1500$  m/s)
- B ( $760 \text{ m/s} < V_{s30} < 1500$  m/s)
- C ( $360 \text{ m/s} < V_{s30} < 760$  m/s)

Estos valores fueron utilizados para calcular el efecto de sitio, el cuál de acuerdo a Pankow y Pechmann (2004) y la ecuación (7.1) se define como:

$$b_6 = B_v(\text{log}V_{suelo} - \text{log}V_{roca}) \quad (7.2)$$

$$b_1 = b_1^0 + b_6^0 - b_6 \quad (7.3)$$

Donde  $B_v$  es 0.371 (*Bore et al., 1997*); y se tomará como base el valor de A para roca  $\text{log}V_{roca} = 1500$  m/s y el valor de  $\text{log}V_{suelo} = 760$  ó 360 dependiendo de la clasificación del punto que se está calculando;  $b_1^0$  y  $b_6^0$  son 0.299 y 0.112 respectivamente (*Spudich et al., 1999*)

Trifunac y Brady (1975) presentan una ecuación donde se puede relacionar el parámetro PGA e intensidades sísmicas de la siguiente manera:

$$\log a_H = 0.014 + 0.30MMI \quad (7.4)$$

$$MMI = \frac{\log a_H - 0.014}{0.30} \quad (7.5)$$

Donde  $a_H$  representa la aceleración pico del suelo (PGA) en  $\text{cm}/\text{seg}^2$  y MMI es el valor de la intensidad sísmica de acuerdo a la escala de Mercalli Modificada.

### **6.3 Escala de Intensidades de Mercalli Modificada**

La escala de intensidades de Mercalli Modificada está diseñada para describir los efectos en las construcciones debido a un terremoto en un lugar específico. La intensidad difiere de la magnitud la cual está relacionada a la energía liberada por un terremoto (Wood y Neumann, 1931).

La intensidad de un terremoto es el efecto en la superficie de la tierra. La escala de intensidades se basa en la respuesta de la gente, es decir, si el movimiento del suelo es sentido o no, por el movimiento de muebles, el daño en las estructuras o la destrucción total. La escala de intensidades más usada es la escala de Intensidades de Mercalli Modificada (MMI, por sus siglas en inglés) que fue desarrollada en 1931 por los sismólogos americanos Harry Wood y Frank Neumann.

Los valores de la escala de MMI son expresando en números romanos (I-XII), los niveles más bajo de intensidad refleja como un terremoto es sentido por la gente, y los niveles más altos de la escala está basado en daños estructurales observados.

A continuación se hará una descripción de los doce niveles de la escala de MMI.

MMI	Descripción
I	No es sentido. Sólo lo registran los sismógrafos.
II	Es sentido por personas que se hallan en reposo, en edificios altos o en lugares que favorecen la percepción.
III	Es sentido en el interior de las habitaciones. Los objetos colgantes se balancean. La vibración es parecida al paso de un camión ligero. Es posible estimar su duración. Puede no ser considerado como un sismo.
IV	Los objetos colgantes se balancean. Vibración, semejante al paso de camiones pesados, o se percibe una sensación como si una pelota pesada golpeará las paredes. Los carros estacionados se mecen. Las ventanas, los platos y las puertas traquetean. Los vasos tintinean. Los cacharros chocan. En el rango superior de IV las paredes y armazones de madera rechinan.
V	Es sentido fuera de las casas; puede estimarse su dirección. Las personas dormidas despiertan. Los líquidos experimentan alteraciones; algunos se derraman. Los objetos inestables y pequeños se mueven, así como las celosías y los cuadros. Los relojes de péndulo se detienen, echan a andar o cambian de velocidad.
VI	Es sentido por todos. Muchas personas se asustan y salen corriendo de sus casas. Se dificulta caminar. Las ventanas, platos y objetos de vidrio se rompen. Adornos, libros, etc., caen de los estantes. Los cuadros se desprenden de las paredes. El mobiliario se mueve o cae. Se agrieta el yeso débil y las construcciones tipo D. Suenan las campanas pequeñas (iglesias, escuela). Los árboles y los arbustos se sacuden (visiblemente) o se escucha la agitación de sus ramas y hojas.
VII	Es difícil permanecer de pie. Los automovilistas sienten cómo se agita el piso. Los objetos colgantes vibran. Se rompen los muebles. Daños a construcciones tipo D, incluyendo grietas. Las chimeneas débiles se parten al nivel del techo. Se produce caída de yeso, de ladrillos sueltos, de piedras, de tejas, de cornisas, de parapetos sin apoyo y de

ornamentos arquitectónicos. Se abren algunas grietas en las construcciones tipo C. Se observan olas en los estanques; el agua se enturbia con lodo. Hay derrumbes y aludes en los bancos de arena o grava. Suenan las campanas grandes. Los canales de irrigación quedan dañados.

- VIII Se dificulta conducir un vehículo y quizá hasta se pierde el control del auto. Daños a las construcciones tipo C; colapso parcial. Algunos deterioros en las construcciones B; ninguno en las construcciones A. Caída de estuco y de algunas paredes de ladrillo. Torcedura y caída de chimeneas (casas y fábricas), monumentos, torres, tanques elevados. Las casas de armazón son movidas de sus cimientos si no están aseguradas a ellos. Se rompen las ramas de los árboles. Cambios en el flujo o la temperatura de manantiales y pozos. Grietas en terreno húmedo y en pendientes empinadas.
- IX Pánico general. Las construcciones son destruidas: las de tipo C quedan gravemente dañadas o, a veces, se caen del todo y las de tipo B quedan dañadas seriamente. Averías generales a los cimientos, y muy serias a las cisternas y presas. Las tuberías subterráneas quedan rotas. Grietas conspicuas en el terreno. En las zonas aluviales, la arena y el lodo son arrojados a las orillas, surgen las llamadas fuentes de terremoto y se abren cráteres de arena.
- X La mayor parte de las construcciones de mampostería y de armazón, así como sus cimientos son destruidos. Algunas estructuras y puentes, cuidadosamente construidos caen. Hay daños serios en presas, diques y terraplenes. Se producen grandes aludes. El agua es arrojada a la orilla de canales, ríos, lagos, etc. La arena y el lodo son desplazados horizontalmente en playas y terrenos planos. Los rieles de las vías de ferrocarril se doblan levemente.
- XI Los rieles quedan doblados considerablemente, y las tuberías subterráneas completamente fuera de servicio.
- XII La destrucción es casi total. Grandes masas de roca son desplazadas.

Las líneas de nivel quedan distorsionadas. Los objetos son arrojados al aire.

*Construcciones tipo A:* Trabajo, concreto y diseño buenos; reforzadas, en especial lateralmente, y amarradas usando acero, concreto, etc.; diseñadas para resistir fuerzas laterales.

*Construcciones tipo B:* Trabajo y concreto buenos; reforzadas, pero no diseñadas especialmente para resistir fuerzas laterales.

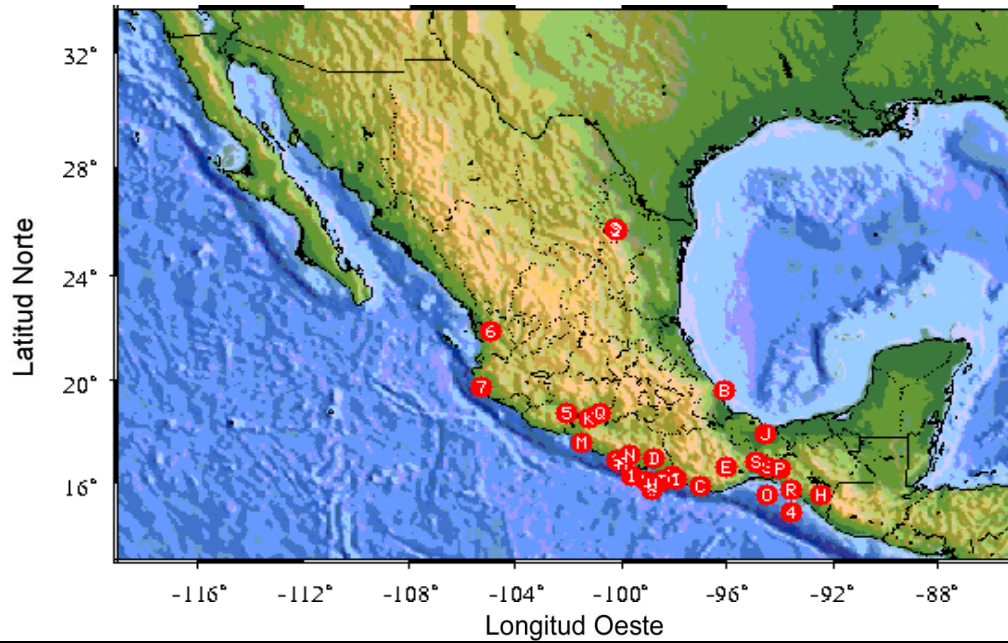
*Construcciones tipo C:* Trabajo y concreto ordinarios; sin debilidades extremas, como falta de amarres en las esquinas, pero tampoco reforzadas ni diseñadas contra fuerzas horizontales.

*Construcciones tipo D:* Materiales débiles como adobe; concreto pobre; baja calidad de mano de obra; débiles horizontalmente.

## **6.4 Resultados**

### **6.4.1 Sismo de Santiago, Nuevo León ( $M= 4.3$ )**

El sismo de Santiago, N.L., ocurrido en 17 de abril de 2006, fue el primer sismo en el noreste de México registrado en la estación sísmica ubicada en la ciudad de Linares, N.L. (Figura 6.2) y para el cual el Servicio Sismológico Nacional calculó una magnitud de 4.3. En la Figura 6.2 se muestra la ubicación de los dos sismos registrados. Se muestra además, las magnitudes determinadas para ambos sismos y las series de tiempo de las tres componentes del sismo de magnitud 4.3.



<a href="#">02</a>	2006/04/17	11:58:04	25.23	-100.29	20	4.1	26 km al SUROESTE de SANTIAGO, NL
<a href="#">03</a>	2006/04/17	11:25:10	25.32	-100.38	20	4.3	26 km al SUROESTE de SANTIAGO, NL

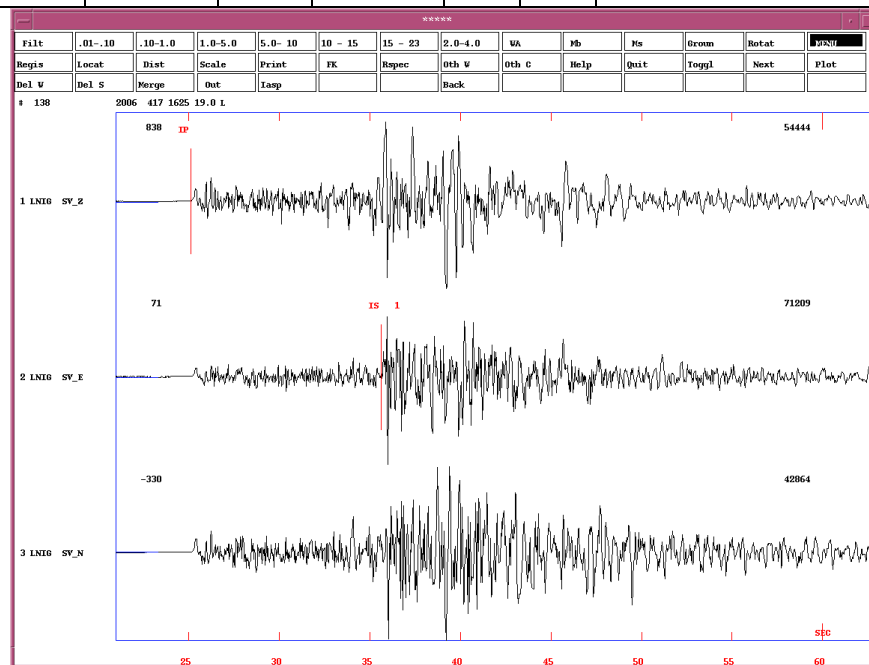


Figura 6.2 Localización y registro del sismo de Santiago, Nuevo León (Servicio Sismológico Nacional)

A partir de las ecuaciones de Pankow y Pechmann (2004) y Trifunac y Brady (1975) descritas anteriormente, se calcularon los valores de PGA y las intensidades sísmicas para el sismo de magnitud 4.3 ocurrido en Santiago, N.L., el cual se registró a aproximadamente 30km del área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.

De manera general, en la Figura 6.3 se presentan los valores más alto ( $80 \text{ cm/s}^2$ ) se calcularon para los lugares cercanos al epicentro, y van disminuyendo hasta  $5 \text{ cm/s}^2$  debido a la distancia. Sin embargo, en la Figura 6.4, para el mismo sismo de magnitud 4.3 se muestra como los valores cambian debido al efecto de sitio, al sur del epicentro se puede observar como los valores van disminuyendo en los lugares donde se encuentran las rocas más solidas o consolidadas ( $10 \text{ cm/s}^2 - 15 \text{ cm/s}^2$ ), las cuales de acuerdo a la NEHRP, Ramos Zúñiga (2007) las clasificó como tipo A. En la parte SE del área de estudio, los valores de PGA varían entre  $10 \text{ cm/s}^2$  a  $15 \text{ cm/s}^2$ ; mientras que los valores más bajos de PGA ( $5 \text{ cm/s}^2$ ) se encuentran localizados al norte del epicentro, ya que dentro del área de estudio, ésta zona es la más alejada al epicentro. En el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L., los valores de PGA varían entre  $10 \text{ cm/s}^2$  y  $\text{cm/s}^2$ .

En cuanto a las intensidades sísmicas, los valores más altos de MMI son de VII (Figura 6.5) y se encuentran en las áreas cercanas al epicentro, esto de acuerdo a la escala de Mercalli, indicaría que las construcciones tipo D resultarían dañadas y provocaría grietas en las construcciones tipo C; sin embargo, en esta zona existen muy pocas construcciones, por lo que no hubo daños asociados al movimiento del suelo generado por el sismo. En el área metropolitana de Monterrey, N.L., los valores de intensidades sísmicas calculadas fueron en promedio de MMI IV, pero debido al fuerte ruido y actividad en el área metropolitana, el efecto producido por el terremoto pudo ser enmascarado, por lo cual no fue sentido por las personas.

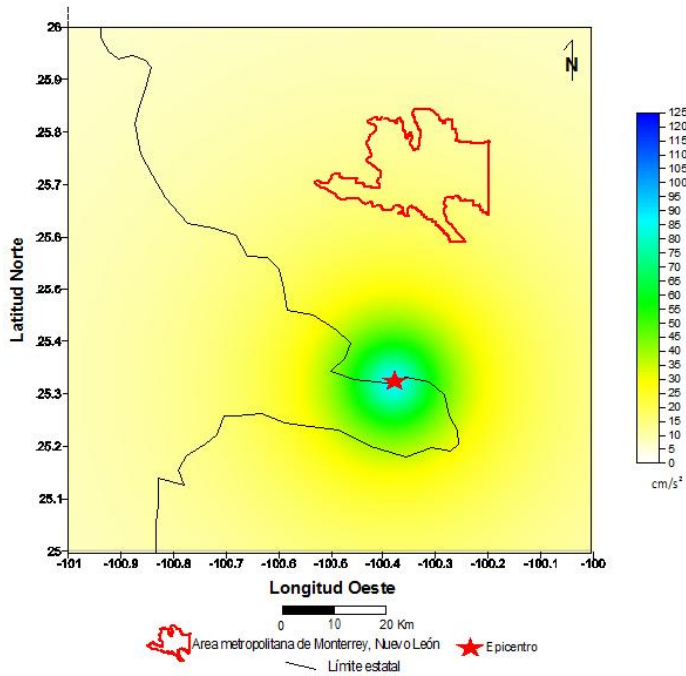


Figura 6.3 Valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).

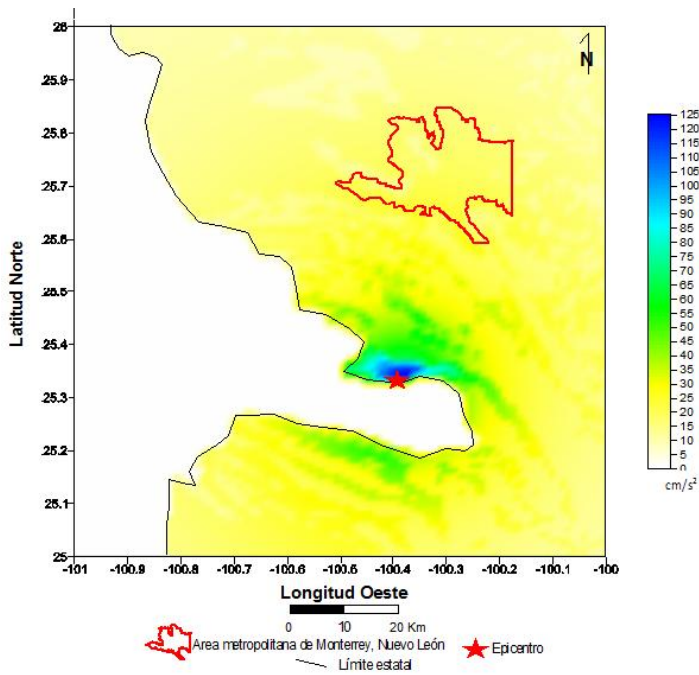


Figura 6.4 Valores de PGA con efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).

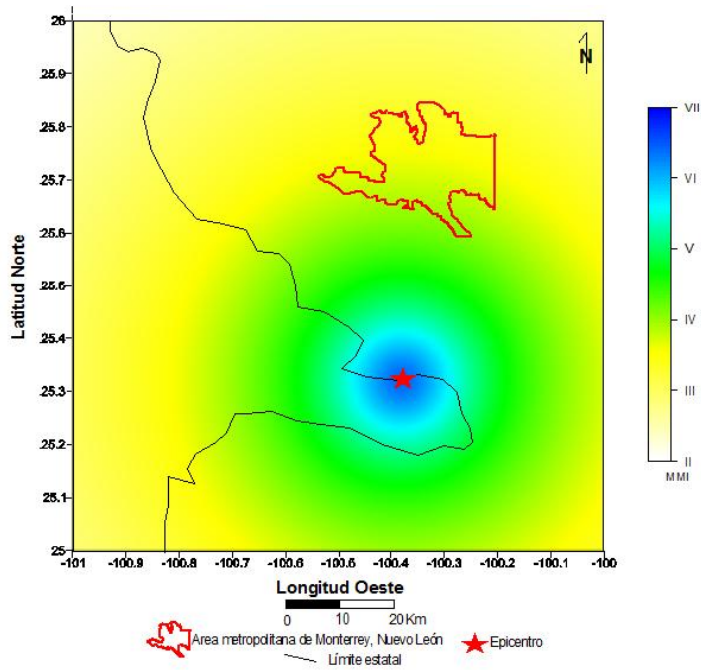


Figura 6.5 Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).

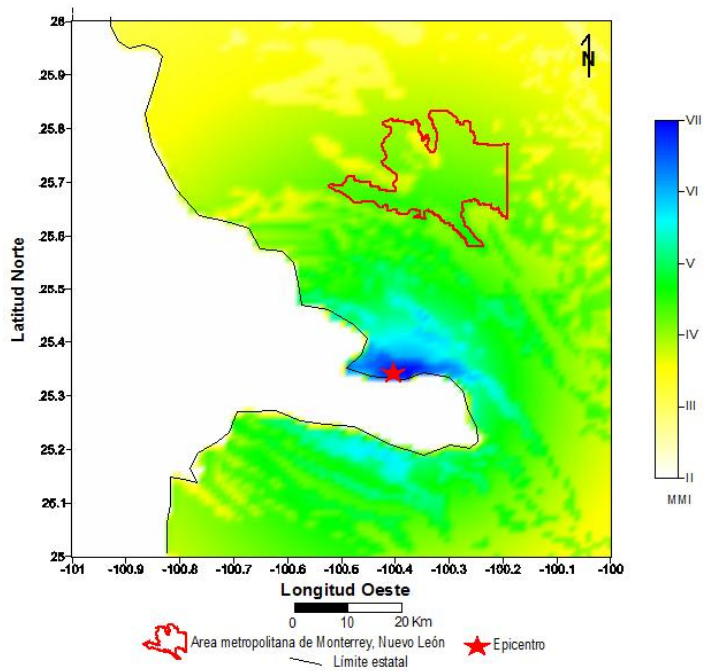


Figura 6.6 Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo de Santiago, Nuevo León (M=4.3, 17/04/2006).

#### **6.4.2 Sismo de Saltillo, Coahuila ( $M=4.2$ )**

Para el sismo Saltillo, Coahuila, ocurrido el 15 de Junio del 2000, no se cuenta con registro sísmico; sin embargo, es de gran importancia para este estudio, debido a la cercanía que existen entre el lugar del epicentro y el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L. ( $\approx 60$  km), y es necesario conocer los efectos que se podrían tener en caso de volverse a generar un sismo en la misma región pero de mayor magnitud, y así empezar entender el comportamiento del suelo.

A partir de la ecuación de Pankow y Pachmann (2004) se calculó que los valores más altos de PGA sin efecto de sitio son de  $25 \text{ cm/s}^2$  y disminuyen hasta  $5 \text{ cm/s}^2$  debido a la distancia (Figura 6.8). En la Figura 6.7 se observan los valores de PGA con efecto de sitio, donde los valores más altos ( $20 \text{ cm/s}^2$  a  $25 \text{ cm/s}^2$ ) se calcularon en las partes más cercanas al epicentro, y es donde se encuentran los suelos tipo B y C a la clasificación de Ramos Zúñiga (2007), mientras que los valores más bajos ( $5 \text{ cm/s}^2$ ) se encuentran en el sureste del área de estudio. Para el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., los valores de PGA varían de  $5 \text{ cm/s}^2$  a  $15 \text{ cm/s}^2$ .

En cuanto a las intensidades sísmicas calculadas a partir de la ecuación de Trifunac y Brady (1975), en la Figura 6.9 se observan las intensidades sísmicas sin efecto de sitio, los valores más altos son de V y los más bajos de II. En la Figura 6.10 se observan los valores de intensidades con el efecto de sitio, en la parte occidental del área de estudio, los valores de MMI son de IV-V, mientras que para el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., los valores varían de II-IV, teniendo el mismo efecto que el encontrado para el sismo de Santiago, N.L. del 17 de Abril del 2006.

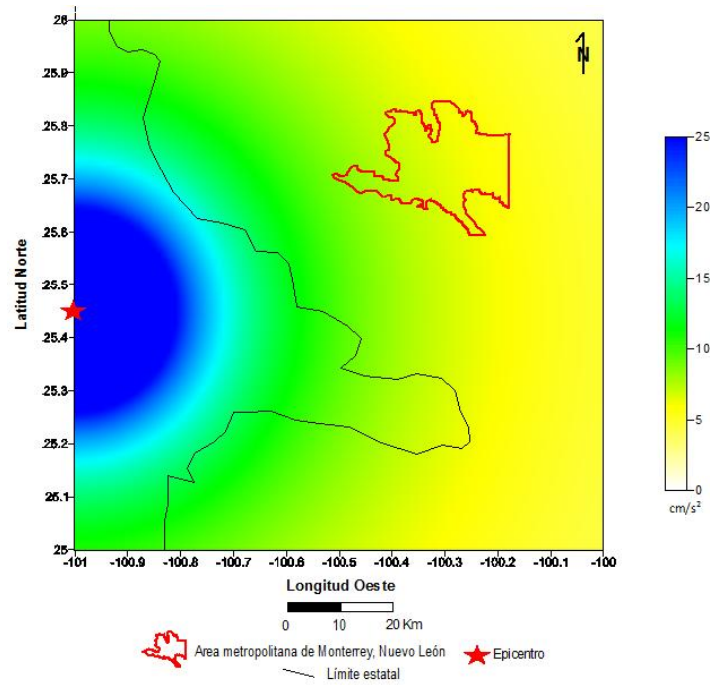


Figura 6.7 Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).

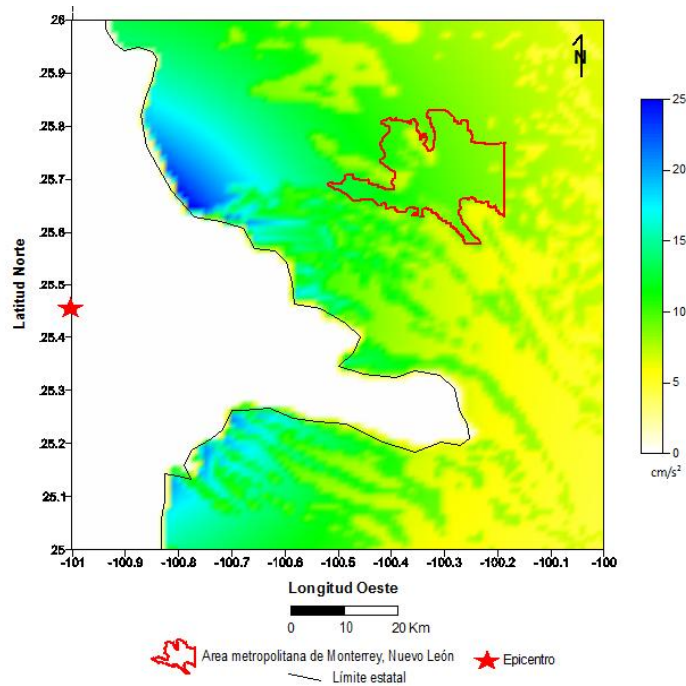


Figura 6.8 Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).

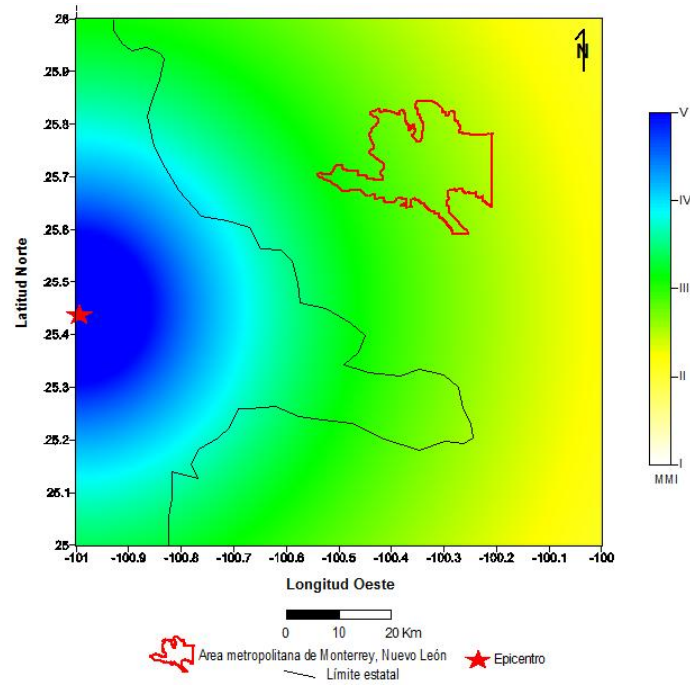


Figura 6.9 Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).

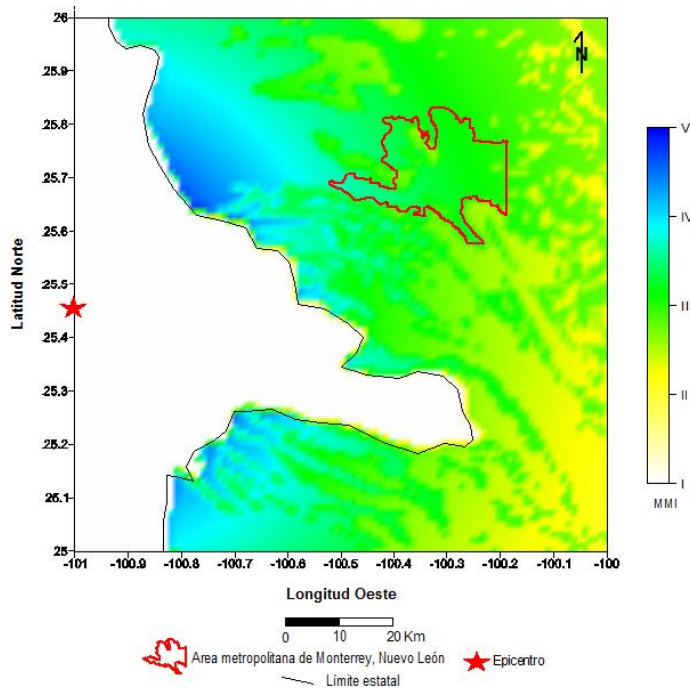


Figura 6.10 Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo de Saltillo, Coahuila (M=4.2, 15/06/2000).

A partir de los datos tanto de PGA como de MMI obtenidos a través de de las ecuaciones de Pankow y Pachmann (2004) y Trifunac y Brady (1975) para los sismos de Santiago, N.L. (M=4.3, 17/04/06) y de Saltillo, Coah. (M=4.2, 15/06/2000), se observó que a pesar de que el sismo de Santiago, N.L. estuvo relativamente más cercano al área metropolitana de Monterrey, N.L., el sismo de Saltillo, Coah. tuvo intensidades mayores, esto fue debido a las rocas en el lugar en el cual se generó el sismo de Santiago, N.L. son rocas tipo A (Ramos Zúñiga, 2007), lo que hizo que la energía sísmica se atenuara más rápido que la liberada por el sismo de Saltillo, Coah. ya que las rocas que se encuentran en dirección al sismo de Saltillo, Coah. que son de tipo B y C (Ramos Zúñiga, 2007) (Figura 5.1).

#### **6.4.3 Sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5)**

A diferencia del sismo de Santiago, N.L. del 17 de Abril de 2006, donde los valores máximos de PGA calculados fueron de  $80 \text{ cm/s}^2$ , se determinó que si ocurriera un sismo en la misma área, pero como una magnitud de 6.5, los valores máximos de PGA sería de  $120 \text{ cm/s}^2$  en las partes cercanas al epicentro hipotético, y disminuiría hasta  $30 \text{ cm/s}^2$  en las partes más alejadas al epicentro hipotético, estos valores fueron calculados sin tomar en cuenta el efecto de sitio (Figura 6.11). Los valores de intensidades sin efecto de sitio (Figura 6.13) varían desde VIII para los lugares cercanos al epicentro hipotético, hasta IV para los lugares más alejados del epicentro hipotético.

Para los valores de PGA con efecto de sitio (Figura 6.12), se calcularon valores máximos de aproximadamente  $130 \text{ cm/s}^2$ . En el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., los valores de PGA variarían de  $40 \text{ cm/s}^2$  a  $70 \text{ cm/s}^2$ , lo que traducido a valores de intensidades sísmicas (Figura 6.14) corresponderían a MMI IV-VI, lo que significa que toda la gente lo podría percibir y estimar la dirección del movimiento, además causaría pánico debido a que los objetos inestables se moverían, sería difícil caminar, las ventanas, platos, vasos, etc. se romperían, las construcciones débiles (p.e. adobe, concreto pobre, baja calidad de mano de obra) serían dañadas.

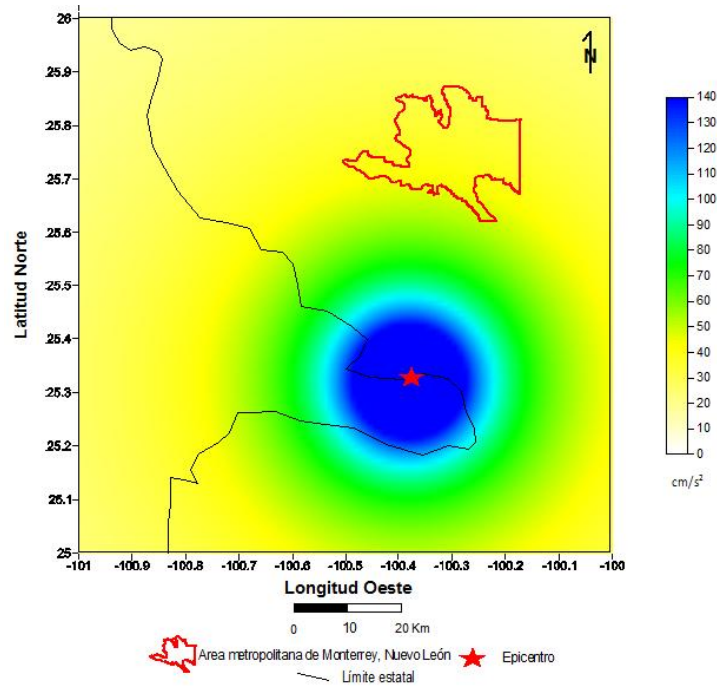


Figura 6.11 Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5).

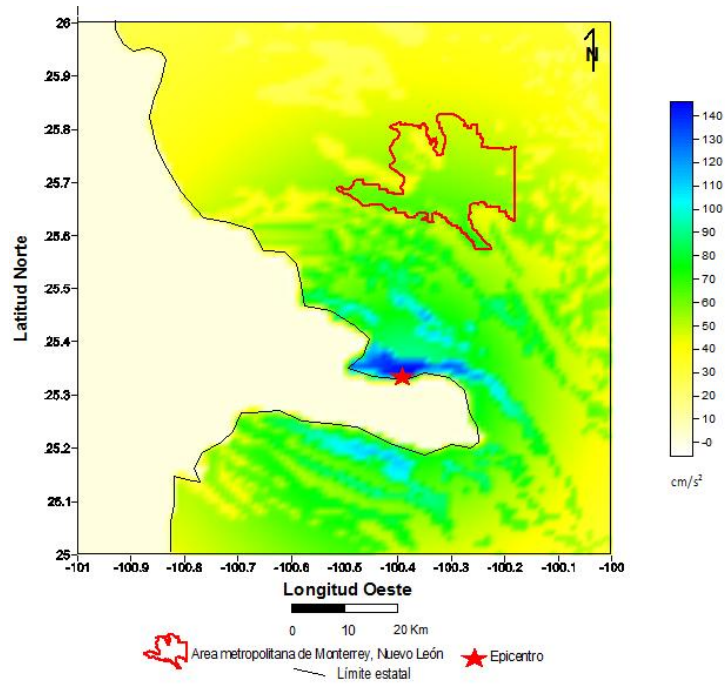


Figura 6.12 Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo hipotético en Santiago, Nuevo León (M=6.5).

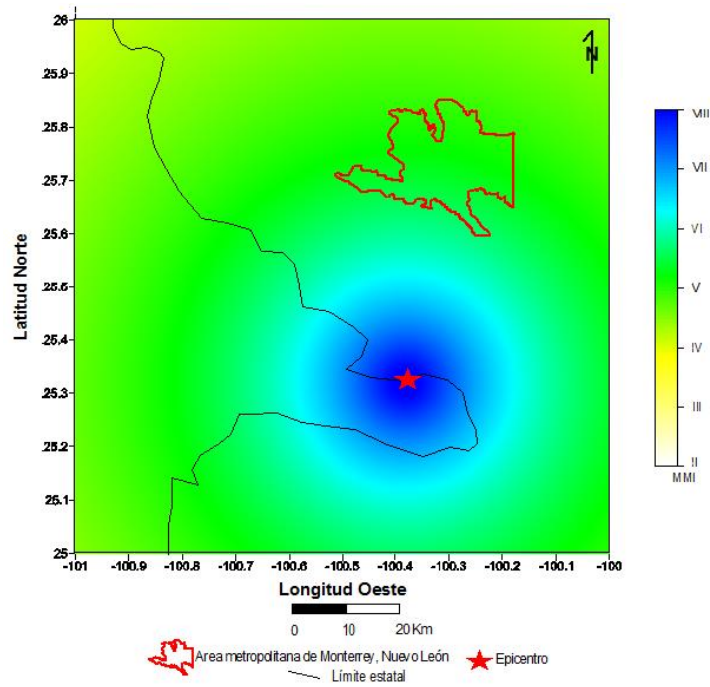


Figura 6.13 Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo hipotético de Santiago, N.L. (M=6.5).

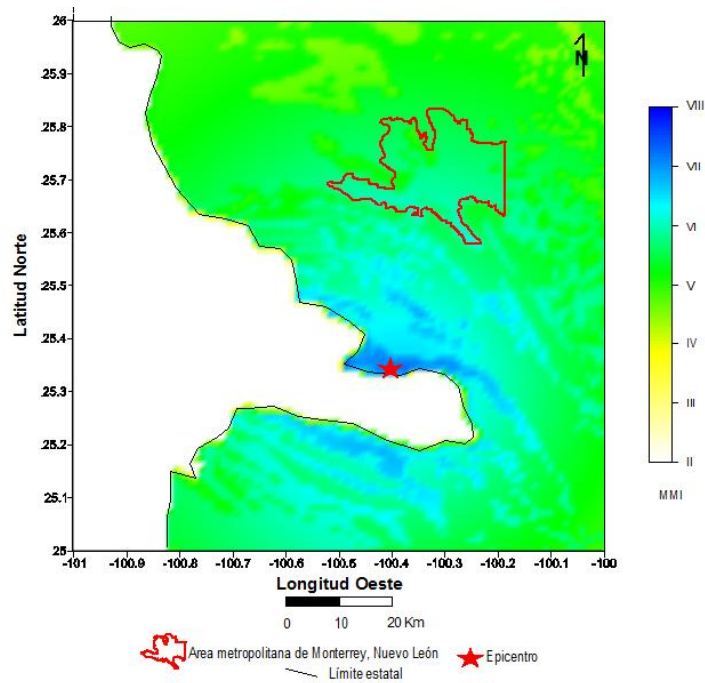


Figura 6.14 Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo hipotético Santiago, N.L. (M=6.5).

#### **6.4.4 Sismo hipotético en la terminación sur de la Falla San Marcos, Coahuila (M=6.5)**

Al igual que el sismo hipotético en Santiago, N.L., se calcularon valores de PGA y MMI para un sismo hipotético ubicado en la terminación sur de la Falla San Marcos, Coahuila, con una magnitud de 6.5.

En la Figura 6.15, se observa el mapa de PGA sin efecto de sitio, donde se calcularon valores máximos de  $230 \text{ cm/s}^2$  para los lugares cercanos al epicentro hipotético y disminuye hasta  $30 \text{ cm/s}^2$  en las partes más alejadas al sismo hipotético.

Los valores de intensidades sísmicas sin efecto de sitio (Figura 6.17) varían desde VIII en las partes más cercanas al sismo hipotético, hasta III para los lugares más alejados al hipotético terremoto.

Para los valores de PGA con efecto de sitio (Figura 6.16), se calcularon valores máximos de aproximadamente  $220 \text{ cm/s}^2$ . En el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L., los valores de PGA varían de  $30 \text{ cm/s}^2$  a  $60 \text{ cm/s}^2$ , lo que correspondería a valores de intensidades sísmicas entre IV y V (Figura 6.18), lo que significa que toda la gente lo podría percibir y estimar la dirección del movimiento, además causaría pánico debido a que los objetos inestables se moverían, sería difícil caminar, las ventanas, platos, vasos, etc. se romperían, las construcciones débiles (p.e. adobe, concreto pobre, baja calidad de mano de obra) serían dañadas.

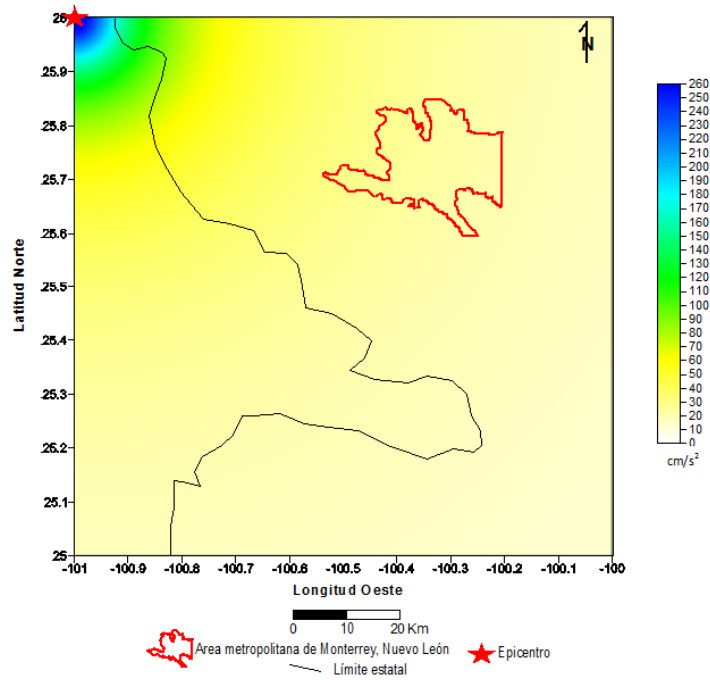


Figura 6.15 Mapa de valores de PGA sin efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).

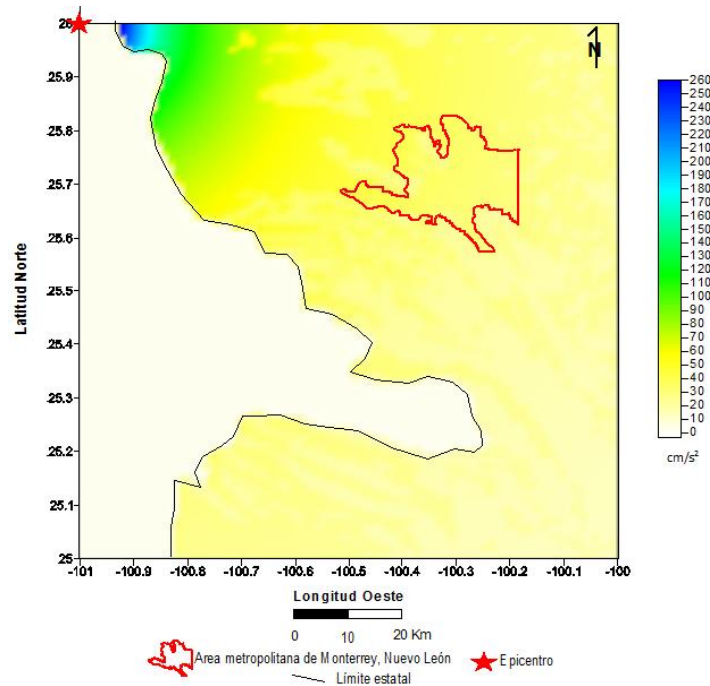


Figura 6.16 Mapa de valores de PGA con efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).

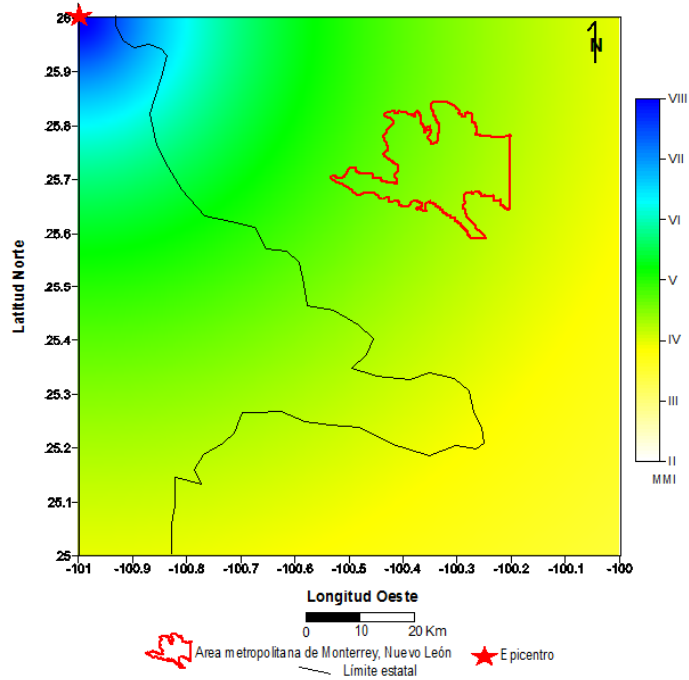


Figura 6.17 Mapa de valores de MMI sin efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).

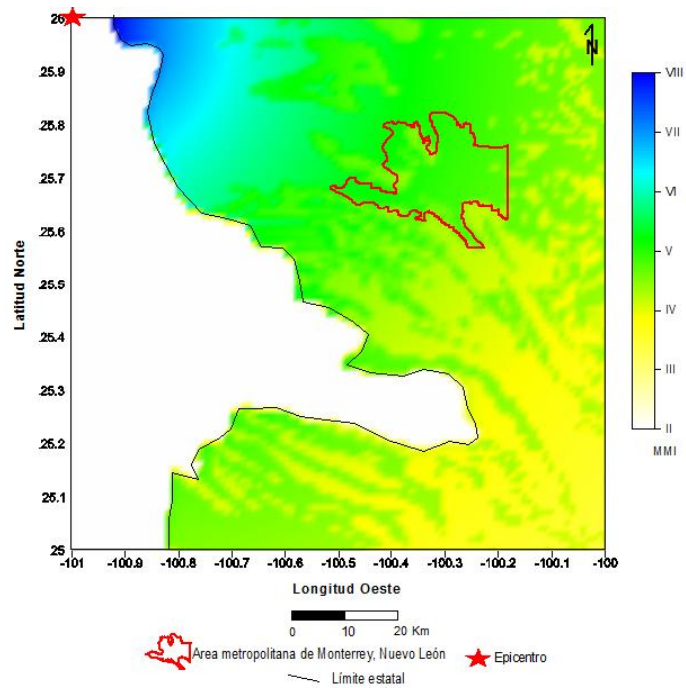


Figura 6.18 Mapa de valores de MMI con efecto de sitio para el sismo hipotético en la FSM (M=6.5).

### 6.4.5 Intensidades sísmicas en el Área Metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León

El área metropolitana está rodado de montañas y lomas (Las Mitras, La silla, Loma Larga, Topo Chico, Loma Linda) (Figura 6.19) las cuales están formadas por rocas sedimentarias marinas con velocidades de ondas  $V_s$  de 1500 m/s, lo cual hace que las intensidades en esa área sean menores. Mientras que en la parte central, donde la mayor población está concentrada, se encuentra formado por depósitos aluviales que hacen que las intensidades sísmicas aumenten debido a su poca consolidación y su velocidad baja que de acuerdo a Ramos Zúñiga (2007) es de  $V_s$  de 360-760 m/s.

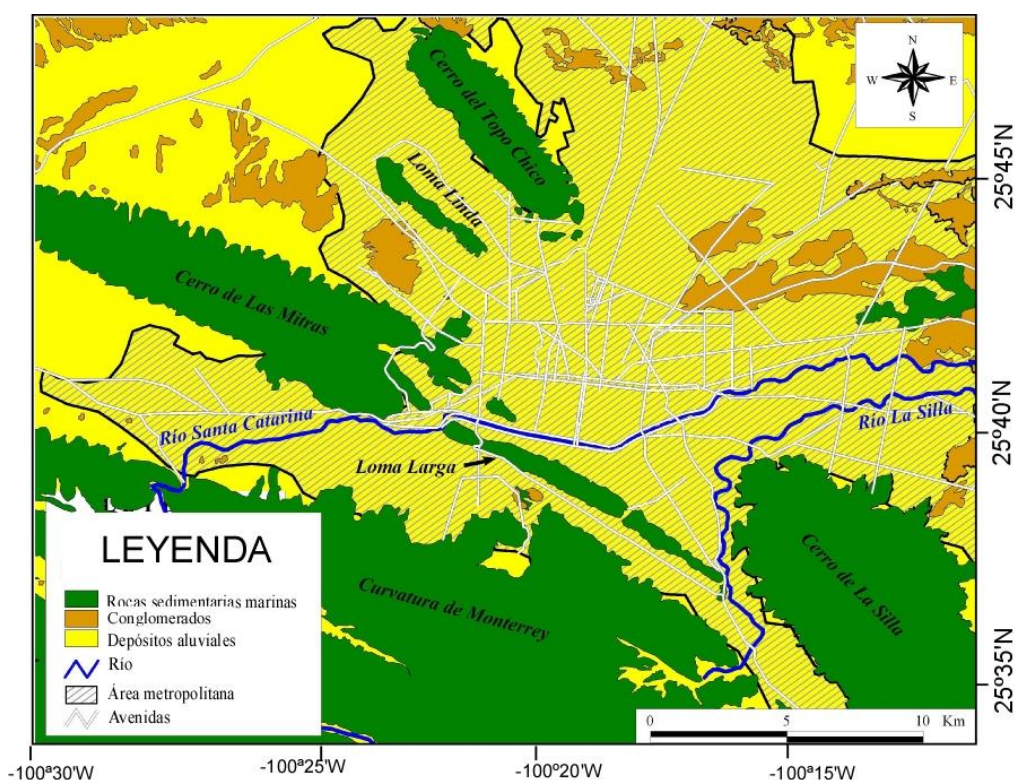


Figura 6.19 Mapa Geológico del área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León.

De acuerdo a los valores de MMI calculados para el Sismo hipotético en la FSM, en el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León, varían de IV-V (Figura 6.20).

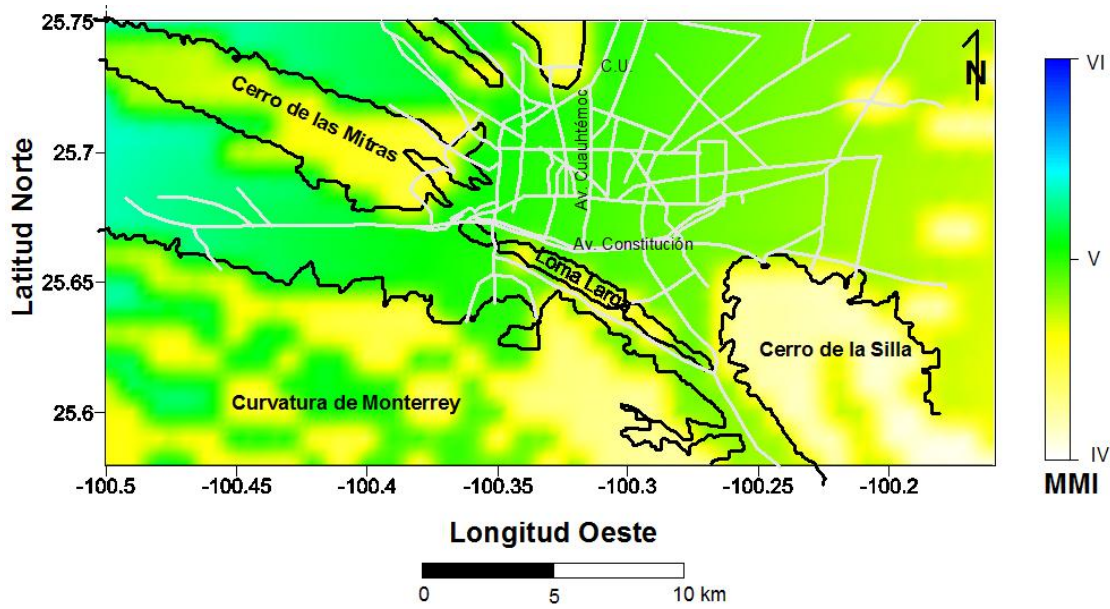


Figura 6.20 Intensidades sísmicas para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León para el sismo hipotético en la terminación Sur de la Falla San Marcos ( $M=6.5$ ). Las líneas grises representan las principales avenidas y las líneas negras representan los cerros que rodean al área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.

En la Figura 6.20 se puede observar como los valores de MMI aumentan en el área donde los sedimentos aluviales están presentes, mientras que en el área donde hay roca dura o consolidada, los valores de MMI disminuyen.

Para el sismo hipotético en el área de Santiago, Nuevo León los valores de MMI varían de V-VI y tienen un comportamiento similar al anterior, teniendo los valores de MMI más alto en el área donde se encuentra formado por depósitos aluviales y los más altos en donde la roca firme está presente (Figura 6.21).

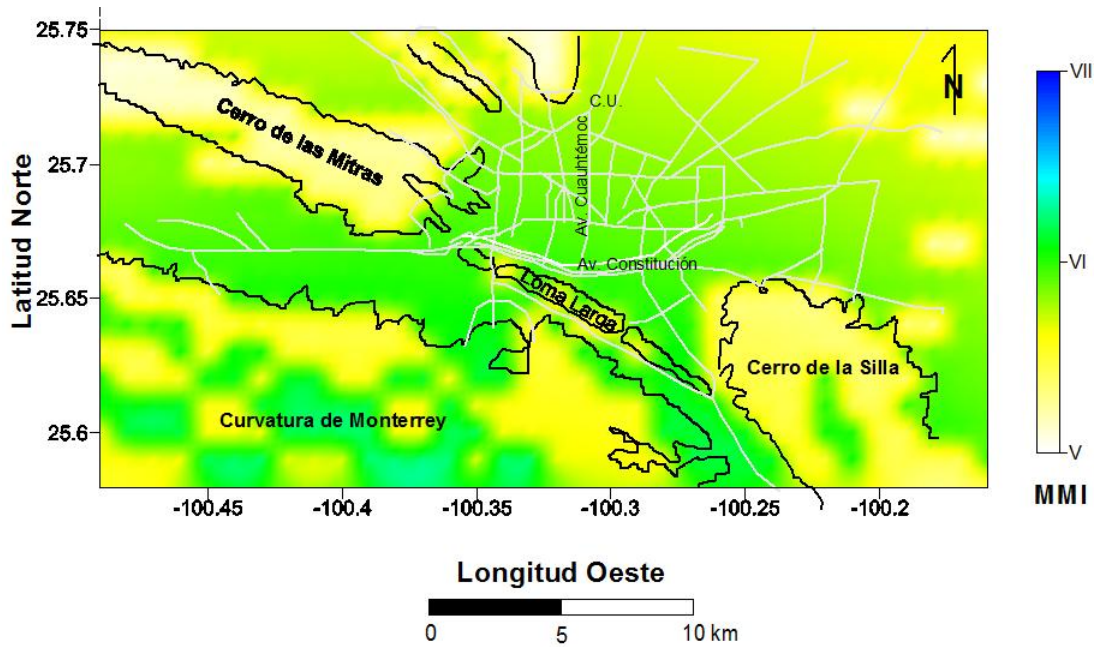


Figura 6.21 Intensidades sísmicas para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, Nuevo León para el sismo hipotético en el área de Santiago, Nuevo León ( $M=6.5$ ). Las líneas grises representan las principales avenidas y las líneas negras representan los cerros que rodean al área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.

A partir de los datos de MMI obtenidos a través de de las ecuaciones de Pankow y Pachmann (2004) y Trifunac y Brady (1975), se observó que para el sismo de Saltillo, Coah. ( $M=4.2$ , 16/06/2000), las intensidades sísmicas variaban entre III y IV, mientras que para el sismo de Santiago, N.L. ( $M=4.3$ , 17/04/2006), variaban entre II y IV, como se puede observar, los valores de MMI para el sismo de Santiago, N.L. ( $M=4.3$ , 17/04/2006) tienen mayor variación, debido a que las rocas presentes en el área de Santiago, N.L. son consolidadas a las presentes en dirección al sismo de Saltillo, Coah. Sin embargo, para los sismos hipotéticos de Santiago, N.L. y el de la terminación sur de la FSM, se observó que debido a la cercanía al área de Santiago, N.L., las intensidades sísmicas son mayores que las calculadas para el sismo hipotético de la terminación sur de la FSM; sin embargo, a pesar de que el hipotético sismo de la terminación sur de la FSM se encuentra más alejado ( $\approx 100$  km), debido a las condiciones de sitio presentes al norte del área de estudio, la variación de las intensidades entre ambos sismos hipotéticos

es muy poca (IV-V para el sismo hipotético en la terminación sur de la FSM y de IV-VI para el sismo hipotético en la región de Santiago, N.L.).

## CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

### 7.1 La Falla San Marcos

El Valle San Marcos muestra clara evidencia de la FSM documentada estratigráficamente por McKee *et al.*, (1990) y estructuralmente por Chávez-Cabello *et al.* (2007). Tanto en la Sierra El Granizo como en la Sierra San Marcos y Pinos las estructuras generadas por la Falla San Marcos son claras; sin embargo, en el Valle San Marcos no existen evidencias ni afloramientos que documenten la existencia de la falla, por lo que en esta parte, la FSM ha sido inferida. En el área de estudio existen unos pequeños cerros alineados y que pueden estar relacionados con la FSM; sin embargo, no se muestran estructuras que pudieran ser relacionadas a dicha falla. La importancia de haber realizado el estudio gravimétrico en la traza inferida de la FSM, es precisamente el de delimitar la zona de falla en este parte del VSM y ver que realmente existe y que esta falla está presente en el área de estudio, en la cual en la segunda parte de la presente investigación, se propone un sismo hipotético localizado en la terminación sur de la FSM y el cálculo de las intensidades sísmicas esperadas para el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L.

Se realizaron perfiles gravimétricos, los cuales se ubicaron perpendicularmente a la orientación inferida de la Falla San Marcos en el Valle San Marcos. En el mapa de anomalía de Bouguer muestra un sistema de fallas con una dirección que puede correlacionarse con la tendencia principal de la Falla San Marcos tanto en la Sierra el Granizo como en la Sierra San Marcos y Pinos donde la dirección preferencial es NW-SE (Figura. 4.12) (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello, *et al.*, 2007); sin embargo, las fallas con orientación NW-SE están siendo cortadas por un sistema de fallas ortogonal, las cuales generaron que dichas fallas tengan una forma escalonada.

Como se mencionó en el capítulo 4, se realizaron dos modelos gravimétricos bidimensionales, en ambos se observó que existe un contraste de densidades que están asociados a la existencia de una discontinuidad o falla.

De acuerdo a diferentes autores (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello, *et al.*, 2007), la FSM se ha interpretado como una falla inversa que ha sido reactivada a través del tiempo. Sin embargo, en el VSM la existencia de ésta falla no ha sido documentada debido a la falta de evidencias y afloramientos que demuestren su existencia en el área de estudio. El modelo gravimétrico A-A' (Figura 4.15) que se realizó sobre el perfil 4 muestra como las calizas del Cretácico están en contacto discordante con los flysch del Paleozoico y que puede estar asociado con la falla principal de la Falla San Marcos demostrando que existe la falla inversa propuesta por McKee *et al.* (1990) y Chávez-Cabello, *et al.* (2007).

Por otra parte, de acuerdo al modelo gravimétrico bidimensional A-A' (Figura 4.14), los sedimentos cuaternarios, tienen un espesor aproximado de 50 metros, y éstos pudieran estar siendo cortados por la Falla San Marcos.

El modelo gravimétrico bidimensional B-B' (Figura 4.14) muestra tres discontinuidades que forman un sistema de fallas que están relacionadas a la falla principal. McKee *et al.* (1990) muestra un perfil realizado desde la Sierra El Granizo hasta la Sierra San Marcos y Pinos a partir de datos geológicos. El modelo gravimétrico B-B' muestra una clara correlación con la parte SW del modelo geológico de McKee *et al.* (1990).

La Figura 7.1 muestra la correlación entre el modelo gravimétrico B-B' y el modelo geológico de McKee *et al.* (1990). Al sur del modelo gravimétrico existe una discontinuidad entre el bloque con densidad de 2.3 g/cm<sup>3</sup> y que se puede relacionar con las calizas de la Formación Tamaulipas Superior y el bloque con densidad de 2.53 que se relacionaría con una mezcla entre el flysch Paleozoico y las areniscas conglomeráticas de las capas La Palomas, estas unidades están separadas por una falla inversa. Esta discontinuidad fue interpretada como la Falla principal del sistema de fallas para esta área.

La segunda discontinuidad localizada al norte la Loma La Pasta también se interpretó como una falla inversa entre el bloque con densidad de 2.53 g/cm<sup>3</sup> y el de densidad de 2.28 g/cm<sup>3</sup> y que se relacionaría a los flysch del Paleozoico y a la zona de cizalla compuesta por las capas Las Palomas y el flysch (McKee *et al.*, 1990;

Chávez-Cabello, *et al.*, 2007). La tercera discontinuidad localizada en la parte central del modelo, separa los bloques del flysch con densidad de 2.28 g/cm<sup>3</sup> y que están en un contacto por medio de una falla inversa con un material desconocido con una densidad de 2.4 g/cm<sup>3</sup> (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello, *et al.*, 2007).

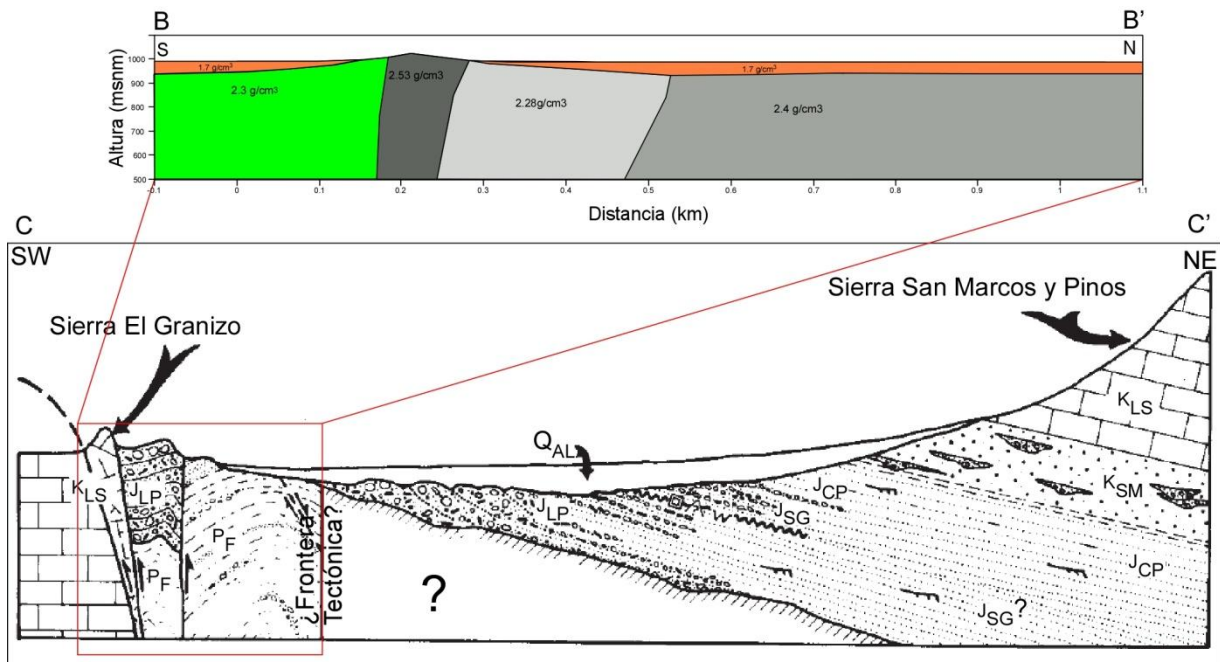


Figura 7.1 Sección geológica generalizada que se extiende desde la Sierra El Granizo hasta la Sierra San Marcos y Pinos, en donde se puede ver la frontera tectónica postulada. P<sub>F</sub>, Pizarras (Paleozoico Tardío); J<sub>LP</sub>, Capas Las Palomas (Jurásico Tardío); J<sub>SG</sub>, Capas Sierra El Granizo (Jurásico Tardío); J<sub>CP</sub>, Capas Tanque Cuatro Palmas (Jurásico Tardío); K<sub>SM</sub>, Formación San Marcos (Cretácico Temprano); K<sub>LS</sub>, Calizas; Formación Tamaulipas Superior, La Peña y Cupido (Cretácico Tardío); Q<sub>AL</sub>, Aluvión (Cuaternario). El recuadro muestra la parte de la sección que puede ser relacionada al modelo propuesto por los datos gravimétricos (*Modificado de McKee et al.*, 1990).

Finalmente, tanto en el perfil A-A', como en el perfil B-B' las fallas están en contacto directo con los sedimentos Cuaternarios en el Valle San Marcos, sin embargo; debido a la falta de más datos geofísicos y/o geológicos que ayuden con la interpretación, no se ha podido demostrar si estos sedimentos están siendo cortados por actividad reciente de la falla.

## **7.2 Intensidades sísmicas esperadas en el área metropolitana de Monterrey, N.L.**

Una vez que se identificó la Falla San Marcos en un área en donde existen sedimentos Cuaternarios y a partir del estudio realizado por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008), se propuso un sismo hipotético de magnitud 6.5 como se explicó en el capítulo 6.

Para el sismo hipotético en la terminación sur de la Falla San Marcos, localizado aproximadamente a 100 km al NW del área metropolitana de Monterrey, Nuevo León, las intensidades sísmicas esperadas fueron de IV a V de acuerdo a la escala de Intensidades de Mercalli Modificada (Figura 6.20).

En la zona en donde los depósitos aluviales están presentes, los valores de Intensidades aumentan a V debido a la amplificación de la señal provocada por dichos sedimentos, mientras que en la parte NW del área metropolitana de Monterrey, Nuevo León los valores de intensidades son de V y disminuyen gradualmente tendiendo a IV en la parte donde se encuentra ubicado el Cerro del Topo Chico, en la parte poniente se observa el mismo comportamiento en la parte del Cerro de Las Mitrás y en parte de la Sierra Madre Oriental que se encuentra dentro del área de estudio; mientras que en la parte en donde la Loma Larga se observa como los valores tienden disminuir de V en la parte del aluvi3n a IV en la parte de la Loma. En el SE donde el Cerro de la Silla está presente se observa como los valores disminuyen a IV y a III debido a la presencia de las rocas mas solidas y/o consolidadas que se encuentran el Cerro de la Silla.

En Santiago, Nuevo León ocurrió un sismo en 16 de Abril del 2006 Con una magnitud de 4.3, y de acuerdo a la recopilación de sismicidad histórica realizada por Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, (2008), las magnitud más grandes ocurridos en el noreste de México van desde 5.7 a 6.5, por lo que se decidió asignar una magnitud hipotético para éste mismo lugar de 6.5, las intensidades sísmicas calculadas para éste sismo hipotético en el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, Nuevo León tiene una tendencia parecida al del sismo hipotético en la terminación sur de la Falla San Marcos; sin embargo, para el sismo hipotético de Santiago, Nuevo León es

más marcado el efecto producido por los cerros que se encuentran rodeando la zona metropolitana de Monterrey, Nuevo León debido a que el sismo se encuentra más cerca que el hipotético sismo de la Falla San Marcos y por consecuencia las intensidades son relativamente mayores.

En las zonas en donde los sedimentos Cuaternarios en el área metropolitana de Monterrey, N.L. están presentes, las intensidades tiene un valor de MMI de VI y van disminuyendo hasta llegar a la parte norte del área de estudio llegando a un valor entre V y VI. Para la parte donde se encuentran los cerros, los valores de MMI disminuyen generando un rasgo muy marcado para las zonas del Cerro el Topo Chico, Las mitras, Loma Larga y El Cerro de La Silla.

El intensidades sísmicas calculadas para el sismo hipotético en la región de de Santiago, N.L., tiene una variación de IV-VI, mientras que para el sismo hipotético en la terminación sur de la FSM, se calcularon intensidades que varían de IV-V. La diferencia entre las intensidades sísmicas de ambos terremotos, es debido a la distancia desde el área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L. y las dos zonas hipotéticas de los terremotos. Otro factor importante es el cambio en las rocas que se encuentran presentes, ya que como se mencionó anteriormente las rocas que forman los cerros son sedimentarias marinas y que de acuerdo a Cavazos Tovar (2007) tienen una velocidad de 2000 m/s, y por lo tanto la atenuación de la onda sísmica es mayor, mientras que los sedimentos Cuaternarios tienen una velocidad de entre 300 m/s y 900 m/s y hace que la energía sísmica se amplifique, generando así, un valor tanto de PGA como de MMI mayor para la zona de los sedimentos Cuaternarios comparada con las rocas consolidadas.

El presente estudio demuestra que el método gravimétrico es una buena herramienta para la detección de fallas, además de ser un método geofísico de bajo costo, rápido y preciso; sin embargo, se sugiere realizar más estudios geofísicos (p.e. resistividad, magnético y sísmico) en ésta área para definir claramente si la Falla San Marcos está cortando los sedimentos Cuaternarios. Además de estudios geológicos (p. e. geomorfología) y una vez integrados todos los datos realizar un estudio más completo como la palesismología y poder estimar si la falla ha tenido

actividad reciente y así poder determinar el período de recurrencia y una aproximación a la magnitud de los sismos que pudiera generar. Así mismo se sugiere un estudio más completo como el programa RADIUS realizado en la ciudad de Tijuana, B.C.N. por Rosquillos Navarro y Mendoza Garcilazo (2001) para que el efecto producido por un terremoto en la ciudad de Monterrey, N.L. sea considerado en los códigos de construcción de la región de estudio.

## CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio fue el primero en su tipo, ya que es el primero en detectar una falla de basamento en el noreste de México, y el de calcular las intensidades sísmicas tomando en cuenta el efecto de sitio para la región.

El estudio gravimétrico realizado en el Ejido Las Palomas, permitió la detección y delimitación de la zona de falla en esta porción del VSM.

Los resultados en éste estudio muestran que tanto la anomalía de Aire Libre como la anomalía Residual separan dos grandes bloques que están relacionados a la Falla de San Marcos. Por otro lado, la anomalía de Bouguer está dominada por una serie de falla so una zona de falla que están interconectadas por una falla principal, la zona se extiende a aproximadamente 1000 m. Esta zona de falla puede ser separada en dos zonas: una donde las fallas tienen una dirección NW-SE y que es igual al rumbo de la Falla San Marcos identificado tanto en la Sierra El Granizo como en la Sierra San Marcos y Pinos, y el otro sistema de fallas, es una serie de fallas conjugadas al sistema principal y que puede estar relacionado al cambio de dirección de la orientación de la falla principal propuesta por algunos autores.

De acuerdo a los resultados de los datos gravimétricos, se generaron dos modelos gravimétricos bidimensionales donde se pudo definir claramente la Falla San Marcos. En el modelo A-A' se pudo identificar una discontinuidad que está relacionada con la Falla principal y que de acuerdo a datos geológicos, esta falla es de tipo inversa. En el modelo B-B', se identificó una zona de falla, el cual se relacionó con el modelo geológico presentado por McKee *et al.* (1990), donde se muestra una zona de falla donde los las calizas están aflorando (Loma La Pasta), éstas tocas tienen una densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$ .

En ambos modelos se pudo ver que los sedimentos Cuaternarios están en contacto directo con la falla; sin embargo, es necesaria la realización de más estudios para determinar si dichos sedimentos están siendo cortados por actividad reciente de la FSM.

Por otro lado, se demostró como los valores de PGA aumentaron al aplicársele el efecto de sitio en comparación con los resultados de Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) donde no se tomo en cuenta este parámetro.

Para los sismos de Saltillo, Coah. (M=4.2) y Santiago N.L. (M=4.3), se observó que a pesar de que el epicentro del sismo de Santiago, N.L. se encuentra más cercano al área metropolitana de la Ciudad de Monterrey, N.L., para el sismo de Saltillo, Coah. las intensidades sísmicas calculadas son relativamente más grandes que las del sismo de Santiago, N.L., esto es debido a que las rocas presentes en el área de Santiago, N.L. son más duras o consolidadas a las presentes en dirección al sismo de Saltillo, Coah., donde se tiene mayor presencia de sedimentos Cuaternarios, por lo que las intensidades sísmicas aumentaron.

Para el sismo hipotéticos de Santiago, N.L., las intensidades sísmicas son mayores que las calculadas para el sismo hipotético de la terminación sur de la FSM; esto es debido a que se encuentra más cercano al área metropolitana de la ciudad de Monterrey, N.L.; no obstante, a pesar de que el hipotético sismo de la terminación sur de la FSM se encuentra más alejado ( $\approx 100$  km), debido a las condiciones de sitio presentes al norte del área de estudio, la variación de las intensidades entre ambos sismos hipotéticos es muy poca (IV-V para el sismo hipotético en la terminación sur de la FSM y de IV-VI para el sismo hipotético en la región de Santiago, N.L.).

Los valores de intensidades calculados tanto para el sismo hipotético en la Falla de San Macos (IV-V) como el de Santiago, Nuevo León (IV-VI) son suficientes como para causar gran daño en las estructuras de concreto pobres o las realizadas con adobe o con mano de obra de baja calidad en el área metropolitana de la ciudad de Monterrey, Nuevo León.

Por otra parte, se recomienda realizar una evaluación del daño producido por terremotos hipotéticos para poder generar un plan de evacuación e identificar los lugares (como escuelas, hospitales, iglesias, estadios, etc.) donde en un momento dado la población pudiera acudir y estar más segura.

## BIBLIOGRAFÍA

**Abrahamson, N. A. y Silva, W. J. (1997).** Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological Research Letters*, vol. 68 , 94-127.

**Acosta-Chang, J. G. y Montalvo-Arrieta, J. C. (1997).** Intensidades sísmicas para la región de Tijuana, Baja California, a partir del posible rompimiento de la falla La Nación. *Geos*, vol. 17 , 128-138.

**Anderson, T. H. y Schmidt, V. A. (1983).** The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94 , 941-966.

**Andrews, D. J. (1986).** Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *American Geophysics Union*, Washington D.C., 259-268.

**Ansal, A. (2004).** Recent advances in earthquakes geotechnical engineering and microzonation. *Vol. 1. Kluwer academic publishers.*

**Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luht, J. F., Henry, C. D., Becker, T. y Chávez-Cabello, G. (2005).** Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico. En Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives. *Geological Society of America Special Paper* , 481–521.

**Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J., Housh, T., Cannon, C., Becker, T. y Henry, C. (2003).** Synextensional Pliocene–Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 115 , 298–313.

**Arvizu Gutiérrez, I. R. (2006).** Paleomagnetismo de rocas jurásicas y cretácicas del Valle San Marcos, Coahuila, México. *Centro de Geociencias, UNAM: Tesis de Maestría.*

**Arvizu Gutiérrez, I. R. (2003).** Estudio paleomagnético de los granitoides permotriásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Atkinson, G.M. y Boore, D. M. (1997).** Some comparasions between recent ground-motions relations. *Seismological Research Letters, vol. 68 , 24-40.*

**Belt, B. (1925).** Stratigraphic of the Tampico District of Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull, vol. 9 , 136-144.*

**Boore, D. M. (2004).** Estimating Vs(30) (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depths < 30 m). *Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 94, 591-597.*

**Boore, D. M., Joyner, W. B. y Fumal, T. E. (1997).** Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A summary of Recent Work. *Seismological Research Letters, vol. 68 , 128-153.*

**Boore, D. M., Joyner, W. B. y Fumal, T. E. (1993).** Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report. *Open-File Report USGS , 93-509.*

**Borcherdt, R. D. (1970).** Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 60 , 29-61.*

**Buchanan, P. M. y McKlay K.R. (1991).** Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems in Cobbold, P.R., (ed.), Experimental and numerical modelling of continental deformation. *Tectonophysics, vol. 188 , 97-115.*

**Burguer, H. (1992).** Exploration Geophysics of shallow Subsurface. *PRT Prentice Hall.*

**Campbell, K. W. (1997).** Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seismological Research Letters*, vol. 68 , 154-179.

**Cantos-Figuerola (1987).** Tratado de geofísica aplicada. Madrid, Litoprint-palermo, 535 pp.

**Carrillo-Bravo, J. (1961).** Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. México* , 1-98.

**Castillo-Rodríguez., H. (1988).** Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental - insbesondere des Granjeno- Schiefer-Komplexes im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexiko). *M. Sc. Thesis. UnivMünster, Germany. 138p.*

**Cavazos Tovar, N. P. (2007).** Microzonación de la Ciudad de Monterrey, N.L., basada en geología y velocidad de propagación de ondas sísmicas. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Cervantes Corona, J. A. (2005).** Cartografía y análisis estructural de la Sierra Aguachile y su relación con reactivaciones cenozoicas de la Falla San Marcos, Chihuahua, México. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Chapin, D. (1996).** The theory of the Bouguer gravity anomaly. *The Leading Edge* , 361-363.

**Charleston, S. (1981).** A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, en Schmidt, C. I., Katz, S. B., (eds.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. *West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, Publication* , 81-74, 28-36.

**Charleston, S. (1974).** Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, Mexico. *Ann Arbor, University of Michigan, PhD Thesis, 268 p.*

**Chávez Cabello, G. (1996).** Cartografía Geológica y caracterización geoquímica en rocas sedimentarias de la margen sur del Cañón de la Huasteca, Santa Catarina, Nuevo León, México. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R. y González-Naranjo, G. A. (2007).** The San Marcos fault: A jurassic multireactivated basement structure in northeastern México, en Alaniz-Álvarez, S. A., and Nieto-Samaniego, Á.F., ed., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 261-286, doi: 10.1130/2007.2422(08).

**Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R. y González-Naranjo, G. (2005).** La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *En Alaniz-Álvarez, S. A., and Nieto-Samaniego, Á.F., ed., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana volumen conmemorativo del centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México Tomo LVII* , 27-52.

**Cornell, C. (1968).** Engineering Seismic Risk Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 1583-1606.

**Crone, A., De Martini, P., Machette, M., Okumura, K. y Prescott, J. (2003).** Paleoseismicity of Two Historically Quiescent Faults in Australia: Implications for Fault Behavior in Stable Continental Regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 93 , 1931-1934.

**Crouse, C. B. (1991).** Ground-motion attenuation equations for earthquakes on the Cascadis subduction zones. *Earthquake Spectra*, vol. 7 , 201-236.

**Crouse, C. B., Vyas, Y. K. y Schell, B. A. (1988).** Ground motion from subduction-zone earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 78 , 1-25.

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

**Dobry, R., Borchardt, R.D., Crouse, C.B., Idriss, I.M., Joyner, W.B., Martin, G. R., Power, M. S., Rinne, E. E. y Seed R. B. (2000).** New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions, *Earthquake Spectra* vol.16, 41–67.

**Doser, D. (1987).** The 16 August 1931 Valentine, Texas, earthquake: evidence for normal faulting in west Texas. *Bulletin of the Sismological Society of America*, vol. 77, 2005-2017.

**Doser, D. y Rodriguez, J. (1993).** The seismicity of Chihuahua, Mexico, and the 1928 Parral earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 78 , 97-104.

**Douglas, J. (2003).** Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Eart-Science reviews*, vol. 61 , 43-104.

**Eguiluz-De A., S. (2001).** Geologic evolution and Gas resource of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico. En Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, vol. 75 , 241-270.

**Erdik, M. y Durukal, E. (2004).** Strong ground Motion. En Ansal, A. Ed. *Recent advances in earthquakes geotechnical engineering and microzonation. Vol. 1.* Kluwer academic publishers. 67-100.

**Field, E. H. y Jacob, K. (1995).** A comparison and test of various site response estimation techniques including three that are non reference-site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 85 , 1127-1143.

**Frankel, A.D., Petersen, M.D., Muller, C.S., Haller, K.M., Wheeler, R.L., Leyenkecker, E.V., Wesson, R.L., Harmsen, S.C., Cramer, C.H., Perkins, D.M. y Rukstales, K.S. (2002).** Documentation for the 2002 updates of the national seismic hazard maps. *UGSG Open-File Reporte 02-420.*

**Galván-Ramírez, I. N. y Montalvo-Arrieta, J. C. (2008).** The historical seismicity and prediction of ground motion in northeast Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 25, 37-48

**García-Acosta, V. y Suarez-Reynoso, G. (1996).** Los sismos en la historia de México. *Universidad Autónoma de México, México*, 718pp.

**Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. y Gregory, A. R. (1974).** Formation velocity and density -the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, vol. 39, 770-780.

**Garrison, J. R., Ramírez-Ramírez, C. y Long, L. E. (1980).** Rb-Sr isotropic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico, in Plier, R. J., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana State University*, p. 37-49.

**Griem, W. y Griem-Klee, S. (1999).** Apuntes de Geología General. <http://www.geovirtual.cl/geologiageneral/ggcap01e.htm>

**Griffin, W., R. (1949).** "Residual gravity in theory and practice". *Geophysics*, vol. 14, 39–56.

**Goldhammer, R. (1999).** Mesozoic sequence and paleogeographic evolution of Northeast Mexico. *GSA, Special Paper*, vol. 340 , 53 p.

**Götte, M. (1990).** Halotektonische deformations prozesse in Sulfatagesteinen der Minas Viejas-Formation (Oben-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost-Mexiko. *Diss. TH Darmstadt* , 270 p.

**Gupta, H., Rastogi, B., Mohan, I., Rao, C., Sarma, S. y Rao, R. (1998).** An investigation into the Latur earthquake of September 29, 1993 in southern India. *Tectonophysics*, vol. 287 , 299-313.

**Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1954).** Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2<sup>nd</sup>. Ed., Princeton University Press, 440p.

**Gursky. (1996).** Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area, Sierra Madre Oriental, NE Mexico. *Zbl. Geol. Palaont. Teil* , 973-989.

**Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979).** A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84 , 2348-2350.

**Harding, T. (1985).** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 69 , 582-600.

**Hinze, W.J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G.R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman D., Urrutia-Fucugauchi, J., Véronneau, M. y Web, M. (2005).** New standards for reducing gravity data: The North America gravity database. *Geophysics* , J25-J32.

**Humphrey, W. E. (1949).** Geology of the Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation). *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 75 , 299-301.

**Humphrey, W. E. y Díaz, T. (1954).** Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Salttillo-Monclova highway field trip guidebook. *South Texas Geological Society* .

**Idriss, I.M. (1991).** Earthquake ground motions at soft soil sites. *Proceedings of the second international conference on recent advances in geotechnical earthquake engineering and soil dynamics*, Marzo 11-15, 1991. St. Louis, MO, Ed., S. Prakesh, University fo Missouri-Rolla, 3.

**Imlay, R. W., Cepeda, E., Álvarez-Jur, M. y Díaz-G., T. (1948).** Stratigraphic relation of central Jurassic formations in eastern Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, vol. 32 , 1750-1761.

**Imlay, R. W. (1943).** Jurassic Formations of gulf region. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 27 , 1407-1533.

**Imlay, R. W. (1938).** Ammonites of the Taraises Formation of noerthern Mexico. *Geol. Soci. Am. Bull.*, vol. 49 , 539-602.

**Imlay, R. W. (1937).** Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 49 , 539-602.

**Imlay, R. W. (1936).** Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico, Gulf Coast. *Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 47 , 1091-1152.

**Joyner, W. B. y Boore, D. M. (1981).** Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion record including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletion of the Seismological Society of America*, vol. 71 , 2011-2038.

**Kearey, P. y Brooks, M. (1991).** An introduction to Geophysical Exploration. *Blackwell Sci. P.*

**Kobayashi, K. (1980).** A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors, *Proc. of the 7th WCEE*, Sept. 8-13, *Istanbul, Turkey*, 1, 237-240.

**LeFehr, T. (1991).** Standardization in gravity reduction. *Geophysics* , 1170-1178.

**Lin, A., Guo, J., Kano, K. y Awata, Y. (2006).** Average Slip Rate and Recurrence Interval of Large-Magnitude Earthquakes on the Wester Segment of the Strike-Slip Kunlun Fault, Northern Tibet. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 96, 1597-1611.

**López Oliva, J. G., (1989).** Bioestratigrafía del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la Sierra del Fraile, Nuevo León, México, *Diplomarbeit, Univ. Hamburg*, 124p.

**Márquez-Azúa, B. y Demets, C. (2003).** Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements 1992 to June 2001: implications for the neotectonics of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 , 2450.

**McKee, J. W., Jones, N. W. y Anderson, T. H. (1999).** Late Paleozoic and early Mesozoic history of the LasDelicias terrane, Coahuila, México. En Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special paper* , 161-189.

**McKee, J. W., Jones, N. W. y Long, L. E. (1984).** History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, vol. 12 , 103-107.

**McKee, J. W., Jones, N. W. y Long, L. E. (1990).** Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 102 , 593-614.

**Meiburg, P. (1987).** Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentional, México. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL* , 197-199.

**Michalzik, D. (1987).** Sedimentación y sucesion de facies en un margen pasico del Triásico al Cretácico Temprano del Noreste de la Sierra Madre Oriental, México. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL* , 27-31.

**Michalzik, D. (1988).** Trias Biss tiente Unter-Kreide der nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexico, Fazielle entwicklung eines passiven kontinentalrandes. *Tesis de Doctorado*.

**Mickus, K. y Montana, C. (1999).** Costal structure of northern Mexico revealed through the analysis of gravity data, in Bartolini C., Willson J.L., y Lawton T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, vol. 340 , 357-371.

**Mohr, J. P. y Taylor, B. N. (2001).** The fundamental physical constant. *Physics today*, 6-16.

**Molina-Garza, R.S., Arvizu-Gutiérrez, I.R. y Chávez-Cabello, G. (2003).** Paleomagnetismo de la Fm. Palomas (Jurásico) y granitoides permo-triásicos, sur de Coahuila: implicaciones Tectónicas. *GEOS*, vol. 23, 112.

**Montalvo-Arrieta, J. C., Quintanilla, Y., Tamez, A., Meneses, M., Ramos, L. y Masuch, D. (2005).** Microzonation of the Linares, Northeast Mexico area, based on geology and shear-wave velocity measurements. *Geofísica Internacional*, vol. 44 , 1-10.

**Muir, J. (1936).** Geology of the Tampico region, Mexico. *Amer. Associ. Petrol. geolo*, 280 p.

**Nabighian, M. A. (2005).** Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics*, vol. 70 , 63D-89D.

**Natali, S. y Sbar, M. (1982).** Sismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonora earthquake, Mexico. *Bulletin of the Siesmological Society of America*, vol. 72 , 181-196.

**Nettleton, L.L. (1939).** Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, vol. 4, 176-183.

**Nogoshi, M., Igarashi, T. (1971).** On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), *Jour.seism. Soc. Japan*, vol. 24, 26-40.

**Ohno, S., Ohta, T., Ikeura, T. y Takemura, M. (1993).** Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field. *Tectonophysics*, vol. 218 , 69-81.

**Ordaz, M., Meli, R., Montoya, C., Sánchez, L. y Pérez, L. (1994).** Bae de datos para la estimación de riesgo sísmico en la Ciudad de México. *Cuaderno de Investigación 1 (CENAPRED)* 16p.

**Padilla y Sánchez, R. (1982).** Geological Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. University of Texas at Austin: *Tesis de Doctorado*.

**Padilla y Sánchez, R. (1986).** Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 25, 157-206.

**Padin, J. (2008).** Unidad docente de geofísica y prospección. <http://personales.upv.es/~jpadin/>

**Pankow, K. L. y Pechmann, J. C. (2004).** The SEA99 Ground-Motion predictivi relations for extensional tectonic regimes: Revision and a new peak ground velocity relation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 94 , 341-348.

**Phillips, W. S. y Aki, K. (1986).** Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 79, 627-648.

**Pitilakis, K. (2004).** Site effects. En *En Ansal, A. Ed. Recent advances in earthquakes geotechnical engineering and microzonation. Vol. 1. Kluwer academic publishers.* 139-197.

**Quintanilla López, Y. (2005).** Microzonación de la región de Linares, N.L., basada en geología y velocidad de propagación de ondas sísmicas. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Ramírez-Ramírez, C. (1992),** *Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico [Ph.D thesis]: Austin, University of Texas, 318 p.*

**Ramos Zúñiga, L. G. (2007).** Regionalización del estado de Nuevo León basada en geología y velocidad de ondas sísmicas. *Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: Tesis de Licenciatura.*

**Rosquillas Navarro, A.H. y Mendoza Garcilazo, L.H., (2001).** Proyecto RADIUS, Tijuana, *Reporte Final.* 85p.

**Ruiz, M. A. y Werner, J. (1997).** Research into the Quaternary sediments and climatic variations in NE Mexico. *Quaternary International* , 145-151.

**Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F. I. y Youngs, R. R. (1997).** Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data. *Seismological Research Letters*, vol. 68 , 180-189.

**Shiono, K., Ohta, Y., Kudo, K. (1979).** Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part VI: existence of Rayleigh wave components, *Jour. seism. Soc. Japan*, vol. 32, 115-124.

**Sheriff, R. (2002).** Encyclopedic dictionary of Applied Geophysics. *Tulsa, Ok, USA: Geophysical references series, Society of Exploration Geophysicists.*

**Siebertz, E. (1988).** El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas: 1) Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inocerámidos en el estado de Nuevo León (Huroniano, NE de México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL* , 13-29.

**Spudich, P., Fletcher, J., Hellweg, M., Boatwright, J., Sullivan, C., Joyner, W. B., Hanks, D.M., Boore, D.M., McGarr, A., Baker, L.M. y Lindh, A.G. (1997)** SEA96-A new predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes. *Seismological Research Letters*, vol. 68 , 190-198.

**Spudich, P., Fletcher, J., Hellweg, M., Boatwright, J., Sullivan, C. y Joyner, W. B. (1996).** Earthquake ground motions in extensional tectonic regimes. *Open-File Report USGS* , 96-292.

**Spudich, P., Joyner, W. B., Lindh, A. G., Boore, D. M., Margaris, B. M. y Fletcher, J. B. (1999).** SEA99: a new predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes. *Seismological Research Letters* , 1156-1170.

**Stiedl, J. H., Tumarkin, A. G. y Archuleta, R. (1996).** What is a reference site? *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 86 , 1733-1748.

**Stinnesbeck, W. (1992).** Amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) en el área de Galeana, Nuevo León. *Rev. Soc. Mex. de Oaleont. vol. 4* , 63-85.

**Suter, M. (1987).** Orientational Data on the State of Stress in Northeastern Mexico as Inferred From Stress-Induced Borehole Elongations. *Journal of Geophysical Research, vol. 92* , 2617-2626.

**Suter, M., López-Martínez, M. y Quintero-Legorreta, O. (1996).** Macroseismic study of shallow earthquakes in the Central and Eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 1952-1963.

**Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. y Carrillo-Martínez, M. (2001).** Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin, vol. 113* , 693-703.

**Talwani, P. (1999).** Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics, vol. 305* , 371-379.

**Telford, W. H., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990).** Applied Geophysics. *Second Edition. Cambridge University press.*

**Tinker (1982).** Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and the depositional setting of the Aptian Persall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another fairway field? *Ann Arbor, University of Michigan: Tesis de Doctorado.*

**Toro, G.R., Abrahmson, N.A. y Schneider, J.F. (1997).** Model of strong ground motion from earthquakes in central and eastern North America: Best estimates and uncertainties. *Seismological Research Letters, vol. 68* , 41-57.

**Trifunac, M. D. y Brady, A. G. (1975).** On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 65* , 139-162.

**Valdés-Moreno, G. (2001).** Geoquímica y petrología de los campos volcánicos La Esperanza y Ocampo, Coahuila, México. *Instituto de Geología, UNAM: Tesis de Maestría.*

**Vokes, H. E. (1963).** Geology of the Cañon de la Huasteca in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico. *Tulane studies in Geology* , 125-148.

**Wills, C. J., Petersen, M., Bryant, W. A., Reichle, M., Saucedo, G. J., Tan, S., Taylor, G. y Treiman, J. (2000).** A site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity, *Bull. Seism. Soc. Am. vol. 90, S187–S208.*

**Woods, R. D., Salvador, A. y Miles, A. E. (1991).** *Pre-Triassic, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 109-129.*

**Wood, H. O. y Newumann, F. (1931).** Modified Mercalli Intensity Scale of 1931. *Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 21 , 277-283.*

**Xie, J. (1998).** Spectral inversion for Lg from earthquakes: a modified method with applications to the 1995, Western Texas earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 88 , 1525-1537.*

**Zeng, H., Zhang, Q. y Liu, J. (1994).** Location of secondary faults from cross-correlation of the second vertical derivative of gravity anomalies. *Geophysical Prospecting, vol. 42 , 841-854.*

**Zhou, X., Su, J. y Wang, G. (1989).** A modification of the fault-rupture model and its application in seismic hazard analysis. *Earthquake Research in China, vol. 3 , 351-365.*

**ANEXO I. SISMICIDAD HISTÓRICA**

Lista de sismos históricos (1787-1911) sentidos en la región NE de México (García Acosta Y Suárez Reynoso, 1996)

<b>Fecha</b>	<b>Hora</b>	<b>Ciudad</b>	<b>Crónica</b>
26-03-1787	¿?	Durango, Dgo.	“Temblor en Durango con ruidos subterráneos”
30-08-1838	8:30 a.m.	Monterrey, N.L.; Villa de Santiago, N.L.; Montemorelos, N.L.	“El jueves en la mañana se sintió uno en esta ciudad..., hasta hoy se sabe que a la misma hora se sintió en la Villa de Santiago y en Montemorelos.”
28-04-1841	8:45 a.m.	Saltillo, Coah.; Punta Santa Elena, Coah.	“...a las 8 y 45 minutos se dejó sentir en toda la ciudad un ruido subterráneo con detonaciones prolongadas..., tenemos el sentimiento de saber que en la Hacienda de los Muertos, distante 10 leguas (40 Km. aprox.) al noreste, cayó una casa, en Punta Santa Elena distante 21 leguas (84 Km. aprox.) una noria se hundió y , la casa grande se arruinó quitando la vida a seis personas...”
		Victoria, Tamps.	“...a las 8 y media de la noche, el mismo que en Saltillo, donde las detonaciones fueron espantosas...”
13-05-1841	12:10 a.m.	Saltillo, Coah.	“se sintió en esta ciudad un ruido

	1:03 a.m.		subterráneo... su movimiento según algunos fue de oscilación...el que se repitió a la 1 y 3 minutos se cree que fue de trepidación muy violenta. A este fenómeno se atribuye el que se hayan resentido o cuarteado algunas casas y tapias de esta población...”
27-02.1849	¿?	Satevó, Dgo.	“Al ponerse el sol se sintió un temblor de tierra acompañado de ruidos subterráneos”.
26-04-1850	4:00 a.m.	La Concepción, N.L.	“...hubo uno en el pueblo de la Concepción a las cuatro de la mañana. Aunque infundió gran temor, no ocasionó desgracia alguna en la población.”
02-10-1850	¿?	Mier y Noriega, N.L.; La Concepción, N.L.	“...un terremoto acompañado de fuertes truenos...”
02-12-1853	9:30 a.m.	Durango, Dgo.	“...se sintió un fuerte terremoto... que dejó un poco resentida la bóveda de la catedral y la parroquia...”
19-05-1869	9:15 a.m.	Linares, N.L.	“...se sintió un terremoto...al mismo tiempo fuerte detonaciones subterráneas...”
07-01-1880	1:45 p.m.	Dr. Arroyo, N.L.; Mier y Noriega, N.L.	Un terremoto fue sentido.
12-01-1880	2:30 p.m.	Mier y Noriega, N.L.	“...se ha sentido en todo este municipio un fuerte temblor de tierra, precedido por un trueno

			subterráneo...”
25-03-1891	¿?	Distrito de China, Chih.; Guadalupe y Calvo, Chih.	“...se oyeron fuertes trenos subterráneos, desde que se sintieron allí dos temblores...”
23-06-1896	10:00 p.m.	Cuencamé, Dgo; Durango, Dgo.; Avino, Dgo.	“...ligero temblor...”
24-06-1896	6:20 a.m.	Cuencamé, Dgo.	“...otro igual al anterior...”
14-10-1898	3:00 a.m.	Villa de Arteaga, Coah.	“...se sintió un fuerte temblor de tierra que sacudió las azoteas de las casas...”
22-01-1905	1:20 p.m.	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
22-03-1905	5:20 p.m.	Saltillo, Coah.	Se sintió un temblor.
24-11-1907	2:14 a.m.	Linares, N.L.	Se sintió un temblor.
27-02-1908	8:10 a.m.	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
16-03-1908	1:10 p.m.	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
20-09-1909	¿?	Monterrey, N.L.:	Terremoto. Cancani III
24-10-1909	¿?	Linares, N.L.; Montemorelos, N.L.	Terremoto. Cancani II
14-05-1910	¿?	Victoria, Tamps.	Terremoto. Cancani III
31-08-1911	¿?	Dr. Arroyo, N.L.	Terremoto. Cancani III
21-10-1911	¿?	Villagrán, Tamps.; Montemorelos, N.L.	Terremoto. Cancani III
03-12-1911	¿?	Montemorelos, N.L.; Villagrán, Tamps.	Terremoto. Cancani III. 10 seg. de duración. Terremoto. Cancani III 12 seg. de duración