

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
FACULTAD DE INGENIERÍA
POSTGRADO EN MATEMÁTICA APLICADA A LA INGENIERÍA
EMMAI-1

**Modelo Numérico de la Meseta de Mérida
utilizando el Método de los Elementos
Espectrales**

www.bdigital.ula.ve

**TRABAJO PRESENTADO COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL
GRADO DE MAGÍSTER SCIENTIAE EN MATEMÁTICA APLICADA A LA INGENIERÍA**

Autor: Ing. Grelys A. Sosa C.

Tutor: Dra. Stephanie Klarica

Mérida - Venezuela

Septiembre, 2014



DEDICATORIA

A mi pequeña hija, Rocio Lourdes; porque desde que llegaste te has convertido en el centro y motor de mi vida.....! Esto es por ti y para ti.
Dios te bendiga siempre. TE AMO.

A mi esposo, ¡Angelito!. Por ser un excelente amigo y compañero de vida.
TE AMO.

A mis padres y hermanos.
Por estar siempre conmigo, apoyarme y alentarme en todo momento.
LOS AMO.

www.bdigital.ula.ve

AGRADECIMIENTOS

- A Dios Padre Todopoderoso y a la Santísima Virgen de Lourdes por iluminarme y siempre acompañarme.
- A la Profesora Stephanie Klarica, además de ser una gran tutora durante este tiempo ha sido una gran amiga y consejera, a quién le expreso con sinceridad mis palabras de admiración por ser una luchadora ejemplar en todos los aspectos de la vida, es un modelo a seguir.
- A todo el personal del Laboratorio de Geofísica, por su receptividad, acogimiento y apoyo, en especial al Profesor José Choy, por su amabilidad y ayuda; a la Profesora Milgreya Cerrada, mi amiga, colega y compañera de oficina, a Reinita y a Marcial.
- A los profesores Hanen Hanna, Yves Hervouët, Damien Dhont y al investigador Bernard Monoc, por su ayuda y apoyo durante la visita a la Universidad de Pau y Pays de l'Adour, Francia.
- A los investigadores Rafael Abreu y Pieyre Le Loher por su valiosa ayuda y apoyo en el manejo de SPECFEM.
- A los Profesores Ricardina Díaz, María Elisa Elberg y Leonardo González por sus palabras de aliento e interés en el avance y evolución de esta investigación.
- A CeCalCULA y todo su personal por permitirme el uso de sus procesadores para correr SPECFEM3D durante los años 2011 y 2012.
- Al proyecto FONACIT-ECOS-NORD No PI 2005000778 y al CIGIR por el apoyo financiero a esta investigación.

“Basta un poco de espíritu aventurero para estar siempre satisfechos, pues en esta vida, gracias a Dios, nada sucede como deseábamos, como suponíamos, ni como teníamos previsto”. Noel Clarasó.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
ÍNDICE GENERAL	v
ÍNDICE DE TABLAS	viii
ÍNDICE DE IMÁGENES Y GRÁFICOS	x
RESUMEN	xxi
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	
1.1 Planteamiento del problema	3
1.2 Objetivos de la investigación	4
1.2.1 Objetivo general	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 Justificación	4
1.4 Limitaciones	5
1.5 Antecedentes	5
CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	9
2.1 Método de los elementos espectrales (SEM)	9
2.1.1 Ecuaciones de Movimiento	10
2.1.2 Formulación Weak	11
2.2 Definición de la malla	13
2.2.1 Elementos de contorno	14
2.2.2 Elementos de volumen	16
2.3 Representación de las funciones sobre los elementos	18
2.3.1 Representación polinomial sobre los elementos	19
2.3.2 Integración sobre los elementos	20

2.4 Exactitud del método	21
2.4.1 Selección del grado del polinomio	21
2.4.2 Diseño de la malla	22
2.5 Computación paralela	23
2.5.1 Modelos de computación paralela. Clusters de PC'S	24
2.5.2 Message Passing Interface (MPI)	25
2.6 SPECFEM	26
2.7 Momento tensor sísmico	27
2.8 Magnitud	32
2.9 Geología del área	35
2.9.1 Los Andes Venezolanos	35
2.9.2 Falla de Boconó	37
2.10 Espectros de respuesta	38
CAPÍTULO 3. MARCO METODOLÓGICO	40
3.1 Prueba con SPECFEM2D-V7.0.0	40
3.2 Descripción de los modelos bidimensionales	46
3.2.2 Modelo 3 – 2D	55
3.2.3 Modelo 4 – 2D	57
3.3 Descripción de los archivos de parámetros para los modelos bidimensionales	60
3.3.1 Archivo de parámetros Par_file	60
3.3.2 Archivo de interfaces	60
3.3.3 Archivo de parámetros SOURCE	61
3.4 Validación de los modelos bidimensionales	62
3.5 SPECFEM3D	63
3.5.1 Descripción de los modelos tridimensionales	65
3.5.1.1 Modelo 1 – 3D	65
3.5.1.2 Modelo Dos – 3D	67
3.5.2 Descripción de los archivos de parámetros para los modelos tridimensionales	72

3.5.2.1 Archivo de parámetros Mesh_Par_file	72
3.5.2.2 Archivo de parámetros Par_file	72
3.5.2.3 Archivo de parámetros CMTSOLUTION	72
3.5.2.4 Archivo de parámetros STATIONS	73
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	74
4.1. Resultados de los Modelos Bidimensionales	74
4.2. Modelo 1-2D y Modelo 2 – 2D	77
4.3 Modelo 3 – 2D	80
4.4 Modelo 4 – 2D	87
4.5 Validación de los modelos bidimensionales. Espectros de Respuesta.	101
4.6. Resultados del Momento Tensor Sísmico	104
4.7. Resultados de los Modelos Tridimensionales	106
4.7.1. Modelo 1 – 3D	106
4.7.2. Modelo 2 – 3D	110
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	135

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Velocidades, distancia Fuente – Receptor y tiempos teóricos de llegada de las ondas para un modelo conformado por un sólo material.	40
Tabla 3.2. Propiedades de los materiales asignados a los modelos. Los valores de densidad y velocidad de onda P y S fueron tomados del MOP, 1976; los parámetros restantes fueron calculados.	45
Tabla 4.1. Valores de aceleración y velocidad pico, componente horizontal para el Modelo 1 – 2D conformado por un solo material.	79
Tabla 4.2. Valores de aceleración y velocidad pico, componente horizontal para el Modelo 2 – 2D conformado por varios materiales.	79
Tabla No. 4.3. Localización aproximada de las estaciones receptoras.	80
Tabla No. 4.4. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,2$ a $2,2$ km de profundidad.	85
Tabla No. 4.5. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,2$ a $2,2$ km de profundidad.	86
Tabla No. 4.6. Localización aproximada de las estaciones receptoras.	88
Tabla No. 4.7. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,2$ a $2,2$ km de profundidad.	97
Tabla No. 4.8. Valores de velocidad pico obtenidas en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,2$ a $2,2$ km de profundidad.	98
Tabla No. 4.9. Valores de las componentes del Momento Tensor Sísmico de magnitud $M_w=2,7$.	105
Tabla No. 4.10. Valores de las componentes del Momento Tensor Sísmico de magnitud $M_w=4$.	106
Tabla No. 4.12. Localización aproximada de las estaciones receptoras.	110

Tabla No. 4.13. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad.	116
Tabla No. 4.14. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad.	117
Tabla No. 4.16. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad.	122
Tabla No. 4.17. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad.	123
Tabla No. 4.19. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad.	128
Tabla No. 4.20. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad.	129

www.bdigital.ula.ve

ÍNDICE DE FIGURAS, IMÁGENES Y GRÁFICOS

Figura 2.1. Modelo finito de la tierra con volumen Ω , superficie libre $\partial\Omega$ y límites absorbentes Γ , el vector unitario $\hat{n}$ es normal a todos los límites, el modelo puede estar compuesto por cualquier número de capas y la fuente x_s puede estar localizada en cualquier sitio dentro del modelo.	11
Figura 2.2. Para efectos de cálculo, el modelo de la tierra Ω mostrado en la figura 2.1 es subdividido en elementos curvos (cuadriláteros en geometrías 2D y hexaedros para 3D), cuyas formas son adaptadas a los límites del modelo $\partial\Omega$ y Γ , así como también a las principales interfaces geológicas	14
Figura 2.3. Elementos cuadriláteros definidos en términos de cuatro (a la izquierda) y nueve (a la derecha) puntos de control.	15
Figura 2.4. Geometría de cada volumen hexaédrico, definida por 8 nodos de control (izquierda) o 27 nodos de control (derecha). En el caso de elementos con 27 nodos los recuadros vacíos indican los nodos localizados en la mitad de la cara del elemento y el triángulo vacío indica el nodo localizado en el centro del elemento.	17
Figura 2.5. Interpolación de Lagrange de grado $N=8$ en los puntos de Gauss-Lobatto-Legendre sobre el segmento de referencia $-1, 1$. Los $N+1=9$ puntos de Gauss-Lobatto-Legendre pueden distinguirse a lo largo del eje horizontal. Todos los polinomios de Lagrange son por definición igual a 1 ó 0 en cada punto.	19
Figura 2.6. Ejemplo de una malla no regular, definida con elementos más pequeños en el tope del modelo donde las velocidades de onda son menores y con elementos más grandes hacia la base donde las velocidades normalmente son más grandes.	23
Figura 2.7. a) Cupla de Fuerzas b) Doble Cupla de fuerzas	29
Figura 2.8. Las nueve cuplas que componen el momento tensor sísmico	30
Figura 2.9. Parámetros de orientación en coordenadas geográficas del plano de falla y del vector desplazamiento. Rumbo (ϕ_f), buzamiento (δ), dirección de desplazamiento (λ), $\bar{D}$ magnitud del vector desplazamiento. (Tomada de Lay y Wallace, 1995)	31

Figura 2.10. Espectros de respuesta elásticos para diferentes tipos de suelos. (Crisafulli y Villafañe, 2002; citado por Vilches, 2009)	39
Figura 3.1. Comparación entre los sismogramas sintético (línea roja) y analítico (verde) para un modelo semi-infinito conformado por un solo material. Note la similitud en ambos resultados en los primeros 0,35 segundos.	41
Figura 3.2. Comparación entre una función triangular y Gausiana, la distancia existente entre el tiempo central de la función y su punto de inflexión corresponde al half duration= $1/f_0$. Imagen tomada del manual de usuario de SPECFEM2D V7.0	42
Figura 3.3. Pasos para ejecutar SPECFEM2D	43
Figura 3.4. Modelo numérico de la Ciudad de Mérida, los alineamientos de color rojo (transversal y longitudinal a la meseta de la ciudad) indican las direcciones de los perfiles elegidos para simular los modelos bidimensionales.	44
Figura 3.5. Malla asignada a un modelo de un sólo material, conformada por 169 elementos.	46
Figura 3.6. Histograma de frecuencia de la malla de la figura 3.5, note como el número de puntos por longitud de onda oscila entre 0,311 y 0,312.	47
Figura 3.7. Malla asignada a un modelo de varios materiales constituida por 2240 elementos.	47
Figura 3.8. Histograma de frecuencia del número mínimo de puntos por longitud de onda, para la malla de la figura 3.7; observe como el rango de puntos está por debajo de 2, más del 90% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda alrededor de 1,54.	48
Figura 3.9. Malla asignada a un modelo de varias capas con topografía, integrada por 966 elementos.	48
Figura 3.10. Histograma de frecuencia para el modelo de la figura 3.9. La malla está poco refinada. Aproximadamente 50% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda menor a 1.	49
Figura 3.11. Malla asignada a un modelo de varias capas con topografía, integrada por 5200 elementos.	49

- Figura 3.12. Histograma de frecuencia para el modelo de la figura 3.11. Un porcentaje importante de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda menor a 0,6. 50
- Figura 3.13. Modelo 1 - 2D, conformado por un solo tipo de material (en el modelo se asignaron valores característicos de la Asociación Sierra Nevada). Del lado izquierdo se aprecia el modelo constituido por un solo tipo de material, los recuadros verdes en la parte superior corresponden a las estaciones receptoras y la cruz naranja indica la posición de la fuente; del lado derecho se observa la malla asignada al modelo conformada por 4900 elementos, del mismo modo, los diamantes de color negro, en la superficie, indican la posición de los receptores y los vectores negros corresponden a localización de la fuente sísmica. 52
- Figura 3.14. Modelo 2 – 2D, conformado por varios materiales (en el modelo se asignaron valores característicos de la Asociación Sierra Nevada y tres capas de sedimento, con distintas velocidades de onda). La imagen del lado izquierdo presenta en escala de grises las distintas capas de sedimento y en color negro el material conformado por la Asociación Sierra Nevada. La imagen de la derecha muestra la malla asignada a cada capa conformada por 26250 elementos. Los recuadros verdes (a la izquierda) o diamantes (a la derecha) corresponden a la posición de estaciones receptoras, mientras que la cruz naranja (a la izquierda) o vectores negros (a la derecha) representan la localización de la excitación sísmica. 53
- Figura 3.15. Histogramas de frecuencia para las mallas de las figuras 3.14 y 3.15. El número de puntos por longitud de onda en general está por encima de 5 y menor a 10. Para el caso del histograma (a) aproximadamente 98% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda alrededor de 6; mientras que en el caso (b) casi 90% de los elementos tienen alrededor de 6 puntos por longitud de onda, y en el 10% de los elementos restantes el número de puntos están repartidos entre 5 y un poco menos de 8. 54
- Figura 3.16. Perfil transversal de la Meseta de la ciudad de Mérida, modelo 3 – 2D. Elaborado utilizando google earth. 55
- Figura 3.17 Modelo 3 – 2D. Los puntos verdes representan la localización de las estaciones receptoras, la cruz de color amarillo corresponde al foco de la señal sísmica. 55
- Figura 3.18. Mallado del modelo 3 - 2D integrado por 26250 elementos. Los diamantes de color negro localizados en la superficie representan las estaciones receptoras y los vectores de color negro localizados en la capa roja representan la excitación sísmica. La imagen superior derecha muestra en detalle el mallado en las capas superficiales. 56

Figura 3.19. Histograma de frecuencia sobre el número de puntos por longitud de onda para la malla de la figura 3.18. La mayoría de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda entre 6 y 8 puntos.	57
Figura 3.20. Perfil longitudinal de la Meseta de la Ciudad de Mérida, modelo 4 – 2D. Elaborado utilizando google earth	58
Figura 3.21. Modelo 4 – 2D. Los puntos verdes representan la localización de las estaciones receptoras, la cruz de color amarillo corresponde al foco de la señal sísmica.	58
Figura 3.22. Mallado del modelo 4 – 2D. Los diamantes de color negro localizados en la superficie representan las estaciones receptoras y los vectores de color negro localizados en la capa roja representan la fuente. En la parte superior de esta imagen se muestra a detalle el mallado de las capas superiores del modelo. La malla contiene aproximadamente 56000 elementos.	59
Figura 3.23. Histograma de frecuencia del número de puntos por longitud de onda para la malla de la figura 3.22, un porcentaje importante de elementos tienen entre 6 y 6,5 puntos por longitud de onda.	59
Figura 3.24. Ejemplo de un archivo de interfaces para un modelo conformado por cinco capas, las primeras 4 interfaces (en dirección ascendente son planas y horizontales), la quinta capa representa la topografía del área.	61
Figura 3.25. Pasos para construir el espectro elástico de respuesta normalizado.	62
Figura 3.26. Pasos para ejecutar SPECFEM3D	63
Figura 3.27. Imagen satelital de la Ciudad de Mérida. La longitud de la diagonal azul es utilizada para determinar el área de la falla en ese tramo.	65
Figura 3.28. Localización de la excitación sísmica (ícono verde) y de las estaciones receptoras de las señales sísmicas (íconos blancos) todas las estaciones receptoras se encuentran a 600 m. de distancia del epicentro.	66
Figura 3.29(a). Vista general de la malla asignada al modelo sin topografía	66
Figura 3.29(b).Detalle de la malla asignada al modelo sin topografía, todos los elementos presentan un mismo tamaño (malla regular), debido a que el modelo está conformado por un único material	66

Figura 3.30. Histograma de frecuencia de la calidad de la malla del modelo 1-3D, en el eje de abscisas se tiene el porcentaje de elementos y en el eje de ordenadas el rango de angularidad de los elementos, el cual debe ser inferior a 0,75. En el caso del modelo uno, se tiene una malla regular, todos los elementos poseen el mismo tamaño, por tanto no hay distorsión en ellos.	67
Figura 3.31. Imagen del área del modelo 2 – 3D, con la localización de las estaciones receptoras (íconos blancos y rojos) y de las excitaciones sísmicas (íconos verdes) utilizadas en la simulación.	70
Figura 3.32(a). Imagen de la malla asignada al modelo, integrada por 543200 elementos note el tamaño de los elementos en profundidad, en superficie y la transición de los elementos señalados por el óvalo.	70
Figura 3.32(b). Vista del tamaño de los elementos en superficie, el recuadro de color azul representa la zona conformada por material poco consolidado, depósito tipo terraza, el área adyacente está constituida por Gneis de la Asociación Sierra Nevada.	70
Figura 3.32(c) Observe el cambio gradual en el tamaño de los elementos. Hacia el fondo más grandes, hacia la superficie más pequeños.	70
Figura 3.32(d) Vista en planta del modelo con la topografía de la zona.	70
Figura 3.33. Histograma de frecuencia de la calidad de la malla del modelo 2 – 3D, en el eje de abscisas se tiene el porcentaje de elementos y en el eje de ordenadas el rango de angularidad de los elementos, el cual debe ser inferior a 0,75. Este modelo está conformado por elementos de diferente tamaño, conformando una rejilla irregular, sin embargo el rango de angularidad entre ellos está por debajo de 0,6	71
Figura 3.34. Formato del fichero CMTSOLUTION, tomado de SPECFEM 3D Manual de usuario, modificado por G. Sosa.	73
Figura 4.1. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 169 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente STACEY_ABSORBING_CONDITIONS, note como a pesar de la duración del registro la señal no se atenúa luego de 25 segundos.	74
Figura 4.2. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 169 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS, note la diferencia entre esta imagen y la anterior en relación a la atenuación de la señal.	75

Figura 4.3. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 2240 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS. Note como a partir de los 4 segundos la señal comienza a atenuarse.	75
Figura 4.4. Sismograma obtenido para un modelo compuesto por 26250 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS. Una de las diferencias principales entre esta figura y la anterior radica en su contenido frecuencial, la frecuencia de esta figura que menor que en la figura anterior, por otra parte, la velocidad pico horizontal es ligeramente menor también en este caso.	76
Figura 4.5. Sismograma obtenido para un modelo compuesto por 26250 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente STACEY_ABSORBING_CONDITIONS. Observe la diferencia entre esta figura y la anterior; ambas poseen el mismo número de elementos, la malla ha sido refinada y sin embargo la señal no se atenúa, debido al tipo de condición absorbente utilizada.	76
Figura 4.6. Acelerogramas obtenidos sobre roca, la figura a y c corresponden a los registros de las estaciones localizadas a la derecha e izquierda del foco mientras que la figura b representa el registro de la estación situación sobre el hipocentro.	77
Figura 4.7. Acelerogramas obtenidos sobre sedimento (registros en rojo), la figura a y c corresponden a los registros de las estaciones localizadas a la izquierda y derecha del foco mientras que la figura b representa el registro de la estación situada sobre el hipocentro. Los registros en color verde corresponden a las mismas señales descritas en la figura 4.4, fueron solapadas para su comparación.	78
Figura 4.8. Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 2 – 2D. La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 1 Joule.	78
Figura 4.9. Acelerograma de la estación S1 (Santa Rosa).	81
Figura 4.10. Acelerograma de la estación S2 (Entre Santa Rosa y Alto Prado, receptor localizado sobre la cresta de la colina).	81
Figura 4.11. Acelerograma de la estación S3 (Sector Los Sauzales).	82
Figura 4.12. Acelerograma de la estación S4 (A borde de Talud, aproximadamente donde se encuentra Talleres y Mantenimiento de la ULA).	82

Figura 4.13. Acelerograma de la estación S5 (Localizada sobre el Valle del Río Chama).	83
Figura 4.14. Acelerograma de la estación S6 (Sobre la vertiente derecha del Río Chama).	83
Figura 4.15. Instantáneas del campo de onda simulado para el modelo 3. Note la distorsión del frente de ondas en las capas más superficiales del modelo así como el rebote de las mismas al llegar a la superficie. La cruz de color naranja muestra el lugar de la excitación sísmica, los puntos verdes representan las estaciones receptoras de la señal. La imagen (a) muestra la propagación en forma radial de la excitación de señal en roca, la imagen (b) exhibe los primeros rebotes que presentan las ondas al chocar con la superficie y su distorsión, las imágenes (c) y (d) muestra la propagación de las ondas reflejadas.	84
Figura 4.16. Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 3 – 2D La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 10000 J.	85
Figura 4.17. Imagen del Modelo 3, muestra la distancia desde el epicentro a las estaciones 2 y 3 así como la distancia del foco a las mismas estaciones, además muestra la dirección de los vectores que simulan la excitación de la señal sísmica.	87
Figura 4.18. Acelerograma de la estación S1 (Ejido, Edificio Administrativo de Tromerca).	89
Figura 4.19. Acelerograma de la estación S2 (Ejido, cercanía de la Plaza Montalban).	89
Figura 4.20. Acelerograma de la estación S3 (Entre La Pedregosa Sur y La Mata, en cresta de colina).	90
Figura 4.21. Acelerograma de la estación S4 (Pedrogosa Sur).	90
Figura 4.22. Acelerograma de la estación S5 (Sobre el Río Albarregas, sector Pie del LLano).	91
Figura 4.23. Acelerograma de la estación S6 (Sobre el Río Chama).	91

Figura 4.24. Acelerograma de la estación S7 (Estadio Metropolitano).	92
Figura 4.25. Acelerograma de la estación S8 (La Mata).	92
Figura 4.26. Acelerograma de la estación S9 (Aereopuerto).	93
Figura 4.27. Acelerograma de la estación S10 (Plaza Las Heroínas).	93
Figura 4.28. Acelerograma de la estación S11 (Parque Los Poetas).	94
Figura 4.29. Acelerograma de la estación S12 (El Arenal).	94
Figura 4.30. Instantáneas del campo de onda simulado para el modelo 4 – 2D. Note la distorsión del frente de ondas en las capas más superficiales del perfil, lo cual sucede por las bajas velocidades de onda que caracterizan dichas capas. Al igual que la figura 4.13 la cruz de color naranja representa el hipocentro y los puntos de color verde representan los receptores de la señal sísmica. La imagen (a) muestra la propagación en forma radial de la excitación de señal en roca, la imagen (b) exhibe los primeros rebotes que presentan las ondas al chocar con la superficie y su distorsión, las imágenes (c) y (d) muestra la propagación de las ondas reflejadas.	96
Figura 4.31 Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 4 – 2D La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 100 J.	97
Figura 4.32. Observe la dirección de los vectores que simulan la fuente sísmica, los mismos están apuntando preferencialmente a la estación S5 y hacia el lado izquierdo del modelo, donde se localizan las estaciones S2, S5, S7 y S8 entre otras, para mayor detalle en relación a la posición de las estaciones receptoras ver figura 3.21 y figura 3.22.	99
Figura 4.33. La línea de color azul muestra los valores de aceleración horizontal en distintas estaciones receptoras para un espesor de la capa superficial igual a 20mts, y la línea de color rojo muestra igualmente los valores de aceleración para una capa con un espesor de 2mts.	100
Figura 4.34. Espectro elástico al 5% de amortiguamiento obtenido para una estación situada sobre basamento.	101
Figura 4.35. Espectro elástico al 5% de amortiguamiento obtenido para una estación situada sobre sedimento.	102

Figura 4.36. Espectro de aceleración normalizado obtenido para una estación localizada sobre basamento.	102
Figura 4.37. Espectro de aceleración normalizado promedio obtenido para las estaciones localizada en superficie del Modelo 3 – 2D.	103
Figura 4.39. Acelerograma de la estación localizada al norte de la excitación sísmica. Componente este – oeste	107
Figura 4.40. Acelerograma de la estación localizada al sur de la excitación sísmica. Componente este – oeste	107
Figura 4.41. Acelerograma de la estación localizada al este de la excitación sísmica. Componente este – oeste	108
Figura 4.42. Acelerograma de la estación localizada al oeste de la excitación sísmica. Componente este – oeste	108
Figura 4.43. Acelerograma de las estaciones norte-sur - este-oeste componente horizontal este-oeste. Registro obtenido considerando un half_duration=1.0. Observe que los primeros registros muestran compresión para la estación localizada a la derecha de la fuente y dilatación en la estación de la izquierda; mientras que las estaciones al norte y sur, mantienen su comportamiento constante, similar a las primeras llegadas registradas en las figuras 4.23 a 4.28.	109
Figura 4.44. Shaking map para un half duration=1,0. Modelo sin topografía	109
Figura 4.45. Imagen de la Ciudad de Mérida que muestra la localización de las estaciones receptoras íconos blancos (sobre material rocoso) íconos rojos (sobre sedimentos) y de la fuente sísmica (ícono verde)	111
Figura 4.46. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantacaro).	112
Figura 4.47. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).	112
Figura 4.48. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).	113
Figura 4.49. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).	113
Figura 4.50. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).	114

Figura 4.51. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).	114
Figura 4.52. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).	115
Figura 4.53. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).	115
Figura 4.54. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).	116
Figura 4.55. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantacclaro).	118
Figura 4.56. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).	118
Figura 4.57. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).	119
Figura 4.58. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).	119
Figura 4.59. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).	120
Figura 4.60. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).	120
Figura 4.61. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).	121
Figura 4.62. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).	121
Figura 4.63. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).	122
Figura 4.64. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantacclaro).	124
Figura 4.65. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).	124
Figura 4.66. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).	125

Figura 4.67. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).	125
Figura 4.68. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).	126
Figura 4.69. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).	126
Figura 4.70. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).	127
Figura 4.71. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).	127
Figura 4.72. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).	128

www.bdigital.ula.ve

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
FACULTAD DE INGENIERÍA
Especialización y Maestría en Matemática Aplicada a la Ingeniería

**MODELO NUMÉRICO DE LA MESETA DE MÉRIDA UTILIZANDO EL
MÉTODO DE LOS ELEMENTOS ESPECTRALES**

Autor: Ing. Grelys A. Sosa C.

Tutor: Dra. Stephanie Klarica

Fecha: Septiembre, 2014

RESUMEN

El método numérico de los elementos espectrales, se aplica en este trabajo a través de los programas SPECFEM2D y SPECFEM3D, para determinar la respuesta del subsuelo del área metropolitana de la ciudad de Mérida ante excitaciones sísmicas; para esto se diseñan cuatro modelos bidimensionales y dos modelos tridimensionales. Los modelos 2D tienen orientación definida e incluyen el relieve, uno de ellos NNW-SSE, transversal a la meseta de la ciudad de Mérida, el otro SW-NE longitudinal a la meseta, los dos modelos restantes sin orientación específica y con las mismas dimensiones del modelo transversal; son usados para determinar las variaciones que experimentan los registros cuando las ondas sísmicas se propagan a través de un medio conformado por un solo material y seguidamente por varios materiales (roca fresca y sedimentos), sin incluir la topografía. Los modelos 2D son sometidos a una fuente sísmica de profundidad igual a 2,2 km y $M_w=3,3$. Uno de los modelos 3D es un modelo sin topografía al cual se le atribuyen las características del basamento rocoso, el otro modelo, es más complejo porque se le confieren diferentes materiales y se incluye también el relieve para su simulación, este es sometido a fuentes sísmicas de diferentes magnitudes y a varias profundidades. Las mallas usadas para los modelos bidimensionales fueron refinadas progresivamente, con lo cual se incrementó el número de puntos por longitud de onda en cada elemento. Los acelerogramas del modelo transversal a la meseta, el cual es de menor tamaño que el modelo longitudinal; presenta aceleraciones picos ligeramente mayores, lo que aparentemente se relaciona con la energía sísmica liberada por la fuente, esta pareciera conservarse por más tiempo en este modelo. Los modelos 3D exhiben para una fuente de $M_w=2,7$ situada a una profundidad de 10 km y posteriormente a 6 km, valores de aceleración y velocidad pico que aumentan a medida que la profundidad de la fuente disminuye, lo cual es de esperarse. Tanto en los modelos 2D como en los 3D las aceleraciones son mayores sobre sedimento. Finalmente se obtiene el espectro de respuesta para uno de los modelos 2D, el cual de forma general tiene un aspecto semejante a la curva teórica de suelos rígidos y roca.

Palabras claves: Elementos Espectrales, SPECFEM2D, SPECFEM3D, Mérida, Modelo.

INTRODUCCIÓN

Los Andes Venezolanos han sido escenario de distintos eventos sísmicos, muchos de ellos leves e imperceptibles, algunos otros suaves y moderados, y otros pocos han sido fuertes y devastadores. Estos últimos han ocurrido históricamente y han sido centro de atención para muchos investigadores. En todo caso la actividad sísmica ha estado presente desde tiempos remotos y la respuesta del subsuelo ante tales movimientos es una inquietud que crece día a día, desde el punto de vista científico como social y económico. Hoy por hoy el uso de la simulación como una técnica numérica que permite comprender el comportamiento de estructuras complejas es frecuente y de gran ayuda en todos los campos de la investigación. Por lo tanto en este trabajo se utiliza el programa SPECFEM, basado en el Método de los Elementos Espectrales para simular el comportamiento de la Meseta de la Ciudad de Mérida al someterla a distintos eventos sísmicos y así estimar el movimiento de la misma, con mira a que los datos a obtener puedan servir de soporte en estudios futuros de amenaza y microzonificación sísmica.

La investigación está estructurada en cinco capítulos. El primer capítulo hace referencia a las generalidades de este estudio, se presentan los objetivos, antecedentes, alcances y limitaciones. El segundo capítulo está conformado por los aspectos teóricos que sustentan el trabajo. El tercer capítulo describe los pasos a seguir para desarrollar los modelos que se estudian, en esta fase se describe la metodología que se emplea para desarrollar modelos bidimensionales y tridimensionales utilizando SPECFEM2D y SPECFEM3D, así como también la configuración de los archivos de entrada los cuales son esenciales en la ejecución de los programas. La cuarta etapa corresponde a la presentación de resultados obtenidos a partir de las simulaciones, se presentan cuatro modelos bidimensionales; dos de ellos no consideran el relieve, y se usan para estudiar la amplificación de la señal sísmica al considerar el medio homogéneo y posteriormente heterogéneo, los otros dos modelos 2D, son sometidos a una excitación sísmica de magnitud $M_w=3,3$ y tienen

dirección longitudinal y transversal a la meseta de la ciudad, ambos consideran el relieve. En cuanto a los dos modelos tridimensionales generados, uno de ellos tiene asignado propiedades de roca fresca y no considera la topografía; la intención de este modelo es evaluar la polaridad de las ondas situadas al norte, sur, este y oeste del epicentro. El segundo modelo 3D, al cual se le asignan propiedades de distintos materiales geológicos e incluye además el relieve; se somete a varios escenarios sísmicos considerando distintas magnitudes y modificando la profundidad y localización de la fuente, los resultados de los modelos tridimensionales obtenidos en esta fase son filtrados posteriormente con el objeto de eliminar las frecuencias tan altas que presentan. También se incluye en esta etapa los espectros de respuesta elásticos para uno de los modelos bidimensionales y la función de transferencia de la señal propagada en dicho modelo, esto con el propósito de validar de cierta forma los resultados obtenidos. Finalmente el quinto capítulo corresponde a las conclusiones y recomendaciones del estudio.

www.bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Ciudad de Mérida, capital del Estado Mérida, localizada en el occidente de Venezuela, presenta una configuración alargada en dirección NE-SO; en su parte central se encuentra el núcleo urbano el cual comenzó a expandirse desde los años 50 tanto en dirección longitudinal como transversal, la mencionada ciudad se encuentra dentro de los límites de influencia del sistema de Fallas de Boconó, siendo escenario de varios eventos sísmicos los cuales han sido particularmente destructores y se han asociado a los movimientos de este sistema de fallas, entre ellos cabe mencionar los terremotos de La Grita en 1610, de Mérida en 1812 y de Los Andes en 1894. Afortunadamente en tiempos recientes no han ocurrido eventos sísmicos de gran magnitud que hayan afectado la Ciudad de Mérida, no obstante el riesgo sísmico está latente y se ha incrementado en las últimas décadas debido al crecimiento acelerado y desordenado de la población y al desarrollo de construcciones en zonas próximas a los taludes disectados por los ríos Chama y Albarregas así como en áreas ubicadas dentro o cerca de los planos de ruptura de fallas tales como los conjuntos residenciales Las Tapias, urbanización Santa Juana, sector el Teleférico entre otros (Ferrer , 1981citado en Amenaza sísmica en el área metropolitana de Mérida). Tales antecedentes incitan al estudio del comportamiento del subsuelo ante excitaciones sísmicas; a pesar de ser la zona de Fallas de Boconó una de las más estudiadas en el país, aún queda mucho por investigar no sólo por curiosidad sino por compromiso social. Para esto se emplean distintos métodos y herramientas actuales y novedosas, tales como el programa SPECFEM (Komatitsch y Vilotte, 1998); que permite determinar aproximadamente la respuesta del medio geológico al viajar las ondas sísmicas a través del mismo.

1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Simular numéricamente el comportamiento de la meseta de la Ciudad de Mérida ante un evento sísmico, utilizando el método de los elementos espectrales a través del código SPECFEM.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar el momento tensor sísmico de la traza de la Falla de Boconó, en la zona de estudio.
- Generar modelos 2D utilizando el código SPECFEM2D.
- Generar modelos 3D utilizando el código SPECFEM3D_SESAME.
- Analizar la respuesta sísmica del área metropolitana de la ciudad de Mérida, a través del Método de los Elementos Espectrales.
- Determinar los valores pico de velocidad y aceleración producidos por las ondas sísmicas en el área metropolitana de la Ciudad de Mérida.
- Identificar las zonas de mayor susceptibilidad ante eventos sísmicos en la Ciudad de Mérida.

1.3 JUSTIFICACIÓN

En el marco del proyecto de microzonificación sísmica que actualmente se lleva a cabo en el país, se están desarrollando diversos estudios geológicos, geofísicos, geotécnicos así como también, simulaciones numéricas con la finalidad de conocer las respuestas sísmicas del subsuelo ante diferentes estímulos; y así evaluar la vulnerabilidad sísmica de las distintas ciudades venezolanas.

La Ciudad de Mérida, se caracteriza por tener un historial sísmico relevante y ante el crecimiento acelerado de su población resulta imprescindible efectuar investigaciones que permitan conocer el comportamiento del subsuelo así como, el impacto que pueda provocar la ocurrencia de un evento sísmico y prever las consecuencias del mismo.

Esta investigación pretende determinar aquellas zonas pertenecientes al área metropolitana de la Ciudad de Mérida con mayor vulnerabilidad ante los movimientos sísmicos, para contribuir, en cierto modo, a los planes de ordenamiento territorial.

1.4 LIMITACIONES

En esta investigación, el espesor de los diversos materiales geológicos que conforman la meseta de la Ciudad de Mérida y de las formaciones aledañas se considera constante. Los bordes del modelo y los límites entre los distintos materiales presentes en el área son considerados uniformes, esto significa que el modelo no considera las irregularidades geométricas entre los contactos de las formaciones rocosas lateralmente y el perímetro de la zona es delimitado en forma rectangular; además, el código no considera la presión de poro existente en el medio.

1.5 ANTECEDENTES

- Pedro Rivero (1996). En su trabajo de maestría analizó la influencia de distintos factores que inciden en la respuesta espectral de los suelos, consideró la influencia del índice de plasticidad, el comportamiento no lineal, el espesor de las capas y la distancia epicentral del evento; basado en 504 análisis sísmicos sobre diferentes depósitos de suelo. Comprobando por una parte, que para un mismo tipo de suelo, si su espesor varía, la forma de los espectros también varía. Los períodos predominantes de cada depósito son desplazados hacia la derecha (a valores mayores) cuando se producen eventos a distancias epicentrales largas, este efecto se incrementa al disminuir la rigidez dinámica del material; por otra parte establece la importancia de los efectos no lineales en suelos homogéneos de baja plasticidad y suelos arenosos. Determinó también que en superficie los materiales cohesivos altamente plásticos tienden a incrementar su respuesta a medida que aumenta su índice de plasticidad y que la forma de los espectros y el período espectral tienen un fuerte vínculo con el período característico del suelo y la distancia epicentral del evento.

- Dimitri Komatitsch y Jean Pierre Vilotte (1998), utilizan los elementos espectrales, como una eficiente herramienta para simular la respuesta sísmica bidimensional y tridimensional en estructuras geológicas. El método está basado sobre una formulación variacional elastodinámica de alto orden que permite el tratamiento de superficies irregulares. Se muestra la capacidad del método para manejar geometrías complejas. El método provee una herramienta flexible para entender y extraer a un bajo costo computacional, información física cuantitativa de fenómenos de ondas complejos como la difracción, conversión y generación de ondas Rayleigh u ondas de superficie que ocurren en aplicaciones geofísicas.

- Dimitri Komatitsch y Jeroen Tromp (1999), presentan una introducción detallada al Método de los Elementos Espectrales para la propagación de la onda sísmica tridimensional. Se determina que aún en presencia de fuertes discontinuidades, el método modela con precisión la propagación de ondas de cuerpo y superficiales tanto para fuentes profundas como poco profundas, la técnica involucra fuerzas puntuales y momento tensor y puede fácilmente ser extendida para incluir fuentes finitas. Para modelos con fuerte dispersión y atenuación, se demuestra la exactitud del método comparándolo con una solución analítica.

- Dimitri Komatitsch et al. (2004), utilizan el Método de los Elementos Espectrales para simular el movimiento del suelo generado por dos terremotos en la Cuenca de Los Angeles, el terremoto de Hollywood en el 2001 y el terremoto de Linda Yorba en el 2002, las simulaciones demostraron que la combinación de un modelo detallado de la cuenca sedimentaria y la técnica numérica facilita la simulación del movimiento del suelo en períodos de 2 segundos en la cuenca y períodos más largos de 6 segundos en un modelo regional. Finalmente se obtuvieron desplazamientos máximos del suelo, mapas de velocidad y aceleración que ilustran la ocurrencia de amplificaciones significativas en la cuenca.

- Víctor Rocabado et. al. (2006), modela numéricamente la respuesta sísmica 2D del Valle de Caracas. En la investigación se determina que según el tipo de onda que se

propaga en el modelo, se generan mayores amplificaciones, siendo las ondas S en este caso las responsables del mencionado efecto. Se determinó además en la simulación, el acoplamiento entre dos cuencas, en donde la cuenca de San Bernardino, ejerce efectos sobre la subcuenca de Los Caobos, evidenciando la presencia de efectos 2D y posiblemente 3D debido a la geometría de la cuenca.

- Élise Delavaud (2007). En su tesis doctoral, simula numéricamente la propagación de ondas en medios geológicos complejos, para evaluar la respuesta sísmica de la cuenca de Caracas. En la investigación se pone en evidencia la importancia de la modelización de la topografía la cual difracta numerosas ondas que interactúan con la cuenca. Se identifican amplificaciones ligadas a fenómenos de reflexión y de focalización por lo que numerosas ondas de superficie se propagan en todas las direcciones, con preferencia hacia las zonas de mayor espesor de la cuenca, se constataron importantes amplificaciones ligadas a las mencionadas ondas en la zona de acuífero entre las dos partes de la cuenca, favorecidas por una incidencia vertical no impuesta en el terreno. Se determinó que después de un cierto tiempo el campo de ondas entrampado en la cuenca es dominado por difracciones múltiples.

- Mariángel Pérez (2009). En su tesis de maestría realiza un inventario de eventos registrados por la red de acelerógrafos de la ULA con un total de 102 registros útiles correspondientes a 30 eventos. La base de datos es distribuida en sismos de fuentes cercanas, intermedias y lejanas; determina que para dichos eventos, la frecuencia promedio se encuentra alrededor de 8,09 Hz, 4,26 Hz y 2,31 Hz respectivamente. Propone además dos modelos que parten de la aceleración máxima esperada para la ciudad de Mérida de 0,238g (μ) y 0,371g ($\mu+\sigma$) según resultados de Bendito et. al. (2001). Los modelos son validados de acuerdo al contenido frecuencial y la aceleración máxima esperada, obtiene los espectros de respuesta de aceleración a partir de los registros sintéticos derivados de los modelos propuesto y determina períodos predominantes en picos de aceleración espectral para $T=0,19$ s, $T=0,07$ s y $T=0,13$ s.

- Milgreya Cerrada et al. (2011). En su trabajo de investigación presentado en el I Congreso Geológico Venezolano muestra la caracterización geofísica del área metropolitana de Mérida realizada hasta ese momento, a fin de conocer las propiedades de los materiales que la conforman, aplicando los métodos de ruido sísmico ambiental, gravimetría, y sísmica de refracción para contribuir a la microzonificación sísmica del área. A partir de la técnica de ruido sísmico ambiental se obtienen períodos que oscilan entre 0,2s y 2 s distribuidos en toda el área. Además, a partir de la sísmica de refracción se establece modelos de velocidades de las capas más superficiales con una profundidad máxima de hasta 15 m. La información levantada ha permitido establecer un mapa preliminar de microzonas representado por velocidades de ondas de corte predominantes, las cuales se encuentran en un rango que oscila entre 351m/s y 1004m/s, indicando según las normas COVENIN Y NEHRP que las capas más superficiales se clasifican como suelos muy densos y suelos tipo roca.

www.bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 2**FUNDAMENTOS TEÓRICOS****2.1 Método de los Elementos Espectrales (SEM)**

Según Patera (citado por Komatich y Tromp, 1999) el Método de los Elementos Espectrales (SEM, por sus siglas en inglés) es un método numérico de alta exactitud que tiene sus orígenes en la dinámica de fluidos computacional. Este método usa una malla de elementos finitos hexaédricos, sobre los cuales el campo de onda es representado en términos de polinomios de Lagrange de alto grado sobre puntos de interpolación de Gauss-Lobatto-Legendre. El método fue usado para modelar la propagación de ondas sísmicas en modelos locales y regionales y recientemente se ha usado para estudiar la propagación de ondas en medios globales.

La ventaja principal del SEM es que combina la flexibilidad del Método de los Elementos Finitos (MEF) con la exactitud de la técnica pseudoespectral, siendo más exacto que las técnicas clásicas usadas tales como el Método de las Diferencias Finitas en particular para la propagación de ondas superficiales las cuales juegan un papel importante en el movimiento del suelo. En el SEM, es relativamente sencillo densificar la malla cerca de la superficie del modelo en donde se tienen sedimentos cuyas velocidades de onda son bajas, para esto se usa un mallado doble como una función de la profundidad. Usando un mallado más grueso en profundidad se reduce significativamente los requerimientos de memoria y se facilita el incremento del paso del tiempo (time step); debido a la flexibilidad geométrica del SEM comparada con la del MEF, la malla puede ser adaptada a la topografía (y batimetría en mar) así como también a la forma del basamento y el “Moho”. Aún en presencia de una elevación topográfica importante las condiciones de borde en la superficie libre están satisfechas automáticamente en el SEM.

La elección de polinomios de interpolación de Lagrange de alto grado combinado con cuadratura de Gauss-Lobatto-Legendre resulta en una dispersión numérica mínima de la malla. Debido a esta elección particular de puntos de integración y regla de integración numérica, la propiedad más importante del SEM es una matriz diagonal de masa la cual permite un simple esquema de integración sin necesidad de resolver un sistema lineal de ecuaciones. Debido a que la matriz de masa es exactamente diagonal, otra propiedad del SEM es que está muy bien adaptado a la arquitectura de distribución paralela de los computadores modernos, ventaja que comparte con el MEF. (Komatitsch, Liu, Tromp, Süß, Stidham y Shaw, 2004).

2.1.1 Ecuaciones de Movimiento

Para determinar el campo de desplazamiento producido por un terremoto en un modelo finito de la tierra con volumen Ω , se considera que los límites de dicho volumen incluyen una superficie libre $\partial\Omega$, así como también unos límites absorbentes Γ (figura 2.1). Las ondas sísmicas son reflejadas por la superficie libre $\partial\Omega$; idealmente ellas son absorbidas por los límites absorbentes Γ . El vector unitario normal a los límites $\partial\Omega + \Gamma$ es denotado por $\hat{n}$. El modelo de la tierra puede tener cualquier número de discontinuidades internas, el vector unitario normal a tales discontinuidades también es denotado por $\hat{n}$. La localización de la fuente dentro del modelo es denotada por el vector posición $s=(x,y,z)$ y puede situarse en cualquier punto dentro del modelo.

Las ecuaciones de movimiento que gobiernan la propagación de ondas sísmicas en un medio sólido elástico o inelástico pueden ser resueltas basadas en cualquiera de las formulaciones “weak” o “strong” del problema. En la formulación “strong” se trabaja directamente con las ecuaciones de movimiento y las condiciones de borde asociadas escritas en forma diferencial, este enfoque es usado en la técnica de Diferencia Finita (FD) o Modelado Pseudoespectral Global. En la formulación “weak” se usa una forma integral de la ecuación de movimiento como en el Método

de Elementos Finitos (FEM) y métodos de solución directa. El Método de Elementos Espectrales (SEM) está basado en una formulación “weak” de la ecuación de movimiento.

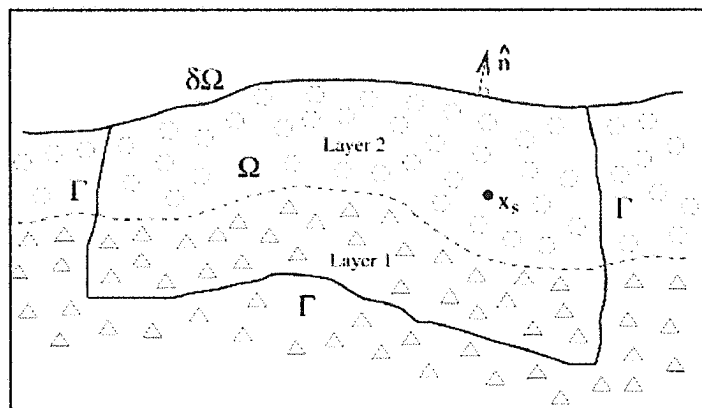


Figura 2.1. Modelo finito de la tierra con volumen Ω , superficie libre $\partial\Omega$ y límites absorbentes Γ , el vector unitario $\hat{n}$ es normal a todos los límites, el modelo puede estar compuesto por cualquier número de capas y la fuente x_s puede estar localizada en cualquier sitio dentro del modelo.

2.1.2 Formulación “Weak”

En lugar de usar las ecuaciones de movimiento y asociar directamente las condiciones de frontera, puede usarse una forma integrada. Esto se logra fijando la ecuación de movimiento (2.1) con un vector de prueba arbitrario w , integrando por partes sobre el volumen del modelo Ω , e imponiendo las condiciones de frontera libre de esfuerzos (2.2) y las condiciones de frontera absorbentes expresadas en términos de tracción (2.3)

Ecuación de movimiento (2.1)

$$\rho \delta_t^2 s = \nabla \cdot T + f \quad (2.1)$$

En donde s es el campo de desplazamiento producido por un terremoto, la distribución de densidad es denotado por ρ , f corresponde a una fuerza corpórea, el tensor de esfuerzo T está linealmente relacionado con el gradiente de desplazamiento ∇ por la Ley de Hooke.

Condiciones de frontera libre de esfuerzos en la superficie libre $\partial\Omega$ (2.2):

$$T \cdot \hat{n} = 0 \quad (2.2)$$

Condiciones de frontera absorbentes expresadas en términos de tracción (2.3):

$$T \cdot \hat{n} = \rho[v_n(\hat{n} \cdot \delta_t s)\hat{n} + v_1(\hat{t}_1 \cdot \delta_t s)\hat{t}_1 + v_2(\hat{t}_2 \cdot \delta_t s)\hat{t}_2] \quad (2.3)$$

Donde $\hat{t}_1$ y $\hat{t}_2$ son vectores unitarios ortogonales, tangenciales a las fronteras absorbentes Γ con un vector unitario normal $\hat{n}$, v_n es la velocidad de la onda cuasi P de las ondas que viajan en la dirección $\hat{n}$, v_1 es la velocidad de la onda cuasi S de las ondas polarizadas en la dirección $\hat{t}_1$, y v_2 es la velocidad de la onda cuasi S de las ondas polarizadas en la dirección $\hat{t}_2$.

Esto da (2.4):

$$\begin{aligned} & \int_{\Omega} \rho w \cdot \partial_t^2 s d^3x \\ &= - \int_{\Omega} \nabla w : T d^3x + M : \nabla w(x_s) S(t) \\ &+ \int_{\Gamma} \rho[v_n(\hat{n} \cdot \delta_t s)\hat{n} + v_1(\hat{t}_1 \cdot \delta_t s)\hat{t}_1 + v_2(\hat{t}_2 \cdot \delta_t s)\hat{t}_2] \cdot w d^2x \end{aligned} \quad (2.4)$$

Donde el tensor de esfuerzos T es determinado en función del gradiente de desplazamiento ∇s por la Ley de Hooke, en la cual en un sólido elástico anisótropo puede ser escrita en la forma (2.5):

$$T = c : \nabla_s \quad (2.5)$$

El término fuente $\int_{\Omega} f \cdot w d^3x$, ha sido integrado explícitamente usando las propiedades de la distribución Delta de Dirac. El desplazamiento sobre un plano de falla podría ser simulado haciendo la substitución (2.6)

$$M: \nabla w(x_s) S(t) \rightarrow \int_{S_s} m(x_s, t): \nabla w(x_s) d^2 x_s \quad (2.6)$$

Donde S_s denota la superficie de falla y $m(x_s, t)$ denota la densidad del momento tensor. Matemáticamente, las formulaciones “strong” y “weak” son equivalentes, porque (2.4) es válida para cualquier vector w . Sin embargo una de las buenas características de la formulación “weak” es que las condiciones en la superficie libre son satisfechas naturalmente, por lo que no son impuestas explícitamente. La incorporación de la topografía es por tanto sencillo y la simulación de las ondas superficiales son representadas con mayor exactitud que en los métodos basados en la formulación “strong” (Komatitsch y Vilotte, 1998).

La formulación weak de la ecuación de movimiento (2.4) es válida en un modelo de la tierra inelástico, excepto cuando el momento tensor es determinado por las relaciones constitutivas de absorción de banda (2.7).

$$T = c^U: \nabla s - \sum_{l=1}^L R^l \quad (2.7)$$

Donde para cada sólido estándar lineal se tiene

$$\partial_t R^l = -\frac{R^l}{\tau^{\sigma l}} + \delta c^l: \nabla s / \tau^{\sigma l} \quad (2.8)$$

Donde c^U corresponde al módulo de no relajación, δc^l corresponde al módulo de defecto; y $\tau^{\sigma l}$ representa los tiempos de relajación de esfuerzos.

2.2 Definición de la malla

Como en el clásico Método de los Elementos Finitos (FEM), el volumen del modelo Ω es subdividido en un número de elementos no solapados Ω_e , $e=1, \dots, n_e$, tal que $\Omega = \bigcup_e \Omega_e$ (ver figura 2.2). Como resultado de esta subdivisión, los límites absorbentes Γ están similarmente representados por un número de elementos de

superficie Γ_b , $b=1, \dots, n_b$, tal que $\Gamma = \bigcup_b^{n_b} \Gamma_b$. En el FEM, una variedad de elementos tales como tetraedros o hexaedros pueden ser usados, pero en el Método de los Elementos Espectrales (SEM), es restringido a elementos de volumen hexaédricos Ω_e . Consecuentemente, los límites absorbentes Γ están subdivididos en elementos de superficie de tipo cuadrilátero Γ_b .

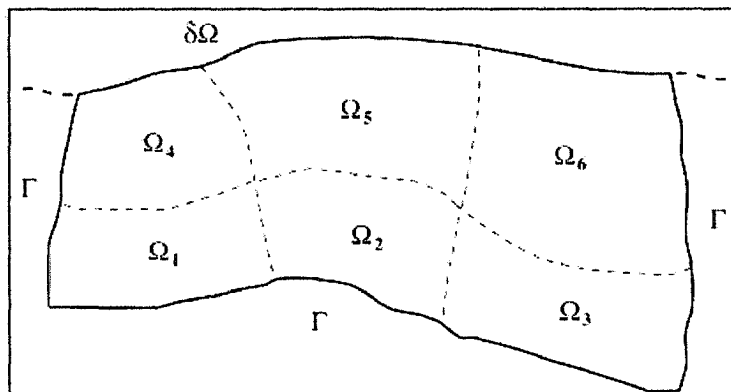


Figura 2.2. Para efectos de cálculo, el modelo de la tierra Ω mostrado en la figura 2.1 es subdividido en elementos curvos (cuadriláteros en geometrías 2D y hexaedros para 3D), cuyas formas son adaptadas a los límites del modelo $\partial\Omega$ y Γ , así como también a las principales interfaces geológicas

2.2.1 Elementos de contorno

Cada elemento de contorno es un cuadrilátero, por tanto existe un único cuadrado en cada elemento de superficie Γ_b , $b=1, \dots, n_b$. El cuadrado de referencia es definido en términos de las coordenadas (ξ, η) , $-1 \leq \xi \leq 1$, $-1 \leq \eta \leq 1$. Cada elemento cuadrilátero Γ_b es definido en términos de un set de n_a puntos de control $x_a = x(\xi_a, \eta_a)$, $a=1, \dots, n_a$, y un set de n_a funciones de forma $N_a(\xi, \eta)$. Sus cuatro esquinas están siempre fijas, pero el centro de sus aristas y el centro del cuadrado también pueden fijarse o empotrarse. Para elementos de contorno simples, con ejes rectos, cuatro puntos de control son suficientes, mientras que para elementos con contornos curvos, nueve puntos de control podrían ser necesarios para describir su forma precisa, (ver Figura 2.3).

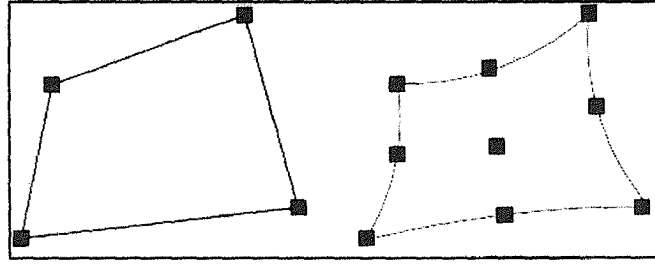


Figura 2.3. Elementos cuadriláteros definidos en términos de cuatro (a la izquierda) y nueve (a la derecha) puntos de control.

Para cualquier elemento de contorno, la relación entre un punto x dentro del elemento Γ_b y un punto (ξ, η) en el cuadrado de referencia Λ podría ser escrito de la forma:

$$x(\xi, \eta) = \sum_{a=1}^{n_a} N_a(\xi, \eta) x_a \quad (2.9)$$

Las funciones de forma $N_a(\xi, \eta)$ son producto de los Polinomios de Lagrange de grado 1 o 2. El n_I+1 polinomio de Lagrange de grado n_I son definidos en términos de n_I+1 puntos de control $-1 \leq \xi_\alpha \leq 1$, $\alpha=0, \dots, n_I$, por:

$$l_\alpha^{n_I}(\xi) = \frac{(\xi - \xi_0) \dots (\xi - \xi_{\alpha-1})(\xi - \xi_{\alpha+1}) \dots (\xi - \xi_{n_I})}{(\xi_\alpha - \xi_0) \dots (\xi_\alpha - \xi_{\alpha-1})(\xi_\alpha - \xi_{\alpha+1}) \dots (\xi_\alpha - \xi_{n_I})} \quad (2.10)$$

De esta definición, el polinomio de Lagrange es evaluado en los puntos de control ξ_β ellos toman un valor de 0 o 1: $l_\alpha^{n_I}(\xi_\beta) = \delta_{\alpha\beta}$, donde δ denota el delta de Kronecker. Los dos polinomios de Lagrange de grado 1 con dos puntos de control, $\xi = -1$ y $\xi = 1$, son $l_0^1(\xi) = (1 - \xi)/2$ y $l_1^1(\xi) = (1 + \xi)/2$, y los tres polinomios de Lagrange de grado 2 con tres puntos de control $\xi = -1$, $\xi = 0$ y $\xi = 1$, son $l_0^2(\xi) = \xi(\xi - 1)/2$, $l_1^2(\xi) = 1 - \xi^2$ y $l_2^2(\xi) = \xi(\xi + 1)/2$. Un ejemplo de las cuatro funciones de forma para un cuadrilátero de cuatro nodos son los polinomios de Lagrange de grado 1: $N_1(\xi, \eta) = l_0^1(\xi)l_0^1(\eta)$, $N_2(\xi, \eta) = l_1^1(\xi)l_0^1(\eta)$, $N_3(\xi, \eta) = l_1^1(\xi)l_1^1(\eta)$, $N_4(\xi, \eta) = l_0^1(\xi)l_1^1(\eta)$ y similarmente la función de forma para un elemento

cuadrilátero de nueve nodos son los polinomios de Lagrange de segundo grado. La orientación para el cuadrado de referencia Λ es elegido tal que el vector unitario normal $\hat{n}$ a los elementos de frontera Γ_b está dado por:

$$\hat{n} = \frac{1}{J_b} \frac{\partial x}{\partial \xi} \times \frac{\partial x}{\partial \eta} \quad (2.11)$$

Donde J_b denota el Jacobiano de la transformación

$$J_b = \left\| \frac{\partial x}{\partial \xi} \times \frac{\partial x}{\partial \eta} \right\| \quad (2.12)$$

Para calcular el Jacobiano y el vector unitario normal se necesita determinar seis derivadas parciales $\partial x / \partial \xi$ y $\partial x / \partial \eta$. Esto es logrado por diferenciación de: $\xi \eta$

$$\partial_\xi x(\xi, \eta) = \sum_{a=1}^{n_a} \partial_\xi N_a(\xi, \eta) x_a, \quad (2.13)$$

$$\partial_\eta x(\xi, \eta) = \sum_{a=1}^{n_a} \partial_\eta N_a(\xi, \eta) x_a. \quad (2.14)$$

La derivada parcial de la función de forma, $\partial_\xi N_a$ y $\partial_\eta N_a$ están determinadas analíticamente en términos de los polinomios de Lagrange de grado uno o dos y sus derivadas.

2.2.2 Elementos de volumen

Cada elemento hexaédrico de volumen Ω_e es referido a un cubo, los puntos dentro de este cubo de referencia son denotados por el vector $\xi = (\xi, \eta, \zeta)$ donde $-1 \leq \xi \leq 1$, $-1 \leq \eta \leq 1$ y $-1 \leq \zeta \leq 1$. Los componentes del vector ξ pueden denotarse utilizando notación indicial ξ_i , $i=1, 2, 3$, donde $\xi_1=\xi$, $\xi_2=\eta$, $\xi_3=\zeta$. Análogo a los elementos de frontera, cada elemento de volumen está definido en términos de n_a nodos $x_a = x(\xi_a,$

η_a, ζ_a , $a=1, \dots, n_a$, y funciones de forma $N_a(\xi)$. Al menos 8 nodos son necesarios para definir un elemento de volumen hexaédrico, añadiendo un nodo en el centro de los lados, el número de nodos se incrementa a 27 (figura 2.4). La correspondencia entre puntos dentro del elemento y el cubo de referencia puede ser escrita en la forma:

$$x(\xi) = \sum_{a=1}^{n_a} N_a(\xi) x_a \quad (2.15)$$

La función de forma de elementos de 8 nodos son triples productos de polinomios de Lagrange de grado 1 y para los elementos de 27 nodos son triples productos de polinomios de Lagrange de grado 2. Frecuentemente se usa un elemento de 20 nodos el cual es obtenido eliminando 7 nodos centrales del elemento con 27 nodos.

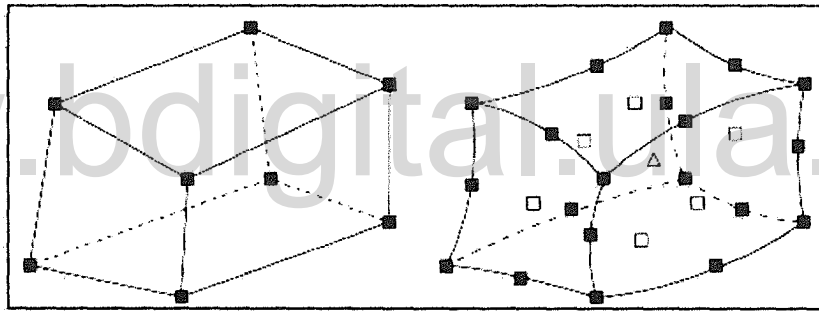


Figura 2.4. Geometría de cada volumen hexaédrico, definida por 8 nodos de control (izquierda) o 27 nodos de control (derecha). En el caso de elementos con 27 nodos los recuadros vacíos indican los nodos localizados en la mitad de la cara del elemento y el triángulo vacío indica el nodo localizado en el centro del elemento.

Un elemento de volumen $dx dy dz$ dentro de un elemento dado Ω_e está relacionado con un elemento de volumen $d\xi d\eta d\zeta$ en el cubo de referencia por:

$$dx dy dz = J_e d\xi d\eta d\zeta$$

Donde el Jacobiano volumétrico J_e está dado por:

$$J_e = \left| \frac{\partial(x, y, z)}{\partial(\xi, \eta, \zeta)} \right| \quad (2.16)$$

Para calcular el Jacobiano, se deriva parcialmente la matriz $\partial x / \partial \xi$ lo cual es obtenido por diferenciación de:

$$\frac{\partial x}{\partial \xi} = \sum_{a=1}^{n_a} \frac{\partial N_a}{\partial \xi} x_a \quad (2.17)$$

Las derivadas parciales de la función de forma están determinadas analíticamente en términos de polinomios de Lagrange de grado 1 o 2. Los elementos deben ser construidos de tal forma que el Jacobiano J_e , nunca se desvanezca, lo cual implica una fuerte restricción en el proceso de generación de la malla. Esto asegura que la asignación del cubo de referencia al elemento $x(\xi)$ sea única e irreversible.

2.3 Representación de las funciones sobre los elementos

Para resolver la formulación “weak” de la ecuación de movimiento se integra sobre el volumen Ω , las fronteras absorbentes Γ son subdivididas en términos de integrales más pequeñas sobre los elementos de volumen Ω_e y la superficie Γ_b respectivamente. Los puntos de control ξ_α , $\alpha=0, \dots, n_l$ necesitados para la definición de los polinomios de Lagrange de grado n_l (2.10) son elegidos para ser los $n_l + 1$ puntos Gauss-Lobatto-Legendre, los cuales son raíces de:

$$(1-\xi^2)P'_{n_l}(\xi)=0 \quad (2.18)$$

Donde P'_{n_l} denota las derivadas de los polinomios de Legendre de grado n_l . Estos puntos pueden ser calculados por resolución numérica de la expresión 2.17. Los puntos de Gauss-Lobatto-Legendre siempre incluye (+1) y (-1); sin embargo en el SEM algunos puntos siempre se encuentran exactamente en los elementos de frontera (figura 2.5).

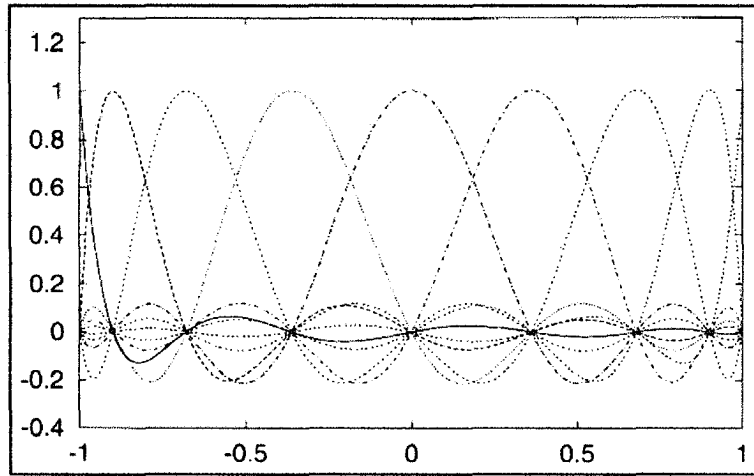


Figura 2.5. Interpolación de Lagrange de grado $N=8$ en los puntos de Gauss-Lobatto-Legendre sobre el segmento de referencia $-1, 1$. Los $N+1=9$ puntos de Gauss-Lobatto-Legendre pueden distinguirse a lo largo del eje horizontal. Todos los polinomios de Lagrange son por definición igual a 1 ó 0 en cada punto.

2.3.1 Representación polinomial sobre los elementos

En los elementos de frontera Γ_b , una función f es interpolada por productos de polinomios de Lagrange de grado n_l como:

$$f(x(\xi, \eta)) \approx \sum_{\alpha\beta}^{n_l} f^{\alpha\beta} l_{\alpha}(\xi) l_{\beta}(\eta) \quad (2.19)$$

El coeficiente $f^{\alpha\beta}$ son valores funcionales de la función f en los puntos de interpolación $x(\xi_{\alpha}, \eta_{\beta})$:

$$f^{\alpha\beta} = f(x(\xi_{\alpha}, \eta_{\beta})) \quad (2.20)$$

En el SEM, un problema de propagación de ondas típicamente usa un polinomio de grado n_l entre 5 y 10 para representar una función sobre el elemento (Komatitsch y Vilotte, 1998). Similarmente en cada elemento de volumen Ω_e una función f es interpolada por el triple producto de polinomio de Lagrange de grado n_l como:

$$f(x(\xi, \eta, \zeta)) \approx \sum_{\alpha, \beta, \gamma=0}^{n_l} f^{\alpha\beta\gamma} l_\alpha(\xi) l_\beta(\eta) l_\gamma(\zeta) \quad (2.21)$$

Donde

$$f^{\alpha\beta\gamma} = f(x(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma)) \quad (2.22)$$

Usando esta representación polinomial, el gradiente de la función, ∇f , podría ser escrito en la forma

$$\begin{aligned} \nabla f(x(\xi, \eta, \zeta)) \approx \sum_{i=1}^3 \hat{x}_i \partial_i f(x(\xi, \eta, \zeta)) = \\ \sum_{i=1}^3 \hat{x}_i \sum_{\alpha, \beta, \gamma=0}^{n_l} f^{\alpha\beta\gamma} [l'_\alpha(\xi) l_\beta(\eta) l_\gamma(\zeta) \partial_i \xi + l_\alpha(\xi) l'_\beta(\eta) l_\gamma(\zeta) \partial_i \eta + \\ l_\alpha(\xi) l_\beta(\eta) l'_\gamma(\zeta) \partial_i \zeta] \end{aligned} \quad (2.23)$$

Note que la ecuación anterior, basada en la regla de la cadena, necesita la inversa del Jacobiano $\partial \xi / \partial x$. Esta matriz es obtenida invirtiendo el Jacobiano $\partial x / \partial \xi$, lo cual está determinado en términos de la función de forma dada por la ecuación 2.16; esta inversa existe siempre que el Jacobiano (J_e) no sea singular, lo cual es un requerimiento para el diseño de la malla.

2.3.2 Integración sobre los elementos

La integración en los elementos de la superficie Γ_b puede aproximarse usando la regla de integración de Gauss-Lobatto-Legendre.

$$\int_{\Gamma_b} f(x) d^2x = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 f(x(\xi, \eta)) J_b(\xi, \eta) d\xi d\eta \approx \sum_{\alpha, \beta=0}^{n_l} \omega_\alpha \omega_\beta f^{\alpha\beta} J_b^{\alpha\beta} \quad (2.24)$$

Donde ω_α , $\alpha = 0, \dots, n_l$, denota los pesos asociados con los puntos de integración de Gauss-Lobatto-Legendre y $J_b^{\alpha\beta} = J_b(\xi_\alpha, \eta_\beta)$, dichos pesos son calculados numéricamente. (según Canuto y Funaro citado por Komatitsch y Vilotte, 1998).

Similarmente la integración en los elementos de volumen Ω_e puede ser aproximada como:

$$\int_{\Omega_e} f(x) d^3x \quad (2.25)$$

$$= \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 f(x(\xi, \eta, \zeta)) J_e(\xi, \eta, \zeta) d\xi d\eta d\zeta \approx \sum_{\alpha, \beta, \gamma=0}^{n_l} \omega_\alpha \omega_\beta \omega_\gamma f^{\alpha\beta\gamma} J_e^{\alpha\beta\gamma}$$

Donde $J_e^{\alpha\beta\gamma} = J_e(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma)$. Para facilitar la integración de la función y sus derivadas parciales en los elementos, los valores de la inversa del Jacobiano $\partial\xi/\partial x$ necesitan ser determinados en los $(n_l+1)^3$ puntos de integración de Gauss-Lobatto-Legendre para cada elemento.

2.4 Exactitud del método

2.4.1 Selección del grado del polinomio

En el SEM, la resolución espacial está controlada por el tamaño de los elementos Δh , y por el grado del polinomio usado para representar funciones sobre un elemento, cada elemento de este modo contiene n_l+1 punto en cada dirección. En este aspecto el SEM se relaciona con el MEF al basarse en un polinomio de grado alto. En la práctica, si el grado del polinomio n_l es muy pequeño, por ejemplo, menor que 4, el SEM muestra la misma imprecisión que la observada en el MEF aplicado a los problemas de propagación de onda (Marfurt, 1984). Si el grado del polinomio es muy grande, por ejemplo, mayor que 15, el método espacialmente es muy preciso, pero los requerimientos computacionales se hacen prohibitivos. Los polinomios de grado entre 5 y 10 son por tanto óptimos para aplicarlo el SEM en los problemas de propagación de onda, porque estos proveen la mejor combinación entre exactitud y costo (Priolo, Carcione, y Seriani, 1994). Para obtener exactitud en los resultados, Δh (ver ecuación 2.26) debe ser elegido tal que el número promedio de puntos por longitud de onda mínima $\lambda_{\min}$ en un elemento, sea aproximadamente igual a 5 para el rango óptimo del grado del polinomio mencionado anteriormente (Priolo et al., 1994).

2.4.2 Diseño de la malla

En el SEM, el diseño de la malla es un paso crítico y dificultoso. El uso de elementos hexaédricos requeridos en el SEM, complica aún más el asunto, los tetraedros no son permitidos. Algunos expertos en mallas requieren diseñar o pre-procesar el modelo para asegurar la resolución dada por la malla. A fin de obtener una buena precisión para el modelado de las ondas, es necesario refinar la malla en la vecindad de las diferentes interfaces y en la superficie libre, a fin de aumentar el número de puntos por longitud de onda (Komatitsch, 1997). Como en el tradicional MEF, la curvatura de los elementos debe ser moderada, tal que, el trazado del Jacobiano al dominio de referencia varíe suavemente a través de cualquier elemento dado y nunca desaparezca (Hughes citado por Komatitsch, 1997). Debido a que la velocidad de ondas sísmicas generalmente se incrementa con la profundidad, frecuentemente es necesario engrosar la malla en las partes más profundas del modelo para retener un número similar de puntos de malla por longitud de onda. Una forma simple para lograr esto en dos etapas consiste en doblar la malla primero en una dimensión horizontal y subsecuentemente a mayor profundidad en la otra dimensión horizontal (figura 2.6). Este diseño de malla resultará útil para el estudio de un modelo de capas con baja velocidad cerca de la superficie. Sin embargo esta simple conformación de malla no es óptima porque contiene ángulos de 45° y por tanto altas variaciones locales en el tamaño y forma de los elementos espectrales. La estabilidad de la simulación es determinada por el tamaño del elemento más pequeño de tal manera que:

$$\Delta h = \frac{V_s}{f_{mx} n \lambda} \quad (2.26)$$

$$f_{max} = 2,5 * f_o \quad (2.27)$$

Δh = Tamaño del elemento.

V_s = Velocidad de onda s del medio.

f_{max} = frecuencia para la que el espectro de amplitud es 5% de su valor máximo.

f_o = representa la frecuencia central.

$n\lambda \geq 2$ mínimo número de puntos de malla por longitud de onda.

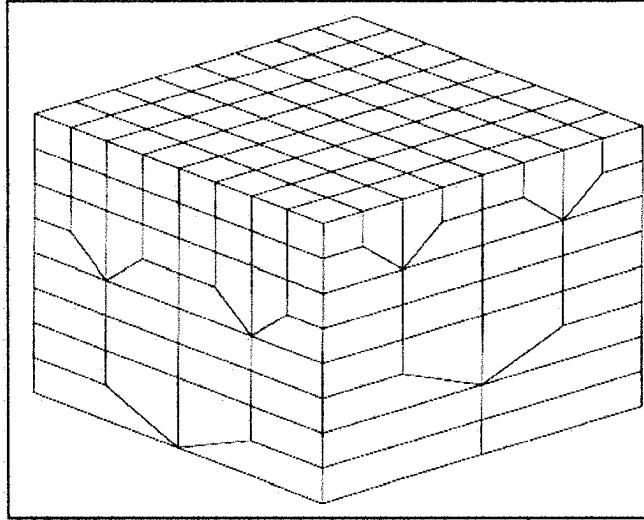


Figura 2.6. Ejemplo de una malla no regular, definida con elementos más pequeños en el tope del modelo donde las velocidades de onda son menores y con elementos más grandes hacia la base donde las velocidades normalmente son más grandes.

2.5 Computación paralela

La computación paralela es una técnica de programación en la que muchas instrucciones se ejecutan simultáneamente. Se basa en el principio de que los problemas grandes se pueden dividir en partes más pequeñas que pueden resolverse de forma paralela. El software se ha orientado tradicionalmente hacia la computación en serie. Para resolver un problema, se construye un algoritmo y se implementa en un flujo de instrucciones en serie. Estas instrucciones se ejecutan en la unidad central de procesamiento de un ordenador. En el momento en el que una instrucción se termina, se ejecuta la siguiente. La computación paralela emplea elementos de procesamiento múltiple simultáneamente para resolver un problema. Esto se logra dividiendo el problema en partes independientes de tal manera que cada elemento de procesamiento pueda ejecutar su parte del algoritmo a la misma vez que los demás (tomado de: http://es.wikipedia.org/wiki/Computaci3n_paralela).

Un computador paralelo es un conjunto de procesadores capaces de cooperar en la solución de un problema. Esta definición incluye supercomputadores con cientos de procesadores, redes de estaciones de trabajo y máquinas con múltiples procesadores. Tradicionalmente, la simulación numérica de sistemas complejos como dinámica de fluidos, clima, circuitos electrónicos, reacciones químicas, modelos ambientales y procesos de manufacturación, han impulsado el desarrollo de computadores cada vez más potentes. Hoy en día estas máquinas están siendo promovidas por aplicaciones comerciales que requieren procesar grandes cantidades de datos. Entre ellas encontramos realidad virtual, vídeo conferencias, bases de datos paralelas y diagnóstico médico asistido por computadoras (Hoeger, 2006).

2.5.1 Modelos de computación paralela. Clusters de PC'S

El desarrollo de sistemas operativos y compiladores del dominio público (Linux y GNU software), estándares para el pase de mensajes (MPI) y conexiones universales a periféricos (PCI), han hecho posible tomar ventaja de los económicos recursos computacionales de producción masiva (CPU's, discos, redes). La principal desventaja que presentan los proveedores de multiprocesadores es que deben satisfacer una amplia gama de usuarios, es decir, deben ser generales. Esto aumenta los costos de diseño y producción de equipos, así como los costos de desarrollo del "*software*" que va con ellos: sistema operativo, compiladores y aplicaciones. Todos estos costos deben ser añadidos cuando se hace una compra, venta. Por supuesto, alguien que solo necesita procesadores y un mecanismo de pase de mensajes no debería pagar por todos estos añadidos que nunca usara. Estos usuarios son los que están impulsando el uso de clusters de PC's.

Sin lugar a duda los clusters presentan una alternativa importante para varios problemas particulares, no solo por su economía, sino también porque pueden ser diseñados y ajustados para ciertas aplicaciones. Las aplicaciones que pueden sacar provecho de estos clusters están actualmente limitadas a las que se pueden

descomponer en componentes altamente independientes o que requieren poca comunicación entre ellos. Los clusters de PC's no son propicios para aplicaciones en donde el grado de comunicación entre los componentes es de mediano a alto o descompuestas en etapas dependientes unas de las otras. Por los momentos tampoco son adecuados para prestar servicios de computación de alto rendimiento a una gama variada de usuarios.

En programación paralela hay diferentes lenguajes y herramientas de programación. Cada una adecuada para diferentes clases de problemas. Entre ellas se encuentra la interfaz Message Passing Interface (MPI) (Hoeger, 2006).

2.5.2 Message Passing Interface (MPI)

MPI es un interfaz estandarizado para la realización de aplicaciones paralelas basadas en pase de mensajes. Ha sido desarrollado por el MPI Forum, un grupo formado por investigadores de universidades, laboratorios y empresas involucrados en la computación de altas prestaciones. El estándar final por el MPI fue presentado en la conferencia de Supercómputo en noviembre de 1993, constituyéndose así el foro para el MPI. Los objetivos fundamentales del MPI Forum son los siguientes:

- a. Definir un entorno de programación único que garantice la portabilidad de las aplicaciones paralelas.
- b. Definir totalmente el interfaz de programación, sin especificar cómo debe ser la implementación del mismo.
- c. Ofrecer implementaciones de calidad, de dominio público, para favorecer la extensión del estándar.
- d. Convencer a los fabricantes de computadores paralelos para que ofrezcan versiones de MPI optimizadas para sus máquinas (lo que ya han hecho fabricantes como IBM y Silicon Graphics).

Los elementos básicos de MPI son una definición de una interfaz de programación independiente de lenguajes, más una colección de “bindings” o

concreciones de ese interfaz para los lenguajes de programación más extendidos en la comunidad usuaria de computadores paralelos: C y FORTRAN (Alonso, 1997).

MPI está aún en sus comienzos, y aunque está creciendo progresivamente en la comunidad de programadores de aplicaciones científicas paralelas, no es probable que desplace a corto plazo a los entornos de programación ya existentes (como los NX, MPL, SP2, PVM) o impida la aparición de otros nuevos. El MPI Forum es consciente de que MPI todavía adolece de algunas limitaciones, e incluso ha identificado bastantes, entre ellas (Alonso, 1997):

- No establece un mecanismo estandarizado de E/S paralela.
- MPI asume un número de procesos constante, establecido al arrancar la aplicación.
- El modelo de comunicación estandarizado por MPI sólo tiene en cuenta el paso de mensajes.
- Bindings (vinculación o enlace) para otros lenguajes, además de C y FORTRAN. Se piensa, en concreto, en C++ y Ada.

2.6 SPECFEM

El programa SPECFEM simula la propagación de ondas sísmicas a escala local y regional y está basado en el (SEM), el software tiene buena precisión y se adapta muy bien a la ejecución de trabajos en computación paralela en las supercomputadoras de gran tamaño. Los efectos debido a las variaciones laterales en la velocidad de onda de compresión (ondas P) y de cizalla (ondas S), la densidad, la topografía, las variaciones laterales de la atenuación y la batimetría son incluidos.

Todo el paquete SPECFEM, está escrito en Fortran 90 y pensado para conformar estrictamente los estándares de Fortran 95. No utiliza las características viejas u obsoletas de Fortran 77. El paquete usa programación paralela basada en la interfaz “Message Passing Interface” (MPI).

El paquete puede descargarse de la página web del Computational Infrastructure for Geodynamics (CIG, USA), en esta página, el software viene en una versión comprimida “gzipped tar ball”.

En relación a las similitudes y diferencias entre SPECFEM 2D y 3D, se tiene que SPECFEM2D es utilizado en la simulación de modelos bidimensionales mientras que SPECFEM3D se usa para simular modelos tridimensionales, ambos dan como resultados archivos con extensión *.sem, estas extensiones incluyen al final las letras a, v, d; de esta manera un archivo con extensión *.sema corresponde a un acelerograma, *.semv hace referencia a un sismograma, mientras que *.semd concierne al desplazamiento del medio; al ejecutar SPECFEM3D se generan los tres tipos de archivos simultáneamente y en las tres componentes (norte-sur, este-oeste y en la dirección vertical); mientras que SPECFEM2D produce un solo tipo de archivo por corrida (solo acelerogramas o sismogramas o desplazamientos, dependiendo de las solicitudes del usuario) de tal manera que si se corre un modelo del cual se había solicitado los sismogramas y por alguna circunstancia interesa conocer también las aceleraciones, eso implica volver a ejecutar el software. Para SPECFEM3D es necesario configurar tres archivos claves para la corrida (Par_file, STATIONS, CMTSOLUTION), mientras que en SPECFEM2D únicamente se deben configurar dos archivos (Par_file y SOURCE) además del archivo de topografía (común para ambos, en caso de emplear el mallador interno del código).

2.7 Momento tensor sísmico

SPECFEM3D y SPECFEM2D considera el momento tensor sísmico para producir la excitación sísmica y efectuar la simulación, a continuación se presenta una breve descripción respecto a este punto.

Si se considera un vector unitario de fuerza $f(x_0, t_0)$ aplicado en un punto x_0 en el tiempo t_0 , por si mismo no es una fuente sísmica realista; no obstante, la función fuerza unitaria es un poderoso concepto porque representa una fuente más realista que

puede describirse como la suma de vectores de fuerza. Considerando el desplazamiento $u(x,t)$ medido en un receptor de posición x , en general, $u(x,t)$ sería una función compleja de la velocidad sísmica y densidad de la tierra que incluiría múltiples fases sísmicas y reverberaciones. La función $u(t)$ variará para diferentes fuentes y posiciones de receptores, sin embargo, para cada $f(x_o, t_o)$ y x , hay un único $u(t)$ que describe la respuesta de la tierra, la cual puede calcularse si se conoce la estructura de la tierra con suficiente exactitud. La función de Green $G(x,t)$ da el desplazamiento de un punto x que resulta de la función de fuerza unitaria aplicada en un punto x_o . En general puede escribirse de la siguiente forma:

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_o, t_o) f_j(x_o, t_o) \quad (2.28)$$

Donde u es el desplazamiento, f es el vector fuerza y G es llamado la función elastodinámica de Green. Esta ecuación separa los términos de la fuente sísmica de todos los otros detalles de la propagación de ondas. Esta es una ecuación lineal, el desplazamiento resultante de cualquier distribución de fuerzas de cuerpo puede calcularse como la suma o superposición de soluciones para fuentes individuales. Un terremoto usualmente se modela como un deslizamiento sobre una falla, o una discontinuidad en desplazamiento a través de una superficie interna en un medio elástico. Pero esto no puede usarse directamente en la función de Green para modelar el movimiento del suelo. Sin embargo se puede demostrar que existe una distribución de fuerzas de cuerpo que produce exactamente el mismo campo de desplazamiento al igual que un deslizamiento sobre una falla. Estas son llamadas fuerzas de cuerpo equivalentes. Las fuerzas internas que resultan de una explosión o liberación de tensión sobre una falla actúan en direcciones opuestas para que el momento se conserve. Así por ejemplo si se tiene dos vectores de fuerza de magnitud f , apuntando en direcciones opuestas y separadas por una distancia d , esto es llamado una cupla de fuerza o un vector dipolo. Alternativamente, los vectores pudieran estar separados en una dirección perpendicular a la orientación de la fuerza, en este caso el momento angular no se conserva al menos que exista una cupla complementaria que equilibre las fuerzas. El par de cuplas resultantes es llamado doble cupla. Estos son los

diferentes tipos de fuerzas de cuerpo que pueden existir en la tierra (figura 2.7). La intensidad de dos cuplas puede representarse por el momento sísmico M_o .

$$M_o = \mu \cdot A \cdot D \quad (2.29)$$

En donde μ es la rigidez de la corteza, A es el área de falla y D es el desplazamiento promedio sobre la falla (Klarica, 2012).

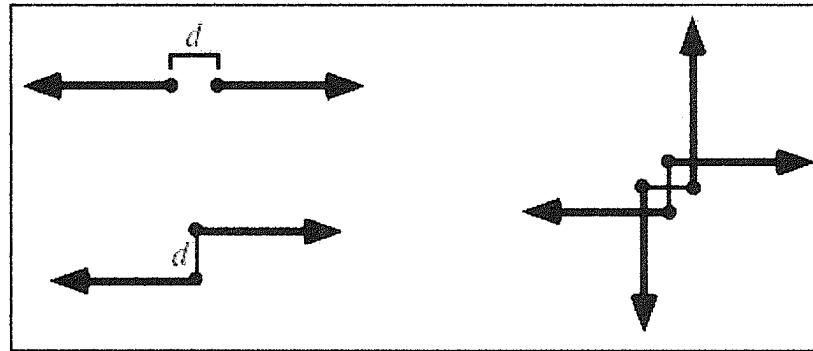


Figura 2.7. a) Cupla de Fuerzas b) Doble Cupla de fuerzas

La cupla de fuerzas M_{ij} en el sistema de coordenadas cartesianas es definida como un par de fuerzas opuestas apuntando en la dirección i , separadas en la dirección j . Las nueve cuplas diferentes son mostradas en la figura 2.8. La magnitud de M_{ij} está dada por el producto de fd y se asume constante cuando d tiende a cero en el límite de una fuente puntual, es entonces natural definir el momento tensor como:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.30.a)$$

Las componentes del momento tensor expresadas en coordenadas cartesianas y coordenadas esféricas son (Aki y Richards, 2009):

$$M = \begin{bmatrix} M_{rr} & M_{r\theta} & M_{r\phi} \\ M_{r\theta} & M_{\theta\theta} & M_{\theta\phi} \\ M_{r\phi} & M_{\theta\phi} & M_{\phi\phi} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{zz} & M_{zx} & -M_{zy} \\ M_{xz} & M_{xx} & -M_{xy} \\ -M_{yz} & -M_{yx} & M_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.30.b)$$

La condición para que el momento angular se conserve requiere que el tensor $\mathbf{M}$ sea simétrico (por lo cual $M_{ij}=M_{ji}$), por lo tanto $\mathbf{M}$ tiene solo seis elementos independientes. El momento tensor provee una representación general de las fuerzas internas que pueden actuar sobre un punto en un medio elástico; aunque es una idealización, ha demostrado ser una buena aproximación para modelar las respuestas sísmicas distantes de fuentes pequeñas comparadas con la longitud de la onda sísmica observada. Fuentes más grandes y complicadas también pueden modelarse usando el momento tensor considerando una suma de fuentes puntuales en diferentes posiciones.

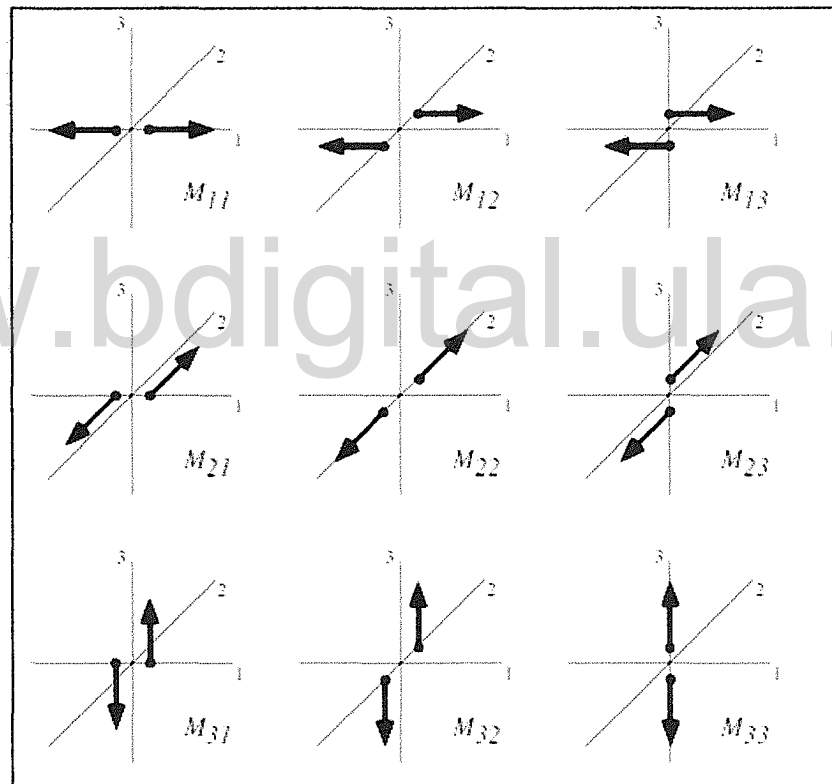


Figura 2.8. Las nueve cuplas que componen el momento tensor sísmico

Los elementos de M_{ij} para cualquier sistema de referencia son:

$$M_{ij} = \mu \cdot A \cdot (D_i v_j + D_j v_i) \quad (2.31)$$

Si se adopta el sistema de coordenadas de la figura 2.9 y si se expresa las coordenadas del vector deslizamiento (*slip*) y de la falla normal en términos de ϕ_f , δ y λ se tiene:

$$D = \bar{D} \left(\cos \lambda \cos \phi_f + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_f \right) \hat{x}_1 + \bar{D} \left(\cos \lambda \sin \phi_f - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi_f \right) \hat{x}_2 - \bar{D} \sin \delta \sin \lambda \hat{x}_3 \quad (2.32)$$

λ = Dirección de desplazamiento

ϕ_f = Acimut del plano de falla

δ = Buzamiento del plano de falla

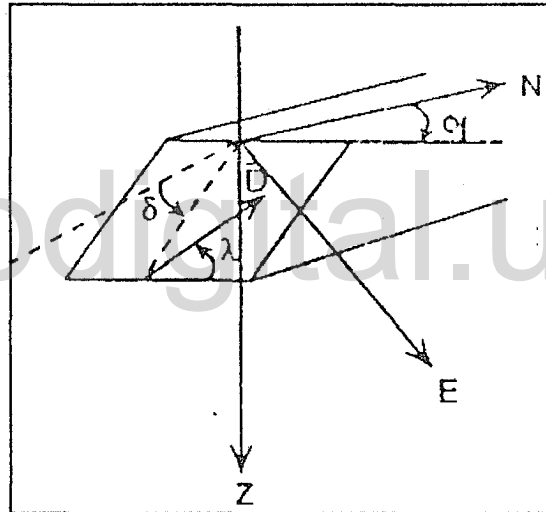


Figura 2.9. Parámetros de orientación en coordenadas geográficas del plano de falla y del vector desplazamiento. Rumbo (ϕ_f), buzamiento (δ), dirección de desplazamiento (λ), $\bar{D}$ magnitud del vector desplazamiento. (Tomada de Lay y Wallace, 1995)

Donde $\bar{D}$ es el deslizamiento (*slip*) promedio y v vale:

$$v = -\sin \delta \sin \phi_f \hat{x}_1 + \sin \delta \cos \phi_f \hat{x}_2 - \cos \delta \hat{x}_3 \quad (2.33)$$

Expresándose de esta forma las componentes del momento tensor como:

$$M_{11} = -M_o \left(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f + \sin 2\delta \sin \lambda (\sin \phi_f)^2 \right) \quad (2.34)$$

$$M_{22} = M_o \left(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f - \sin 2\delta \sin \lambda (\cos \phi_f)^2 \right) \quad (2.35)$$

$$M_{33} = M_o (\sin 2\delta \sin \lambda) = -(M_{11} + M_{22}) \quad (2.36)$$

$$M_{12} = M_o \left(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi_f + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_f \right) = M_{21} \quad (2.37)$$

$$M_{13} = -M_o \left(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_f + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi_f \right) = M_{31} \quad (2.38)$$

$$M_{23} = -M_o \left(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_f - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_f \right) = M_{32} \quad (2.39)$$

2.8 Magnitud

Según Grisolia (1999), “La magnitud de un terremoto es una escala relativa, para medir su tamaño, en comparación con un terremoto definido arbitrariamente como magnitud – patrón”.

Charles Richter, uno de los fundadores de la sismología moderna, después de realizar numerosas observaciones de sismogramas, notó que si graficaba en función de la distancia el logaritmo en base diez de la amplitud máxima de los sismogramas, los puntos obtenidos se distribuirían en una línea recta. En función de eso propuso una escala para comparar los sismos con uno definido como patrón; el terremoto definido como patrón en 1935 se le asignó la magnitud cero (0) y es aquel que produce una amplitud máxima de onda de 0,001 mm en un sismógrafo Wood Anderson ubicado a 100 km de distancia del epicentro. La magnitud conocida como Richter (local), puede calcularse mediante la expresión:

$$M = M_L = \log \left(\frac{A}{A_o} \right) = \log A - \log A_o \quad (2.40)$$

En donde:

A_o representa la amplitud del trazo del sismograma del terremoto patrón,

A es la máxima amplitud en mm, del trazo del sismograma del terremoto al cual se la está calculando la magnitud registrada a 100 km del epicentro.

A medida que la sismología avanzó, algunos detalles que Richter no había considerado se manifestaron, como por ejemplo el tipo de onda a utilizar para medir la amplitud; por lo tanto en 1945 el mismo Richter junto con Gutenberg propuso la expresión denominada “Praga” para calcular la magnitud utilizando las ondas superficiales M_s .

$$M_s = \log A + 1,66 \log R + 2,0 \quad (2.41)$$

En donde

A es la amplitud máxima del trazo en micrones de las ondas de superficie con períodos aproximados a 20 segundos.

R es la distancia a la fuente sísmica en grados.

Adicionalmente Gutenberg propuso una expresión para determinar la magnitud local, m_b usando las ondas de cuerpo (onda P).

$$m_b = \log \left(\frac{a}{T} \right) + B \quad (2.42)$$

En donde:

a es la máxima amplitud del movimiento del terreno en micrones. Es igual a la máxima amplitud del trazo del sismograma dividida entre el factor de amplificación del sismógrafo.

B es un factor que toma en cuenta la atenuación de las ondas sísmicas con la distancia.

T es el período de la onda en segundos.

Las expresiones para calcular M_s y m_b están calibradas para coincidir en el valor de 6,5 de magnitud, por encima de dicho valor M_s da valores más grandes que m_b siendo más representativa de sismos grandes y muy grandes; y por debajo de éste

valor m_b da valores más grandes que M_s , siendo más representativa de sismos pequeños y moderados. Utilizando la información proporcionada por los catálogos sísmicos, se obtiene, para cada región, expresiones que relacionan entre sí estas dos magnitudes, las cuales pueden ser modificadas en la medida en que se tenga un aumento significativo de eventos reportados; de tal modo que, a partir del catálogo instrumental INTEVEP 1992, el cual cubre el período desde 1900 a 1992, Kozuch et al. en 1993 propusieron para Venezuela la siguiente relación (Grisolia, 1999):

$$M_s = 1,345m_b - 2,232 \quad (2.43)$$

Para relacionar la energía liberada con la magnitud de un sismo Gutenberg y Richter en 1956 propusieron la siguiente expresión:

$$\log E_s = 11,8 + 1,5M_s \quad (2.44)$$

En donde:

M_s es la magnitud basada en las ondas de superficie

E_s es la energía liberada en ergios.

Teóricamente la magnitud es un número que no tiene límite, sin embargo en la práctica sí lo tiene sufriendo por tanto “saturación”, lo que significa que para magnitudes M_s mayores a 7,5 la amplitud de las ondas no aumenta ocurriendo lo mismo para magnitudes m_b mayores a 6,5. La medida de magnitud será una buena estimación del tamaño del sismo solamente si el período de onda que se mide es mayor que la duración del proceso de ruptura a lo largo de la falla, y siempre y cuando la dimensión de la ruptura a lo largo de la falla sea menor que la longitud de las ondas empleadas para la determinación de la magnitud; la longitud de las ondas sísmicas es del orden de 5 a 50 km (Sauter, 1989). Por consiguiente para sismos muy grandes ($M_s > 7,5$), Hiroo Kanamori en 1977 propuso una nueva escala basada en el Momento Sísmico (M_0), que mide el tamaño del terremoto en función de las propiedades físicas de la roca y calcula la energía liberada en función de una nueva

magnitud llamada Magnitud Momento (M_w) (Grisolia D, 1999) en función de las siguientes expresiones:

$$\log E_s = 11,8 + 1,5M_w \quad (2.45)$$

$$M_o = \frac{1}{\sqrt{2}} (M : M)^{1/2} \quad (2.46)$$

Tomada de SPECFEM3D,
user manual

$$M_w = \frac{2}{3} [\log M_o - 9,1] \quad (2.47)$$

En la expresión 2.47 M_o es medido en N.m, si M_o se expresa en Dy.cm debe reemplazarse el valor 9,1 por 16,1 (Shearer, 2009) (p. 284).

2.9 Geología del área

2.9.1 Los Andes Venezolanos

Los Andes venezolanos, también conocidos como Cordillera de Mérida, comienzan al suroeste en la depresión de Táchira y terminan al noreste en la depresión de Barquisimeto, con una longitud aproximada de 425 km y una anchura promedio de 80 km, formando una efectiva divisoria de aguas entre la cuenca hidrográfica del Apure-Orinoco al sur y la del Lago de Maracaibo-Mar Caribe al norte. Geomorfológicamente Los Andes venezolanos representan un levantamiento topográfico-tectónico cuya culminación se encuentra en la Sierra Nevada de Mérida. Esta culminación destaca topográficamente por la presencia de importantes picos como el Pico Bolívar, Pico Humboldt y Pico El Toro entre otros y geológicamente porque en ella afloran las formaciones más antiguas, de edad posiblemente Proterozoica (± 650 millones de años). (Gonzalez de Juana, Iturralde de Arozena y Picard, 1980).

El Relieve Andino en Mérida se caracteriza por la transición de un relieve accidentado de montaña que se encuentra rodeando a Mérida y está representado por

las cadenas montañosas pertenecientes a la Cordillera de Mérida; la Sierra Nevada de Mérida y la Sierra del Norte o de La Culata, ambas con orientación de suroeste a noreste. Se caracterizan de manera general, por un relieve escarpado con pendientes fuertes que varían entre el 30 y 60%. El fondo del valle exhibe estrechos valles fluviales encajonados como es el caso de los valles de los Ríos Mucujún y Albarregas, que poseen una serie de depósitos cuaternarios tipo terrazas aluviales y conos de deyección, donde se localizan los mayores aportes depositacionales de sedimentos transportados por los diferentes cursos de agua, dando origen a suelos fértiles y óptimos para la agricultura. La geología que forma el basamento cristalino donde se asienta la terraza aluvial de Mérida, se caracteriza por encontrarse las rocas más antiguas que corresponden a la Asociación Sierra Nevada de edad posiblemente Precámbrico Superior, compuesta por rocas de naturaleza ígneo-metamórficas cuarzo-feldepáticas, gneisses, esquistos y rocas graníticas intrusivas. Esta unidad geológica aflora en extensas áreas de la Sierra Nevada de Mérida y en la Sierra del Norte o de La Culata. Mientras que hacia el nor - noroeste de Mérida y específicamente hacia la Sierra del Norte, afloran formaciones geológicas de edad Paleozoica Superior, como son las Formaciones Sabaneta y Palmarito. (Carmargo y Guerrero, 1997)

El subsuelo donde se asienta Mérida, está constituido por tres zonas con diferentes características geodinámicas, una zona superficial con espesores de suelo que varían entre 4 a 16 metros, conformado por un material geológico muy heterogéneo con promedios altos de arcilla, arena y grava y escasos contenidos de peñones. La zona intermedia presenta espesores de sedimentos que varían entre 55 a 120 metros, compuestos por altos porcentajes de gravas, cantos y peñones y con una matriz areno-limosa, conformando un material compacto y muy apretado, siendo esta zona la que predomina en la terraza; y finalmente, se presenta una zona profunda, con espesores mínimos de 40 metros y máximos de 150 metros, constituidos por una mezcla de roca fracturada y sana de diversa litología. (M.O. P., 1976)

2.9.2 Falla de Boconó

La zona de Fallas de Boconó, uno de los rasgos geotectónicos más importantes de la parte noroccidental de América del Sur, se caracterizan morfológicamente por una alineación de valles y depresiones lineales (cuencas de tracción), orientados aproximadamente en dirección N45°E. Se extiende por más de 500 km entre la depresión del Táchira (al sur de Cordero) y el Mar Caribe (área de Morón, Edo.Carabobo), cruzando en forma oblicua a los Andes merideños y cortando el extremo occidental de las Montañas del Caribe (Cordillera de la Costa y Serranía del Interior). A lo largo de toda su extensión, se observan una o varias trazas activas, denominadas Falla de Boconó, la cual se caracteriza por escarpes de falla, canales fluviales desplazados, lagunas de falla, lomos de falla y otros rasgos geomorfológicos típicos de fallas rumbo-deslizantes. El desplazamiento actual y pasado a lo largo de esta zona de falla ha sido motivo de gran controversia. (PDVSA-Intevep, 1997).

La actividad cuaternaria de la falla es bien conocida, particularmente por los cambios en las morrenas que fueron utilizadas para estimar una tasa de deslizamiento entre 5 y 9 mm/año. Y más recientemente entre 7 y 10 mm/año a nivel de Mucubaji (Audemard et al., 1999, 2008). Esta velocidad disminuye hacia los extremos de la falla a $5,2 \pm 0,9$ mm/año entre Mérida y San Cristóbal (Audemard 1997; Audemard y Audemard, 2002) y 1 mm/año en la frontera colombo-venezolana. La traza de la falla es recta en la parte norte de la cadena hasta el pueblo de Aracay y al sur de Estanques. Entre estos dos lugares la traza se descompone en varios segmentos y toma una orientación E – W a nivel de la cuenca de La Gonzáles. La actividad de los distintos segmentos en relación con los demás, da lugar a cuencas de tracción donde se depositan sedimentos Plio-Cuaternario. Las principales cuencas son de norte a sur, la de Santo Domingo, de Mucuchíes y la de La Gonzáles.

Monod 2009, indica que la actividad reciente de la Falla de Boconó es bien conocida gracias al papel de los marcadores cuaternarios en la edificación de los Andes de Mérida. Sin embargo existe una contradicción en los diferentes modelos

geodinámicos que admiten que la falla se inició en el Eoceno, Mioceno, Plioceno o en el Pleistoceno Medio.

Varios terremotos históricos destructivos han sido asignados, a esta falla incluyendo el de Tovar en 1610, Mérida en 1812, el gran terremoto de Los Andes en 1894, y La Grita en 1932 (Audemard, 1997 citado en Monod, 2009).

2.10 Espectros de respuesta

Los espectros de respuesta son gráficos de la respuesta máxima (expresada en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración, o cualquier otro parámetro de interés), que produce una acción dinámica determinada (movimiento sísmico), en una estructura u oscilador de un grado de libertad. En estos gráficos, se representa en abscisas, el período propio de la estructura y en ordenadas, la respuesta máxima, calculada para distintos factores de amortiguamiento ξ . Los espectros son ampliamente usados en análisis dinámicos, para ello existen varios tipos de espectros, dependiendo de los objetivos del análisis. Espectros de respuesta elástica, espectros de respuesta inelástica y espectros de diseño. Los espectros de respuesta elástica representan los parámetros de respuesta máxima para un terremoto determinado. Se utilizan para estudiar las características del terremoto y su efecto sobre las estructuras. Las curvas de los espectros presentan variaciones bruscas (picos y valles) producto de la complejidad del registro de aceleraciones de las ondas producidas por el terremoto.

Los espectros de respuesta son una valiosa herramienta, pues estos suministran una descripción de la respuesta del movimiento del suelo y permiten conocer los períodos para los cuales ocurren las máximas amplificaciones del mismo, factor de importancia en el diseño de estructuras, pues cuando estos períodos coinciden con los períodos fundamentales de las mismas ocurren fuertes daños en ellas (Rivero, 1996).

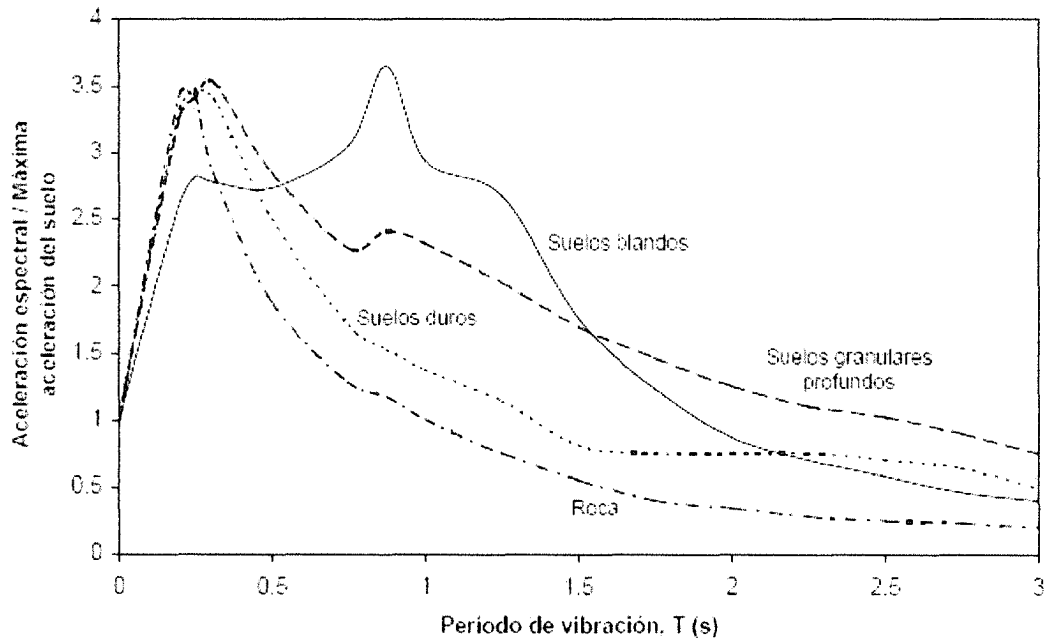


Figura 2.10. Espectros de respuesta elástica para diferentes tipos de suelos. (Crisafulli y Villafañe, 2002; citado por Vilches, 2009)

www.bdigital.ula.ve

CAPÍTULO 3

MARCO METODOLÓGICO

3.1 Prueba con SPECFEM2D-V7.0.0

Para realizar esta prueba se compila el código desde el directorio raíz /SPECFEM2D-7.0.0/ y posteriormente se ejecuta el script process.sh desde el directorio /SPECFEM2D-7.0.0/EXAMPLES/semi_infinite_homo con la finalidad de adquirir destreza en el uso del programa y validar los resultados dados por el código al comparar los resultados obtenidos de un modelo conformado por un solo material; con la solución analítica incorporada en el mismo directorio para un espacio semi-infinito, (figura 3.1) además se determinan también los tiempos teóricos de llegada de las ondas P y S en función de los datos de entrada y se cotejan con los tiempos registrados en los sismogramas sintéticos. Para determinar los tiempos de llegada de las ondas, se utiliza la ecuación.

$$Velocidad = \frac{Distancia}{Tiempo} ; \quad Tiempo = \frac{Distancia}{Velocidad} \quad (3.1)$$

Tabla 3.1. Velocidades, distancia Fuente – Receptor y tiempos teóricos de llegada de las ondas para un modelo conformado por un sólo material

Velocidad de onda P (m/s)	3000	Tiempo teórico de llegada de la onda P (seg.)	0,189
Velocidad de onda S (m/s)	1732,05	Tiempo teórico de llegada de la onda S (seg.)	0,327
Distancia Fuente – Receptor (m)		565,685	

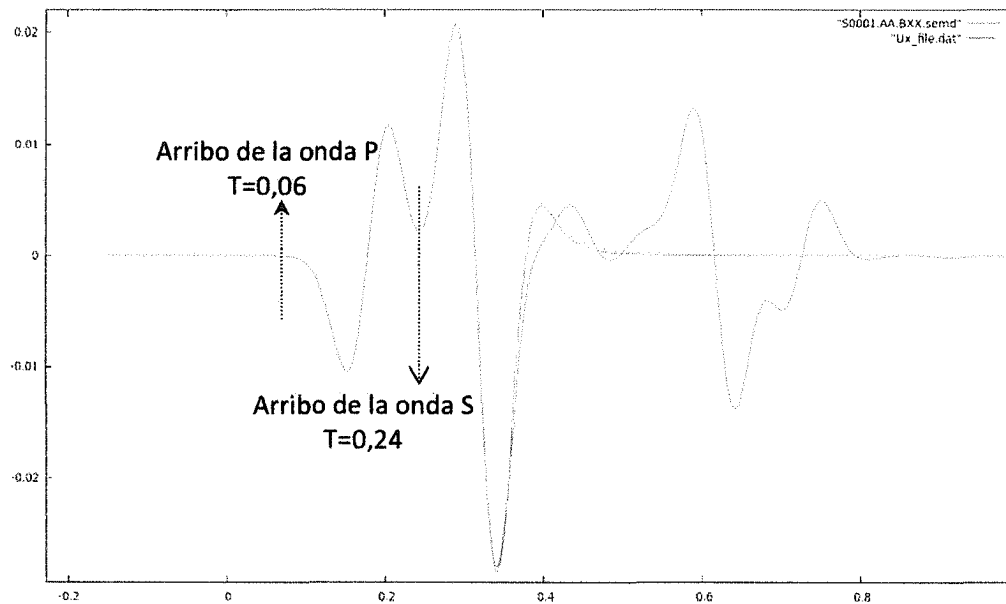


Figura 3.1. Comparación entre los sismogramas sintético (línea roja) y analítico (verde) para un modelo semi-infinito conformado por un solo material. Note la similitud en ambos resultados en los primeros 0,35 segundos.

La figura 3.1 presenta en color rojo el resultado del ejemplo incorporado en el código para un espacio homogéneo semi-infinito y en color verde el resultado analítico del mismo problema, se puede observar una gran similitud en los primeros segundos del registro, pero alrededor de los 0,4 segundos ya deja de existir tal aproximación, es posible que el ruido numérico que se produce durante la simulación sea la causa de esta divergencia entre ambas soluciones.

Por otra parte los tiempos de arribo de las ondas P y S observados en el registro precedente (figura 3.1) son menores que los valores teóricos calculados (ver tabla 3.1), esto se debe a que el tiempo inicial de la simulación no comienza en cero, sino en -0,125 segundos este último valor representa la duración media de la función “half duration” (figura 3.2) obtenido a través de $1/f_0$, en donde f_0 representa la frecuencia dominante de la fuente, como $f_0=8$ Hz, por tanto la duración media de la señal es igual a 0,125 segundos; de esta manera el tiempo de llegada aproximadamente de la onda P y S en el sismograma sintético corresponde al tiempo

de llegada teórica de la onda P o S, menos la duración media de la función. Así T_p^s , corresponde al tiempo de llegada de la onda p en el sismograma sintético y T_s^s corresponde al tiempo de llegada de la onda s en el sismograma sintético.

$$T_p^s = 0,188 - 0,125 = 0,063 \text{ s}$$

$$T_s^s = 0,327 - 0,125 = 0,202 \text{ s}$$

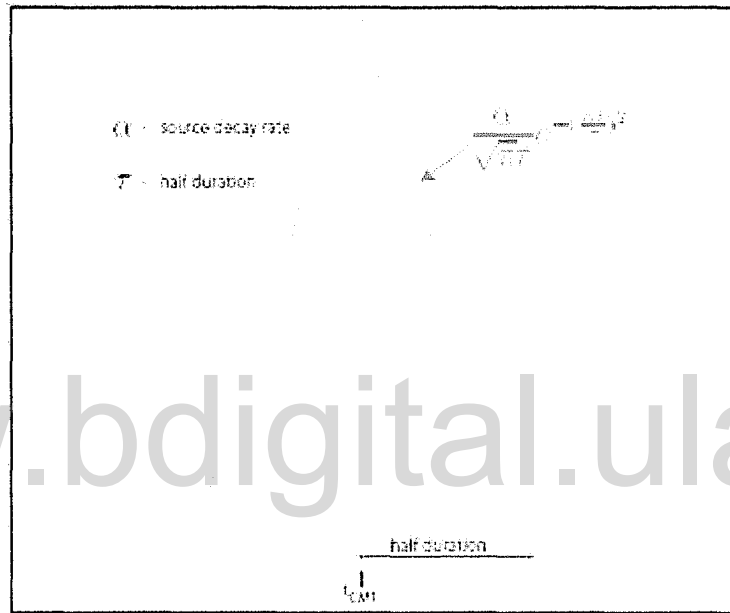


Figura 3.2. Comparación entre una función triangular y Gaussiana, la distancia existente entre el tiempo central de la función y su punto de inflexión corresponde al half duration= $1/f_0$. Imagen tomada del manual de usuario de SPECFEM2D V7.0

Lo anteriormente descrito corresponde a los resultados obtenidos de un ejemplo propio del código, a continuación se describe el procedimiento a seguir para ejecutar modelos utilizando SPECFEM2D (figura 3.3) y SPECFEM3D (figura 3.25).

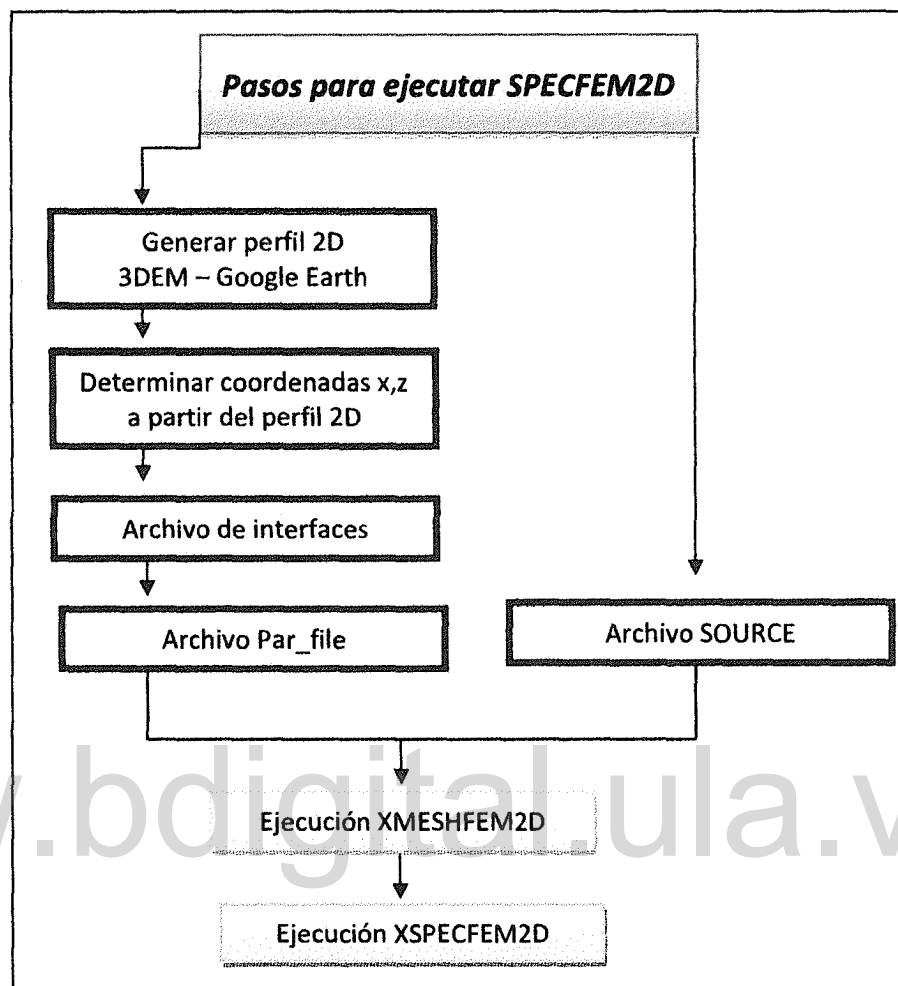


Figura 3.3. Pasos para ejecutar SPECFEM2D

Para ejecutar SPECFEM2D, en caso de utilizar el mallador interno del código, primeramente se debe generar el archivo de interfaces el cual contiene información sobre la topografía del modelo, si se desea incluir. Seguidamente se deben configurar los archivos de parámetros Par_file y SOURCE, los cuales deben reposar en el directorio /Data; posteriormente desde el directorio raíz /SPECFEM se compila el programa y se ejecuta SPECFEM2D de la siguiente forma ./bin/xspecfem2D. En caso de utilizar un programa externo con el cual se genera la malla, se omite la creación del archivo interfaces. Los modelos bidimensionales y

tridimensionales creados en esta investigación, utilizan el mallador interno del código.

Los modelos bidimensionales son simulados en forma serial (utilizando sólo un procesador en un PC personal). Primeramente se estudia un modelo homogéneo conformado por un solo material (roca) sin topografía, posteriormente se incluyen en el modelo varios materiales (roca y tres capas de sedimentos), igualmente sin topografía y finalmente se simulan dos modelos constituidos por varios materiales, incluyéndose también el relieve, las coordenadas y la dirección de estos dos últimos modelos son descritas por los alineamientos de color rojo que se observan en la figura 3.4. Para el modelo homogéneo se utiliza un time step (Δt) de $0,8e^{-3}$ s., mientras que para los demás modelos se utiliza un Δt igual a $0,1e^{-3}$ s.

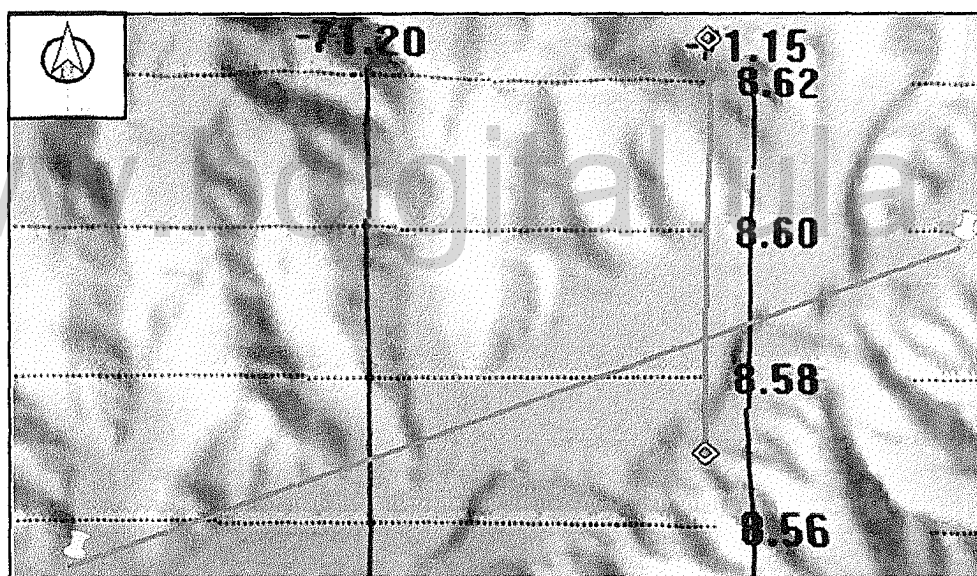


Figura 3.4. Modelo numérico de la Ciudad de Mérida, los alineamientos de color rojo (transversal y longitudinal a la meseta de la ciudad) indican las direcciones de los perfiles elegidos para simular los modelos bidimensionales.

En la tabla 3.2 se presentan los datos de entrada, los cuales se suministran al código a través del archivo Par_file, estos corresponden a valores de densidad, velocidades de onda P y S, factores de calidad Q_{kappa} y Q_{mu} ; requeridos para generar modelos elásticos e isótropos. Adicionalmente en este mismo archivo se debe incluir el número de elementos espectrales que conforman los modelos tanto en la

dirección vertical como horizontal, por consiguiente debe determinarse antes de configurar este archivo.

El tamaño de los elementos se calcula utilizando la expresión 2.26 del capítulo 2, página 22; y los factores Q_{kappa} y Q_{mu} corresponden a:

Q_{kappa} = Factor de calidad de incompresibilidad (solid bulk modulus)

Q_{mu} = Factor de calidad de rigidez (shear quality factor)

$Q_{\text{kappa}}=1,5*Q_{\text{mu}}$; $Q_{\text{mu}}=0,02*V_s$. Para capas con velocidad de onda S menor a 2km/s.

$Q_{\text{kappa}}=1,5*Q_{\text{mu}}$; $Q_{\text{mu}}=0,1*V_s$. Para capas con velocidad de onda S mayor a 2km/s.

Las expresiones que permiten calcular Q_{kappa} y Q_{mu} son tomadas de Olsen, Day y Bradley (2003).

Tabla 3.2. Propiedades de los materiales asignados a los modelos. Los valores de densidad y velocidad de onda P y S fueron tomados del MOP, 1976; los parámetros restantes fueron calculados.

Litología		Densidad (kg/m ³)	Velocidad de onda P (m/s)	Velocidad de onda S (m/s)	Tamaño del elemento, Δh (m)	Q_{kappa}	Q_{mu}
Terraza de Mérida	Zona Superficial	1600	1000	500	20	15	10
	Zona Intermedia	2033	2250	1000	30	30	20
	Zona Profunda	2222	3000	1500	38	45	30
Asoc. Sierra Nevada		2534	5000	3000	96	450	300

3.2 Descripción de los modelos bidimensionales

Previo a la construcción de estos modelos se generaron mallas con distintos tamaños de elementos debido a que, teóricamente para obtener exactitud en los resultados el tamaño del elemento asignado debe elegirse de tal manera que el número de puntos por longitud de onda resida entre 5 y 10, por tanto, mallas muy gruesas tienen un número bajo de puntos por longitud de onda y dichos puntos se incrementan al refinar la malla. Seguidamente se presentan una serie de mallas generadas para los distintos modelos, con sus respectivos histogramas de frecuencias (figuras desde la 3.5 hasta 3.12), estos últimos gráficos notifican sobre el número de puntos por longitud de onda en cada elemento espectral, lo cual es importante conocer ya que es factor relevante en la exactitud de los resultados.

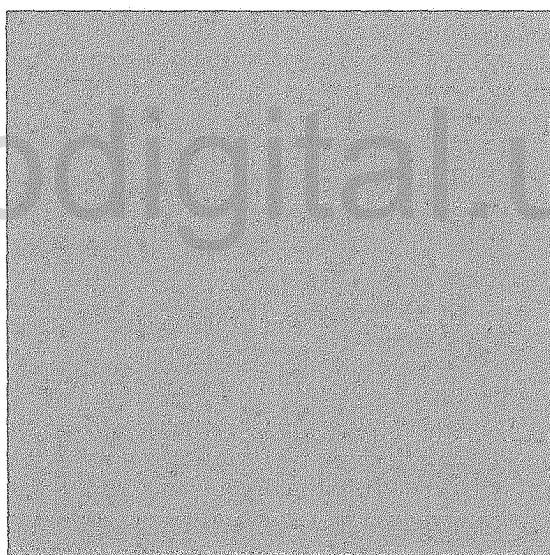


Figura 3.5. Malla asignada a un modelo de un sólo material, conformada por 169 elementos.

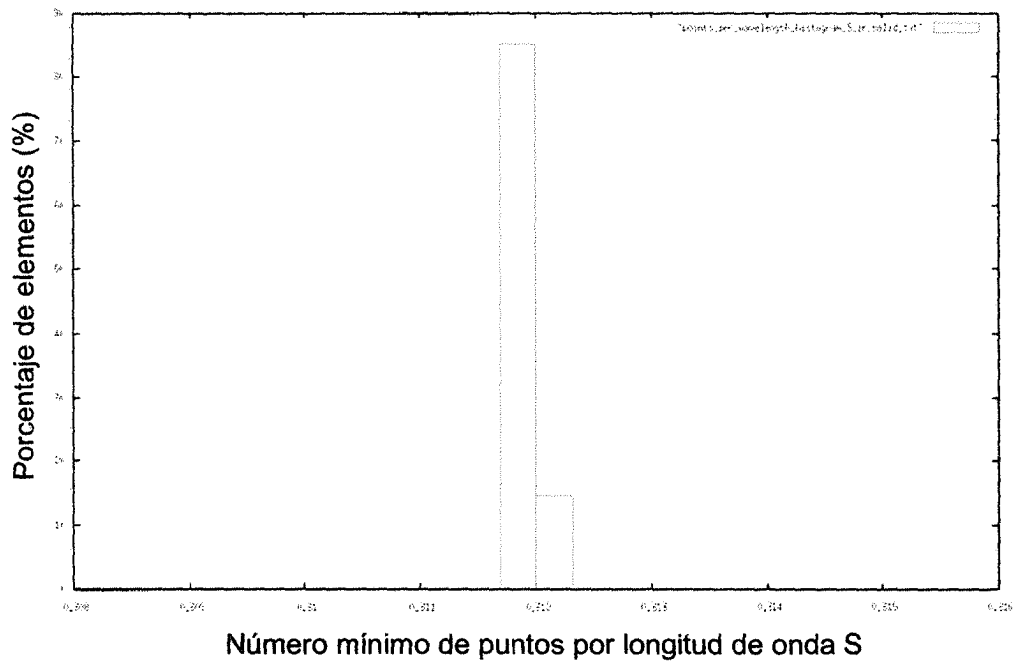


Figura 3.6. Histograma de frecuencia de la malla de la figura 3.5, note como el número de puntos por longitud de onda oscila entre 0,311 y 0,312.

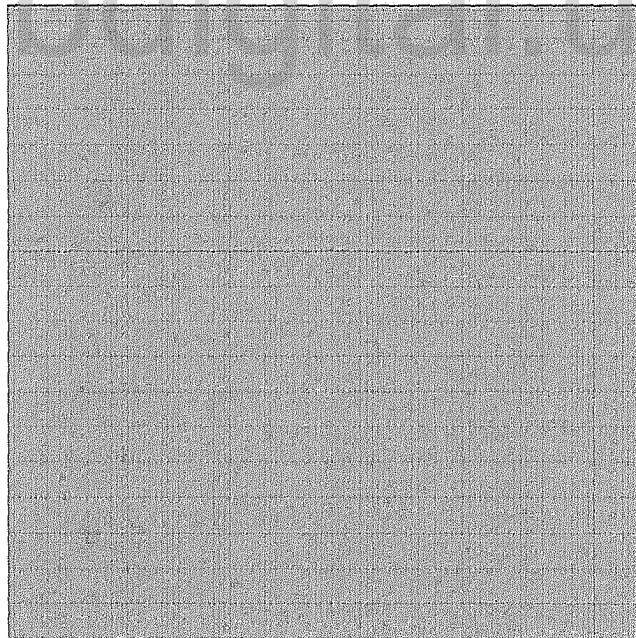


Figura 3.7. Malla asignada a un modelo de varios materiales constituida por 2240 elementos.

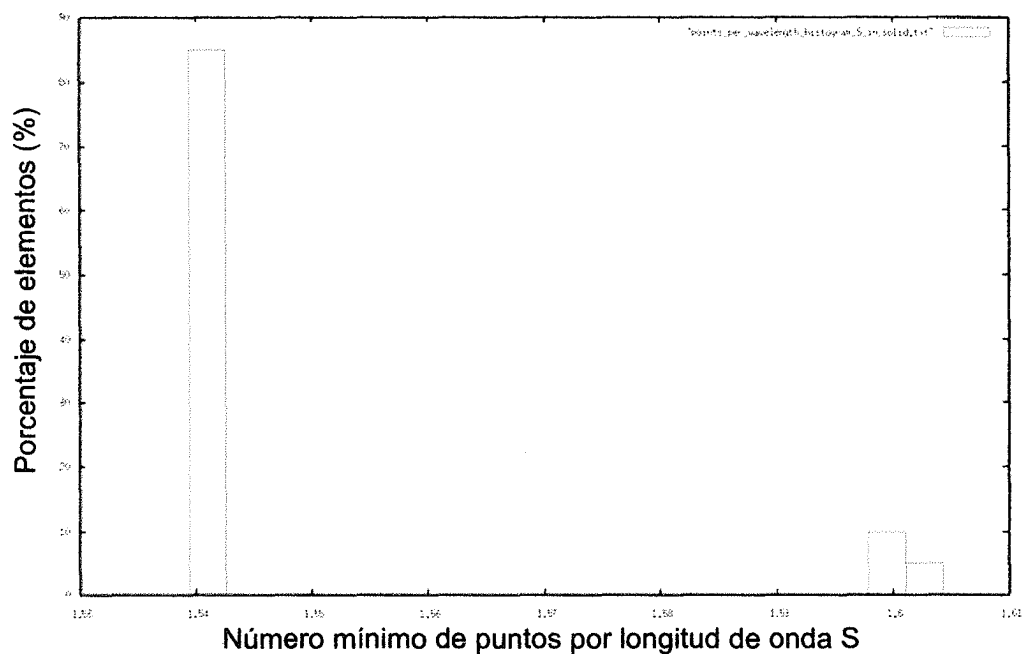


Figura 3.8. Histograma de frecuencia del número mínimo de puntos por longitud de onda, para la malla de la figura 3.7; observe como el rango de puntos está por debajo de 2, más del 90% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda alrededor de 1,54.

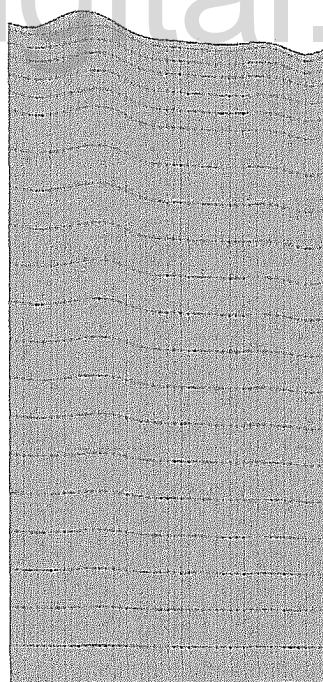


Figura 3.9. Malla asignada a un modelo de varias capas con topografía, integrada por 966 elementos.

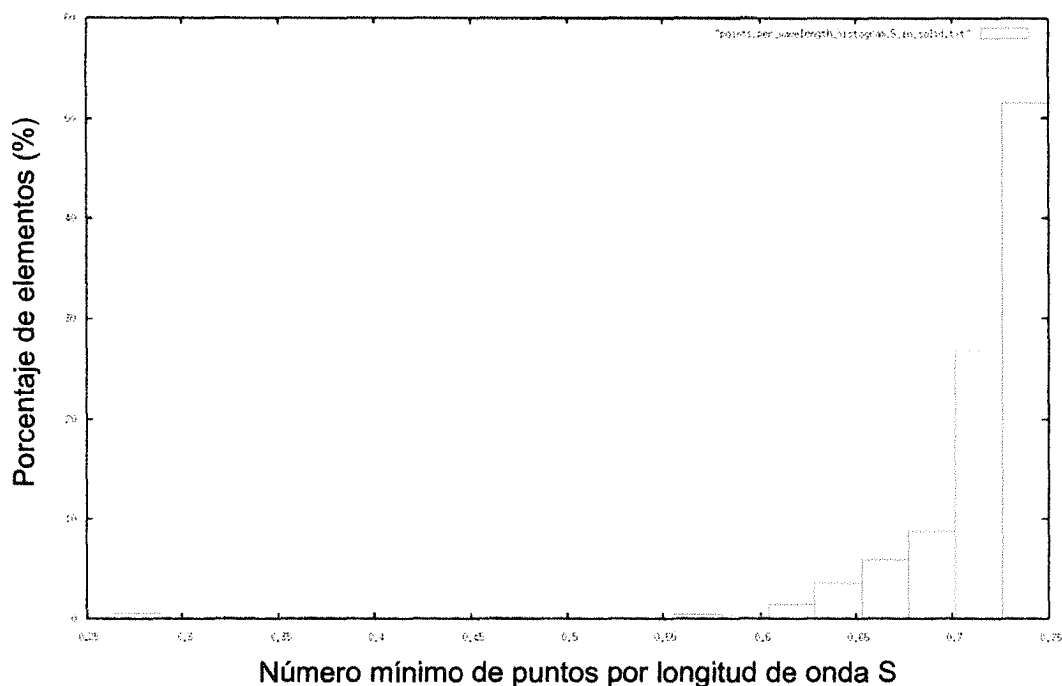


Figura 3.10. Histograma de frecuencia para el modelo de la figura 3.9. La malla está poco refinada. Aproximadamente 50% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda menor a 1.

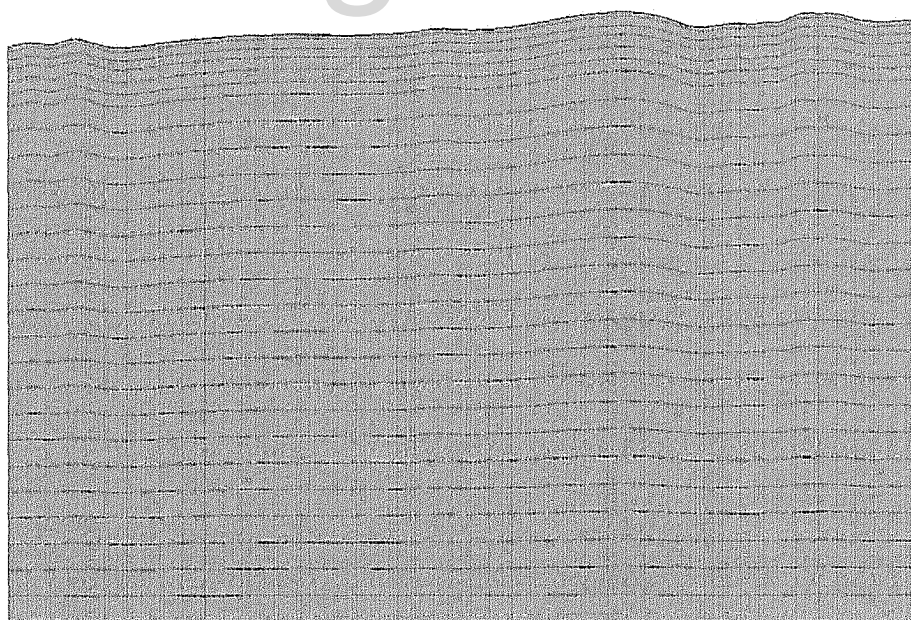


Figura 3.11. Malla asignada a un modelo de varias capas con topografía, integrada por elementos 5200 elementos.

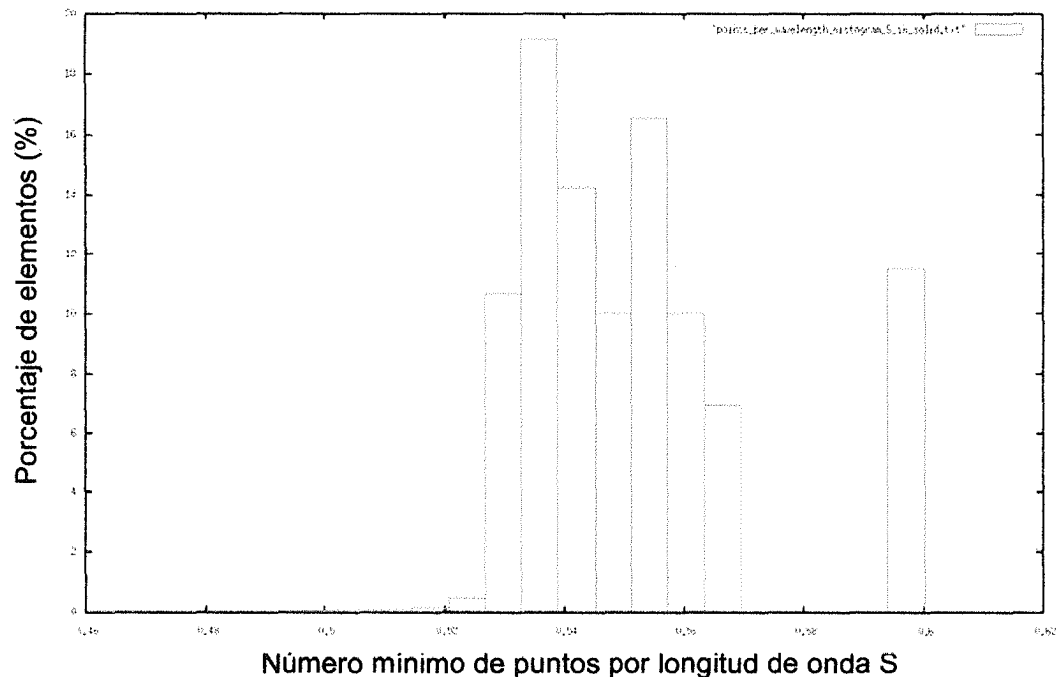


Figura 3.12. Histograma de frecuencia para el modelo de la figura 3.11. Un porcentaje importante de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda menor a 0,6.

3.2.1 Modelo 1 - 2D y Modelo 2 – 2D

Ambos modelos tienen una dimensión de 7 km x 7 km, la fuente sísmica se localiza a 2,239 km de profundidad en la parte media de cada modelo y se incluyen tres receptores en la superficie de los mismos; la topografía no es considerada. El modelo 1 – 2D está conformado por un solo tipo de material; en el par_file, se especifican las características de la Asociación Sierra Nevada, mientras que el modelo 2 – 2D presenta cuatro materiales distintos, basamento y tres capas de sedimentos; cuyas velocidades de onda van disminuyendo progresivamente conforme la profundidad disminuye. La capa más superficial está constituida en profundidad por un solo elemento con tamaño igual a 20 m. x 20 m.; la capa intermedia está conformada por dos elementos cada uno de 30 m. x 30 m. equivalente a un espesor de 60 m., la capa profunda está conformada por 5 elementos de dimensiones 38 m. x 38 m. para un espesor aproximado de 190 m y la región correspondiente al basamento está conformada por 67 elementos de 96 m. x 96 m. ; el modelo 1 tiene un total de 4900 elementos mientras que el modelo 2 está conformado por 26250 elementos

espectrales (figuras 3.13 y 3.14). Las figuras 3.15 (a) y 3.15 (b) corresponde a los histogramas de frecuencia sobre el número de puntos por longitud de onda para las mallas del modelo 1 – 2D y modelo 2 – 2D respectivamente; en dichos histogramas se advierte que el número de puntos está entre 5 y 10 puntos.

www.bdigital.ula.ve

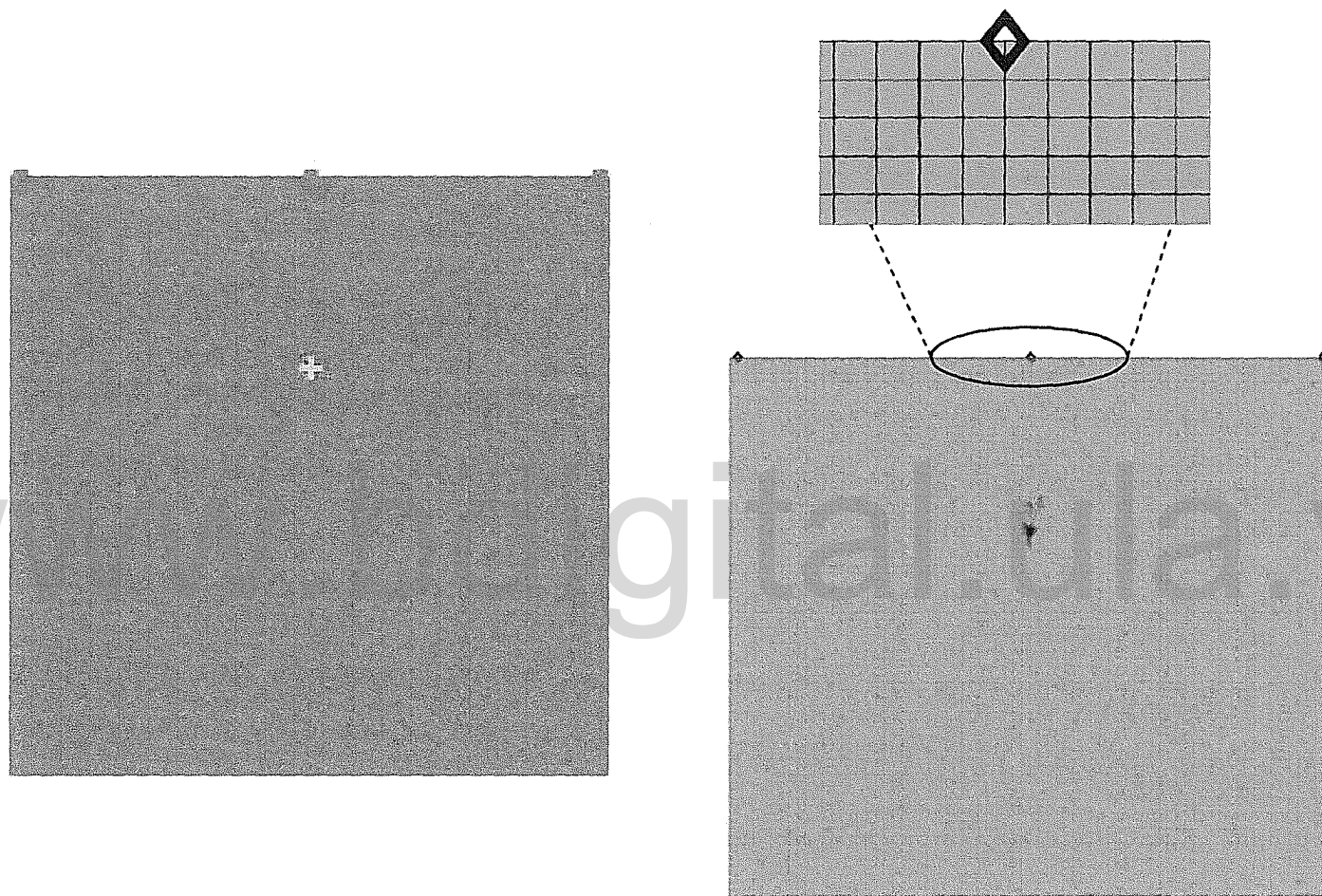


Figura 3.13. Modelo 1 - 2D, conformado por un solo tipo de material (en el modelo se asignaron valores característicos de la Asociación Sierra Nevada). Del lado izquierdo se aprecia el modelo constituido por un solo tipo de material, los recuadros verdes en la parte superior corresponden a las estaciones receptoras y la cruz naranja indica la posición de la fuente; del lado derecho se observa la malla asignada al modelo conformada por 4900 elementos, del mismo modo, los diamantes de color negro, en la superficie, indican la posición de los receptores y los vectores negros corresponden a localización de la fuente sísmica.

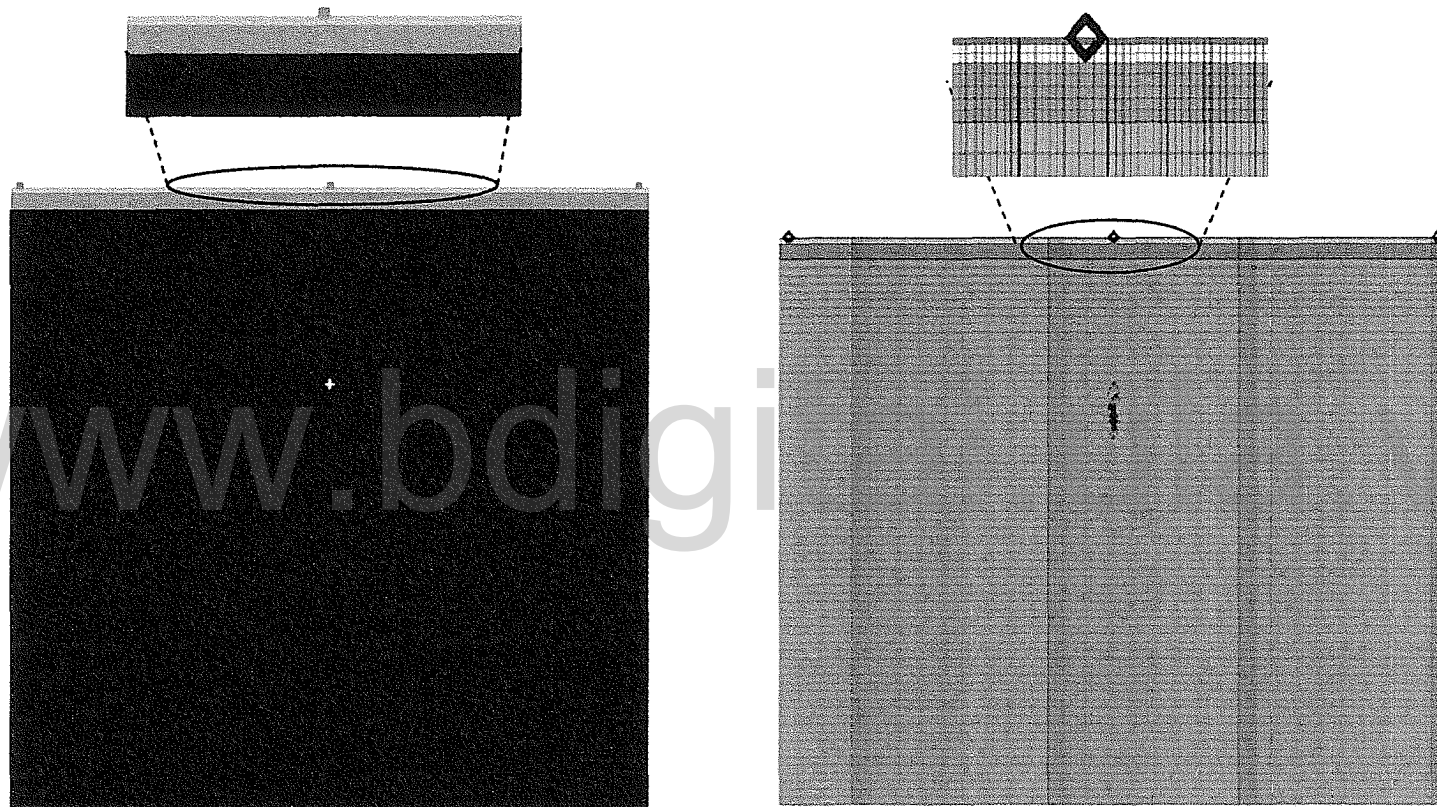
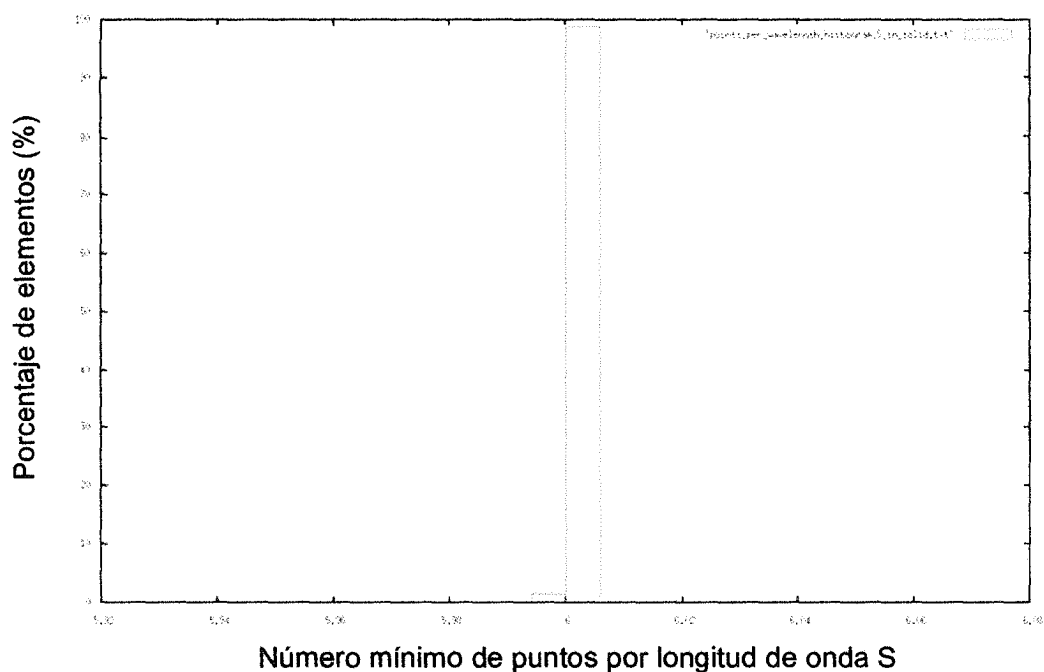


Figura 3.14. Modelo 2 – 2D, conformado por varios materiales (en el modelo se asignaron valores característicos de la Asociación Sierra Nevada y tres capas de sedimento, con distintas velocidades de onda). La imagen del lado izquierdo presenta en escala de grises las distintas capas de sedimento y en color negro el material conformado por la Asociación Sierra Nevada. La imagen de la derecha muestra la malla asignada a cada capa conformada por 26250 elementos. Los recuadros verdes (a la izquierda) o diamantes (a la derecha) corresponden a la posición de estaciones receptoras, mientras que la cruz naranja (a la izquierda) o vectores negros (a la derecha) representan la localización de la excitación sísmica.



(a)



(b)

Figura 3.15. Histogramas de frecuencia para las mallas de las figuras 3.14 y 3.15. El número de puntos por longitud de onda en general está por encima de 5 y menor a 10. Para el caso del histograma (a) aproximadamente 98% de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda alrededor de 6; mientras que en el caso (b) casi 90% de los elementos tienen alrededor de 6 puntos por longitud de onda, y en el 10% de los elementos restantes el número de puntos están repartidos entre 5 y un poco menos de 8.

3.2.2 Modelo 3 – 2D

Este modelo tiene dirección NNE-SSW, transversal a la meseta de la Ciudad de Mérida, sus coordenadas UTM iniciales y finales son 262076 954775, 262597 947658; tiene aproximadamente 7 km de longitud y una profundidad de 7 km; la excitación sísmica para este modelo se produce a una profundidad de 2,2 km cuyas coordenadas son 262157 - 953679 y corresponde a una fuente tipo momento tensor, la cual produce un sismo de magnitud $M_w = 3,2$. En este modelo se disponen seis (6) estaciones receptoras de la señal sísmica, localizadas en el valle del Río Chama (S5), al borde del talud (S4-S6), en la parte media de la meseta (S3), en la cima de la colina ubicada entre los sectores de Santa Rosa y el Centro Comercial Alto Prado (S2) y en el sector de Santa Rosa (S1), figuras 3.16 y 3.17.

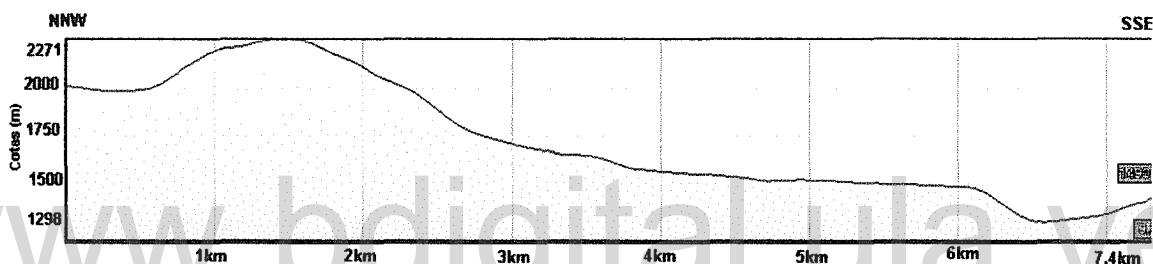


Figura 3.16. Perfil transversal de la Meseta de la ciudad de Mérida, modelo 3 – 2D. Elaborado utilizando google earth.

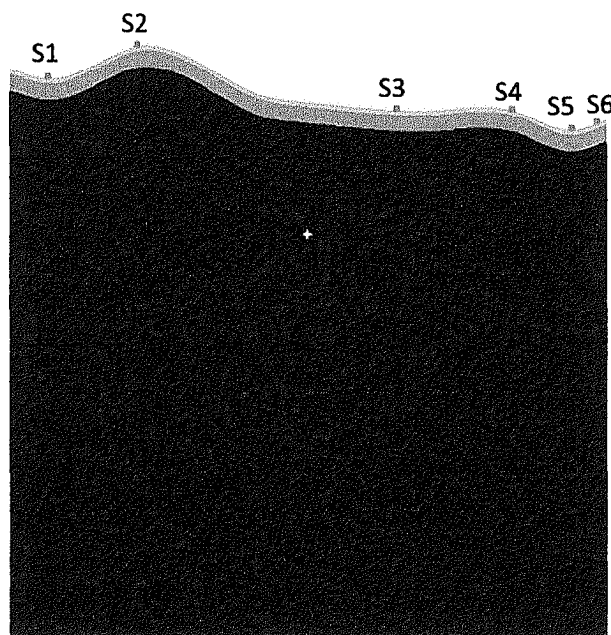


Figura 3.17 Modelo 3 – 2D. Los puntos verdes representan la localización de las estaciones receptoras, la cruz de color amarillo corresponde al foco de la señal sísmica.

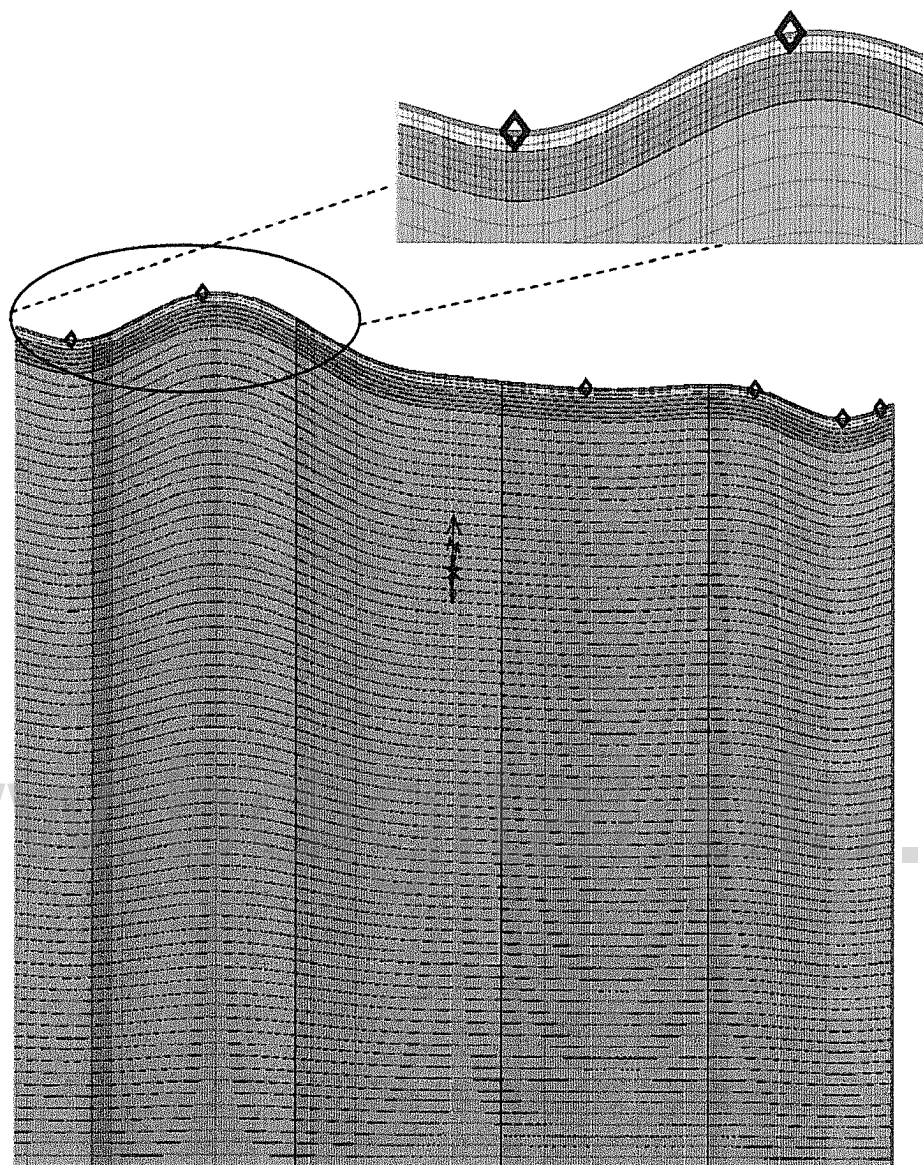


Figura 3.18. Mallado del modelo 3 - 2D integrado por 26250 elementos. Los diamantes de color negro localizados en la superficie representan las estaciones receptoras y los vectores de color negro localizados en la capa roja representan la excitación sísmica. La imagen superior derecha muestra en detalle el mallado en las capas superficiales.

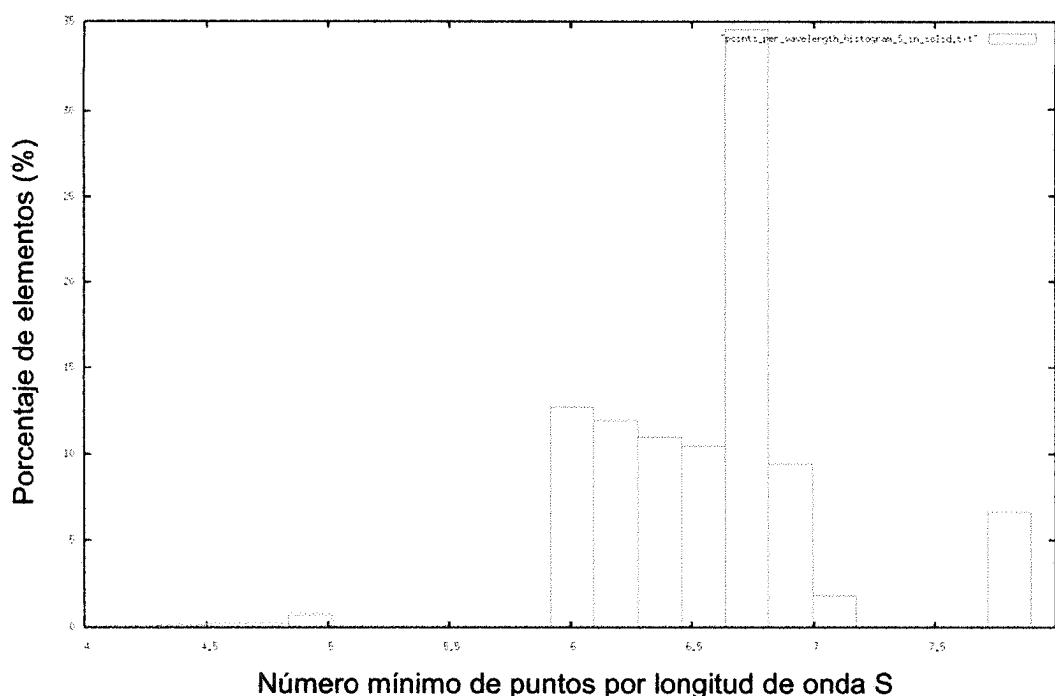


Figura 3.19. Histograma de frecuencia sobre el número de puntos por longitud de onda para la malla de la figura 3.18. La mayoría de los elementos tienen un número de puntos por longitud de onda entre 6 y 8 puntos.

La figura 3.18 y 3.19 corresponde al mallado asignado al modelo 3 integrado por 26250 elementos y su respectivo histograma de frecuencia, los elementos de la capa más superficial tienen un tamaño de 20 m. x 20 m., las dimensiones de los elementos de la capa intermedia es de 30 m. x 30 m., mientras que las capas más profundas tienen elementos de 38 m. x 38 m. y 90 m. x 90 m. para la capa más profunda y el basamento respectivamente.

3.2.3 Modelo 4 – 2D

El perfil tiene una dirección SW – NE, sus coordenadas UTM iniciales y finales son 252811 - 944934, 266256 - 951492 va desde el terminal del Trolebús en Ejido hasta el Arenal, con una longitud de 15 km aproximadamente (figura 3.20) y una profundidad de 7 km; la fuente sísmica de magnitud $M_w=3,2$, corresponde a una fuente tipo momento tensor actuando a 2,2 km de profundidad, cuyas coordenadas son 259520 - 948203. Al igual que el perfil anterior se disponen de 12 estaciones receptoras de la señal sísmica, identificadas como pequeños recuadros verdes en figuras 3.21 y pequeños diamantes de color negro en la figura 3.22. La rejilla de este modelo está integrada aproximadamente 56000 elementos, la

distribución de los diferentes tamaños de elementos en la malla es la misma que la descrita para el modelo 3 – 2D.

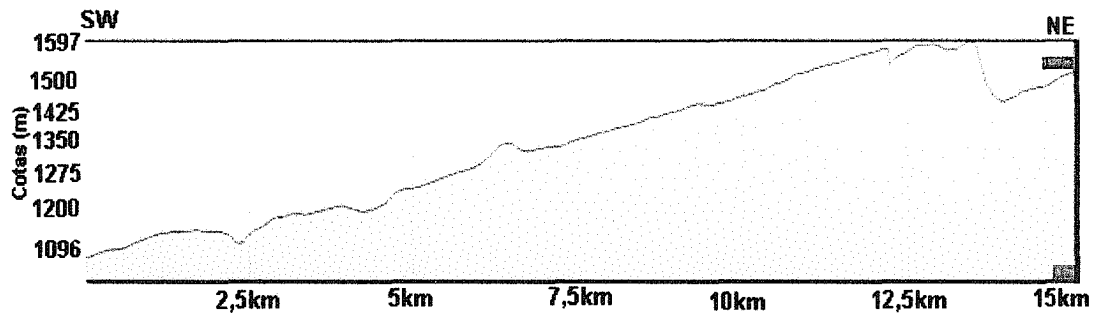


Figura 3.20. Perfil longitudinal de la Meseta de la Ciudad de Mérida, modelo 4 – 2D.
Elaborado utilizando google earth



Figura 3.21. Modelo 4 – 2D. Los puntos verdes representan la localización de las estaciones receptoras, la cruz de color amarillo corresponde al foco de la señal sísmica.

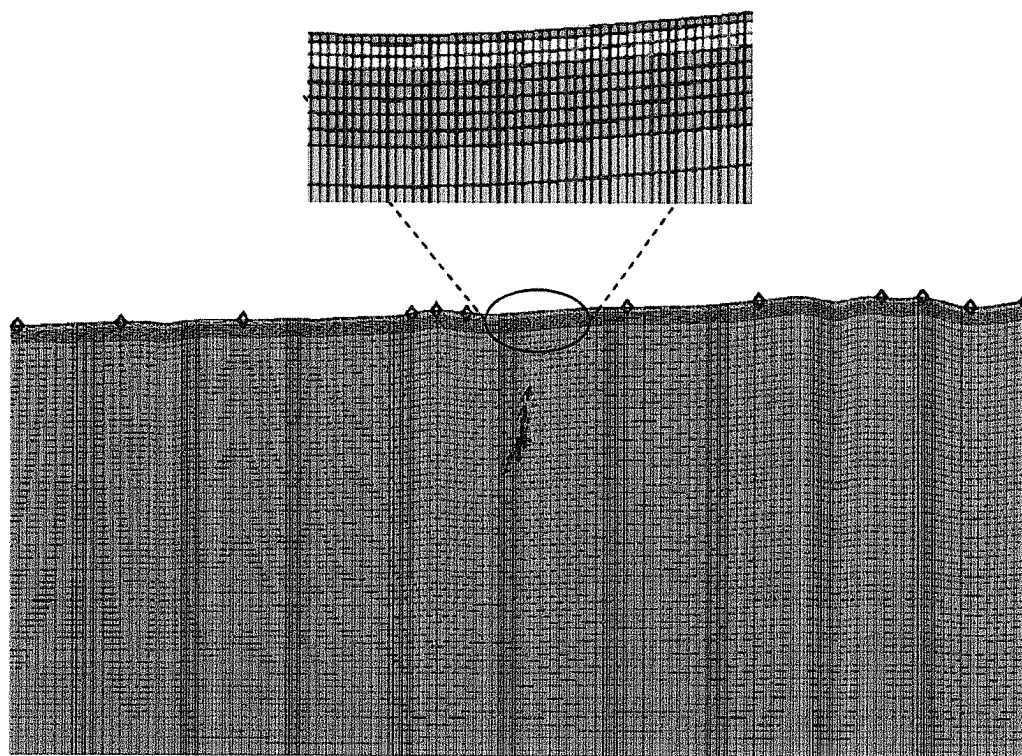


Figura 3.22. Mallado del modelo 4 – 2D. Los diamantes de color negro localizados en la superficie representan las estaciones receptoras y los vectores de color negro localizados en la capa roja representan la fuente. En la parte superior de esta imagen se muestra a detalle el mallado de las capas superiores del modelo. La malla contiene aproximadamente 56000 elementos.

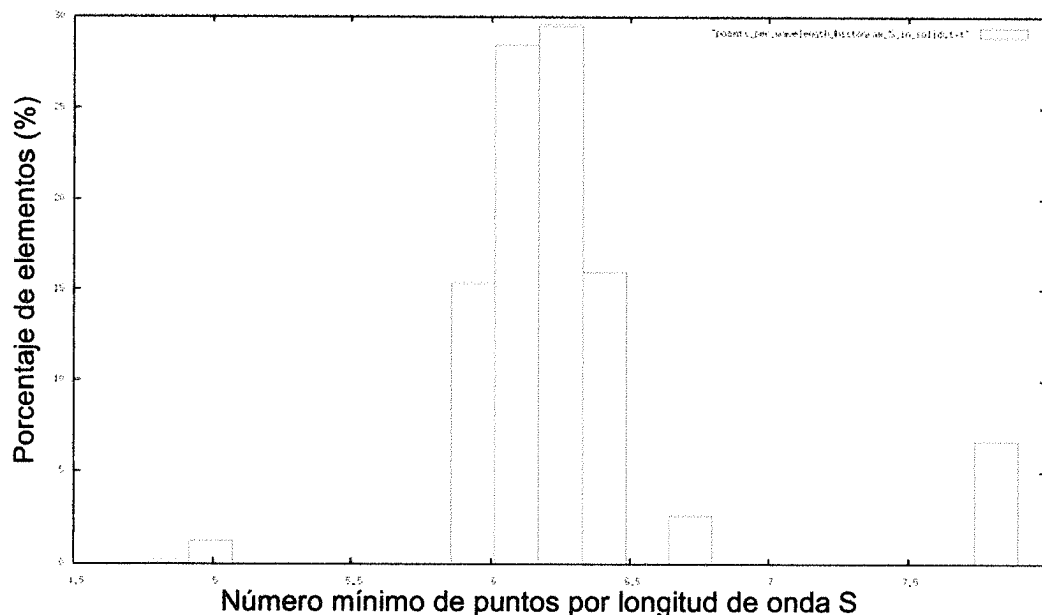


Figura 3.23. Histograma de frecuencia del número de puntos por longitud de onda para la malla de la figura 3.22, un porcentaje importante de elementos tienen entre 6 y 6,5 puntos por longitud de onda.

3.3 Descripción de los archivos de parámetros para los modelos bidimensionales

3.3.1 Archivo de parámetros Par_file

Está conformado por una serie de etiquetas o “flags” que se encargan de controlar la simulación, en este último archivo debe ajustarse una serie de parámetros tales como: tipo de simulación, número de procesadores que realizarán los cálculos (1 para el caso de utilizar un solo procesador, simulación serial), tiempo del paso (Δt), número de fuentes, número de receptores y las coordenadas iniciales y finales de dichos receptores, tipo de sismograma que se desea obtener como resultado (desplazamiento, velocidad o aceleración) valores de densidad, velocidad de onda P y S, factor Q de atenuación de cada uno de los materiales presentes en el modelo así como también se ajustan los parámetros en caso de utilizar el mallador interno del código o un mallador externo (en este trabajo se utilizó el mallador interno XMESHFEM2D) y se fija el tipo de condición absorbente, finalmente se indica el número de elementos espectrales en la dirección horizontal.

3.3.2 Archivo de interfaces

Para crear este archivo se debe elaborar el perfil topográfico 2D de la zona en interés, para esto se utilizan programas como 3DEM y/o Google Earth o cualquier otro que permita crear un perfil topográfico. Una vez creados dichos perfiles se determinan en los mismos las coordenadas x , y , en cada punto donde el relieve se muestre abrupto; esto permite conformar el archivo de interfaces, en el cual se especifica la topografía del área, indicada a través de las distancias horizontales y las cotas determinadas previamente en los perfiles, además se incluye al final de este fichero, el número de elementos espectrales en la dirección vertical que conforma cada capa, este archivo también debe reposar en el directorio /Data y es invocado desde el archivo Par_file. La figura 3.24 muestra la configuración del archivo interfaces.

```
# number of interfaces
5
#
# for each interface below, we give the number of points and then x,z for each point
#
# interface number 1 (bottom of the mesh)
2
0 0
7000 0
# interface number 2
2
0 13950
7000 13950
# interface number 3
2
0 14550
7000 14550
# interface number 4
2
0 14850
7000 14850
# interface number 5 (topography, top of the mesh)
11
0 14730
450 14620
1500 15000
2400 14710
2800 14490
3600 14330
5000 14250
6010 14210
6600 14010
6920 14098
7000 13130

# for each layer, we give the number of spectral elements in the vertical direction
#
# layer number 1 (bottom layer)
93
# layer number 2
4
# layer number 3
2
# layer number 4 (top layer)
1
```

En esta área se indica el número total de capas que conforma el el modelo. Posteriormente por cada capa debe indicarse el número de puntos que la conforman y las coordenadas x,y de cada punto.

En esta zona se indica en número de elementos en la dirección vertical

Figura 3.24. Ejemplo de un archivo de interfaces para un modelo conformado por cinco capas, las primeras 4 interfaces (en dirección ascendente son planas y horizontales), la quinta capa representa la topografía del área.

3.3.3 Archivo de parámetros SOURCE

Una vez constituido el archivo Par_file se conforma el archivo SOURCE, encargado de la excitación sísmica, en el cual se especifican las coordenadas x, z de la fuente, tipo de fuente (fuerza elástica o momento tensor), tipo de función a utilizar para la simulación (Dirac, Heaviside, Gaussian entre otras). Si se desea utilizar el momento tensor sísmico como excitación sísmica se debe incluir las componentes de dicho momento tensor (M_{xx} , M_{zz} , M_{xz}). Los archivos Par_file, Source e interfaces deben localizarse en el sub_directorio /Data, el archivo interfaces es necesario incluirlo solamente si se usa el mallador interno del código (ver el manual del código en la siguiente dirección <http://www.geodynamics.org/cig/software/specfem2d> para mayores detalles).

3.4 Validación de los modelos bidimensionales

Con el objeto de validar los resultados obtenidos en los modelos bidimensionales, se construyen los espectros de respuestas elásticos al 5% de amortiguamiento a partir de la componente horizontal de los acelerogramas sintéticos, conseguidos en las diferentes estaciones receptoras establecidas para el modelo 3 - 2D; se utiliza para esto la licencia académica del software SeismoSignal versión 5.1.0., y los valores de aceleración obtenidos para este modelo. Las aceleraciones espectrales logradas a través de este programa seguidamente se normalizan utilizando una hoja de cálculo excel y posteriormente se grafican en matlab, obteniéndose el espectro de respuesta elástico normalizado y la función de transferencia de la señal. El programa SeismoSignal se descarga desde la dirección electrónica <http://www.seismosoft.com/en/Download.aspx>.

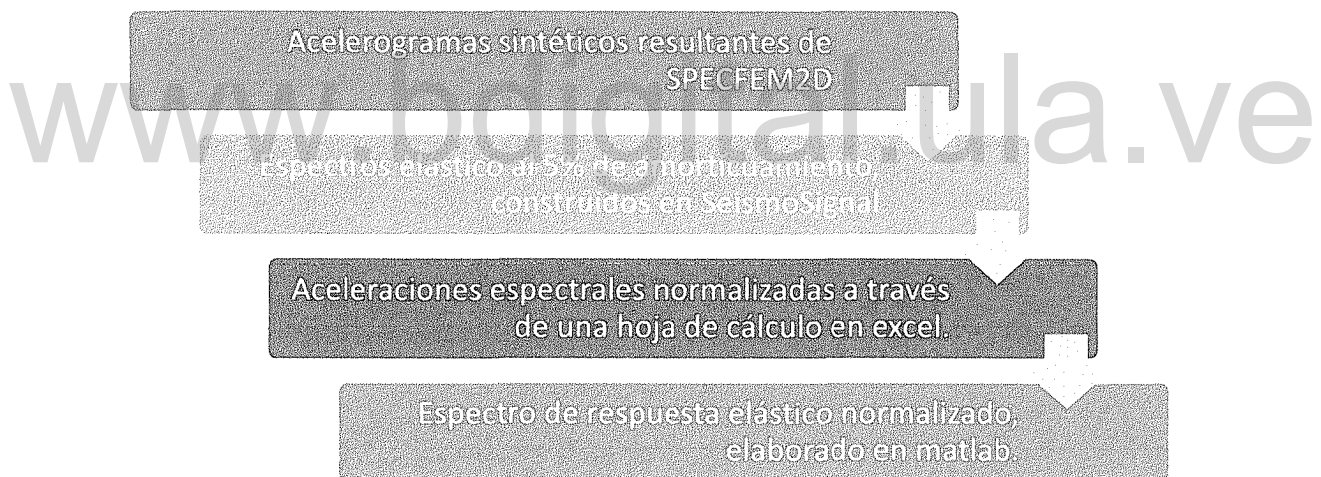


Figura 3.25. Pasos para construir el espectro elástico de respuesta normalizado.

3.5 SPECFEM3D

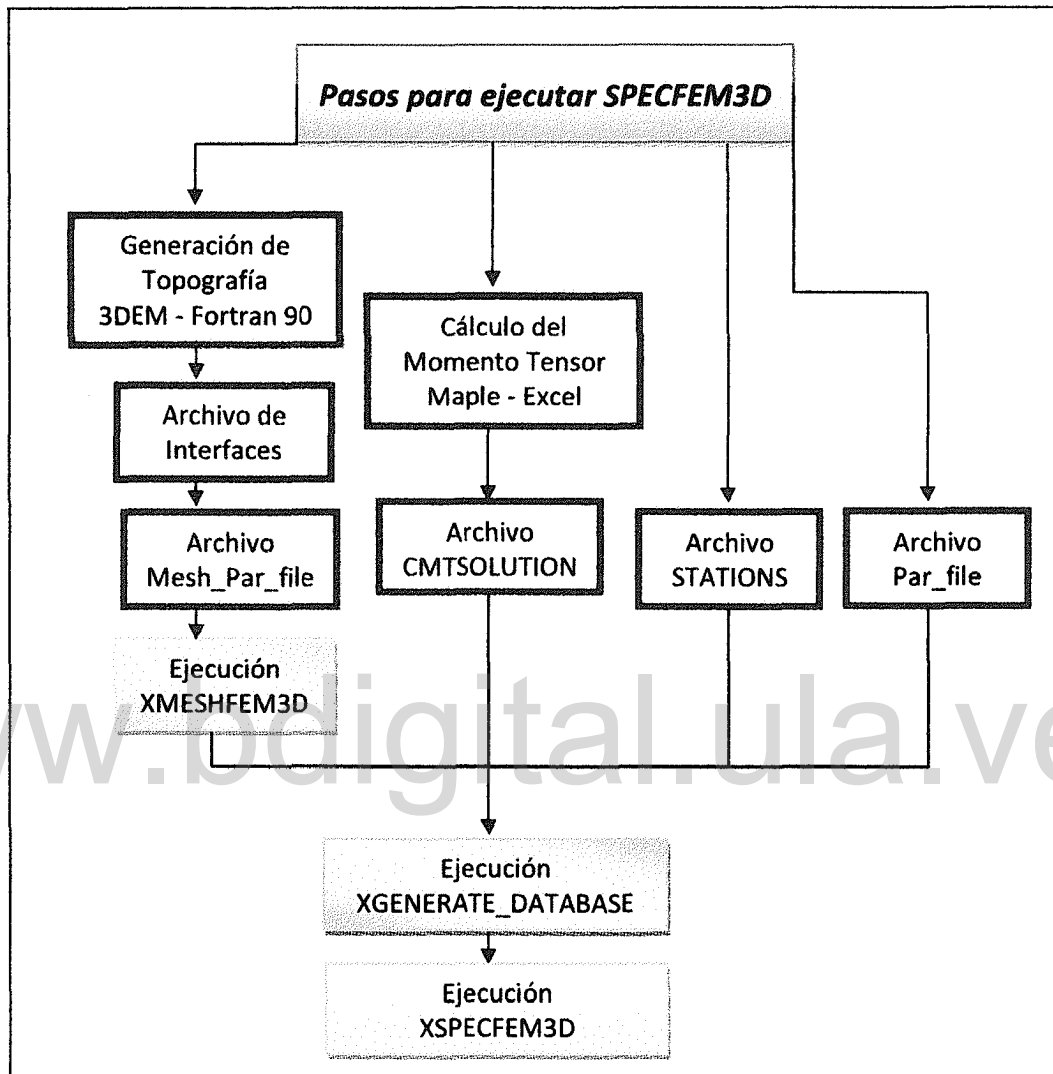


Figura 3.26. Pasos para ejecutar SPECFEM3D

La metodología aplicada para el desarrollo de los modelos tridimensionales se fundamenta en tres etapas principales; durante la primera etapa se genera la topografía del área a simular, a partir de una imagen satelital de la Ciudad de Mérida en formato *.dem, para esto se utilizan programas como 3DEM y fortran 90. El software 3DEM permite delimitar el área y crear seguidamente dos archivos que corresponden a una matriz de datos en formato .txt y otro archivo con extensión .hdr, estos archivos contienen información de las elevaciones del terreno de la zona seleccionada, información que posteriormente es

usada a través de un programa escrito bajo fortran 90, el cual permite ordenar los datos de la topografía según un formato específico (archivo interfaces) que es leído por el mallador interno (meshfem3D) del código SPECFEM3D.

La segunda etapa de esta investigación corresponde al cálculo del tamaño del elemento que conforma la malla del modelo y al número de elementos que integran la malla en cada dirección; en este trabajo los modelos tridimensionales fueron generados utilizando computación paralela, para lo cual se hizo uso del cluster perteneciente al Centro de Cálculo Científico de la ULA (CeCalCULA), conjuntamente, se calcula el momento tensor sísmico que permite simular la excitación sísmica a la cual el modelo será sometido; finalmente en la tercera etapa se generan los archivos de parámetros Mesh_Par_file, Par_file, "STATIONS" y "CMTSOLUTION" necesarios para crear la malla y para ejecutar propiamente el código SPECFEM3D.

El momento tensor sísmico de la Falla de Boconó, se calcula utilizando programas como Excel y Maple, para lo cual se utilizan las expresiones analíticas descritas en la sección anterior (ver ecuaciones 2.29 y desde la 2.34 hasta la 2.39) las cuales permiten determinar en primer lugar el momento sísmico y posteriormente en función de dicho valor se halla cada componente del momento tensor, los valores dados en la tabla 3.3 son utilizados en el cálculo. Cabe destacar que los parámetros deducidos para el momento tensor son los que integran el archivo CMTSOLUTION, indispensable para que el software pueda correr y el cual debe reposar en el sub_directorio /Data.

Tabla 3.3. Parámetros utilizados en el cálculo aproximado del Momento Tensor de la Falla de Boconó

Rigidez μ (Dy/cm ²)	Desplazamiento D (cm)	Área de falla		Buzamiento δ	Rumbo ϕ_f	Dirección de Desplazamiento λ
		Longitud cm	Profundidad cm			
$1,372 \times 10^{11}$	0,1	965600	1000000	$78^\circ = 1,36\text{rad}$	$45^\circ = 0,785\text{rad}$	0°

De esta forma se tienen las componentes del momento tensor sísmico considerando, por ejemplo, según la tabla previa un desplazamiento relativo en la zona de falla de 0,1 cm y un área de falla de $96,56 \text{ km}^2 \approx 9,656 \times 10^{11} \text{ cm}^2$, esta área es aproximada y se estima considerando la longitud de la diagonal principal del modelo 2 - 3D (ver línea azul en fig 3.26) y considerando una profundidad de 10 km; la rigidez del medio corresponde a un valor teórico tomado del MOP, 1976.

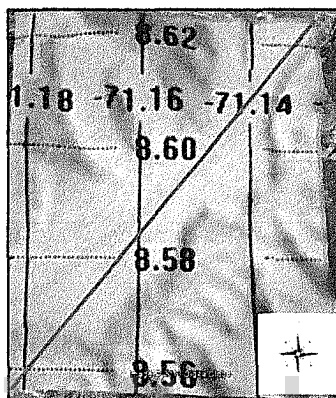


Figura 3.27. Imagen satelital de la Ciudad de Mérida. La longitud de la diagonal azul es utilizada para determinar el área de la falla en ese tramo.

Al utilizar el código SPECFEM3D, el momento sísmico debe darse en unidades de dinas por centímetro, mientras que en SPECFEM2D las unidades de dicha magnitud deben darse en newton por metro.

3.5.1 Descripción de los modelos tridimensionales

3.5.1.1 Modelo 1 – 3D

Este modelo de coordenadas UTM 260952 – 946878, 263842 - 951801, no incluye topografía, de dimensiones 4,923 km x 2,890 km y una profundidad de 15 km, está conformado por un solo material con una densidad igual a 2534 kg/m^3 ; 5000 m/s y 3000 m/s para las velocidades de onda longitudinal y onda de cizalla respectivamente; con un tamaño de elemento de 300 m. aproximadamente, lo que le confiere un mallado regular. La excitación sísmica se aplica a una profundidad de 6 km y las coordenadas UTM del epicentro son 262397 - 949339; se utiliza excitaciones sísmicas de magnitud $M_w=4,0$ con la finalidad de evaluar la polaridad de las ondas sísmicas registradas en las estaciones

localizadas al norte, sur, este y oeste de la fuente sísmica (figura 3.28), cada estación receptora se encuentra a una distancia de 600 m del epicentro. Este modelo se genera usando solo dos procesadores ya que está conformado por un solo material. Las figuras 3.29 y 3.30 muestran la malla integrada por aproximadamente 6000 elementos espectrales y su histograma de frecuencia, este último gráfico exhibe la distorsión de los elementos, la cual debe ser inferior a 0,75 (SPECFEM3D – User manual, 2012, p. 14).

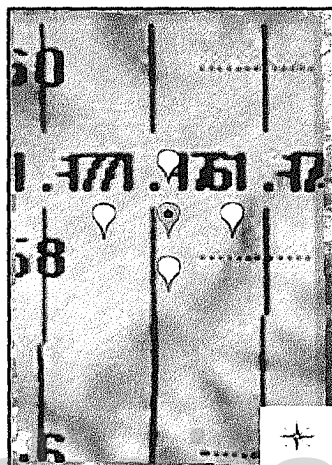


Figura 3.28. Localización de la excitación sísmica (ícono verde) y de las estaciones receptoras de las señales sísmicas (íconos blancos) todas las estaciones receptoras se encuentran a 600 m. de distancia del epicentro.

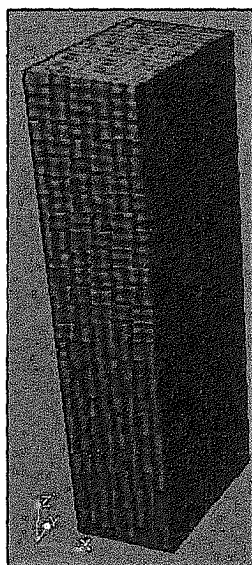


Figura 3.29(a). Vista general de la malla asignada al modelo sin topografía

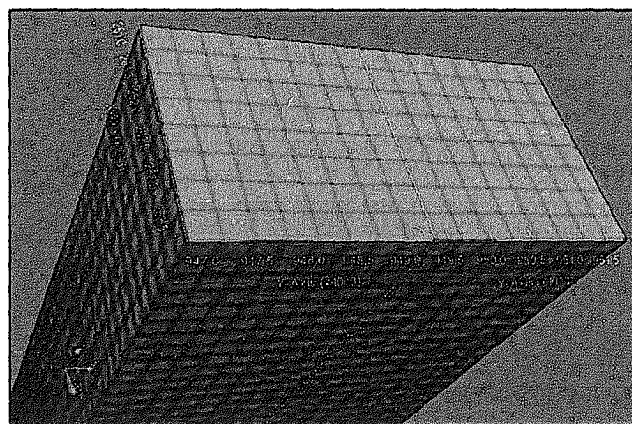


Figura 3.29(b).Detalle de la malla asignada al modelo sin topografía, todos los elementos presentan un mismo tamaño (malla regular), debido a que el modelo está conformado por un único material

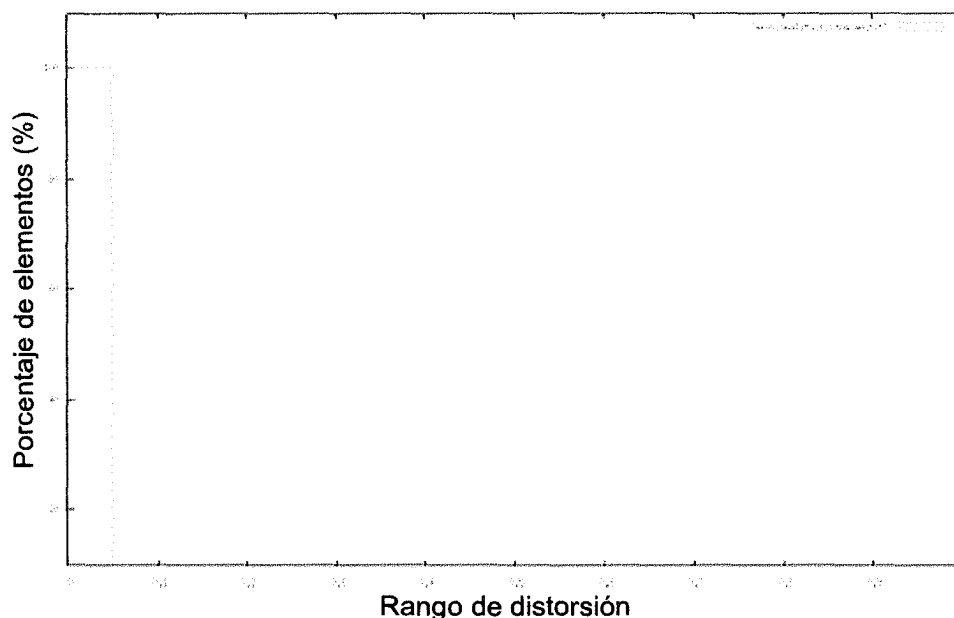


Figura 3.30. Histograma de frecuencia de la calidad de la malla del modelo 1- 3D, en el eje de abscisas se tiene el porcentaje de elementos y en el eje de ordenadas el rango de angularidad de los elementos, el cual debe ser inferior a 0,75. En el caso del modelo uno, se tiene una malla regular, todos los elementos poseen el mismo tamaño, por tanto no hay distorsión en ellos.

3.5.1.2 Modelo Dos – 3D

Este modelo de dimensiones 7,470 km x 6,120 km y 25 km de profundidad, se caracteriza por incluir la topografía, y estar constituido por materiales de diferente edad geológica, distinta densidad y diferentes velocidades de onda longitudinal y de cizalla (ver tabla 3.2 a principios de este capítulo, p. 45), por lo cual la malla asignada al mismo corresponde a una rejilla irregular; los elementos de las capas más superficiales del modelo tienen tamaño de 50 m. x 50 m., 80 m. x 80 m., 150 m. x 150 m. y 200 m. x 200 m., para la capa más profunda. El modelo delimitado por las coordenadas UTM 259740 – 946530; 265860 - 954000, y sometido a excitaciones sísmicas de distintas magnitudes; cuya ubicación y profundidad varían dentro del modelo. Por tal motivo durante el proceso de simulación las dimensiones y los parámetros geomecánicos de los materiales que lo conforman se mantienen constantes, cambiando sólo la localización, profundidad y las componentes del momento tensor sísmico, con lo cual se consigue variar la magnitud de la señal que produce la excitación. Se localizan receptores al borde de la meseta de Mérida limitada por el río Chama, en las zonas de piedemonte, a mitad de terraza y en las áreas de contacto de distintos materiales geológicos. La posición de los receptores, se debe al interés

en conocer la amplificación que pueden experimentar las ondas sísmicas considerando aspectos como la topografía, la distancia fuente - receptor, composición litológica del medio y el espesor de sedimentos. Este modelo se genera usando treinta (30) procesadores; para esto se calcula el número de elementos en cada dirección (X,Y) del modelo, este cálculo está relacionado con el número de procesadores que integran el cluster, esto es:

$$\begin{aligned} \text{NEX_XI} &= 8 \times \text{múltiplo de NPROC_XI} \\ \text{NEX_ETA} &= 8 \times \text{múltiplo de NPROC_ETA} \end{aligned}$$

En donde NEX_XI y NEX_ETA corresponde al número de elementos espectrales en las direcciones X y Y respectivamente y de manera análoga NPROC_XI y NPROC_ETA corresponde al número de procesadores en las direcciones X y Y que son utilizados para calcular la malla y correr el código.

El cluster perteneciente a CeCalCULA está conformado por 8 nodos y cada uno de ellos contiene 5 procesadores; por lo tanto se tenía un máximo de 40 procesadores para correr los modelos 3D.

De este modo por ejemplo para ejecutar un modelo que tenga unas dimensiones en planta de 7,470 km x 6,120 km, y el tamaño de los elementos más pequeños sea igual a 50 metros en la superficie, se tendrá:

$$\begin{aligned} 7.470/50 &= 149,4 \longrightarrow \text{NEX_XI} \approx 149 \\ 6.120/50 &= 122,4 \longrightarrow \text{NEX_ETA} \approx 122 \end{aligned}$$

Se considera la parte entera del cociente obtenido y posteriormente este valor debe aproximarse a un número igual o menor al producto de 8 por un múltiplo del número de procesadores en cuyo caso el producto de NPROC_XI y NPROC_ETA no debe sobrepasar el número total de procesadores que disponga el cluster; así por ejemplo 18 es múltiplo de 6 y 15 es múltiplo de 5; por lo tanto para este modelo se usa un total de 30 (6 x 5) procesadores para correr el código; 6 procesadores se encargan de calcular los elementos en la dirección “x” y 5 procesadores calculan los elementos en la dirección “y”.

$$\text{NEX_XI} = 144 = 8 \times 18$$

$$\text{NEX_ETA} = 120 = 8 \times 15$$

Realizado este cálculo se configura el archivo de parámetros Mesh_Parfile el cual conjuntamente con el fichero interface debe reposar en el sub_directorio /Data/Meshfem3D/, este archivo permite generar la malla al ejecutar el programa XMESHFEM3D desde el sub_directorio /bin (para mayor detalle ver manual de usuario en la dirección <http://www.geodynamics.org/cig/software/specfem3d>).

La disposición de las estaciones receptoras y de las distintas fuentes usadas se presenta en la figura 3.31. La malla de este modelo está conformada por 543200 elementos aproximadamente las figuras 3.32 (a) y 3.32 (c) representan dos perspectivas distintas de la malla, tratan de destacar el cambio gradual de las dimensiones del modelo en profundidad, mientras que la figura 3.32 (b) muestra la malla en planta y resalta una pequeña área azul, a la cual se le asignó propiedades de material con menor rigidez. El histograma de frecuencia para esta rejilla muestra porcentajes diferentes de elementos con distintas distorsiones, las cuales de forma general son inferiores 0,75.

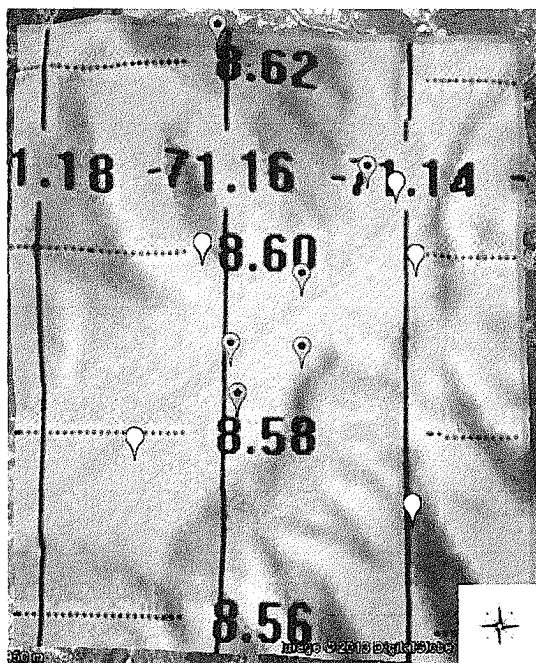


Figura 3.31. Imagen del área del modelo 2 – 3D, con la localización de las estaciones receptoras (íconos blancos y rojos) y de las excitaciones sísmicas (íconos verdes) utilizadas en la simulación.

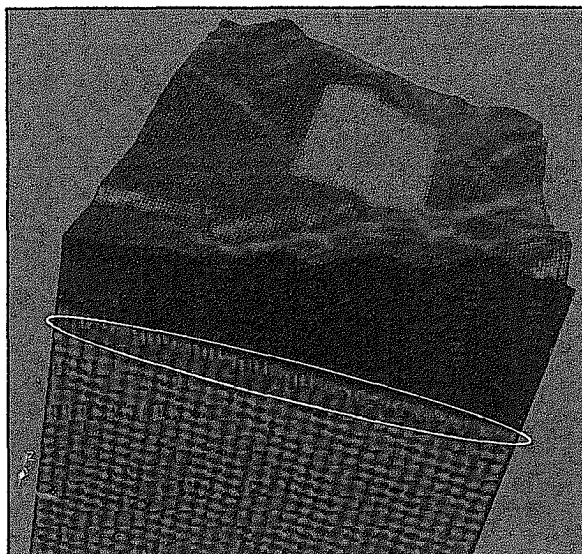


Figura 3.32(a). Imagen de la malla asignada al modelo, integrada por 543200 elementos note el tamaño de los elementos en profundidad, en superficie y la transición de los elementos señalados por el óvalo.

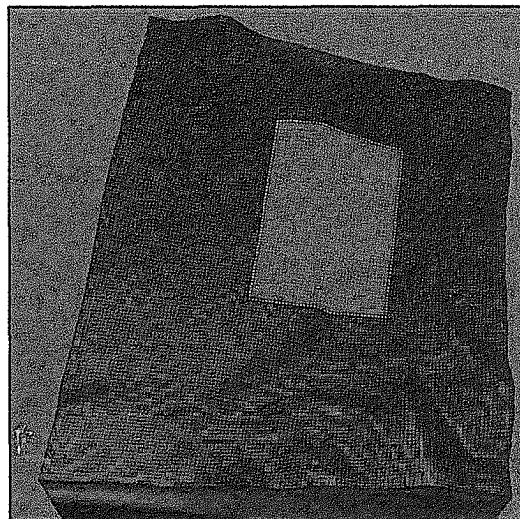


Figura 3.32(b). Vista del tamaño de los elementos en superficie, el recuadro de color azul representa la zona conformada por material poco consolidado, depósito tipo terraza, el área adyacente está constituida por Gneis de la Asociación Sierra Nevada.



Figura 3.32(c) Observe el cambio gradual en el tamaño de los elementos. Hacia el fondo más grandes, hacia la superficie más pequeños.

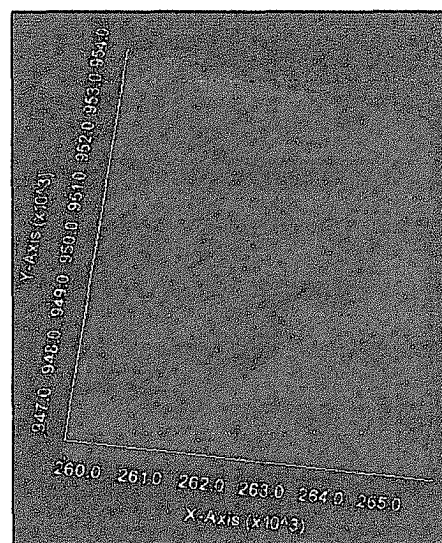


Figura 3.32(d) Vista en planta del modelo con la topografía de la zona.

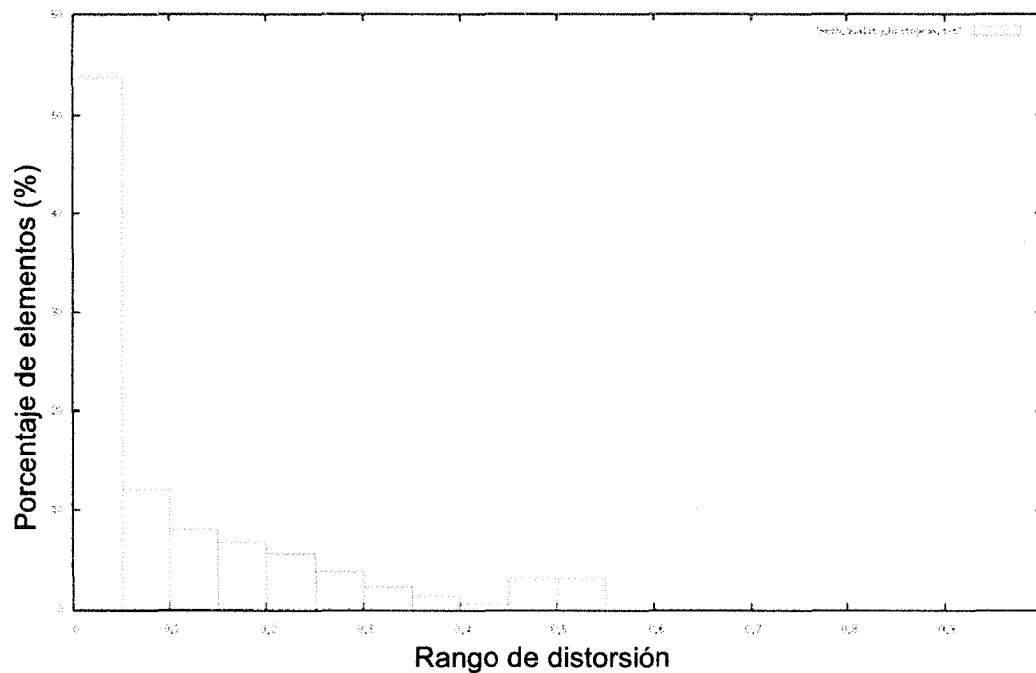


Figura 3.33. Histograma de frecuencia de la calidad de la malla del modelo 2 – 3D, en el eje de abscisas se tiene el porcentaje de elementos y en el eje de ordenadas el rango de angularidad de los elementos, el cual debe ser inferior a 0,75. Este modelo está conformado por elementos de diferente tamaño, conformando una rejilla irregular, sin embargo el rango de angularidad entre ellos está por debajo de 0,6.

3.5.2 Descripción de los archivos de parámetros para los modelos tridimensionales

3.5.2.1 Archivo de parámetros Mesh_Par_file

El archivo de parámetros Mesh_Par_file contiene información que será utilizada para crear la malla del modelo en caso de que se utilice el mallador interno XMESFEM3D del código, en esta investigación se utiliza dicho mallador para todas las simulaciones que se realizan; este fichero debe reposar en el subdirectorio in_data_files/meshfem3D_files y está constituido por una serie de etiquetas o “flags” que permiten delimitar el modelo, definir el número de elementos espectrales que lo conforman en las direcciones X, Y; precisar el número de materiales que contiene y especificar las características geomecánicas de los mismos, como son densidad, velocidades de onda P y S, y factor de atenuación Q; a su vez debe indicarse en este archivo el nombre del registro que contiene información sobre la topografía de la zona (archivo interfaces) y el número de capas y de elementos

espectrales que conforman el modelo en la dirección Z, este último también debe localizarse en la ruta descrita inicialmente.

3.5.2.2 Archivo de parámetros Par_file

El fichero Par_file al igual que el Mesh_Par_file está conformado por una serie de etiquetas o “flags” que definen características propias que utiliza el calculador o “solver” de SPECFEM3D, a diferencia del archivo anteriormente expuesto, éste último es necesario para la ejecución del código (independientemente si se usa o no el mallador interno) en él se definen parámetros como: zona UTM de la región en estudio, número de procesadores que se encargan de correr el software, en caso de que se use computación paralela para la simulación, además de establecer otras características como atenuación, anisotropía, generación de archivos de películas y “shakemap”; es importante tener presente que tanto los archivos de películas y los “shakemap” se producen siempre y cuando la etiqueta half_duration del archivo CMTSOLUTION tenga un valor distinto a cero, de lo contrario se producirá un mensaje de error durante la ejecución del calculador.

3.5.2.3 Archivo de parámetros CMTSOLUTION

En este archivo, se definen las componentes del momento tensor, su localización geográfica, su profundidad (en kilómetros), el “half duration” y el “time shift” de la señal sísmica. En esta investigación todas las simulaciones efectuadas usaron half duration=0.0 y time shift=0.0 (este parámetro si es distinto a cero el calculador no corre; ver SPECFEM3D-V2.0.0, manual de usuario p. 21). El formato de este fichero está basado en el catálogo Harvard CMT; esencialmente los datos que utiliza el programa de este archivo son desde la etiqueta “time shift” hacia abajo (figura 3.33), las primeras dos líneas no aportan información valiosa para la corrida, sin embargo se sugiere no suprimirlas ya que SPECFEM es muy riguroso con la lectura de los datos.

Figura 3.34. Formato del fichero CMTSOLUTION, tomado de SPECFEM 3D Manual de usuario, modificado por G. Sosa.

En este archivo se listan todas las estaciones receptoras de la señal sísmica, por cada estación receptora se generan los sismogramas sintéticos (registros de aceleración, velocidad y desplazamiento en el tiempo) en las direcciones x,y,z. En este archivo se indican la estación y red sismográfica, latitud y longitud que pueden ser dadas en coordenadas geográficas ó UTM y elevación o profundidad de la estación en metros.

Es importante resaltar que se debe tener consistencia al momento de suministrar los datos en los distintos archivos de parámetros que necesita el código para correr, así por ejemplo, si se delimita un modelo mediante coordenadas UTM en el archivo Mesh_Par_file, es necesario que las coordenadas de las estaciones receptoras en el fichero STATIONS y las coordenadas de la fuente sísmica en el archivo CMTSOLUTION sean dadas todas en el mismo sistema, de lo contrario se generan errores durante la corrida.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1. Resultados de los Modelos Bidimensionales

A continuación se muestran algunos resultados logrados previamente con elementos de diferentes tamaños, mallas poco refinadas exhiben sismogramas con frecuencias más altas que aquellas constituidas por elementos de menor tamaño; por otra parte dependiendo del tipo de condición absorbente usada, la señal sísmica se atenúa o no; por tanto se presenta algunos registros obtenidos utilizando las condiciones absorbente: STACEY_ABSORBING_CONDITIONS (figura 4.1 y 4.5) y la condición PML_BOUNDARY_CONDITIONS (figura 4.2, 4.3 y 4.4); los registros logrados utilizando la primera opción no muestra atenuación de la señal sísmica, mientras que aquellos generados utilizando la segunda opción efectivamente manifiestan atenuación de su señal así como una disminución en su contenido frecuencial al disminuir el tamaño de los elementos en la malla de los modelos.

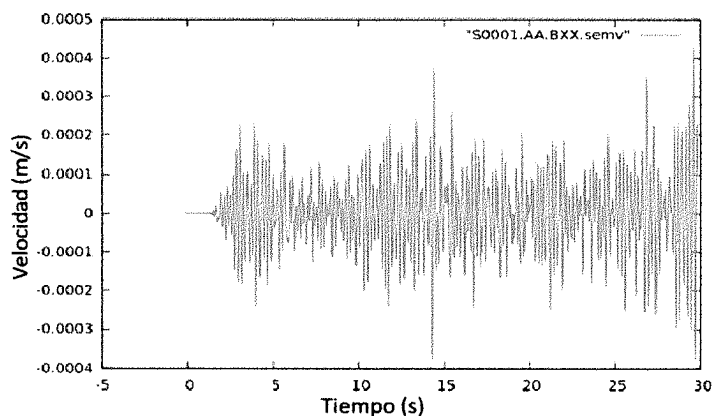


Figura 4.1. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 169 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente STACEY_ABSORBING_CONDITIONS, note como a pesar de la duración del registro la señal no se atenúa luego de 25 segundos.

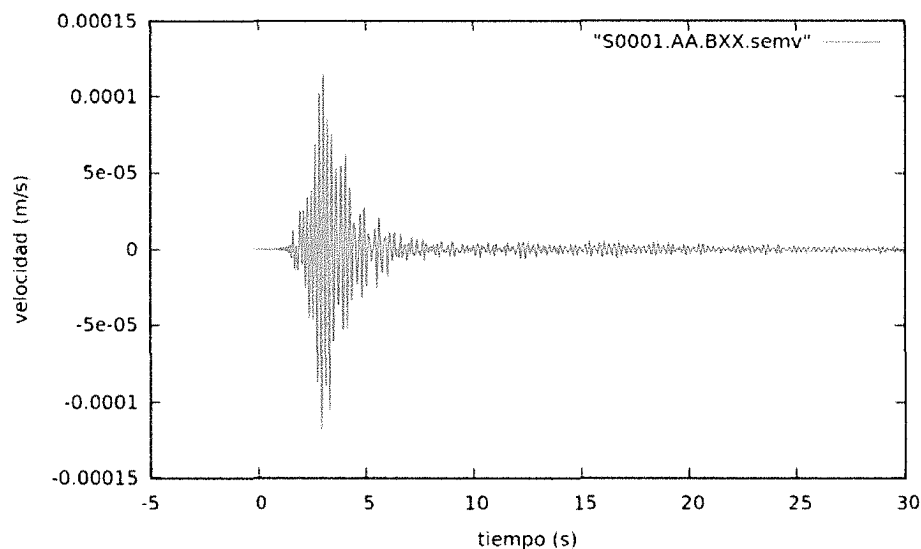


Figura 4.2. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 169 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS, note la diferencia entre esta imagen y la anterior en relación a la atenuación de la señal.

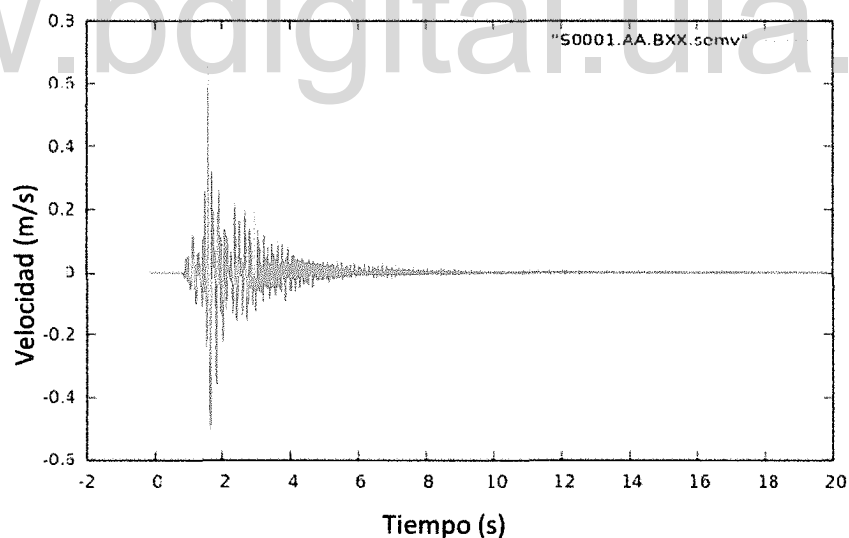


Figura 4.3. Sismograma obtenido para un modelo conformado por 2240 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS. Note como a partir de los 4 segundos la señal comienza a atenuarse.

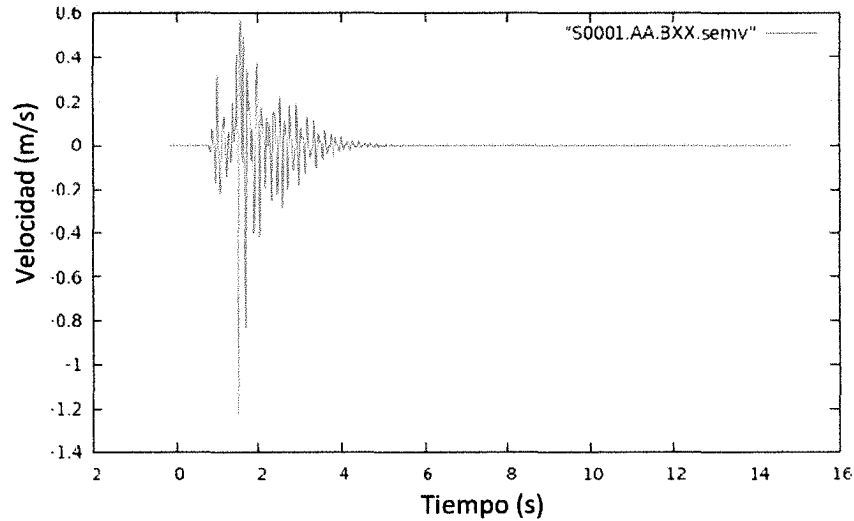


Figura 4.4. Sismograma obtenido para un modelo compuesto por 26250 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente PML_BOUNDARY_CONDITIONS. Una de las diferencias principales entre esta figura y la anterior radica en su contenido frecuencial, la frecuencia de esta figura que menor que en la figura anterior, por otra parte, la velocidad pico horizontal es ligeramente menor también en este caso.

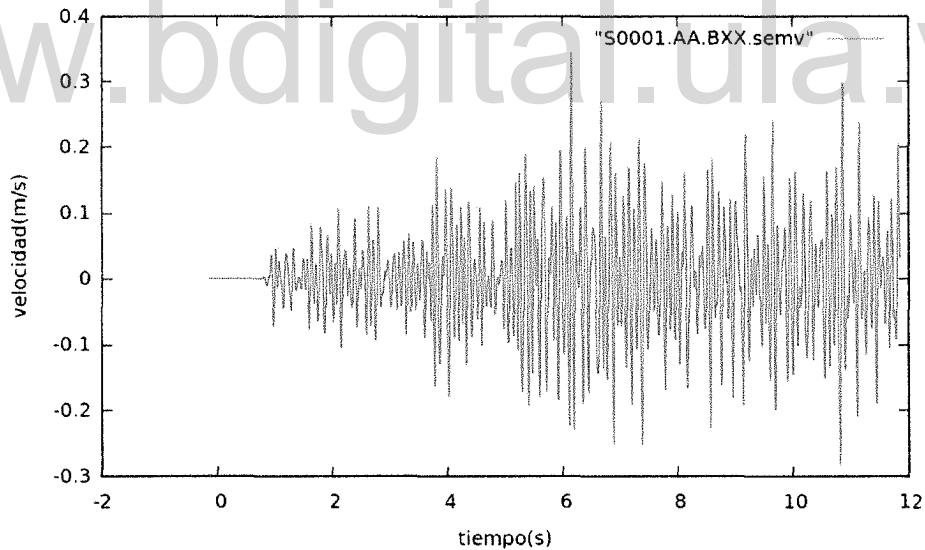


Figura 4.5. Sismograma obtenido para un modelo compuesto por 26250 elementos. El modelo utiliza en sus fronteras la condición absorbente STACEY_ABSORBING_CONDITIONS. Observe la diferencia entre esta figura y la anterior; ambas poseen el mismo número de elementos, la malla ha sido refinada y sin embargo la señal no se atenúa, debido al tipo de condición absorbente utilizada.

4.2. Modelo 1-2D y Modelo 2 – 2D

Se presenta seguidamente los resultados obtenidos para un modelo constituido por un solo material (figura 4.4) y posteriormente por varios materiales, en ambos casos no se incluye el relieve y se localizan tres estaciones receptoras a nivel superficial, dos estaciones se localizan a la misma distancia del foco, tanto a su izquierda como derecha y una tercera estación se ubica justo sobre el hipocentro. Es de interés conocer la amplificación de la señal producida por un sismo de magnitud $M_w=3,3$; y la cual es captada por receptores localizados en roca y sobre sedimento. Por estar conformado el modelo 1 – 2D por un solo material, la figura 4.6 muestra únicamente el registro de dos pulsos que corresponde a las llegadas de las ondas P y S a los receptores mientras que en la figura 4.7 se puede apreciar una mayor duración del registro como consecuencia de la existencia de otros materiales en el medio.

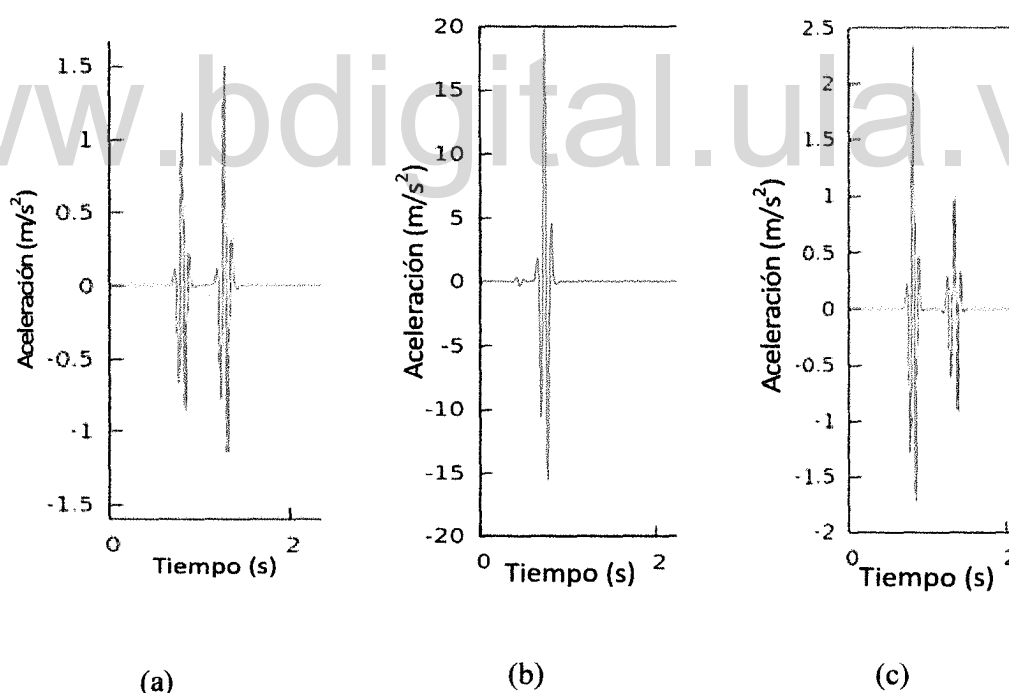


Figura 4.6. Acelerogramas obtenidos sobre roca, la figura a y c corresponden a los registros de las estaciones localizadas a la derecha e izquierda del foco mientras que la figura b representa el registro de la estación situada sobre el hipocentro.

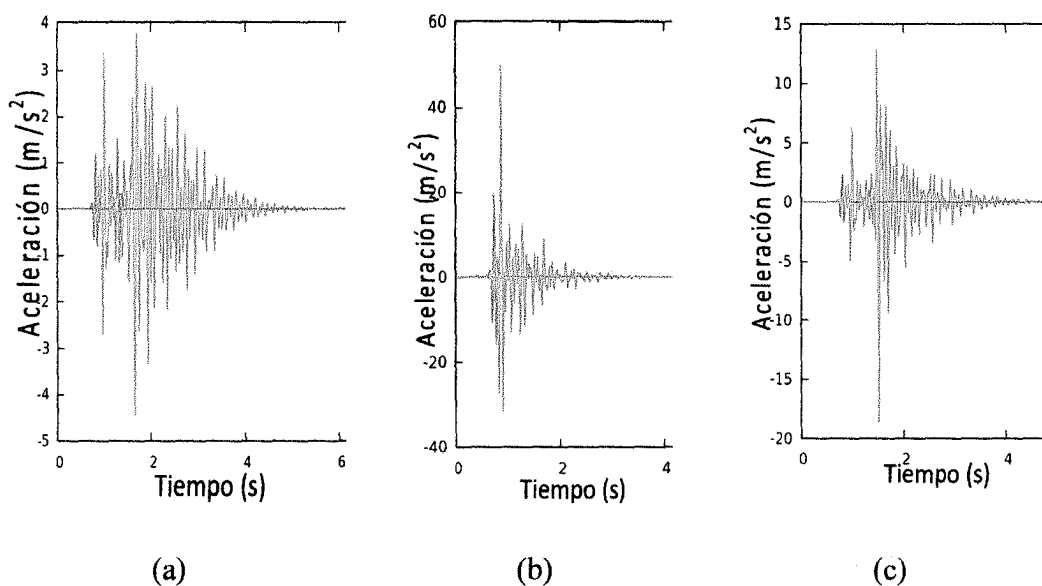


Figura 4.7. Acelerogramas obtenidos sobre sedimento (registros en rojo), la figura a y c corresponden a los registros de las estaciones localizadas a la izquierda y derecha del foco mientras que la figura b representa el registro de la estación situada sobre el hipocentro. Los registros en color verde corresponden a las mismas señales descritas en la figura 4.4, fueron solapadas para su comparación.

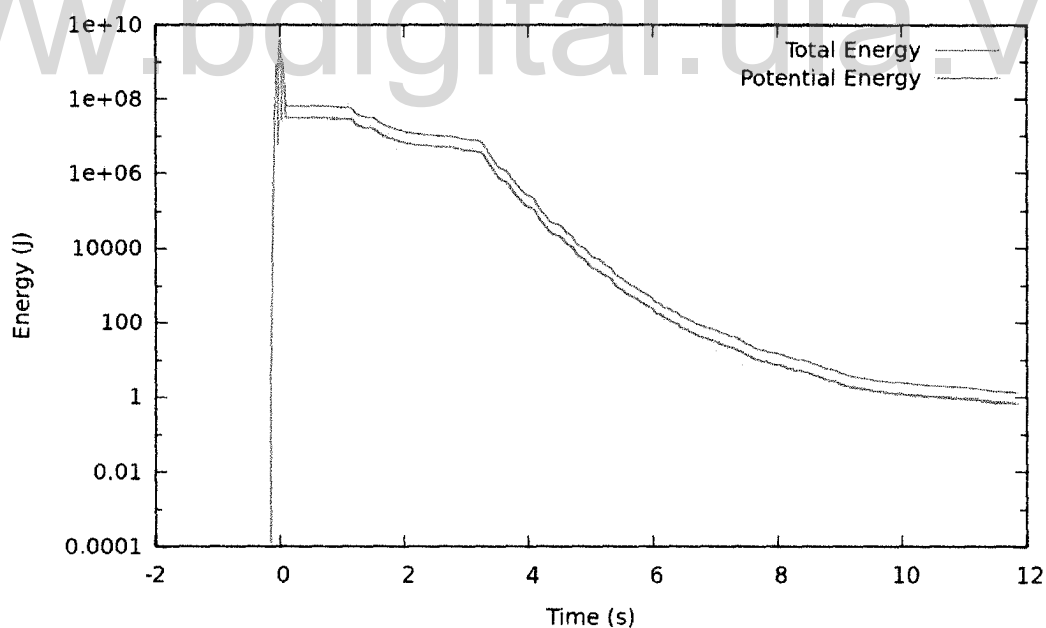


Figura 4.8. Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 2 – 2D. La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 1 Joule.

Tabla 4.1. Valores de aceleración y velocidad pico, componente horizontal para el
Modelo 1 – 2D conformado por un solo material

Estación	Aceleración pico en x (m/s ²)	Velocidad pico en x (m/s)
S1 (a la izquierda)	1,505	0,021
S2 (sobre el epicentro)	19,92	0,27
S3 (a la derecha)	2,27	0,03

Tabla 4.2. Valores de aceleración y velocidad pico, componente horizontal para el
Modelo 2 – 2D conformado por varios materiales

Estación	Aceleración pico en x (m/s ²)	Velocidad pico en x (m/s)
S1 (a la izquierda)	3,77	0,06
S2 (sobre el epicentro)	49,87	0,66
S3 (a la derecha)	-18,58	0,22

Los acelerogramas registrados en cada estación muestran claramente como ocurre un cambio importante tanto en la amplitud de las señales como en su contenido frecuencial. Se puede observar que los tiempos de llegada de las señales registradas sobre roca son menores si se comparan con las señales registradas sobre sedimento, resultando también más complejo identificar las llegadas de las ondas P y S en este último medio (figura 4.7). Las tablas 4.1 y 4.2 presentan los valores de aceleración y velocidad pico horizontal producidos en cada modelo, de forma general se aprecia como al incluir material con menor rigidez en el medio se producen inmediatamente amplificaciones en ambas variables. La figura 4.8 muestra la energía sísmica liberada al momento de la excitación para el modelo 2 – 2D, la energía total residual luego de 10 s tiene un valor cercano a 1 joule.

4.3 Modelo 3 – 2D

A continuación se presentan los sismogramas sintéticos (acelerogramas, componente horizontal, figuras desde la 4.9 hasta la 4.14) obtenidos para varias estaciones receptoras, los cuales son resultados de una fuente tipo momento tensor de magnitud $M_w = 3,3$ de componentes $M_{zz} = 10^{11}$; $M_{xz} = 10^{11}$ y $M_{xx} = 0$ N.m; localizada a 2,2 km de profundidad (epicentro ubicado aproximadamente entre los sectores El Rincón y el C.C. Alto Prado), también se muestran algunas instantáneas (figura 4.15) que enseñan la propagación de las ondas en el medio.

Tabla No. 4.3. Localización aproximada de las estaciones receptoras.

Nombre y localización aproximada de las estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)
S1. Santa Rosa.	3050
S2. Sobre la colina ubicada entre C.C. Alto Prado y Santa Rosa	2000
S3. Urb. Los Sauzales	1050
S4. Talleres y mantenimiento ULA	2400
S5. Sobre el valle del Río Chama	3100
S6. Vertiente derecha del Río Chama	3400

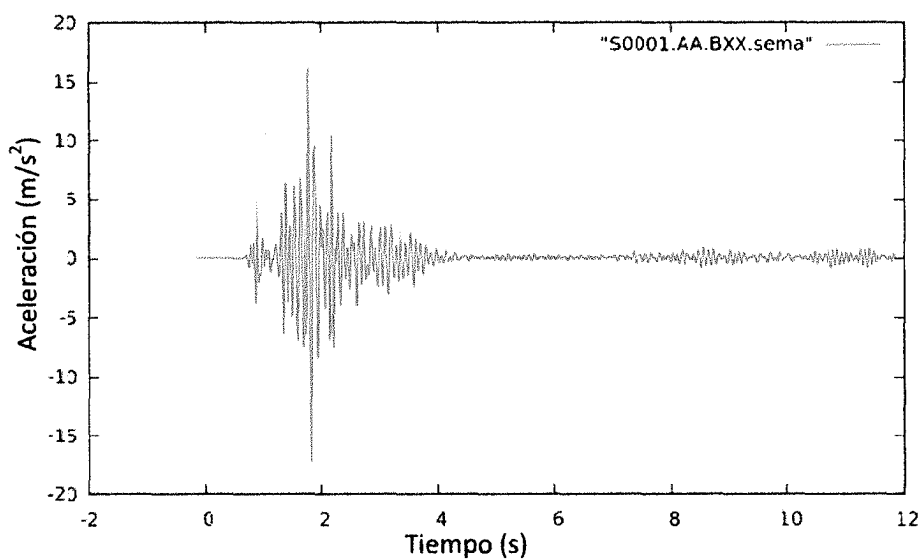


Figura 4.9. Acelerograma de la estación S1 (Santa Rosa).

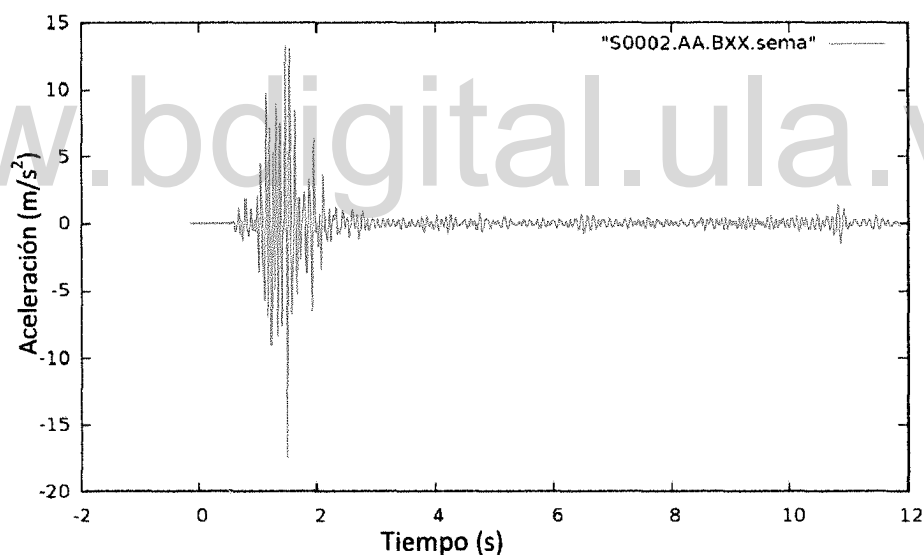


Figura 4.10. Acelerograma de la estación S2 (Entre Santa Rosa y Alto Prado, receptor localizado sobre la cresta de la colina).

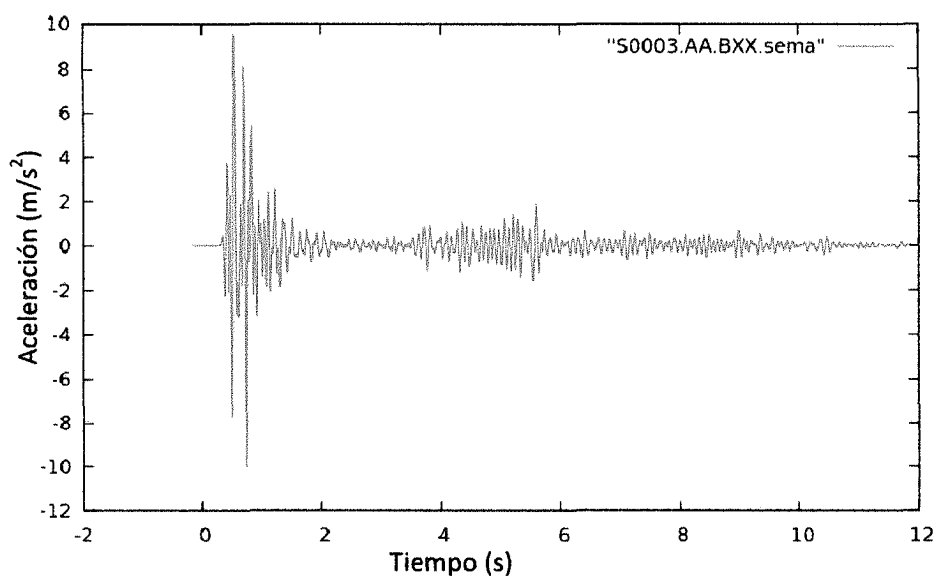


Figura 4.11. Acelerograma de la estación S3 (Sector Los Sauzales).

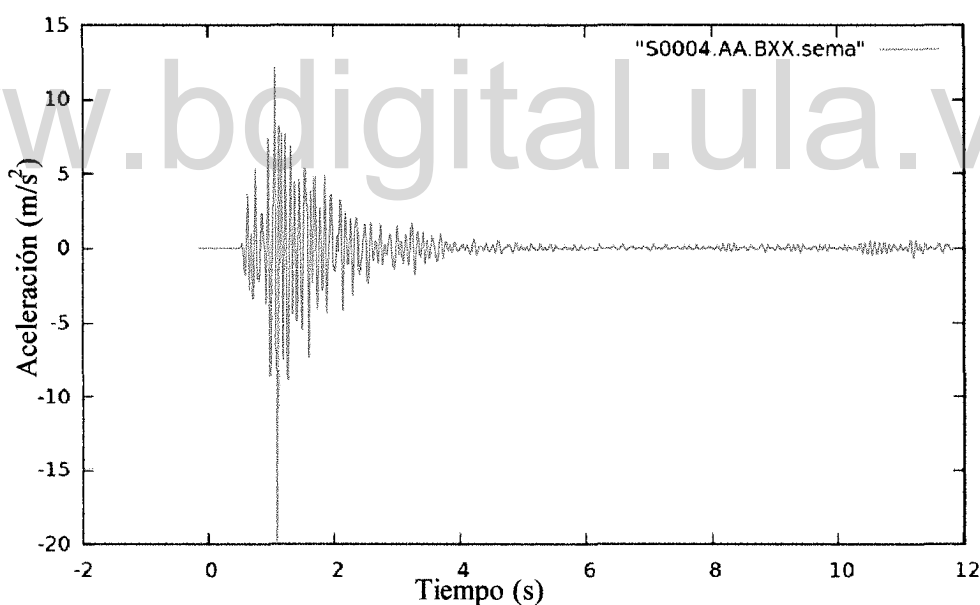


Figura 4.12. Acelerograma de la estación S4 (A borde de Talud, aproximadamente donde se encuentra Talleres y Mantenimiento de la ULA).

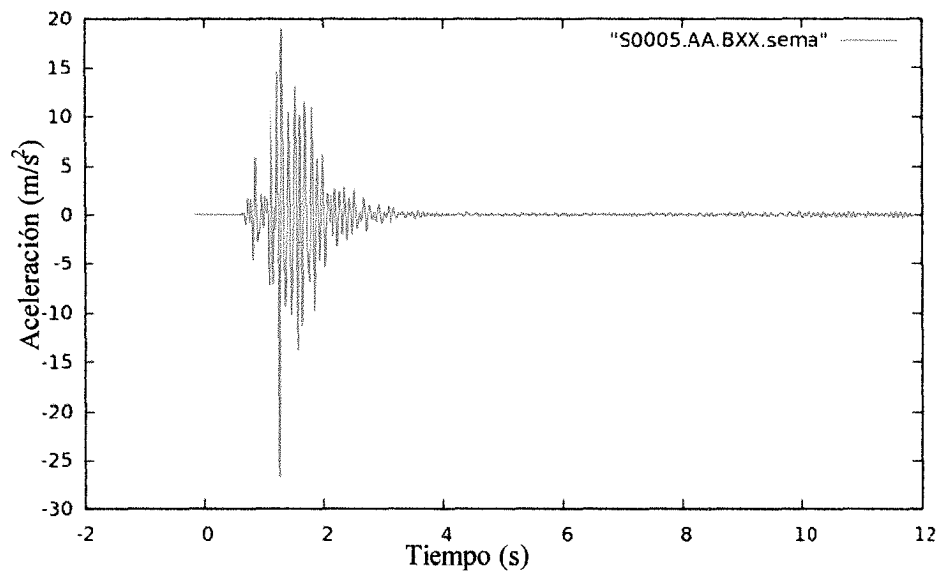


Figura 4.13. Acelerograma de la estación S5 (Localizada sobre el Valle del Río Chama).

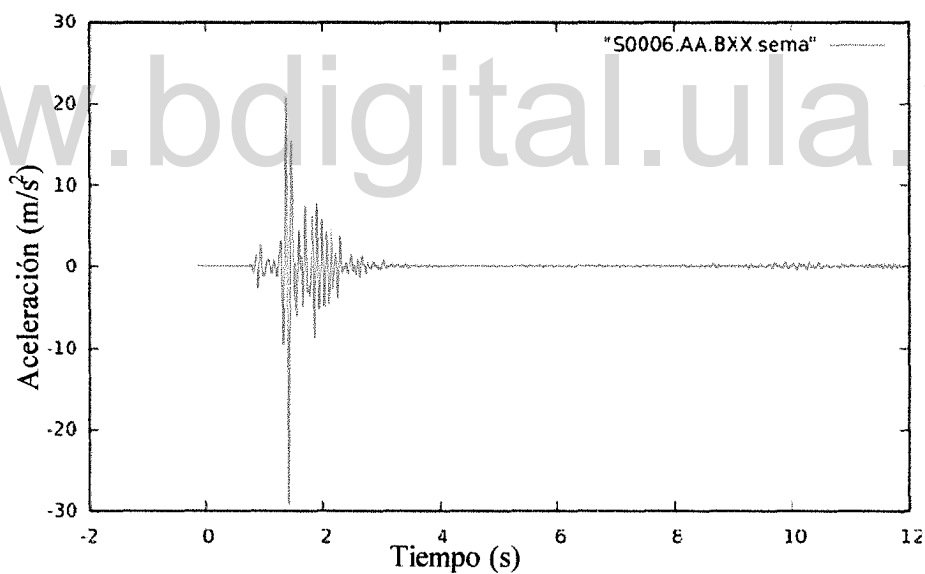


Figura 4.14. Acelerograma de la estación S6 (Sobre la vertiente derecha del Río Chama).

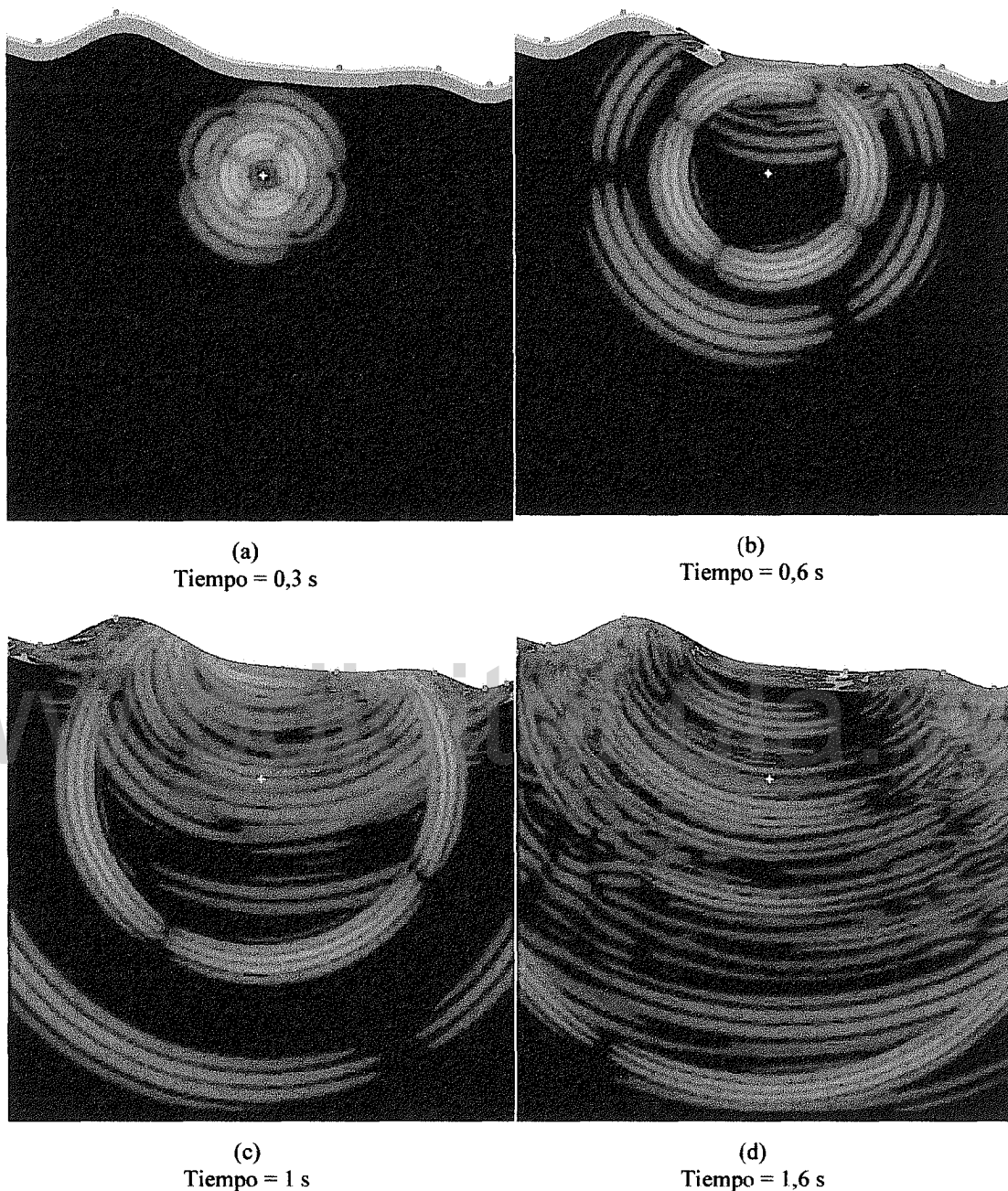


Figura 4.15. Instantáneas del campo de onda simulado para el modelo 3. Note la distorsión del frente de ondas en las capas más superficiales del modelo así como el rebote de las mismas al llegar a la superficie. La cruz de color naranja muestra el lugar de la excitación sísmica, los puntos verdes representan las estaciones receptoras de la señal. La imagen (a) muestra la propagación en forma radial de la excitación de señal en roca, la imagen (b) exhibe los primeros rebotes que presentan las ondas al chocar con la superficie y su distorsión, las imágenes (c) y (d) muestra la propagación de las ondas reflejadas.

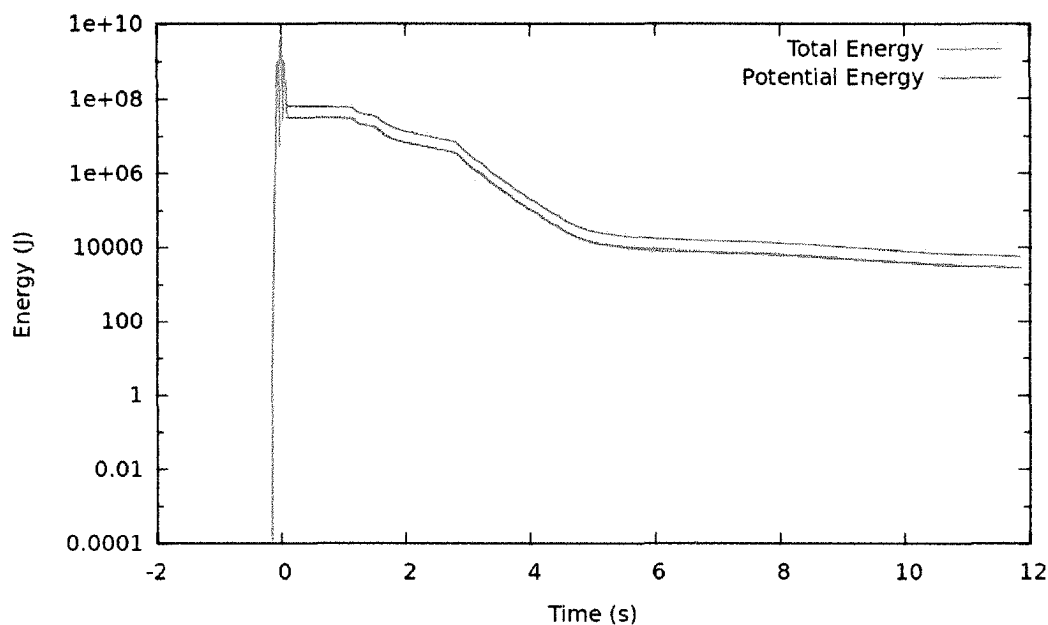


Figura 4.16. Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 3 – 2D La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 10000 J.

Tabla No. 4.4. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,3$ a 2,2 km de profundidad.

Estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Aceleración pico (m/s^2) componente horizontal	Aceleración pico (m/s^2) componente vertical
S1.	3050	-17,17	13
S2.	2000	-17,52	15,2
S3.	1050	-10	-29,3
S4.	2400	-20	-18,8
S5.	3100	-26,6	-20,9
S6.	3400	-30	29

Tabla No. 4.5. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,3$ a 2,2 km de profundidad.

Estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Velocidad pico (m/s) componente horizontal	Velocidad pico (m/s) componente vertical
<i>S1.</i>	3050	0,3	0,17
<i>S2.</i>	2000	0,22	-0,23
<i>S3.</i>	1050	0,16	0,4
<i>S4.</i>	2400	0,26	0,3
<i>S5.</i>	3100	-0,4	0,3
<i>S6.</i>	3400	-0,4	-0,4

Considerando el efecto topográfico y comparando los valores de la componente horizontal de la aceleración (tabla 4.4 vs. tabla 4.1), obtenidos sobre roca (Modelo 1 – 2D) y sobre sedimento (Modelo 3 – 2D) en aquellas estaciones receptoras que tienen aproximadamente la misma localización, se evidencia un aumento importante en la amplitud, el mismo comportamiento se mantiene si se comparan los valores de velocidad (tabla 4.5). Los acelerogramas sintéticos obtenidos para las estaciones localizadas sobre colinas, valles, laderas y al borde de talud; muestran un aumento considerable tanto en la amplitud como en la frecuencia de la señal en contraste con el registro obtenido para la estación localizada sobre un terreno relativamente llano (estación S3, localizada sobre Los Sauzales) lo cual sustenta resultados de otras investigaciones donde se ha determinado el importante efecto que juega la topografía en la amplificación de las ondas sísmicas, sin embargo la componente vertical de la aceleración para la estación S3 presenta un valor elevado, esto a causa de que en el área epicentral la aceleración pico vertical puede llegar a ser igual e incluso mayor que la horizontal (figura 4.17). Por otra parte la figura 4.16 corresponde a la energía existente en el medio al producirse la excitación sísmica,

llama la atención como al incluir además de depósitos sedimentarios, el relieve, pareciera que la energía quedara atrapada en el medio, esto, porque la energía residual para este caso pasado 10 s tiene un valor de 10000 joules mientras que para el Modelo 2 – 2D el valor residual está cercano a 1 joule pasado los mismos 10 s.

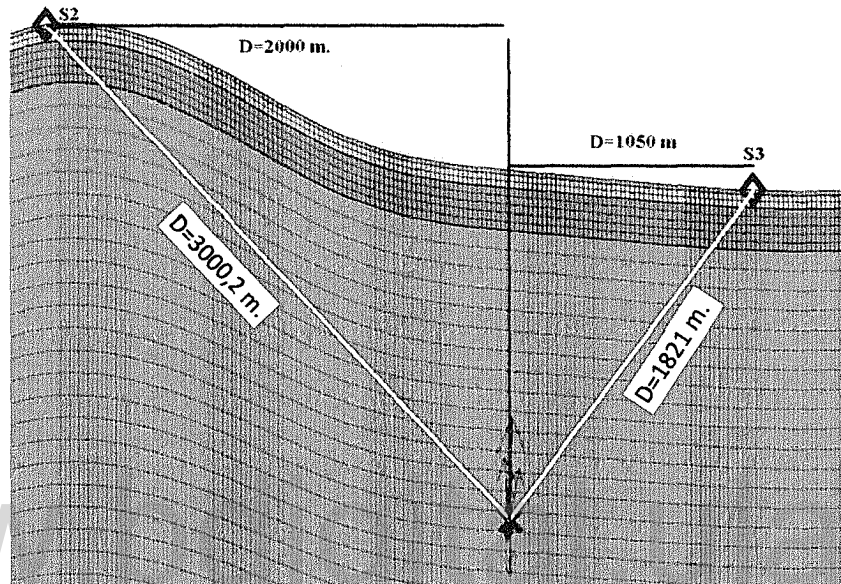


Figura 4.17. Imagen del Modelo 3, muestra la distancia desde el epicentro a las estaciones 2 y 3 así como la distancia del foco a las mismas estaciones, además muestra la dirección de los vectores que simulan la excitación de la señal sísmica.

4.4 Modelo 4 – 2D

Se presentan los resultados para doce estaciones receptoras (desde la figura 4.18 hasta la figura 4.29), localizadas a lo largo de la meseta de la Ciudad de Mérida, desde el terminal del Trolebús en Ejido hasta El arenal, el modelo fue sometido a una fuente tipo momento tensor de magnitud $M_w = 3,3$ de componentes $M_{xx} = 10^{11}$; $M_{xz} = 10^{11}$ y $M_{zz} = 0$ N.m; cuyo epicentro se localiza aproximadamente en la Urbanización La Hacienda a una profundidad de 2,2 km. Del mismo modo que el modelo 3 – 2D, se exhiben algunas instantáneas del campo de ondas propagado en el medio (figura 4.30); así como también un gráfico referente a la energía sísmica

existente en el medio una vez originado el sismo (figura 4.31), pasados 10 s, el registro exhibe valores que están alrededor de los 100 joule.

Tabla No. 4.6. Localización aproximada de las estaciones receptoras.

Nombre y localización aproximada de las estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)
S1. Ejido, Edificio Administrativo de Tromerca.	7400
S2. Ejido, cercanía de la Plaza Montalban	5880
S3. Entre La Pedregosa Sur y La Mata, en cresta de colina	1240
S4. Pedrogosa Sur	800
S5. Sobre el Río Albarregas, sector Pie del LLano	1560
S6. Sobre el Río Chama	6600
S7. Estadio Metropolitano	4080
S8. La Mata	1600
S9. Aereopuerto	3500
S10. Plaza Las Heroínas	5300
S11. Parque Los Poetas	5900
S12. El Arenal	7400

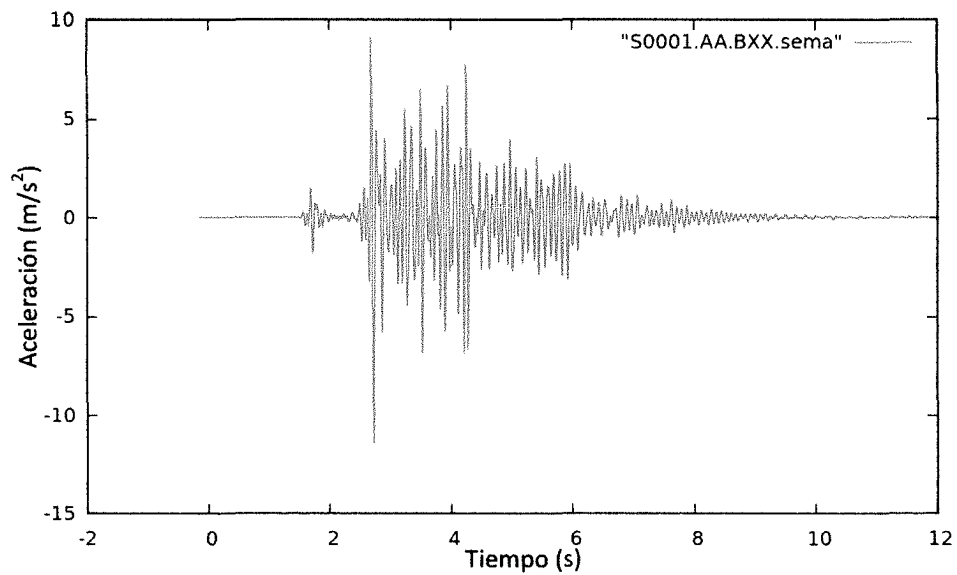


Figura 4.18. Acelerograma de la estación S1 (Ejido, Edificio Administrativo de Tromerca).

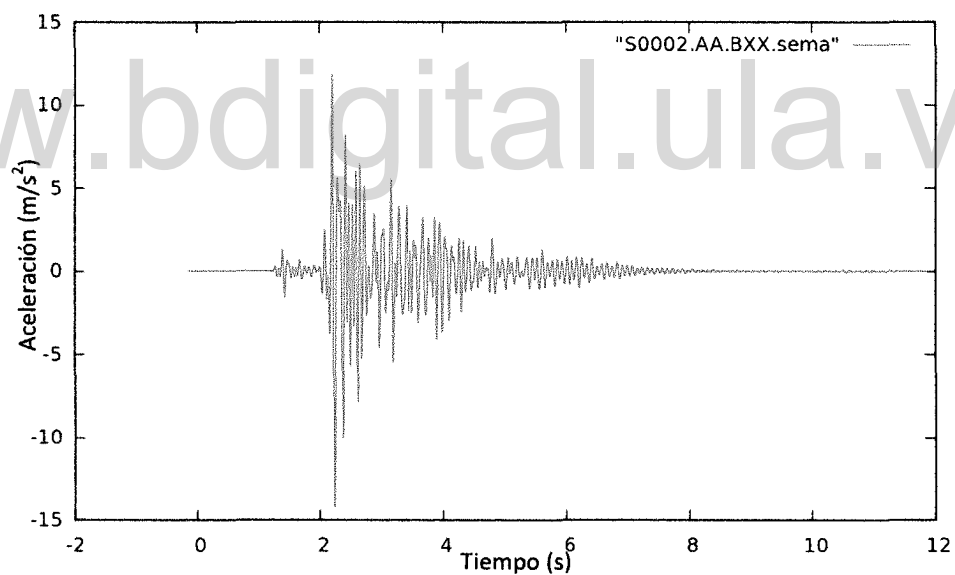


Figura 4.19. Acelerograma de la estación S2 (Ejido, cercanía de la Plaza Montalban).

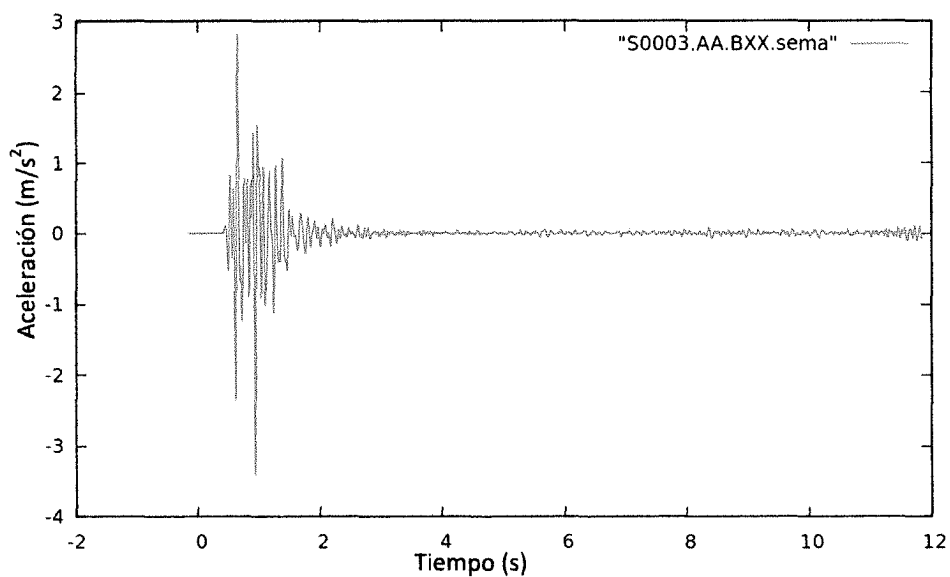


Figura 4.20. Acelerograma de la estación S3 (Entre La Pedregosa Sur y La Mata, en cresta de colina).

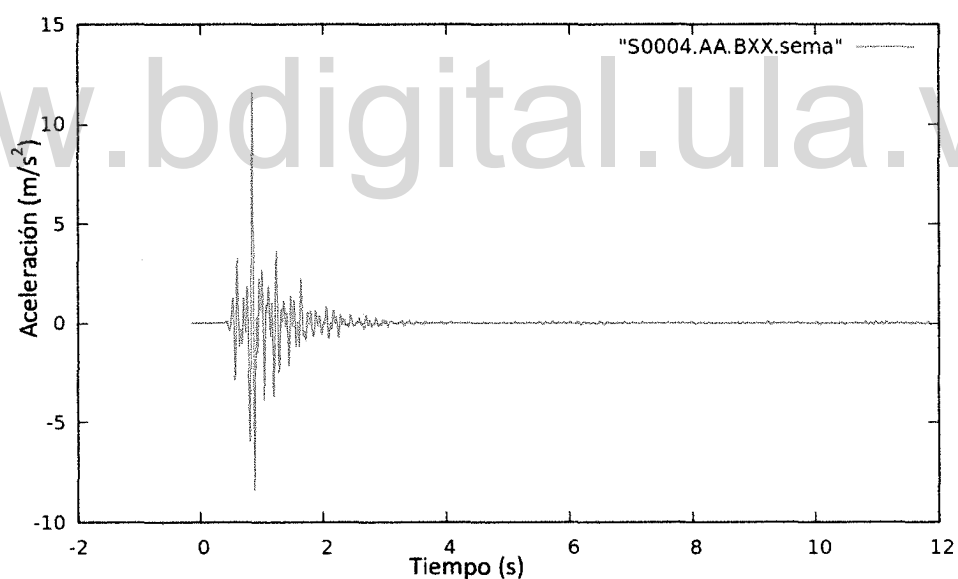


Figura 4.21. Acelerograma de la estación S4 (Pedrogosa Sur).

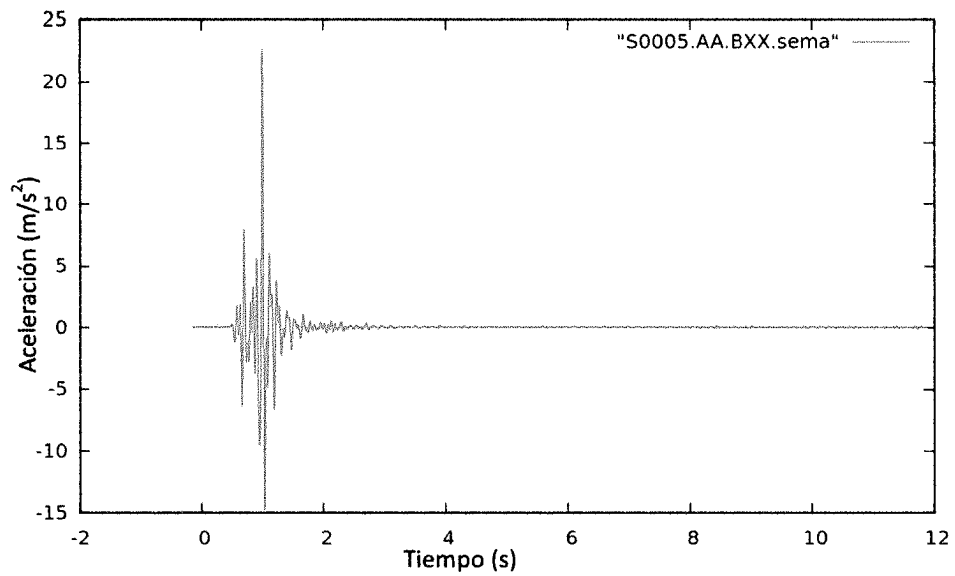


Figura 4.22. Acelerograma de la estación S5 (Sobre el Río Albarregas, sector Pie del LLano).

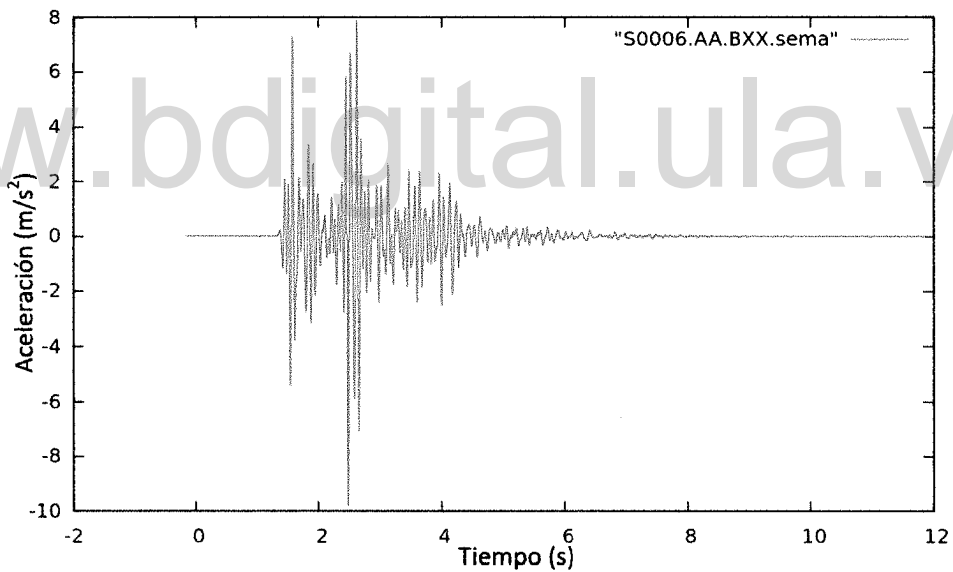


Figura 4.23. Acelerograma de la estación S6 (Sobre el Río Chama).

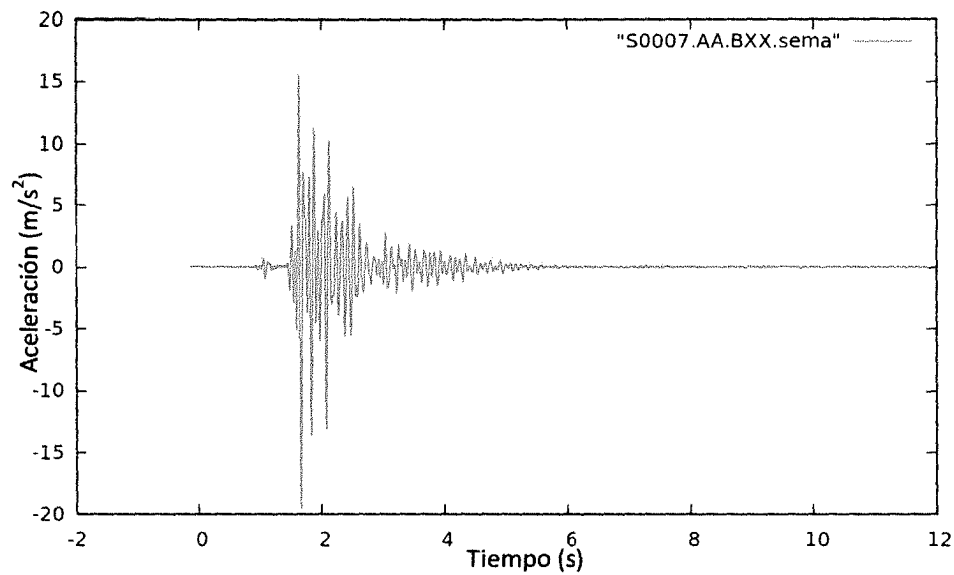


Figura 4.24. Acelerograma de la estación S7 (Estadio Metropolitano).

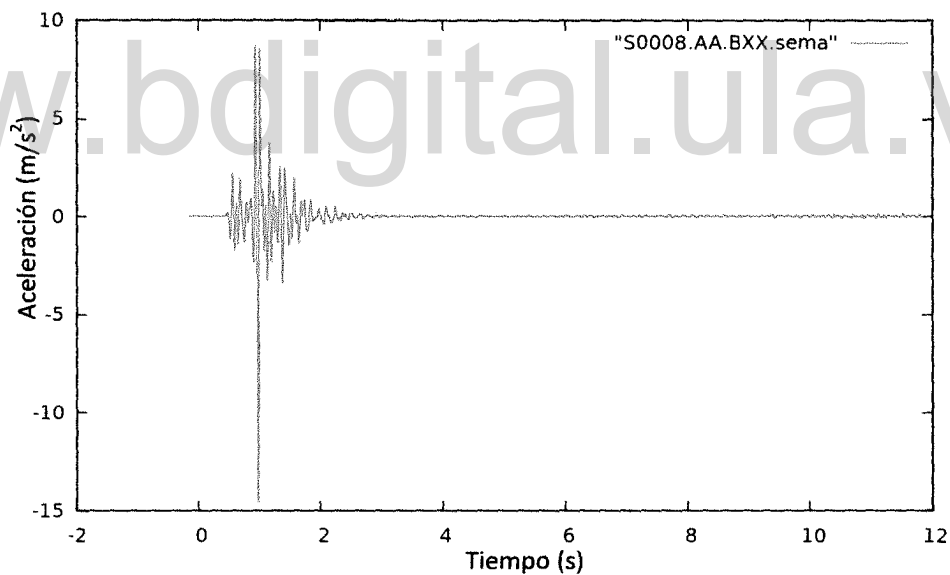


Figura 4.25. Acelerograma de la estación S8 (La Mata).

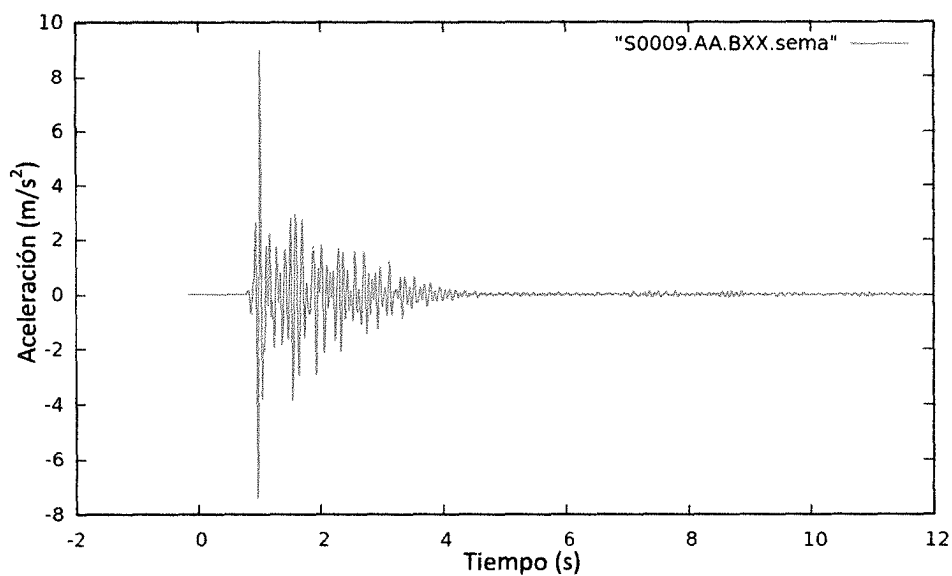


Figura 4.26. Acelerograma de la estación S9 (Aeropuerto).

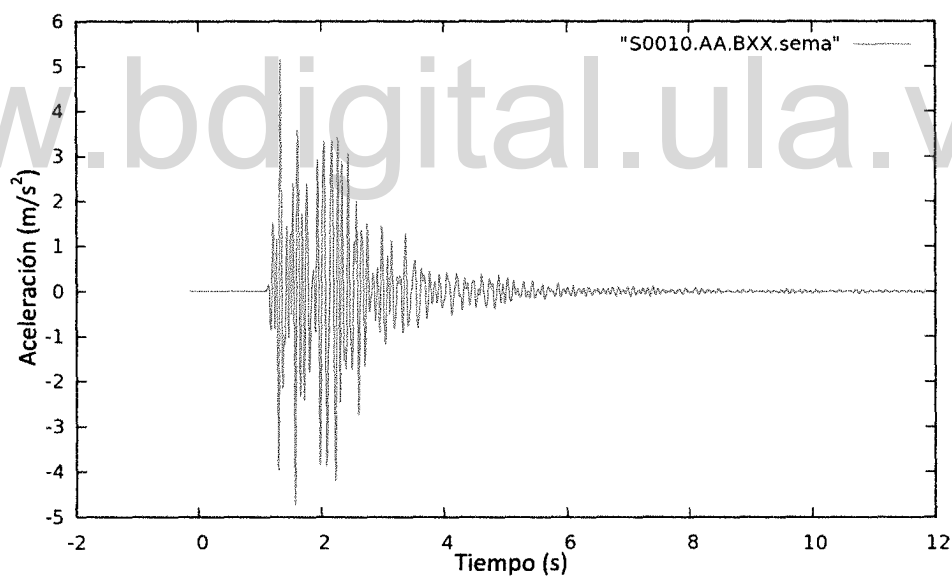


Figura 4.27. Acelerograma de la estación S10 (Plaza Las Heroínas).

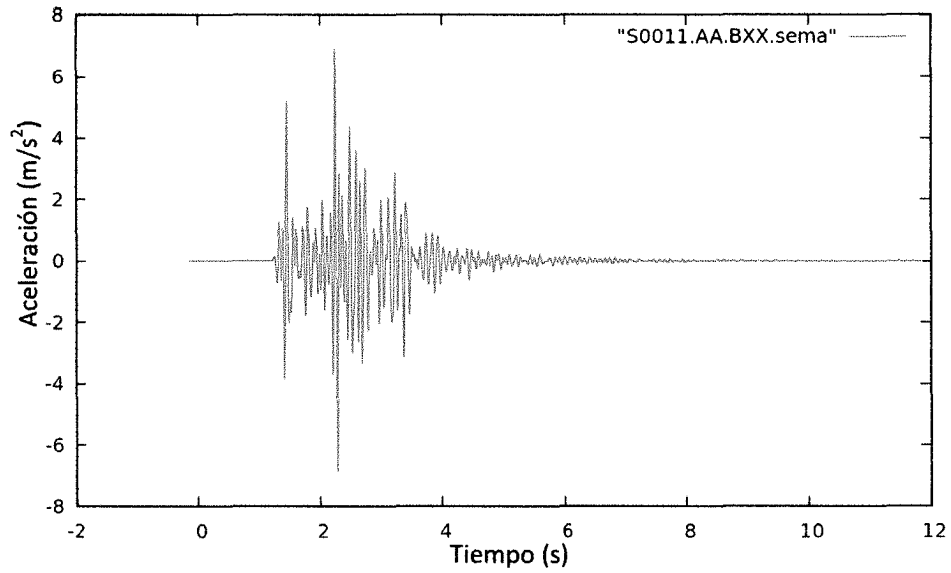


Figura 4.28. Acelerograma de la estación S11 (Parque Los Poetas).

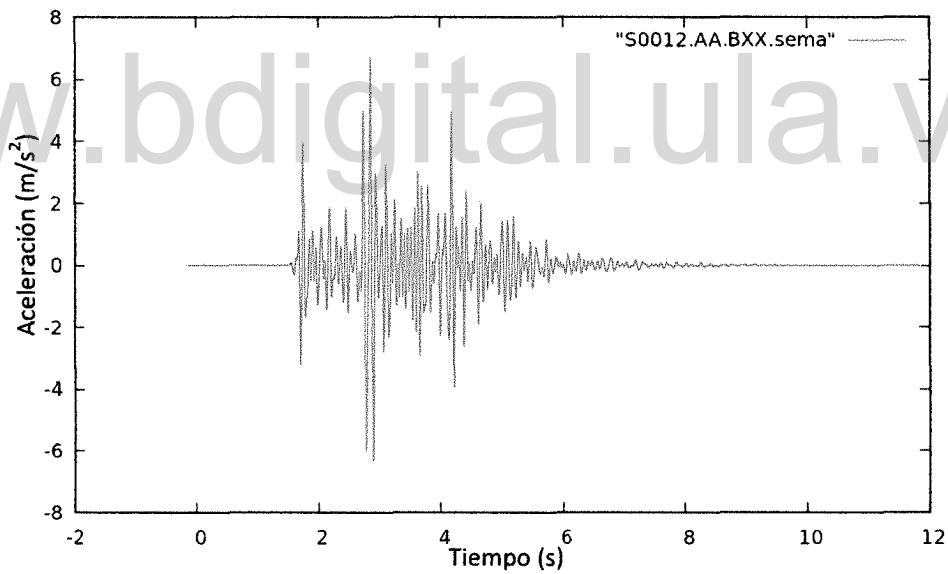
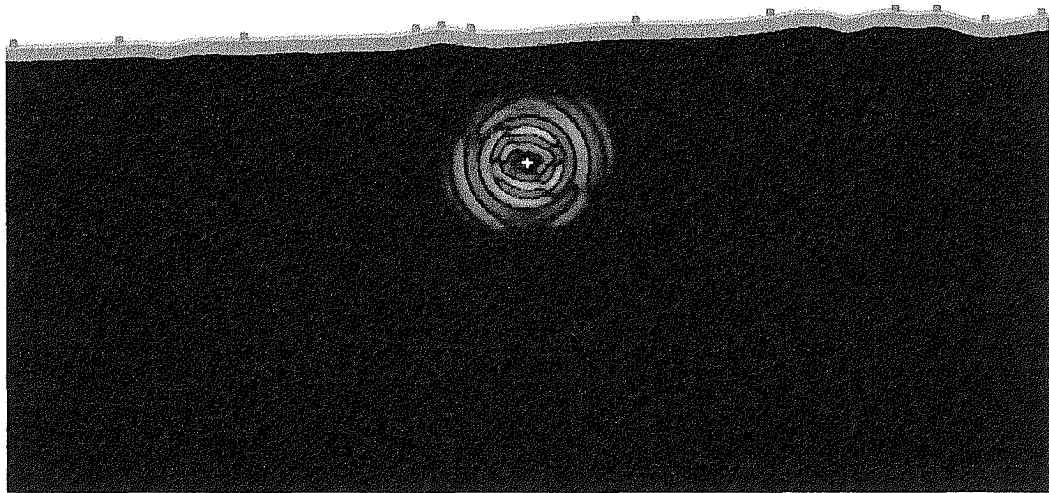
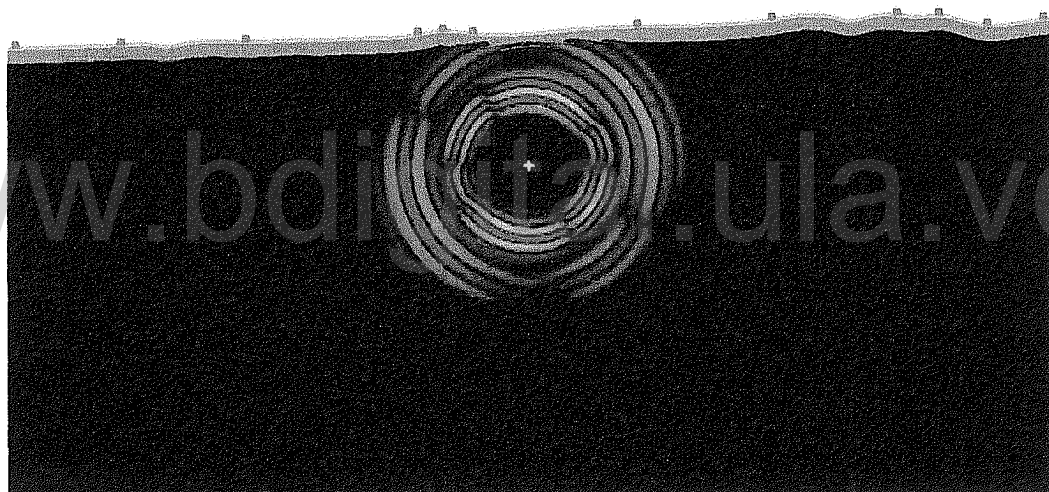


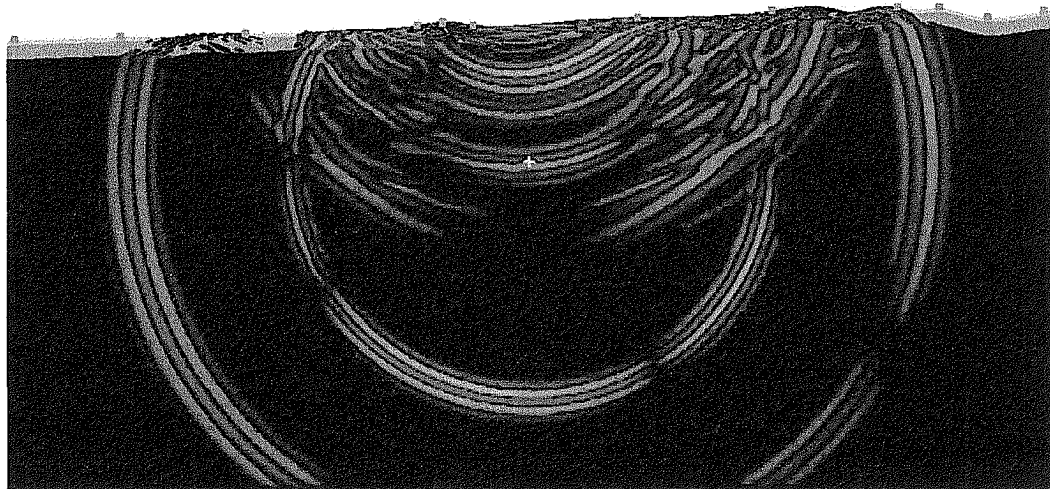
Figura 4.29. Acelerograma de la estación S12 (El Arenal).



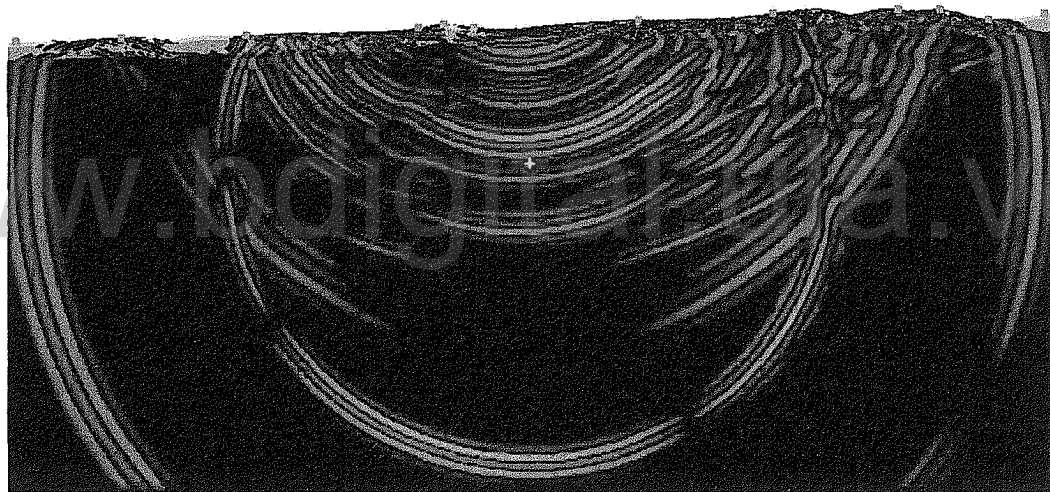
(a)
Tiempo 0,3 s



(b)
Tiempo 0,5 s



(c)
Tiempo 1,3 s



(d)
Tiempo 1,6 s

Figura 4.30. Instantáneas del campo de onda simulado para el modelo 4 – 2D. Note la distorsión del frente de ondas en las capas más superficiales del perfil, lo cual sucede por las bajas velocidades de onda que caracterizan dichas capas. Al igual que la figura 4.13 la cruz de color naranja representa el hipocentro y los puntos de color verde representan los receptores de la señal sísmica. La imagen (a) muestra la propagación en forma radial de la excitación de señal en roca, la imagen (b) exhibe los primeros rebotes que presentan las ondas al chocar con la superficie y su distorsión, las imágenes (c) y (d) muestra la propagación de las ondas reflejadas.

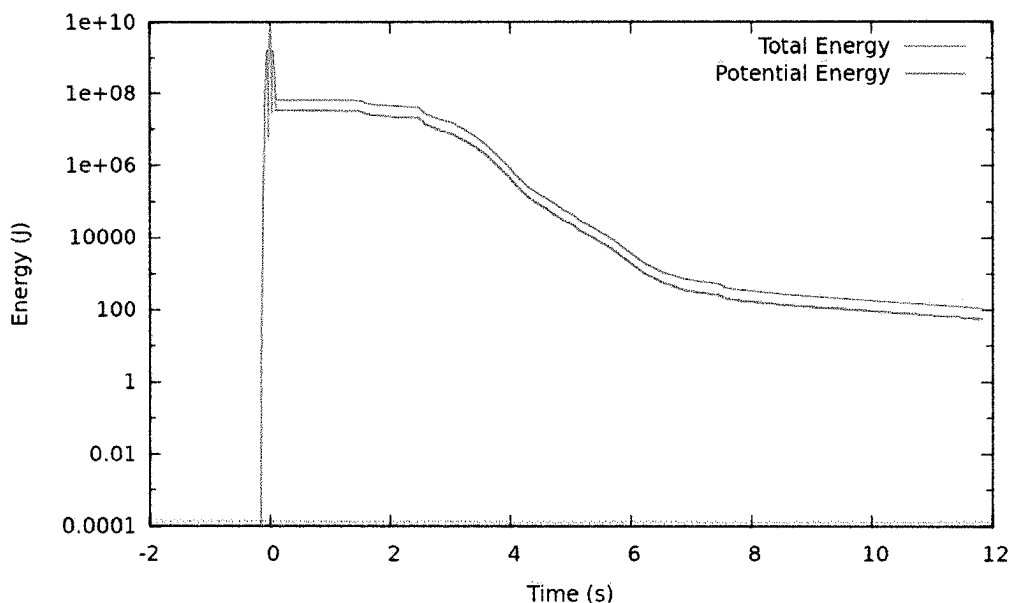


Figura 4.31 Energía sísmica liberada al momento del sismo para el modelo 4 – 2D La energía residual luego de 10 s tiene un valor distinto de cero, cercano a 100 J.

Tabla No. 4.7. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,3$ a 2,2 km de profundidad.

Estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Aceleración pico (m/s^2) componente horizontal	Aceleración pico (m/s^2) componente vertical
S1.	7400	-11,35	-7,53
S2.	5880	-14,17	11,59
S3.	1240	-3,40	8,92
S4.	800	11,57	10,12
S5.	1560	22,52	-19,81
S6.	6600	-9,81	-9,43
S7.	4080	-19,53	13,57
S8.	1600	-14,51	8,6

S9.	3500	8,94	-11,86
S10.	5300	5,12	-7,56
S11.	5900	6,8	-7,75
S12.	7400	6,72	-6,90

Tabla No. 4.8. Valores de velocidad pico obtenidas en cada estación para un sismo de magnitud $M_w = 3,3$ a 2,2 km de profundidad.

Estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Velocidad pico (m/s) componente horizontal	Velocidad pico (m/s) componente vertical
S1.	7400	0,16	-0,09
S2.	5880	0,22	0,17
S3.	1240	-0,05	-0,13
S4.	800	0,17	-0,15
S5.	1560	0,32	0,29
S6.	6600	-0,14	0,13
S7.	4080	0,27	-0,19
S8.	1600	-0,18	-0,12
S9.	3500	-0,12	0,17
S10.	5300	-0,07	0,11
S11.	5900	0,1	0,11
S12.	7400	0,12	0,08

Las tablas 4.7 y 4.8 presentan de forma resumida los valores de aceleración y velocidad pico horizontal. Para este caso no es tan evidente el efecto de la topografía en el registro de las señales, pues las estaciones localizadas sobre colinas y valles (estaciones S3 y S6) no presentan las mayores amplificaciones y contrariamente, las estaciones S2, S5, S7, S8 ubicadas sobre un relieve aparentemente suave, son las que

presentan los mayores valores tanto de aceleración como de velocidad horizontal, posiblemente la dirección de propagación de las ondas sísmicas es lo que está controlando la aparición de dichos valores máximos (ver figura 4.32).

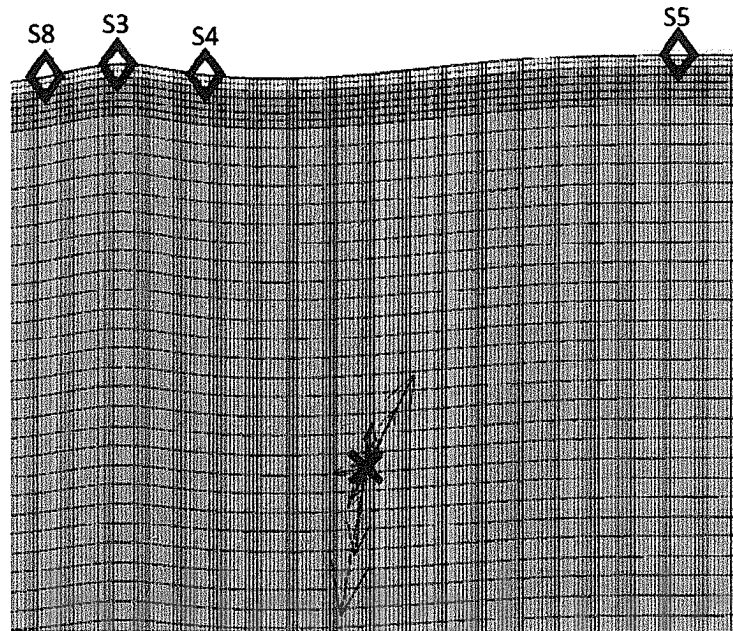


Figura 4.32. Observe la dirección de los vectores que simulan la fuente sísmica, los mismos están apuntando preferencialmente a la estación S5 y hacia el lado izquierdo del modelo, donde se localizan las estaciones S2, S5, S7 y S8 entre otras, para mayor detalle en relación a la posición de las estaciones receptoras ver figura 3.21 y figura 3.22.

Por otra parte las estaciones S1, S2, S6 y S12 son las que muestran una mayor duración en el registro de la señal es posible que la generación de ondas superficiales sean las causantes de tal efecto; y también la cercanía de las estaciones receptoras al foco. Es importante resaltar que para este modelo se utiliza una malla cuyos tamaños de elementos para las distintas capas se describen en la tabla 3.2 (p.43), sin embargo adicionalmente se efectuó una simulación cambiando únicamente el tamaño de la capa superficial, (se redujo el tamaño de los elementos), la figura 4.33 muestra de manera general como los valores de la aceleración son ligeramente mayores si el tamaño del elemento es mayor, lo cual en este caso puede asociarse a un mayor espesor de sedimentos (esto porque la capa más superficial está formada por un solo

elemento en profundidad), y en contraposición, la aceleración es menor si el espesor de sedimento y/o tamaño del elemento es menor.

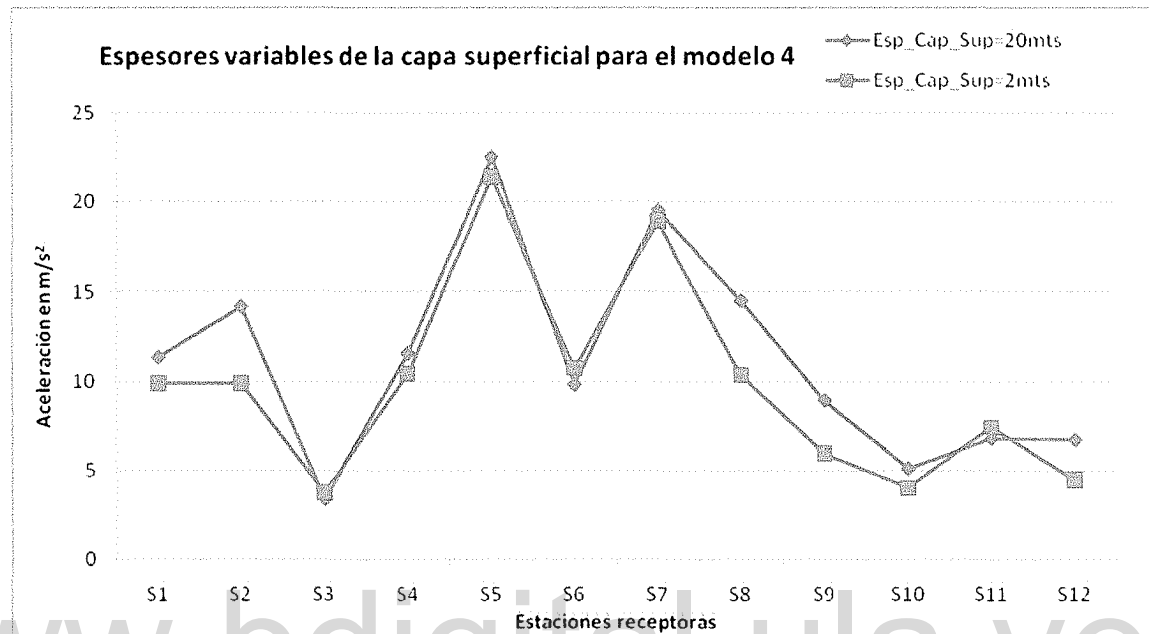


Figura 4.33. La línea de color azul muestra los valores de aceleración horizontal en distintas estaciones receptoras para un espesor de la capa superficial igual a 20mts, y la línea de color rojo muestra igualmente los valores de aceleración para una capa con un espesor de 2mts.

Finalmente es importante destacar que para los perfiles simulados se obtuvieron varios gráficos, los cuales muestran la energía sísmica que se genera y permanece en cada modelo posterior al evento sísmico (figuras 4.8, 4.16 y 4.31), llama poderosamente la atención como para el caso de los modelos 1 – 2D, 2 – 2D y 3 – 2D, la energía sísmica residual luego de 10 s de registro es diferente en cada uno a pesar de que la fuente tiene la misma magnitud, se localiza a la misma profundidad y las geometrías son prácticamente idénticas, por tanto, se percibe que la inclusión de material sedimentario de menor rigidez que la roca fresca y la topografía, son factores que propician el entrampamiento de la energía. Para el caso del modelo 4 – 2D, el cual tiene condiciones similares al modelo 3 – 2D, y se diferencia de este último básicamente por sus dimensiones y su orientación geográfica, la energía que permanece en éste, luego de los 10 s de registro; resulta ser menor que la del modelo

3 – 2D; esto permite deducir además que las dimensiones del modelo tienen un rol preponderante en la conservación de la energía en el medio ya que las máximas aceleraciones y velocidades para el modelo 4 – 2D son inferiores que en el modelo 3 – 2D (ver tablas 4.5, 4.4, 4.7 y 4.8) .

4.5 Validación de los modelos bidimensionales. Espectros de Respuesta.

Con el objeto de validar de algún modo los resultados conseguidos para los modelos bidimensionales, se procede a construir los espectros de respuesta elástico al 5% de amortiguamiento para establecer una comparación entre el espectro obtenido y los espectros existentes para distintos tipos de suelo (figura 2.10 del capítulo 2). Se presenta a continuación una serie de gráficas conseguidas con el procesamiento de las señales resultantes de SPECFEM2D a través de SeismoSignal – Excel – Matlab.

Las figuras 4.34 y 4.35 corresponden a los espectros elásticos al 5% de amortiguamiento obtenidos sobre roca y sobre sedimento, estos espectros inician en un valor distinto a uno, por tal razón las aceleración espectrales obtenidas a través de SeismoSignal se normalizan en excel y son posteriormente graficadas en matlab, consiguiendo de esta forma los espectros normalizados, figuras 4.36 y 4.37.

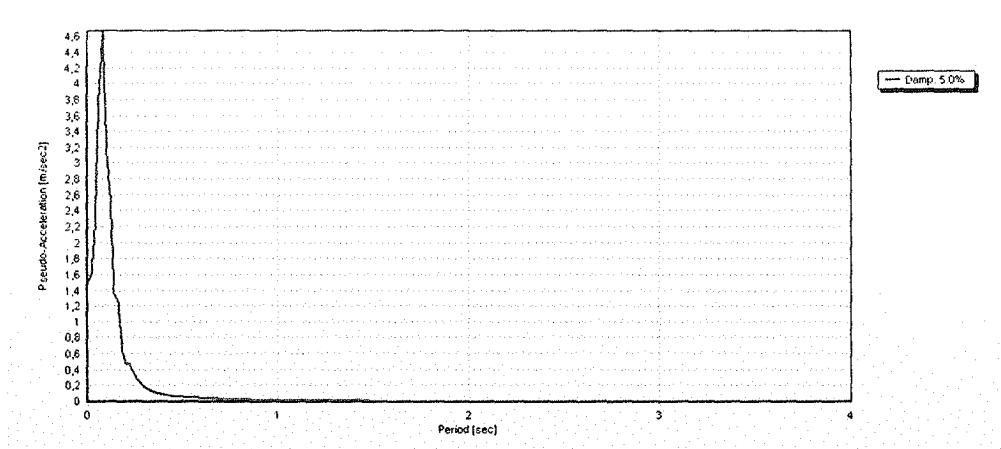


Figura 4.34. Espectro elástico al 5% de amortiguamiento obtenido para una estación situada sobre basamento.

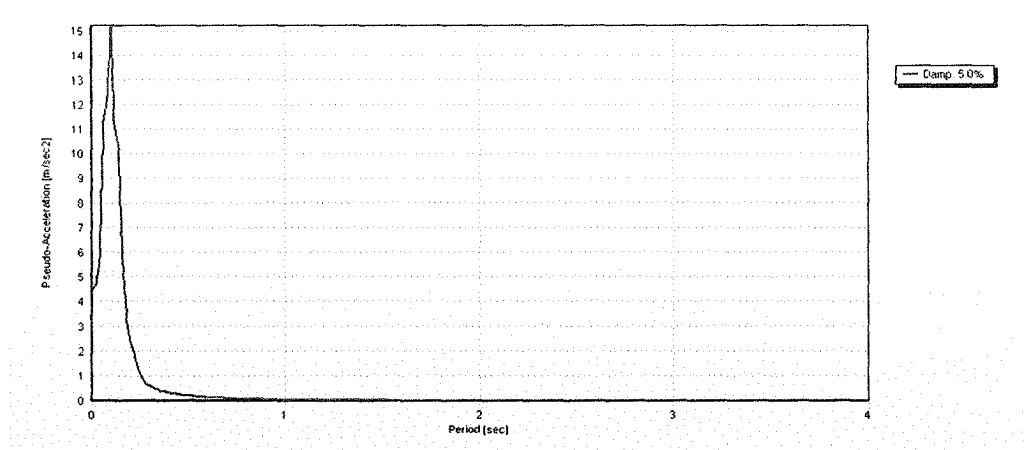


Figura 4.35. Espectro elástico al 5% de amortiguamiento obtenido para una estación situada sobre sedimento.

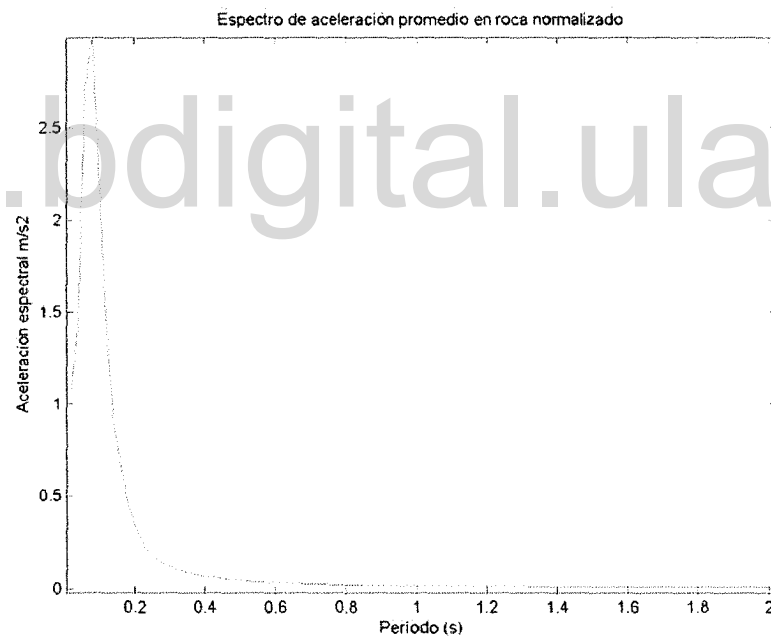


Figura 4.36. Espectro de aceleración normalizado obtenido para una estación localizada sobre basamento.

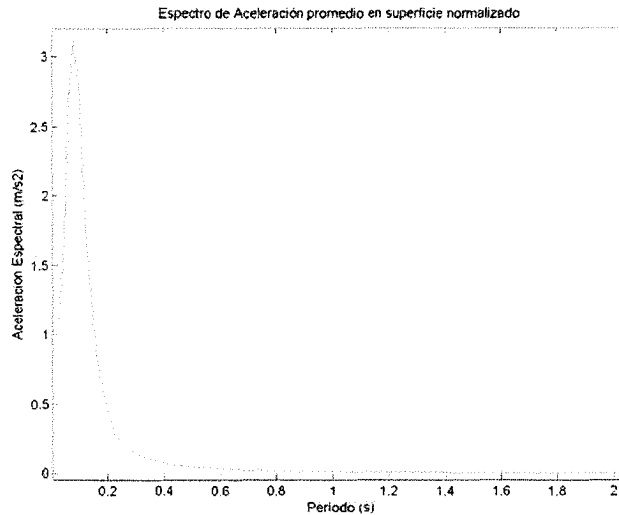


Figura 4.37. Espectro de aceleración normalizado promedio obtenido para las estaciones localizada en superficie del Modelo 3 – 2D.

Las figuras 4.35 y 4.36 exhiben la respuesta espectral promedio de varias estaciones situadas en basamento y en sedimento respectivamente (Modelo 1 -2D y Modelo 3 – 2D), dichas respuestas prácticamente están focalizadas en el rango de períodos cortos, esto sucede en depósitos de roca y suelos rígidos, lo cual concuerda con las propiedades de los materiales asignados a los modelos y se asemeja a las curvas teóricas representativas de roca y suelo duro representadas en la figura 2.10 del capítulo 2, por otra parte; ambos espectros tienen forma dentada y se aprecia que la aceleración espectral promedio obtenida sobre roca es menor que la obtenida sobre sedimentos; esta última está ligeramente desplazada hacia la derecha, lo cual sucede a medida que el suelo va perdiendo rigidez. Los picos de la aceleración espectral ocurren para períodos de 0,15 segundos aproximadamente, lo cual se asemeja a los obtenidos por Pérez, M. (2009). Por otra parte la figura 4.37 corresponde a la función de transferencia, la misma, proporciona el factor de amplificación de la señal en sedimento versus la señal en roca, para este caso, salta a la vista una amplificación de 1.4 para un período de aproximadamente de 0,2 segundos para el Modelo 3 – 2D.

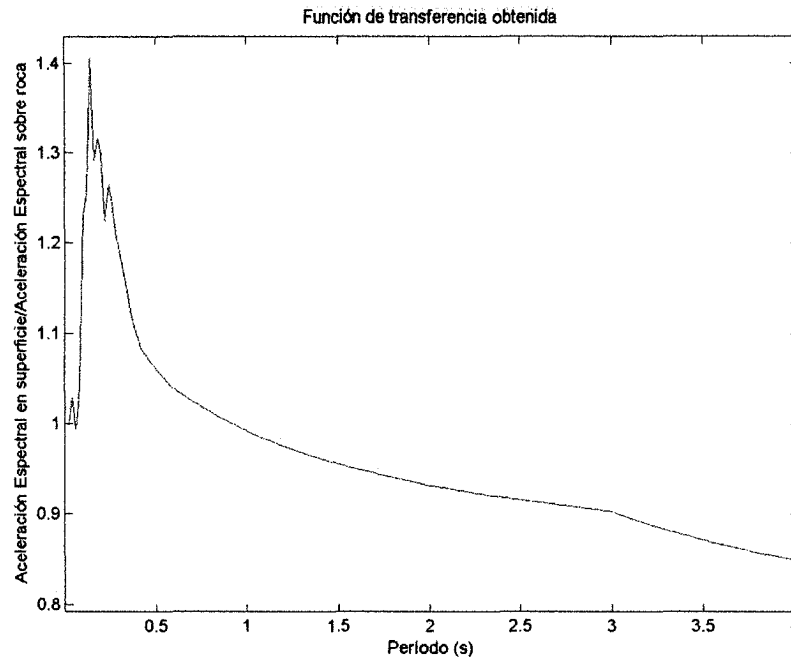


Figura 4.38. Función de transferencia obtenida para las estaciones localizadas en superficie, correspondiente al modelo 3 - 2D.

4.6. Resultados del Momento Tensor Sísmico

Utilizando datos obtenidos de investigaciones previas realizadas en la Ciudad de Mérida y a lo largo de la Falla de Boconó como lo son rumbo, buzamiento, dirección de desplazamiento y rigidez del medio geológico, se calcula de forma aproximada las componentes del momento tensor para dicha falla, valores necesarios porque son utilizados posteriormente en los modelos 3D ya que estos conforman el archivo CMTSOLUTION; para lo cual se determina en primer lugar el momento sísmico y seguidamente cada componente del momento tensor, ver ecuaciones 2.34 a 2.39 del capítulo 2 y tabla 3.3 del capítulo 3. De esta forma se obtienen excitaciones sísmicas de distintas magnitudes, las cuales son usadas en la simulación. Las tablas 4.9 y 4.10 contienen los valores numéricos calculados de las componentes del momento tensor para distintas magnitudes.

$$M_0 = 1,372 \times 10^{11} (\text{Dy/cm}^2) \times 0,001 \text{cm} \times 965600 \text{cm} \times 1000000 \text{cm}$$

$$M_o = 1,324 \times 10^{20} \text{ Dy x cm}$$

Tabla No. 4.9. Valores de las componentes del Momento Tensor Sísmico de magnitud $M_w=2,7$

Componentes del Momento Tensor		Valor numérico de cada componente (Dy-cm)	M:M	
$M_{rr}=$	$M_{zz}=$	0	0	$M_o = \frac{1}{\sqrt{2}} (M:M)^{1/2}$
$M_{tt}=$	$M_{xx}=$	$-1,29566 \times 10^{20}$	$1,6787 \times 10^{40}$	
$M_{pp}=$	$M_{yy}=$	$1,29566 \times 10^{20}$	$1,6787 \times 10^{40}$	$M_w = \frac{2}{3} [\log M_o - 16,1]$
$M_{rt}=$	$M_{xz}=$	$-1,95399 \times 10^{19}$	$3,8181 \times 10^{38}$	
$M_{rp}=$	$-M_{yz}=$	$1,95399 \times 10^{19}$	$3,8181 \times 10^{38}$	$M_w = 2,7$
$M_{tp}=$	$-M_{xy}=$	0	0	
$M_{rt}=$	$M_{xz}=$	$-1,95399 \times 10^{19}$	$3,8181 \times 10^{38}$	
$M_{rp}=$	$-M_{yz}=$	$1,95399 \times 10^{19}$	$3,8181 \times 10^{38}$	
$M_{tp}=$	$-M_{xy}=$	0	0	

Los valores calculados anteriormente para el momento tensor, producen un movimiento telúrico de magnitud $M_w=2,7$; calculada en función de las ecuaciones 2.46 y 2.47. Al considerar otros valores como posibles desplazamientos en la zona de falla y manteniendo fijo los demás parámetros de la tabla 3.3 del capítulo 3 se logra variar las componentes del momento tensor y con ello la magnitud de la excitación sísmica, de este modo al estimar desplazamientos de 0,1 cm y 1 cm se obtienen magnitudes de $M_w= 4$ y $M_w=4,7$ respectivamente, a continuación se presentan uno de estos resultados.

$$M_o = 1,372 \times 10^{11} (\text{Dy/cm}^2) \times 0,1 \text{ cm} \times 965600 \text{ cm} \times 1000000 \text{ cm}$$

$$M_o = 1,324 \times 10^{22} \text{ Dy x cm}$$

Tabla No. 4.10. Valores de las componentes del Momento Tensor Sísmico de
magnitud $M_w=4$

Componentes del Momento Tensor		Valor numérico de cada componente	M:M	
$M_{rr}=$	$M_{zz}=$	0	0	$M_o = \frac{1}{\sqrt{2}} (M:M)^{1/2}$
$M_{tt}=$	$M_{xx}=$	$-1,29566 \times 10^{22}$	$1,6787 \times 10^{46}$	
$M_{pp}=$	$M_{yy}=$	$1,29566 \times 10^{22}$	$1,6787 \times 10^{46}$	$M_w = \frac{2}{3} [\log M_o - 16,1]$
$M_{rt}=$	$M_{xz}=$	$-1,95399 \times 10^{21}$	$3,8181 \times 10^{44}$	
$M_{rp}=$	$-M_{yz}=$	$-1,95399 \times 10^{21}$	$3,8181 \times 10^{44}$	$M_w = 4$
$M_{tp}=$	$-M_{xy}=$	0	0	
$M_{rt}=$	$M_{xz}=$	$-1,95399 \times 10^{21}$	$3,8181 \times 10^{44}$	
$M_{rp}=$	$-M_{yz}=$	$-1,95399 \times 10^{21}$	$3,8181 \times 10^{44}$	
$M_{tp}=$	$-M_{xy}=$	0	0	

$$M_o = 1,372 \times 10^{11} (\text{Dy/cm}^2) \times 1 \text{ cm} \times 965600 \text{ cm} \times 1000000 \text{ cm}$$

$$M_o = 1,324 \times 10^{23} \text{ Dy} \times \text{cm}$$

4.7. Resultados de los Modelos Tridimensionales

4.7.1. Modelo 1 – 3D

Este modelo se ejecuta con el fin de evaluar la polaridad de las ondas sísmicas en estaciones localizadas a la misma distancia epicentral, pero en direcciones contrarias, así, se tiene que los sismogramas sintéticos (acelerogramas) de las estaciones localizadas al norte y sur de la fuente sísmica muestran igual comportamiento en la componente horizontal este-oeste (dilatación) ver figuras 4.39 y 4.40, mientras que las estaciones ubicadas a la izquierda y derecha de la fuente, presentan polaridades opuestas (compresión al este y dilatación al oeste) ver figuras 4.41 y 4.42. Estos acelerogramas fueron obtenidos al efectuar un tratamiento posterior a la señal original obtenida mediante SPECFEM3D; el cual se realizó debido a las altas frecuencias generadas durante la simulación, originadas por una

mallla poco refinada. El mencionado tratamiento consiste en un filtrado paso bajo, el cual elimina las altas frecuencias de la señal, dejando en el registro las señales que se encuentran por debajo de los 10 hertz. Por otra parte, la figura 4.43 es un ejemplo de un registro obtenido para una señal sísmica que no se atenúa, lo cual ocurre si en el archivo de entrada CMTSOLUTION el parámetro half_duration $\neq 0$. La figura 4.44 representa un mapa del movimiento del suelo, para el registro de la figura 4.43.



Figura 4.39. Acelerograma de la estación localizada al norte de la excitación sísmica.
Componente este – oeste

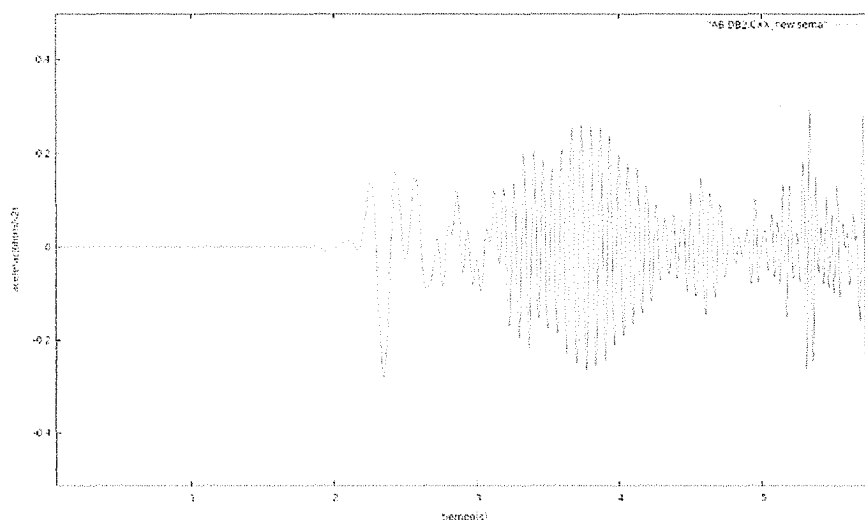


Figura 4.40. Acelerograma de la estación localizada al sur de la excitación sísmica.
Componente este - oeste

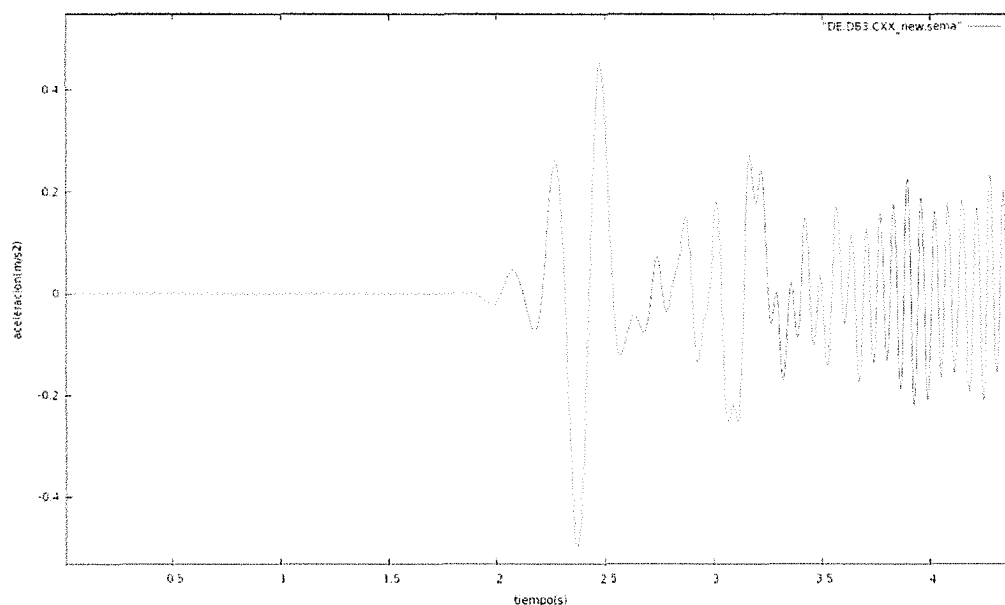


Figura 4.41. Acelerograma de la estación localizada al este de la excitación sísmica.
Componente este - oeste

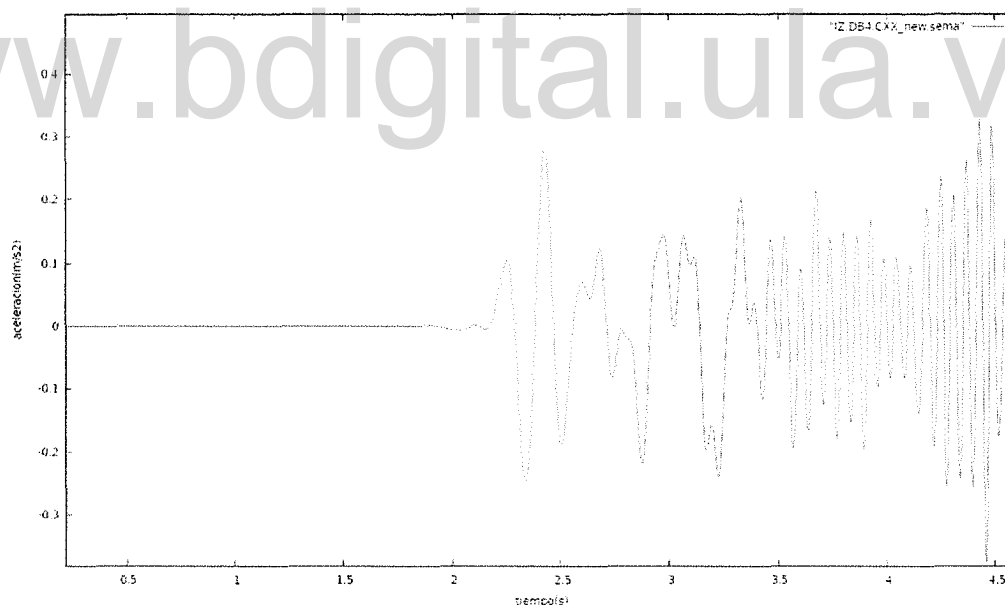


Figura 4.42. Acelerograma de la estación localizada al oeste de la excitación sísmica.
Componente este - oeste

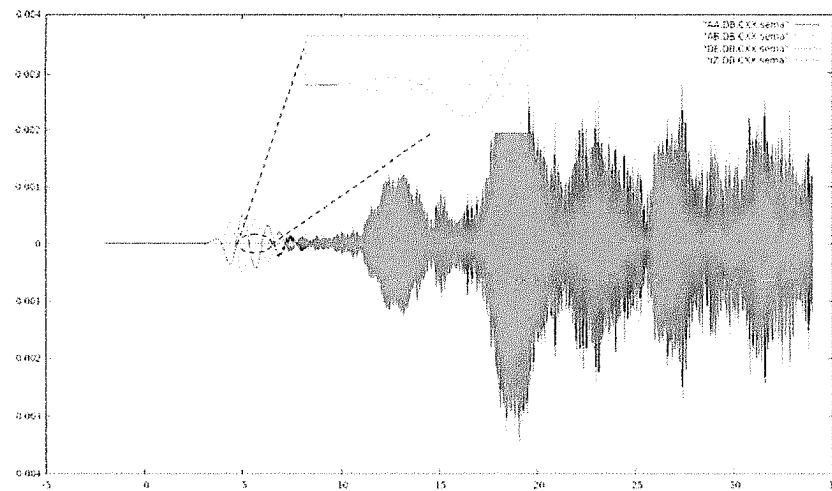


Figura 4.43. Acelerograma de las estaciones norte-sur - este-oeste componente horizontal este-oeste. Registro obtenido considerando un $\text{half_duration}=1.0$. Observe que los primeros registros muestran compresión para la estación localizada a la derecha de la fuente y dilatación en la estación de la izquierda; mientras que las estaciones al norte y sur, mantienen su comportamiento constante, similar a las primeras llegadas registradas en las figuras 4.23 a 4.28.

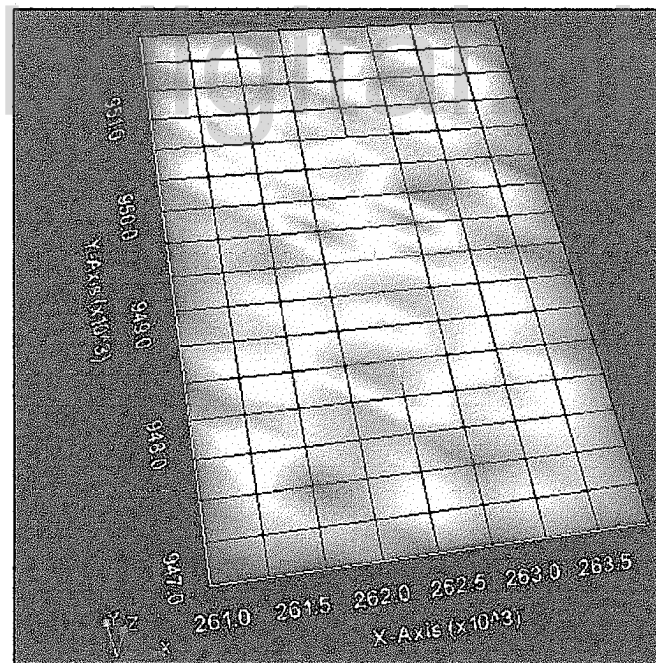


Figura 4.44. Shaking map para un $\text{half_duration}=1.0$. Modelo sin topografía

4.7.2. Modelo 2 – 3D

A continuación se presentan los acelerogramas sintéticos (componente horizontal este-oeste) obtenidos para el Modelo 2 – 3D, el cual es sometido a distintos escenarios sísmicos; se muestra para cada escenario una tabla que contiene la distancia receptor – epicentro (tabla 4.12) así como una imagen de la localización de las estaciones y de la fuente, figura 4.46; en dicha figura las estaciones receptoras se representan con íconos blancos y rojos; los íconos rojos se caracterizan porque yacen sobre material poco consolidado (depósito tipo terraza) mientras que los íconos blancos se caracterizan por estar situados sobre material rocoso, el ícono verde representa la localización de la excitación sísmica.

- Escenario Uno

El modelo es sometido a una fuente sísmica de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad y posteriormente manteniendo los mismos parámetros la excitación sísmica se produce a 6 km de profundidad; las coordenadas UTM de dicho evento son 262397 - 949339.

Tabla No. 4.12. Localización aproximada de las estaciones receptoras.

Nombre y localización aproximada de las estaciones receptoras	Distancia Fuente - Receptor (metros)
S1. Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantaclaro.	1642
S2. Detrás de CAMIULA.	612
S3. Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.	3204
S4. Próxima al borde del talud del Río Albarregas, metros abajo del Viaducto Campo Elías.	1326
S5. Pasos arriba de la entrada al Rincón.	1857
S6. Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy.	960

S7. Zona Montañosa.	2457
S8. Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres Cordero.	2730
S9. Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho	3172

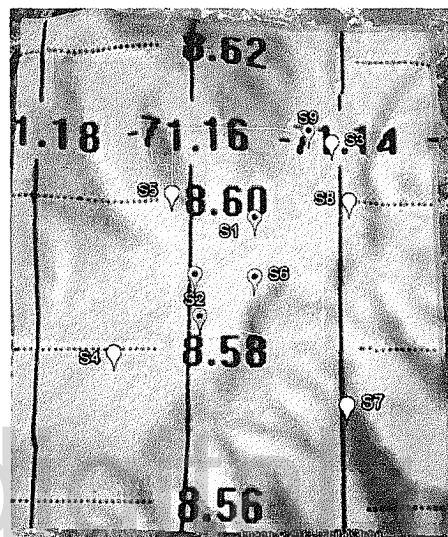


Figura 4.45. Imagen de la Ciudad de Mérida que muestra la localización de las estaciones receptoras íconos blancos (sobre material rocoso) íconos rojos (sobre sedimentos) y de la fuente sísmica (ícono verde)

Las figuras 4.47 hasta 4.50 corresponden a los acelerogramas sintéticos obtenidos en las estaciones localizadas sobre depósitos tipo terraza para una excitación sísmica de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad.

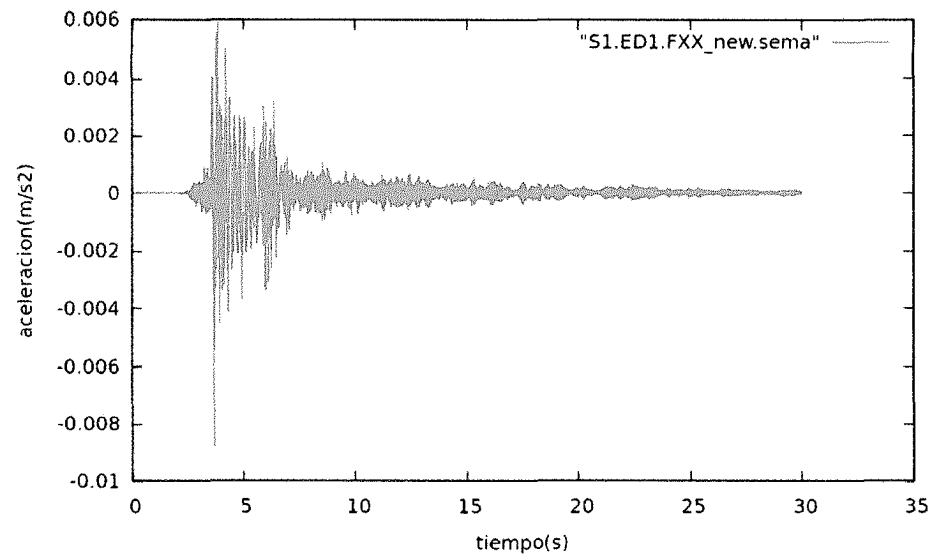


Figura 4.46. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantalero).

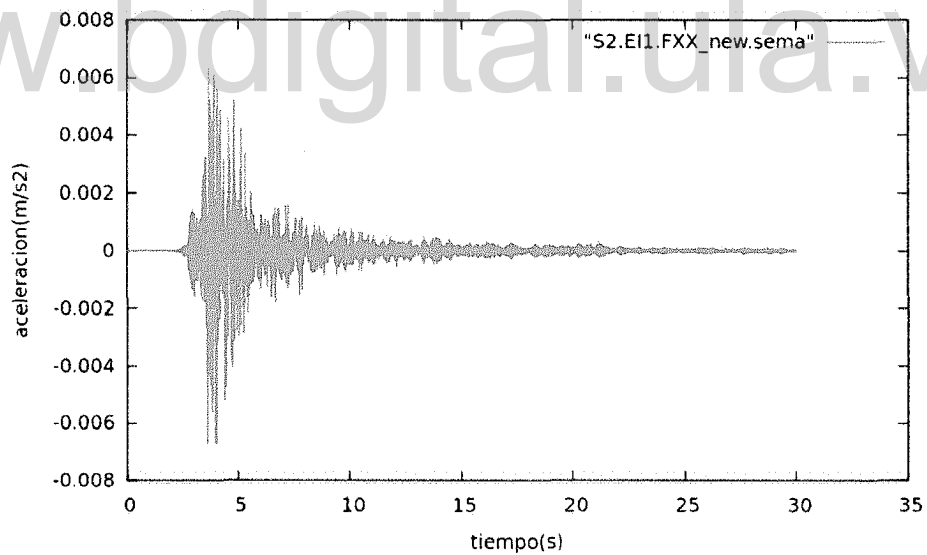


Figura 4.47. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).

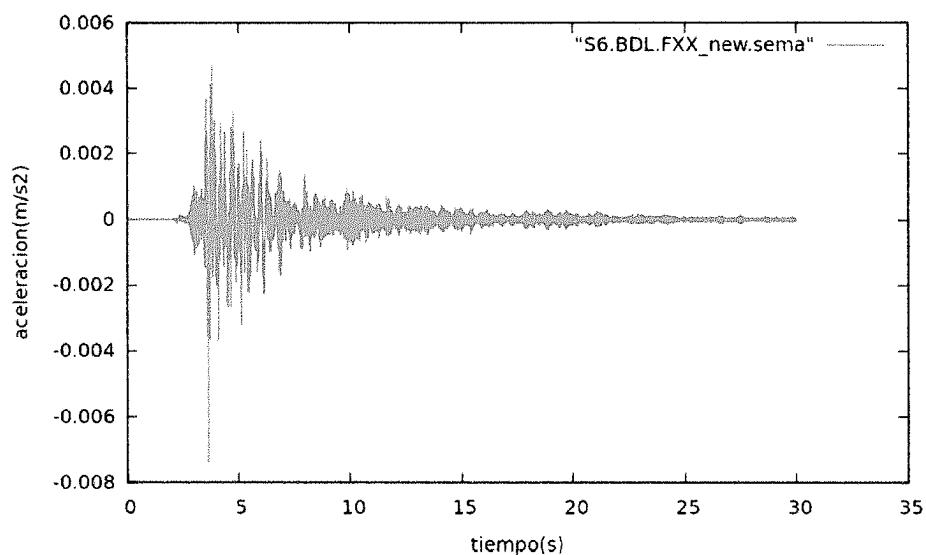


Figura 4.48. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).

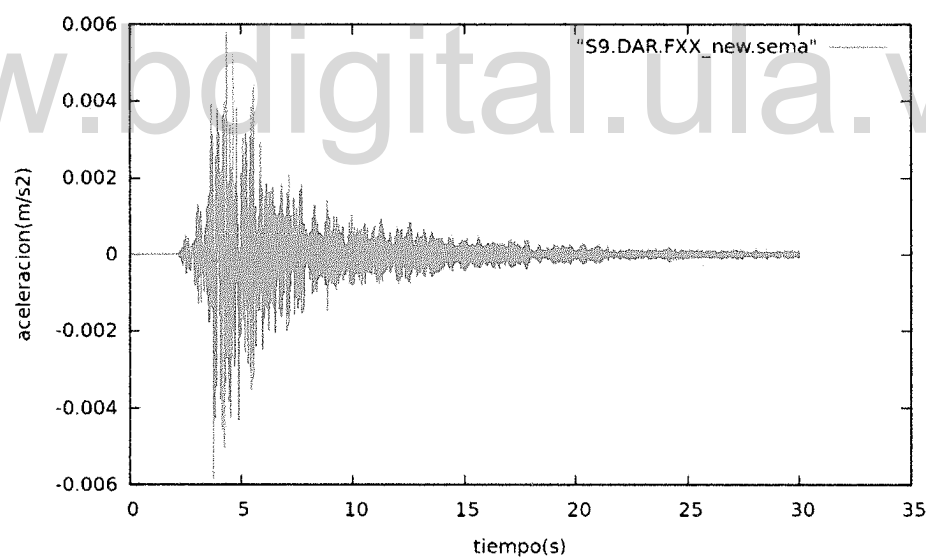


Figura 4.49. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).

Los acelerogramas sintéticos obtenidos en las estaciones localizadas sobre material rocoso para una excitación sísmica de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad están representados por las figuras 4.51 a 4.55; y los máximos valores de aceleración y velocidad obtenidos para este escenarios están resumidos en las tablas 4.13 y 4.14.

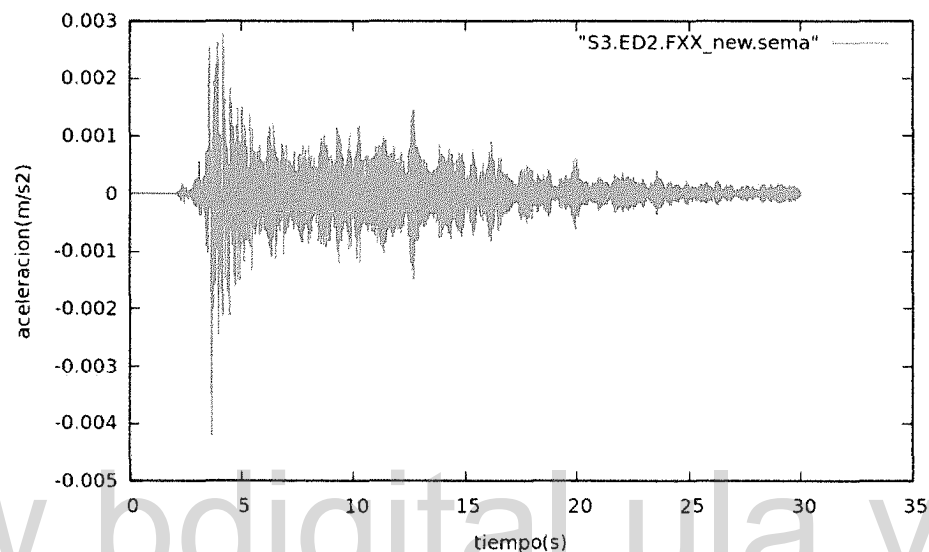


Figura 4.50. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).

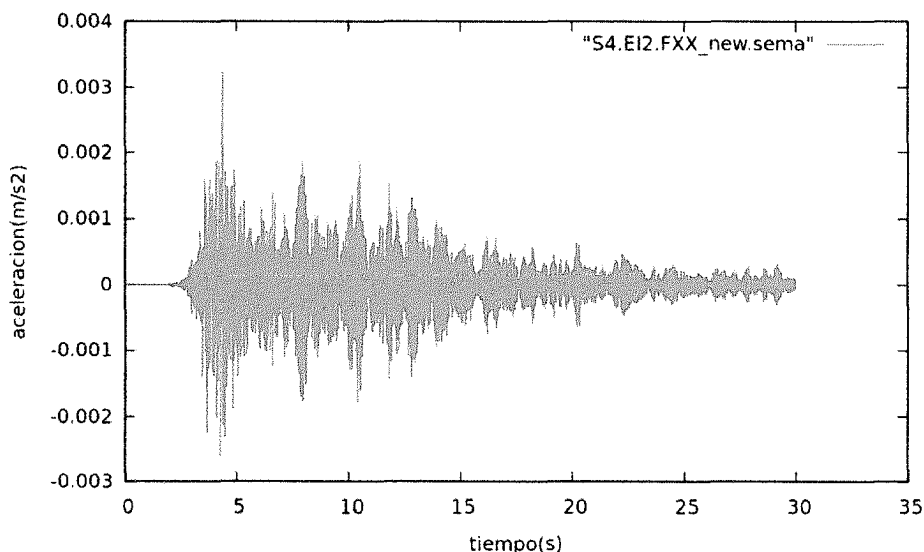


Figura 4.51. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).

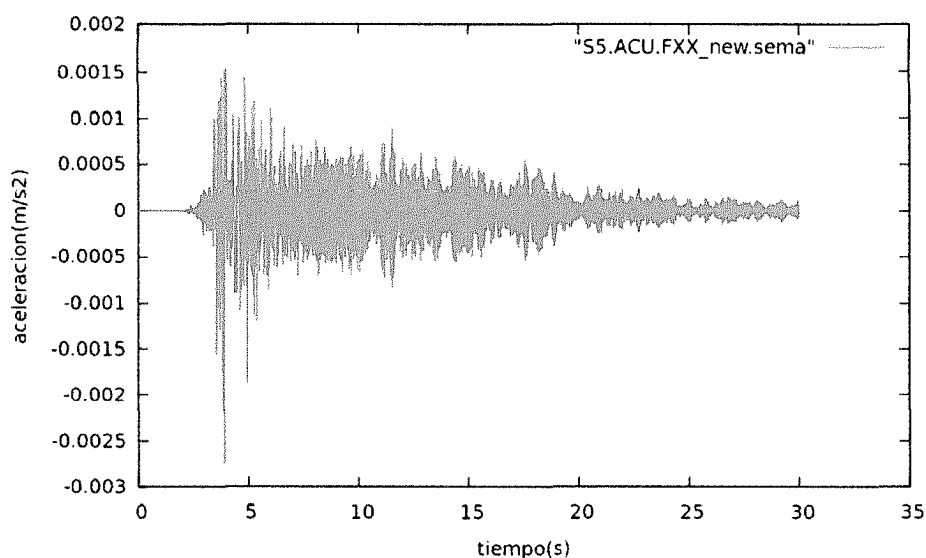


Figura 4.52. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).

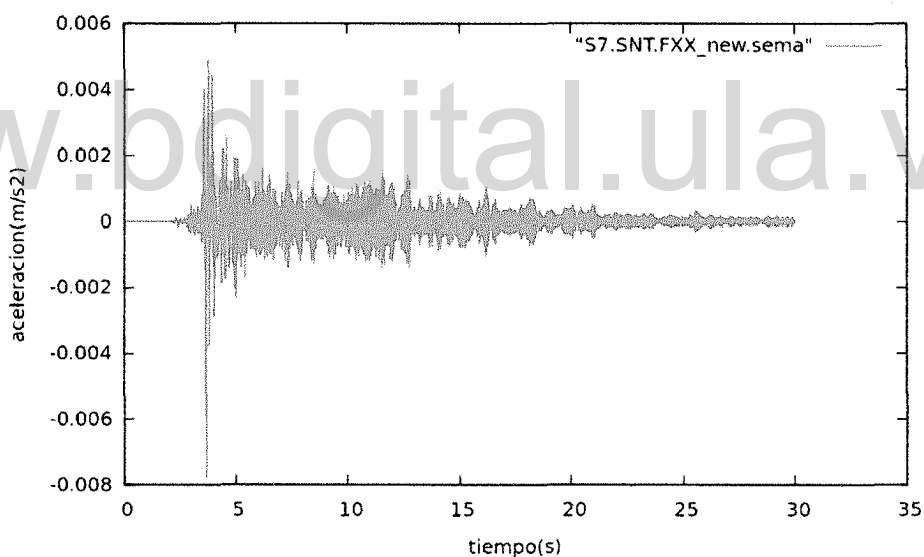


Figura 4.53. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).

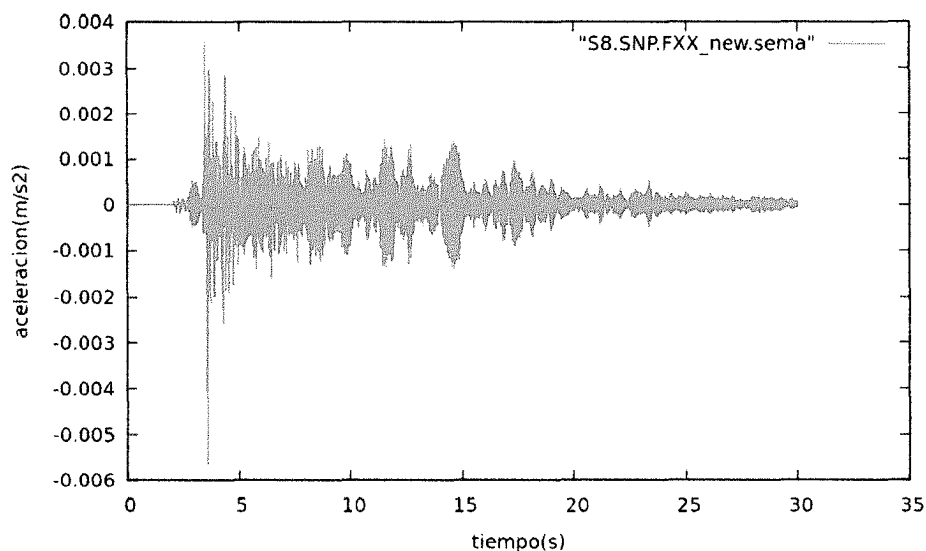


Figura 4.54. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).

Tabla No. 4.13. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Aceleración pico (m/s^2) componente este-oeste	Aceleración pico (m/s^2) componente norte-sur
S1.	1642	8×10^{-3}	$5,6 \times 10^{-3}$
S2.	612	$6,2 \times 10^{-3}$	$3,4 \times 10^{-3}$
S3.	3204	$4,2 \times 10^{-3}$	$4,2 \times 10^{-3}$
S4.	1326	$3,2 \times 10^{-3}$	5×10^{-3}
S5.	1857	$2,7 \times 10^{-3}$	$3,8 \times 10^{-3}$
S6.	960	$7,4 \times 10^{-3}$	$5,7 \times 10^{-3}$
S7.	2457	$7,6 \times 10^{-3}$	$6,6 \times 10^{-3}$
S8.	2730	$5,6 \times 10^{-3}$	$5,4 \times 10^{-3}$
S9.	3172	6×10^{-3}	$4,3 \times 10^{-3}$

Tabla No. 4.14. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 10 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Velocidad pico (m/s) componente este-oeste	Velocidad pico (m/s) componente norte-sur
S1.	1642	4×10^{-5}	$2,5 \times 10^{-5}$
S2.	612	4×10^{-5}	$2,5 \times 10^{-5}$
S3.	3204	$2,5 \times 10^{-5}$	2×10^{-4}
S4.	1326	$2,5 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-5}$
S5.	1857	$1,3 \times 10^{-4}$	$1,25 \times 10^{-5}$
S6.	960	4×10^{-5}	$2,5 \times 10^{-5}$
S7.	2457	$2,5 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-5}$
S8.	2730	$2,5 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-5}$
S9.	3172	4×10^{-5}	4×10^{-5}

Acelerogramas sintéticos (figuras 4.56 a 4.59) obtenidos en las estaciones localizadas sobre depósitos tipo terraza para una excitación sísmica de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad.

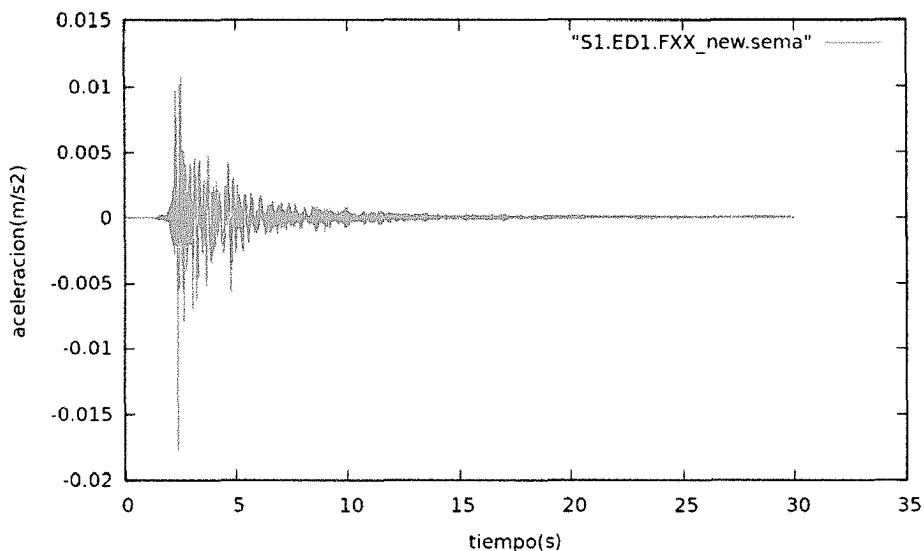


Figura 4.55. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantaclaro).

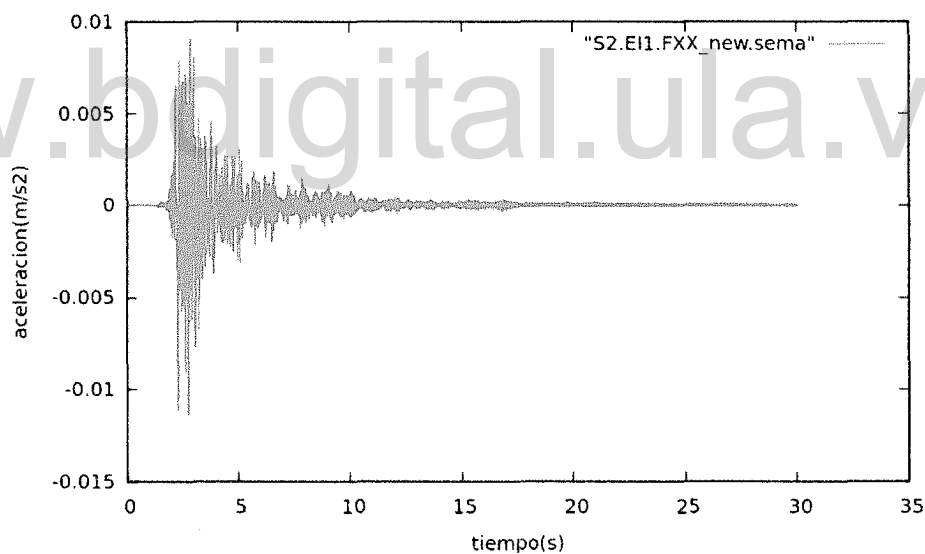


Figura 4.56. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).

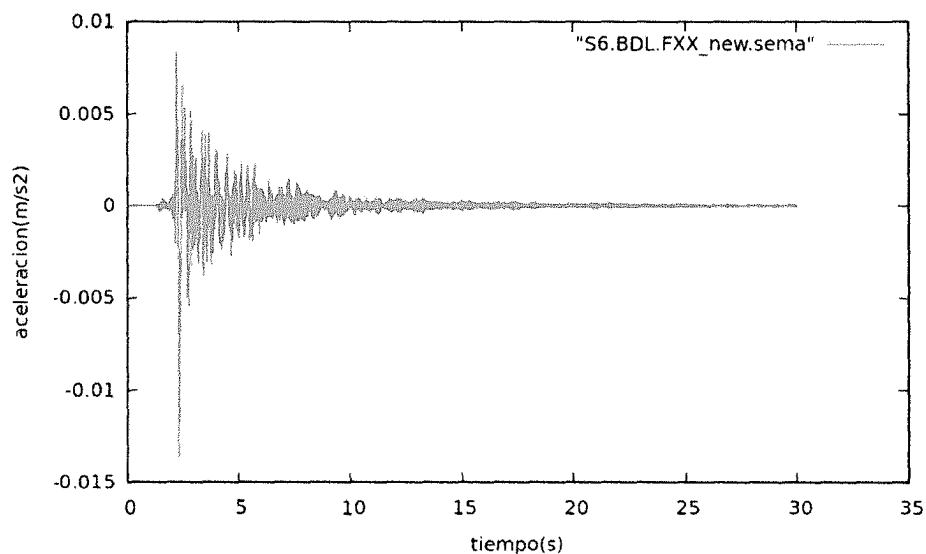


Figura 4.57. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).

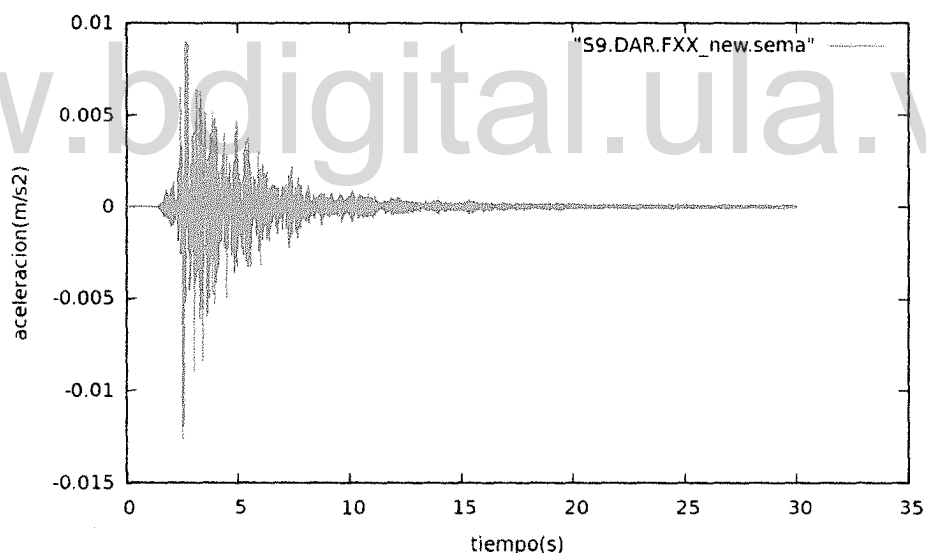


Figura 4.58. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).

Acelerogramas sintéticos obtenidos en las estaciones localizadas sobre material rocoso para una excitación sísmica de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad, las figuras 4.60 a 4.64 corresponden a dichos registros . Las tablas 4.16

y 4.17 reflejan de forma resumida los máximos valores de aceleración y velocidad obtenidos para este escenario.

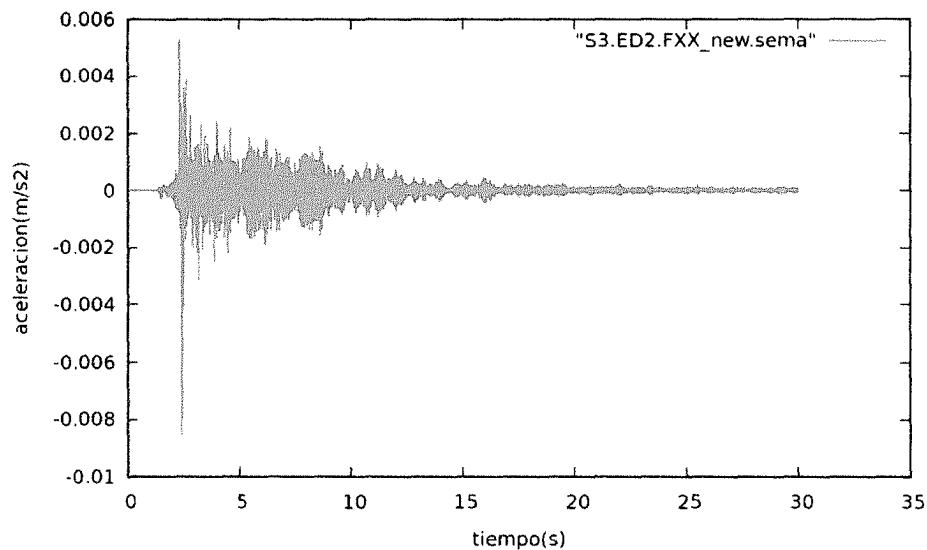


Figura 4.59. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).

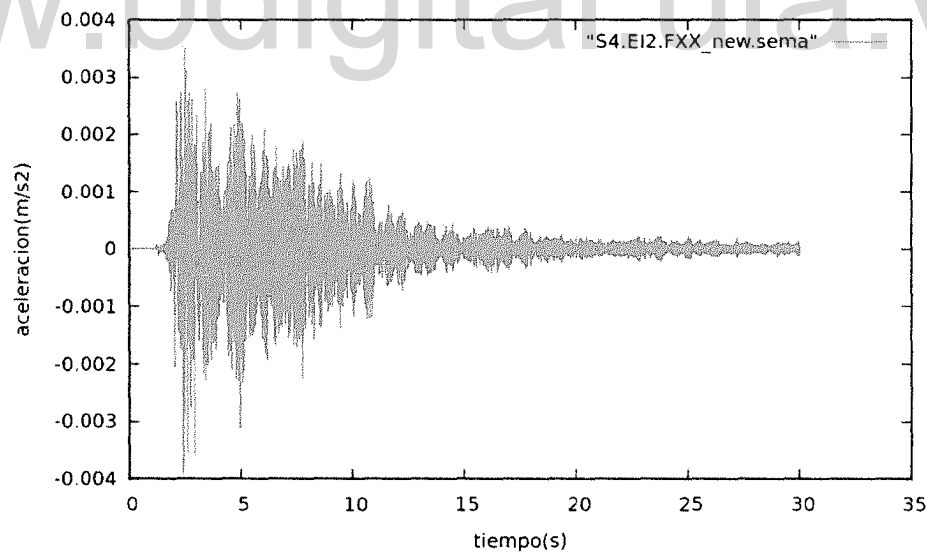


Figura 4.60. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).

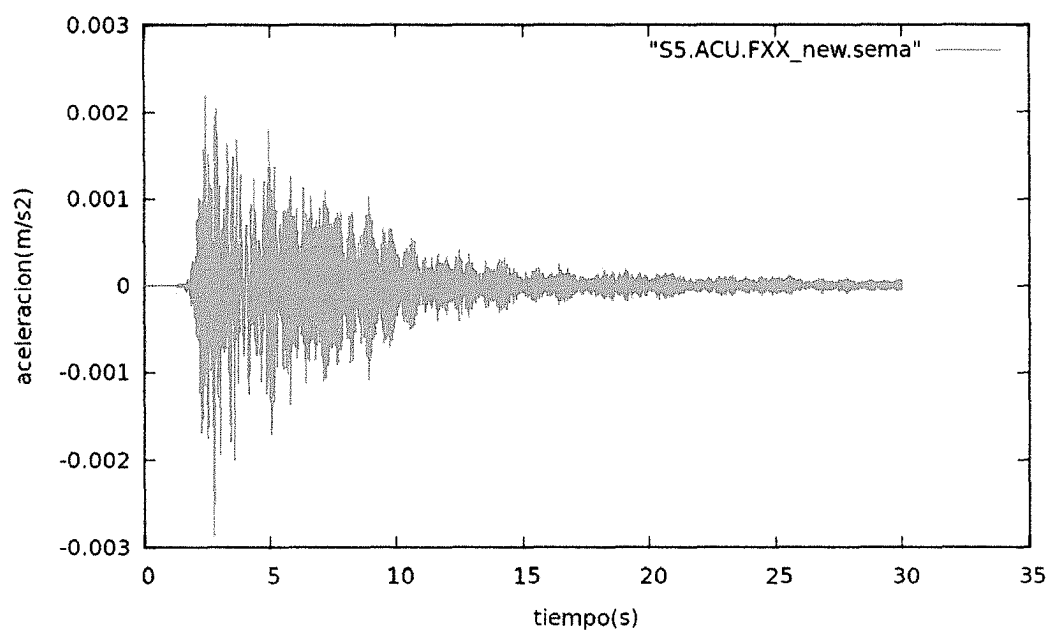


Figura 4.61. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).

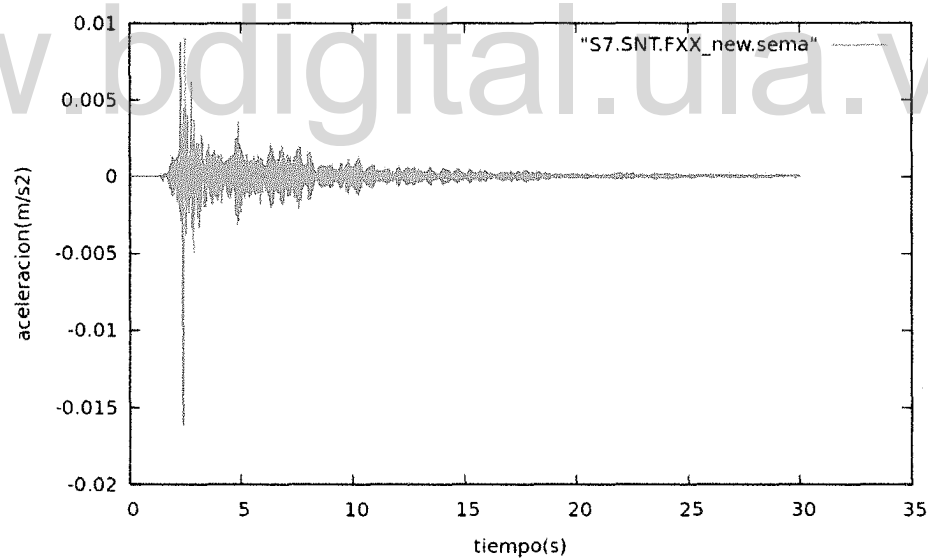


Figura 4.62. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).

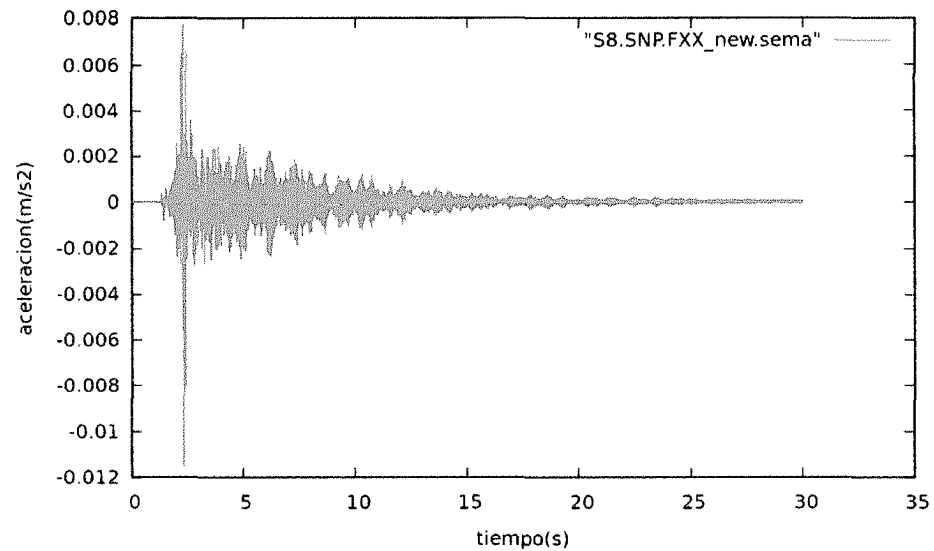


Figura 4.63. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).

Tabla No. 4.16. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Aceleración pico (m/s^2) componente este-oeste	Aceleración pico (m/s^2) componente norte-sur
S1.	1642	$1,5 \times 10^{-2}$	$1,2 \times 10^{-2}$
S2.	612	-0,11	$6,4 \times 10^{-3}$
S3.	3204	$8,5 \times 10^{-3}$	$1,6 \times 10^{-2}$
S4.	1326	4×10^{-3}	$1,5 \times 10^{-2}$
S5.	1857	$2,8 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-2}$
S6.	960	$1,4 \times 10^{-2}$	9×10^{-3}
S7.	2457	$1,6 \times 10^{-2}$	$1,4 \times 10^{-2}$
S8.	2730	$1,2 \times 10^{-2}$	$1,3 \times 10^{-2}$
S9.	3172	$1,2 \times 10^{-2}$	$1,2 \times 10^{-2}$

Tabla No. 4.17. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=2,7$ a 6 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Velocidad pico (m/s) componente este-oeste	Velocidad pico (m/s) componente norte-sur
S1.	1642	9×10^{-5}	$3,6 \times 10^{-5}$
S2.	612	1×10^{-4}	$3,6 \times 10^{-5}$
S3.	3204	5×10^{-5}	$5,45 \times 10^{-5}$
S4.	1326	5×10^{-5}	$5,45 \times 10^{-5}$
S5.	1857	$3,6 \times 10^{-5}$	$3,6 \times 10^{-5}$
S6.	960	$7,3 \times 10^{-5}$	$5,45 \times 10^{-5}$
S7.	2457	9×10^{-5}	$5,45 \times 10^{-5}$
S8.	2730	9×10^{-5}	9×10^{-5}
S9.	3172	9×10^{-5}	1×10^{-4}

- Escenario Dos

El modelo se somete a una excitación sísmica de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad, cuyas coordenadas UTM son 949339 262397; ver Figura 4.37 y tabla 4.8 del escenario uno.

Las figuras 4.65 a 4.68 representan los acelerogramas sintéticos obtenidos en las estaciones localizadas sobre depósitos tipo terraza para una excitación sísmica de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad.

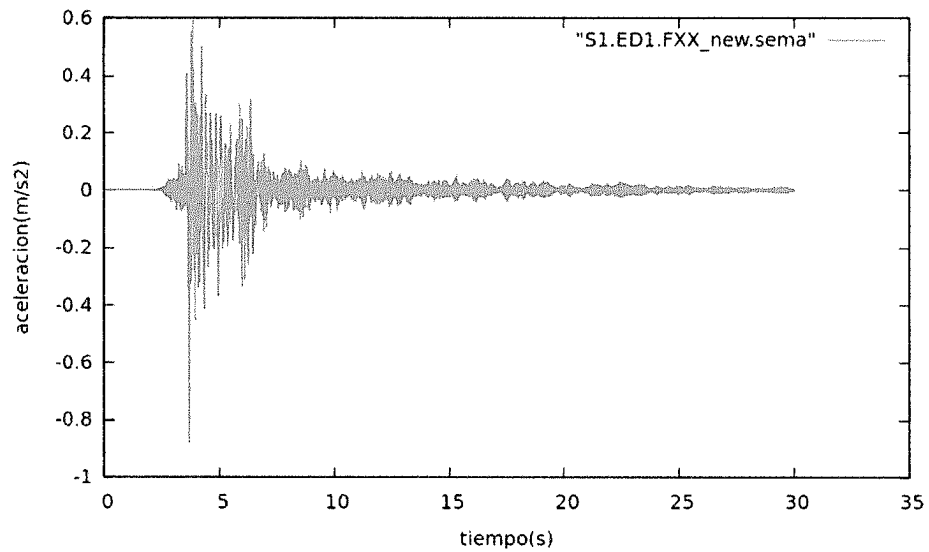


Figura 4.64. Acelerograma de la estación S1 (Ubicada entre Res. La Rivera y C.C. Cantalero).

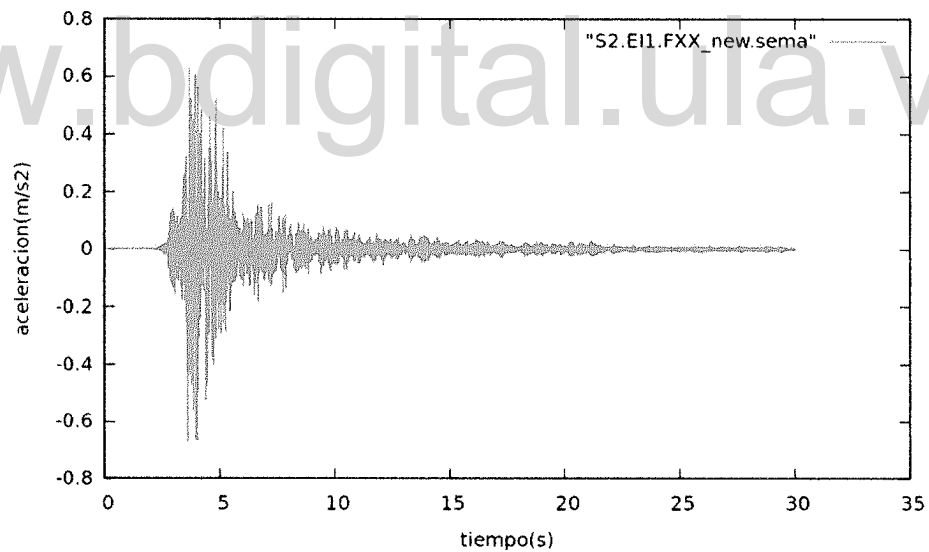


Figura 4.65. Acelerograma de la estación S2 (Detrás de Camoula).

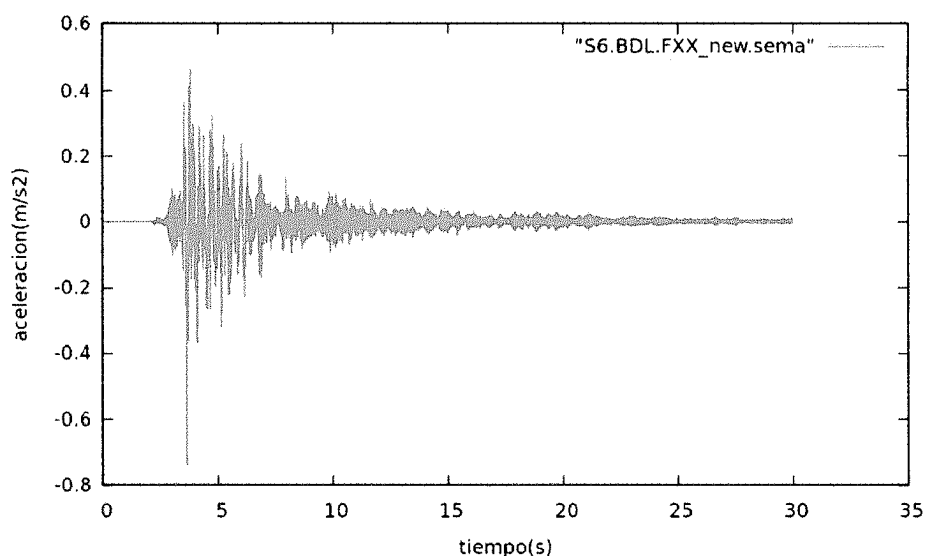


Figura 4.66. Acelerograma de la estación S6 (Detrás de la Escuela Rafael A. Godoy).

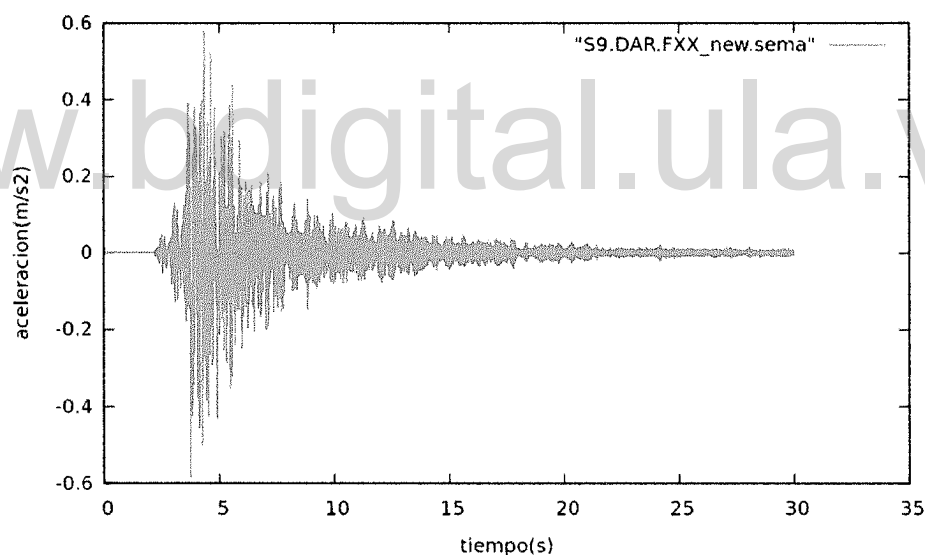


Figura 4.67. Acelerograma de la estación S9 (Estacionamiento de visitantes de la Facultad de Derecho).

Los registros de las figuras 4.69 a 4.73 pertenecen a las aceleraciones adquiridas en estaciones localizadas sobre material rocoso para una excitación sísmica de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad. Los valores picos de aceleración y velocidad están plasmados en las tablas 4.19 y 4.20.

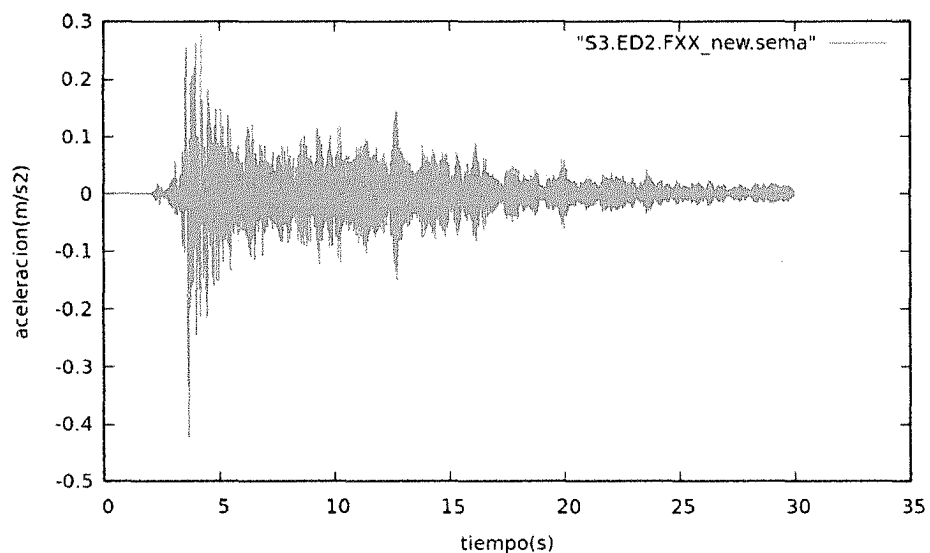


Figura 4.68. Acelerograma de la estación S3 (Estacionamiento 2 de la Plaza de Toros Roman E. Sandia.).

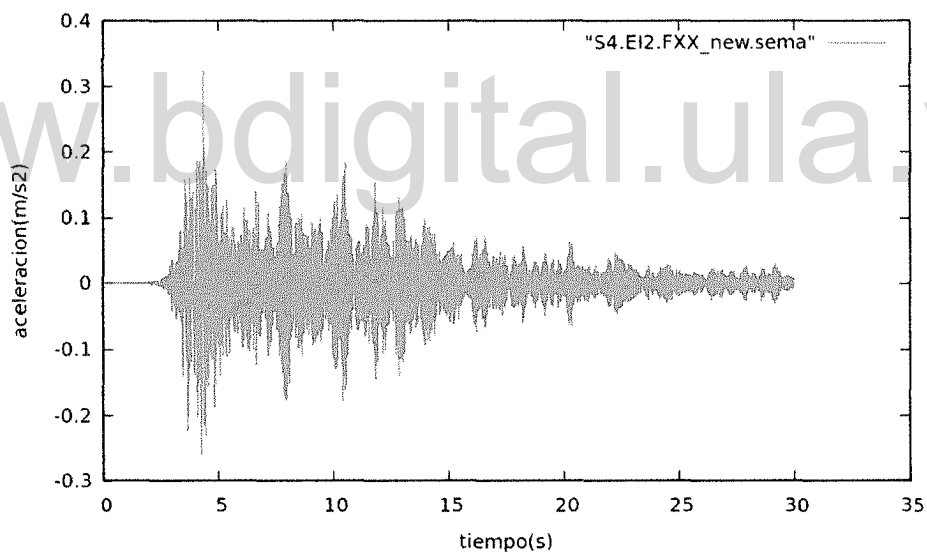


Figura 4.69. Acelerograma de la estación S4 (Pie del Llano, cerca de la Estación del Trolebús).

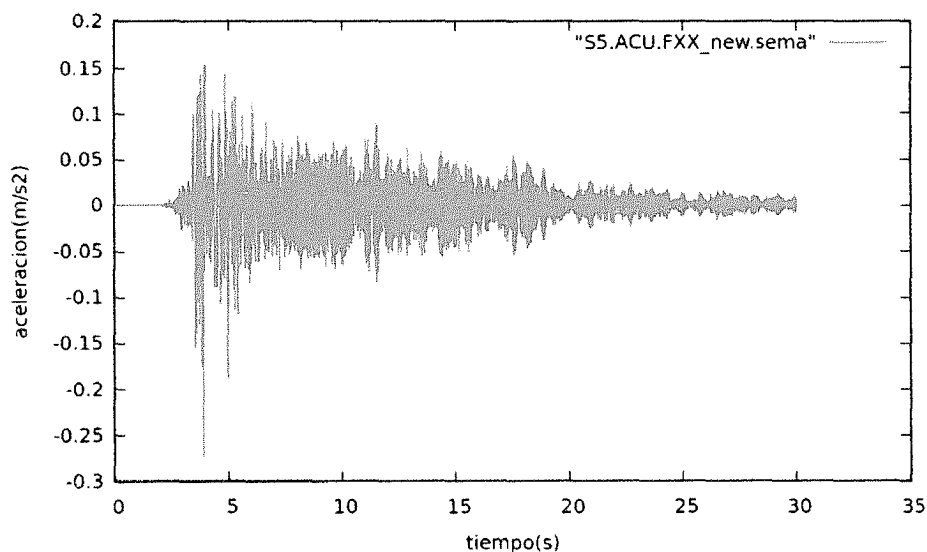


Figura 4.70. Acelerograma de la estación S5 (Pasos arriba de la entrada al Rincón).

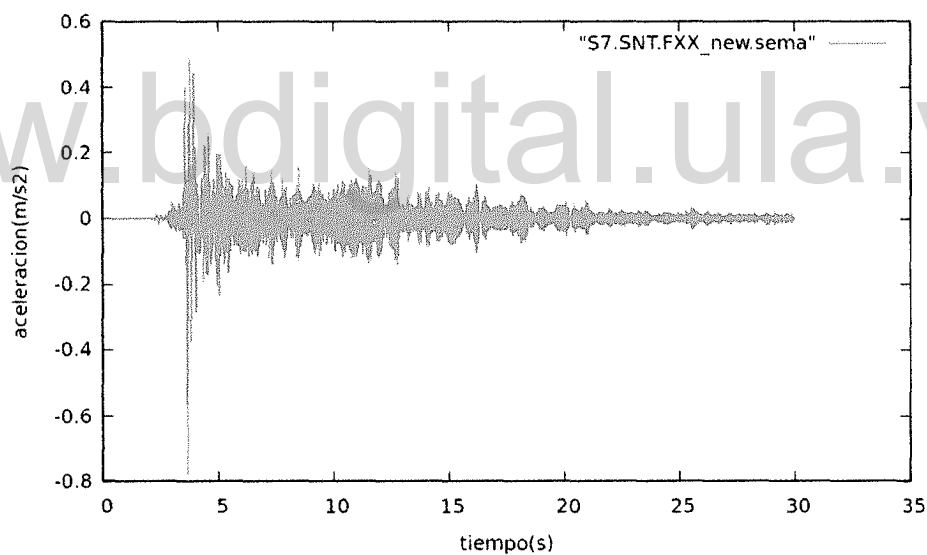


Figura 4.71. Acelerograma de la estación S7 (Zona Montañosa).

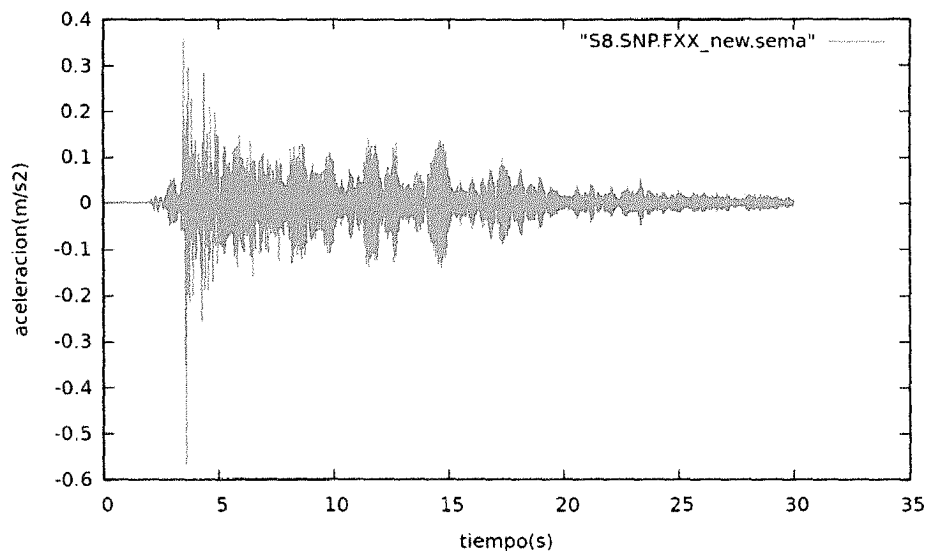


Figura 4.72. Acelerograma de la estación S8 (Av. 7 en las adyacencias del Liceo Don Tulio Febres).

Tabla No. 4.19. Valores de aceleración pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Aceleración pico (m/s^2) componente este-oeste	Aceleración pico (m/s^2) componente norte-sur
S1.	1642	0,87	0,65
S2.	612	0,67	0,36
S3.	3204	-0,42	0,41
S4.	1326	0,32	0,23
S5.	1857	-0,27	0,39
S6.	960	0,74	0,56
S7.	2457	0,77	0,66
S8.	2730	-0,56	0,55
S9.	3172	0,56	0,41

Tabla No. 4.20. Valores de velocidad pico obtenidos en cada estación para un sismo de magnitud $M_w=4$ a 10 km de profundidad.

Estación	Distancia Fuente - Receptor (metros)	Velocidad pico (m/s) componente este-oeste	Velocidad pico (m/s) componente norte-sur
<i>S1.</i>	1642	$1,4 \times 10^{-2}$	8×10^{-3}
<i>S2.</i>	612	$1,6 \times 10^{-2}$	1×10^{-2}
<i>S3.</i>	3204	7×10^{-3}	$6,8 \times 10^{-3}$
<i>S4.</i>	1326	9×10^{-3}	$6,8 \times 10^{-3}$
<i>S5.</i>	1857	$4,3 \times 10^{-3}$	$5,9 \times 10^{-3}$
<i>S6.</i>	960	1×10^{-2}	9×10^{-3}
<i>S7.</i>	2457	$9,5 \times 10^{-3}$	$9,5 \times 10^{-3}$
<i>S8.</i>	2730	8×10^{-3}	8×10^{-3}
<i>S9.</i>	3172	$1,3 \times 10^{-2}$	1×10^{-2}

En cuanto a los modelos tridimensionales se tiene que los registros originales obtenidos mediante SPECFEM3D, presentan frecuencias muy altas, por tanto tales resultados fueron procesados aplicándoles un filtrado paso alto, con el fin de eliminar las altas frecuencias, de tal modo que a partir de los resultados obtenidos de dicho tratamiento se puede observar que para los distintos escenarios sísmicos planteados en esta investigación, de manera general, se presentan valores de aceleración pico más elevados conforme disminuye la profundidad focal, lo cual es de esperarse.

Tanto para el escenario uno como para el escenario dos, se observa de manera general que la componente horizontal este-oeste tanto de la aceleración como de la velocidad son ligeramente mayores que la componente norte-sur; y de forma general se evidencian mayores valores de aceleración en las estaciones localizadas sobre

capas de sedimento que aquellas situadas sobre roca, exceptuando la estación S7, situada en zona montañosa, lo cual evidencia amplificaciones originadas por efecto topográfico y de borde de talud.

Por otra parte, de manera general y a pesar del filtrado aplicado, los registros correspondientes a los modelos tridimensionales continúan presentando frecuencias altas, en contraste a los registros de los modelos bidimensionales, posiblemente el tamaño del elemento utilizado para estos modelos sea una de las razones que puedan explicar tal comportamiento, pues para el caso de los modelos bidimensionales se utilizaron elementos de menor tamaño para las distintas capas y los registros obtenidos muestran diferencias importantes entre los modelos 2D y 3D. Sin embargo el uso de una malla más refinada significa un incremento en los requerimientos de memoria para que así el código efectúe los cálculos respectivos, factor que limitó posteriores pruebas de estos modelos 3D, pues los mismos se ejecutaron en el cluster de la ULA y al intentar variar en distintas oportunidades dicho tamaño surgieron problemas asociados a la falta de memoria para el cálculo.

La poca profundidad de las fuentes sísmicas utilizadas para simular los modelos bidimensionales se fundamenta en el inventario de sismos, efectuado por Pérez, M. (2009). En su investigación, se presenta una tabla con datos recopilados de distintos eventos sísmicos, para eventos de fuente cercana, las profundidades predominantes están entre 1.2 km y 5 km; por tal motivo se decidió trabajar con un valor intermedio. Por otra parte, la magnitud leve utilizada en las simulaciones 2D y de leve a moderada en los 3D; corresponde, en primer lugar a que estos eventos son los de mayor repetición, y por otro lado al tratar de someter los modelos de este estudio a magnitudes de moderadas a altas, las respuestas obtenidas fueron exageradas, se intuye que la razón de esto se debe a la dimensión finita de los modelos.

Los valores obtenidos en los modelos 2D, son relativamente altos, para las magnitudes utilizadas; lo cual podría asociarse a la poca profundidad de la excitación sísmica simulada, además dichos resultados permiten inferir la posible existencia de una relación directa entre la dimensión de los modelos, la magnitud del evento sísmico, y la respuesta del medio que se ha modelado; esta aseveración se hace porque para el caso de los modelos bidimensionales y específicamente el Modelo 3 – 2D y el Modelo 4 – 2D, a pesar de que ambos tienen el mismo tipo de material asignado, y difieren solamente en su tamaño, se aprecia que el modelo de menor área presenta valores de aceleración y velocidad relativamente más altos que su contraparte (el Modelo 4 – 2D), lo cual conlleva a pensar que si desea conocer la respuesta del subsuelo ante sollicitaciones sísmicas de una magnitud relativamente elevada, es entonces necesario, trabajar con modelos de mayor extensión tanto lateral como vertical.

En el caso de los modelos tridimensionales, la aplicación del filtrado a las señales obtenidas permitió mejorar significativamente el comportamiento de las mismas, eliminándose las frecuencias extremadamente altas que poseían inicialmente dichos registros, sin embargo esto no ocurre con los registros bidimensionales, presentándose por lo tanto para este caso las señales originales resultantes del modelado 2D.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

- El método de los elementos espectrales y el código abierto SPECFEM basado en este método, constituyen una herramienta poderosa para estudiar la propagación de ondas en el subsuelo y así estimar numéricamente la respuesta del mismo ante diferentes eventos sísmicos.
- Los registros obtenidos a partir de los modelos bidimensionales tienen un mejor comportamiento que los obtenidos a partir de los modelos tridimensionales, esto básicamente en relación a su contenido frecuencial y a la atenuación de la señal, posiblemente el tamaño del elemento asignado a cada capa sea el responsable de tal resultado, pues el tamaño de los elementos en los modelos 2D es inferior al asignado a los modelos 3D. Sin embargo, por una parte, la teoría sobre elementos espectrales indican que una malla se considera de buena calidad, si sus aristas tienen una angularidad inferior a 0,75 lo cual se traduce en la obtención de buenos resultados, en el caso de los modelo 3D, hay un porcentaje inferior al 10% de elementos con aristas que alcanzaron una angularidad máxima de 0,55 por tanto se cumple dicha condición. Y por otra parte el número de puntos por longitud de onda en cada elemento debe oscilar entre 5 y 10, es necesario acatar esta condición para obtener exactitud en los resultados, el refinamiento progresivo de las mallas usadas en los modelos bidimensionales permitió incrementar paulatinamente el número de puntos por longitud de onda sobre cada elemento y así lograr registros con una mejor respuesta.

- En cuanto a los modelos bidimensionales se puede observar como el modelo 1 - 2D muestra el registro únicamente de las ondas P y S al estar conformado por un solo material, al hacer más complejo el modelo incluyendo otros materiales geológicos además de la topografía, los registros en las diferentes estaciones igualmente se hacen más complicados, aumentando la duración de la señal, su amplitud y contenido frecuencial; comprobando de manera general tanto el efecto topográfico como efectos producidos por la existencia de capas con velocidades de onda inferiores al basamento.
- El modelo 3- 2D, transversal a la meseta de la ciudad con dirección NNE-SSW, muestra explícitamente la influencia del relieve en la amplificación de las ondas pues los receptores ubicados sobre colinas, valles y en borde de talud exhibieron valores picos mayores que el receptor localizado sobre planicie, mientras que el modelo longitudinal a la meseta con dirección SW – NE, presenta amplificaciones considerables preferencialmente en aquellas estaciones que están localizadas en la dirección de propagación de la excitación sísmica más que en aquellas ubicadas en zonas donde el relieve presenta cambios bruscos. Para el caso del modelo transversal las mayores aceleraciones horizontales corresponden a las estaciones S5 y S6 ubicadas en el valle del Río Chama y sobre la ladera derecha del mismo río con valores de $-26,6$ y -30 m/s^2 respectivamente. El modelo 4 – 2D, longitudinal a la meseta de la ciudad tiene las mayores aceleraciones horizontales en las estaciones S5 con $22,52 \text{ m/s}^2$ y S7 con $-19,53 \text{ m/s}^2$, localizadas sobre el valle del Río Albarregas y sobre el Estadio Metropolitano, sin embargo las estaciones S1, S6 y S11 tienen una mayor duración en sus registros ubicados en las inmediaciones del terminal del trolebús en Ejido, sobre el valle del Río Chama y cerca del talud del parque de Los Poetas respectivamente.
- En relación a los modelos tridimensionales, se puede apreciar como para los distintos escenarios sísmicos la amplitud de los registros varía conforme se

aumenta o disminuye tanto la magnitud de la excitación sísmica como la profundidad del foco, obteniéndose valores de aceleración pico horizontal de hasta $0,77 \text{ m/s}^2$ sobre roca y $0,87 \text{ m/s}^2$ sobre sedimento para un evento de $M_w = 4$ originado a 10 km de profundidad. Se aprecia además que las estaciones localizadas sobre sedimento tienen en promedio valores más altos que las ubicadas sobre roca, sin embargo, en el caso de la estación S7, situada sobre roca presenta una amplificación importante debido al efecto topográfico.

- Si se desea conocer la respuesta del subsuelo ante sollicitaciones sísmicas de una magnitud relativamente elevada, es entonces necesario, trabajar con modelos de mayor extensión tanto lateral como vertical. Ya que especialmente los resultados de los modelos bidimensionales han permitido inferir la posible existencia de una relación directa entre la dimensión de los modelos, la magnitud del evento sísmico, y la respuesta del medio que se ha modelado; esto en base a los resultados de velocidad y aceleración obtenidos, y también en función de los gráficos de energía sísmica que se produce y se conserva en el medio durante la simulación. En esta investigación el trabajo con modelos de mayores dimensiones se limitó, debido a la falta de ordenadores con mayor capacidad de cálculo.
- Con el propósito de validar los resultados generados, se construyeron los espectros de respuestas normalizados al 5% de amortiguamiento a partir del promedio de los valores de aceleración obtenidos sobre sedimento y sobre basamento para el modelo 3 - 2D. Escencialmente se aprecia en dichos gráficos como las curvas obtenidas tienen un comportamiento similar a las curvas teóricas correspondientes a roca y a suelos con condiciones rígidas, la respuesta espectral está básicamente centrada en el rango de períodos cortos, lo cual por un lado es característico de depósitos de roca y suelo rígido; y por otra parte, se corresponde con la excitación sísmica utilizada (sismo de fuente

cercana). Los picos de aceleración espectral ocurren para un período cercano a 0,2 segundos, esto concuerda con los períodos determinados en la investigación de Pérez M. (2009) y de Cerrada, et al. (2011). La función de transferencia obtenida para el modelo 3 = 2D, refleja una transferencia de la señal desde la roca fresca hasta el suelo en superficie en un factor de 1,4 aproximadamente.

www.bdigital.ula.ve

RECOMENDACIONES

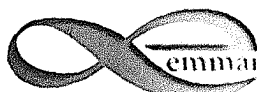
- Reducir el tamaño de los elementos de los modelos 3D con la perspectiva de mejorar los registros obtenidos, lo cual implica previamente, buscar, localizar y gestionar los ordenadores donde pueda volverse a correr estos modelos.
- Construir modelos cuyas mallas sean generadas externamente, las cuales permitan considerar contactos irregulares lateralmente entre distintas unidades geológicas y que puedan posteriormente ser usados con SPECFEM. Esto con la finalidad de estudiar y analizar modelos más complejos.
- Incluir poroelasticidad en los modelos obtenidos en este trabajo y/o en nuevos modelos con la finalidad de detectar variaciones importantes en los resultados, en contraste con los resultados obtenidos, los cuales consideran el medio solamente elástico.

www.bdigital.ula.ve

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aki, K. y Richards, P. (2009). *Quantitative Seismology* (2da ed.). Sausalito: University Science Books.
- Audemard, F. A. (1997). Holocene and historical earthquakes on the Bocon'ó fault system, southern Venezuelan Andes : trench confirmation. *Journal of Geodynamics*, 24 (1), 155–167.
- Audemard, F. A., Pantosti, D., Machette, M., Costa, C., Okumura, K., Cowan, H., Diederix, H., y Ferrer, C. (1999). Trench investigation along the Mérida section of the Boconó fault (Central Venezuelan Andes), Venezuela. *Tectonophysics*, 308, 1–21.
- Audemard, F. E. y Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: elations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 342, 299–327.
- Audemard, F. A., Ollarves, R., Bechtold, M., Díaz, G., Beck, C., Carrillo, E., Pantosti, D., y Diedrix, H. (2008). Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela. *Tectonophysics*, 459, 38–53.
- Cerrada, M. et al. (2011, Diciembre). *Determinación de microzonas sísmicas preliminares del área metropolitana de Mérida*. Ponencia presentada en el I Congreso Venezolano de Geociencias. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Delavaud, E. (2007). *Simulación numérica d la propación de ondas en medios geológicos complejos: aplicación de la evaluación de la respuesta sísmica en la cuenca de Caracas*. Tesis de doctorado. IPGP. París.
- Grisolia, D. (1999). *Introducción a la Ingeniería Sísmica* (2da ed.). Mérida: Facultad de Ingeniería.
- González, C. J. de, Iturralde, J. A. de, Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Caracas: Foninves.
- Lay, T. y Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. San Diego: Academic Press, Inc.
- Klarica, S. (2012). *La física y la tierra*. Mérida: Talleres Gráficos Universitarios.
- Komatitsch, D. (1997). *Méthodes Spectrales et Éléments Spectraux pour L'Équation de L'Élastodynamique 2D et 3D en Milieu Hétérogène*. Tesis doctoral no publicada, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris.

- Komatitsch, D. y Vilotte, J. (1998). The Spectral Element Method: An Efficient Tool to Simulate the Seismic Response of 2D and 3D Geological Structures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (2), 368-392.
- Komatitsch, D. y Tromp, J. (1999). Introduction to the spectral element method for three-dimensional seismic wave propagation. *Geophys. J. Int.*, 139, 806-822.
- Komatitsch, D., Tromp, J., Süß, P., Stidham, C. y Shaw, J. H. (2004). Simulations of Ground Motion in the Los Angeles Basin Based upon the Spectral-Element Method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (1), 187-206.
- Marfurt, K. J. (1984). Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar wave equation. *Geophysics*, 49, 533-549.
- Ministerio de Obras Públicas M.O.P., (1976). Microzonificación sísmica de la meseta de Mérida: Autor.
- Monod, B. (2009). Evolución neogena de la parte central de los andes de Mérida (Venezuela): Análisis estructural, modelado geológico y numérico de un sistema en escape. Tesis de doctorado. Universidad de Pau y Pays de l'Adour, Pau.
- Olsen, K. B., Day, S. M., y Bradley, C. R. (2003). Estimación de Q for Long – Period (≥ 2 sec) waves in the Los Angeles Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (2), 627-638.
- Pérez, M. (2009). *Simulación de sismos probables para la ciudad de Mérida*. Trabajo de grado de maestría no publicado, Universidad de Los Andes, Mérida.
- Priolo, E., Carcione, J. M. y Seriani, G. (1994). Numerical simulation of interface waves by high-order spectral modeling techniques. *J. acoust. Soc. Am.*, 95, 681-693.
- Rivero, P. (1996). Respuesta espectral de sitio considerando comportamiento inelástico del suelo. Trabajo de grado de maestría. Universidad de Los Andes, Mérida.
- Rocabado, V. (2010). *Modelaje numérico de la respuesta sísmica 2D del valle de Caracas y comparación con los resultados obtenidos mediante el método H/V*. Trabajo de grado de maestría. UCV, Caracas.
- Sauter, F. (1989). *Introducción a la sismología*. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology* (2da ed.). San Diego: Cambridge University Press, New York.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y ELECTRÓNICAS

Universidad de Los Andes. (2004). *Astronomía y Ciencias de la Tierra* (1era ed.). Mérida: Autor.

Universidad de Princeton y Universidad de Marseille (2013). *Manual de SPECFEM3D*. USA-France: Autor.

Universidad de Princeton y Universidad de Pau (2012). *Manual de SPECFEM3D*. USA-France: Autor.

Vilches, J. (2009). *Caracterización sísmica del terreno previa a la construcción de la estación de transferencia Guaraira Repano, La Urbina – Caracas*. Informe de pasantías. Caracas: Autor.

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

Alonso, J. (1997). Programación de aplicaciones paralelas con MPI (Message Passing Interface). [Artículo en línea]. Consultado el 30 de agosto de 2012 en: <http://www.sc.ehu.es/acwmialj/edumat/mpi.pdf>

Amenaza sísmica en el área metropolitana de Mérida. (2010). [Documento en línea]. Consultado el 3 de agosto de 2012 en: http://www.eduriesgo.org/eduriesgo/documentos/modulo_ii/zona_metropolitana/1_Amenaza_Sismica_Zona_Metropolitana.pdf

Carmargo, M. y Guerrero, O. (1997). Repercusiones ambientales significativas en la Ciudad de Mérida, Venezuela. *Geoenseñanza* [Revista en línea], 2 (2). Consultado el 05 de agosto de 2012 en: <http://www.saber.ula.ve/bitstream/123456789/20955/1/articulo7.pdf>

Hoeger, H. (2006). Introducción a la computación paralela [Artículo en línea]. Consultado el 05 de agosto de 2012 en: http://www.saber.ula.ve/bitstream/123456789/15969/1/com_par.pdf

PDVSA – INTEVEP, (1997). Neotectónica de las fallas de Bocono, Valera, Turame y Mene Grande. [Página web en línea]. Disponible en: <http://www.pdv.com/lexico/excursio/exc-inte.htm>

SeismoSoft Earthquake engineering software solutions. [Página web en línea]. Disponible en: <http://www.seismosoft.com/en/Download.aspx>

Wikipedia La enciclopedia libre. (2012). [Página web en línea] . Disponible en: http://es.wikipedia.org/wiki/Computación_paralela