

Figura 4.5. Discretización del espacio y el tiempo.

Para construir el esquema de diferencias finitas se pueden aproximar $\partial d(i\Delta x, m\Delta t) / \partial t$ y $\partial \tau(i\Delta x, m\Delta t) / \partial t$ usando la *forward-difference formula* (Ecuación 4.4) y $\partial d(i\Delta x, m\Delta t) / \partial x$ y $\partial \tau(i\Delta x, m\Delta t) / \partial x$ usando la *central-difference formula* (Ecuación 4.6). Con ello, se encuentran para la Ecuación 4.18 y la Ecuación 4.19 las ecuaciones de diferencias finitas que se muestran a continuación (Ecuación 4.20, Ecuación 4.21)

$$\frac{1}{\Delta t} (D_i^{m+1} - D_i^m) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (T_{i+1}^m - T_{i-1}^m) \quad \text{Ecuación 4.20}$$

$$\frac{1}{\Delta t} (T_i^{m+1} - T_i^m) = E_i \frac{1}{2\Delta x} (D_{i+1}^m - D_{i-1}^m) \quad \text{Ecuación 4.21}$$

La Ecuación 4.20 y Ecuación 4.21 son un esquema de diferencias finitas de la ecuación unidimensional de la ecuación de ondas.

4.4.3. *Comprobación de la estabilidad y consistencia del esquema de diferencias finitas.
Implicaciones y modificaciones en el esquema de diferencias finitas*

Ahora se tiene que comprobar la estabilidad y la consistencia del esquema de diferencias finitas.

La consistencia se comprueba como en la Ecuación 4.14. Por ejemplo, se puede comprobar de la Ecuación 4.20. Así en la Ecuación 4.22 se muestra L_{Δ} , el operador aproximado de L (Ecuación 4.23) para la Ecuación 4. de ondas unidimensional.

$$L_{\Delta} = \frac{1}{\Delta t} (D_i^{m+1} - D_i^m) - \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (T_{i+1}^m - T_{i-1}^m) \quad \text{Ecuación 4.22}$$

$$L = \frac{\partial \dot{d}(i\Delta x, m\Delta t)}{\partial t} - \frac{1}{\rho_i} \frac{\partial \tau(i\Delta x, m\Delta t)}{\partial x} \quad \text{Ecuación 4.23}$$

Si en la Ecuación 4.22, sustituimos D_i^{m+1} , D_i^m , T_{i+1}^m y T_{i-1}^m por desarrollos de Taylor se encuentra:

$$L_{\Delta} = \frac{\partial \dot{d}(i\Delta x, m\Delta t)}{\partial t} - \frac{1}{\rho_i} \frac{\partial \tau(i\Delta x, m\Delta t)}{\partial x} + O(\Delta t) + O(\Delta^2 x) \quad \text{Ecuación 4.24}$$

Con lo que se obtiene la Ecuación 4.25:

$$L - L_{\Delta} = -O(\Delta t) - O(\Delta^2 x) \rightarrow 0 \text{ para } \Delta t, \Delta x \rightarrow 0 \quad \text{Ecuación 4.25}$$

La Ecuación 4.25 demuestra que el esquema es consistente para cualquier discretización del medio.

Con la Ecuación 4.21 se procede de igual forma y se comprueba que el esquema es consistente sin condiciones, es decir, incondicionalmente consistente.

Para comprobar la estabilidad conviene asumir unos errores iniciales en las funciones solución e investigar como estos se propagan en la malla y si crecen con el tiempo. Se asumen unas perturbaciones del tipo exponencial de la misma forma que la solución esperada de la ecuación de ondas.

$$\varepsilon(T_i^m) = A \cdot \exp(-i\omega m\Delta t + iki\Delta x) \quad \text{Ecuación 4.26}$$

$$\varepsilon(D_i^m) = B \cdot \exp(-i\omega m\Delta t + iki\Delta x) \quad \text{Ecuación 4.27}$$

Como los errores cumplen las ecuaciones, se sustituyen estos en las ecuaciones y encontramos las siguientes relaciones (Ecuación 4.28, Ecuación 4.29)

$$B[\exp(-i\omega\Delta t - 1)] = \frac{\Delta t}{2\rho_i\Delta x} A 2i \cdot \sin k\Delta x \quad \text{Ecuación 4.28}$$

$$A[\exp(-i\omega\Delta t - 1)] = \frac{E_i\Delta t}{2\Delta x} B 2i \cdot \sin k\Delta x \quad \text{Ecuación 4.29}$$

Combinando la Ecuación 4.28 con la Ecuación 4.29 para eliminar A y B queda una expresión (Ecuación 4.30) que denota que el esquema es inestable al tener que ser ω un número complejo. Los errores van a crecer exponencialmente con el tiempo.

$$\left| \exp(-i\omega\Delta t) \right| = \left| 1 \pm i \left(\frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin k\Delta x \right| > 1 \quad \text{Ecuación 4.30}$$

No existe ninguna condición bajo la cual el esquema sea estable, por tanto, el esquema debe ser construido de otra forma. Por ejemplo, en vez de aproximar las derivadas respecto al tiempo con la *forward-difference formula*, se va a utilizar la *central-difference formula* igual que se hizo con las derivadas respecto al espacio. El esquema entonces queda como se muestra en la Ecuación 4.31 y la Ecuación 4.32.

$$\frac{1}{2\Delta t} (\dot{D}_i^{m+1} - \dot{D}_i^{m-1}) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{2\Delta x} (T_{i+1}^m - T_{i-1}^m) \quad \text{Ecuación 4.31}$$

$$\frac{1}{2\Delta t} (T_i^{m+1} - T_i^{m-1}) = E_i \frac{1}{2\Delta x} (\dot{D}_{i+1}^m - \dot{D}_{i-1}^m) \quad \text{Ecuación 4.32}$$

Introduciendo en este nuevo esquema los errores que se asumieron anteriormente, se encuentra la siguiente expresión (Ecuación 4.33):

$$\sin \omega\Delta t = \pm \left(\frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin k\Delta x \quad \text{Ecuación 4.33}$$

Esta relación (Ecuación 4.33) ofrece una condición bajo la cual ω adquiere valores reales. Esta condición es la que nos va a relacionar $\Delta x, \Delta t$ para obtener la condición de estabilidad y tener un esquema condicionalmente estable. La *condición de estabilidad* se muestra en la Ecuación 4.35.

$$|\sin \omega \Delta t| \leq 1 \quad \text{si} \quad \left(\frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad \text{Ecuación 4.34}$$

por tanto

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c_i} \quad \text{donde} \quad c_i = \left(\frac{E_i}{\rho_i} \right)^{1/2} \quad \text{Ecuación 4.35}$$

La condición de estabilidad significa en este caso, que el paso de tiempo, Δt , no puede ser mayor que el tiempo necesario por cualquier perturbación al propagarse en una distancia igual a Δx . Una vez fijado Δx , con la condición de estabilidad se escoje Δt para que el esquema sea estable.

4.4.4. Estudio de la dispersión de la malla

La estimación de Δx vendrá dada por las longitudes de onda para las cuales la aproximación tiene que ser válida. Para valorarlo más detalladamente se estudia lo que se conoce como dispersión de la malla. La dispersión de la malla se estudia observando cual es la velocidad de fase de la malla y la velocidad de grupo de la malla. A partir de la igualdad mostrada en la Ecuación 4.33 se calcula la velocidad de fase, $c^{grid} = \omega / k$, y la velocidad de fase de la malla, $v_{grupo}^{grid} = \partial \omega / \partial k$. Estas velocidades

dependen de lo que también se denomina cociente espacial de discretización, $\Delta x / \lambda$

y del cociente de estabilidad $p = \frac{c_i \cdot \Delta t}{\Delta x}$.

Si se representan en un gráfico estas velocidades normalizadas por C_i , en función del cociente espacial de discretización, $\Delta x / \lambda$, se pueden estudiar los diferentes valores del cociente de estabilidad y escoger adecuadamente cual es el criterio de discretización del medio espacial, Δx , en función del cálculo que se quiera realizar.

Un ejemplo de representaciones se muestra en la Figura 4.6.

De los gráficos de la Figura 4.6 se observa como c^{grid} y v_{grupo}^{grid} están próximos a las velocidades de fase y de grupo reales si $\Delta x / \lambda < 0.1$, lo cual significa que al menos $10\Delta x$ son necesarios para evitar dispersiones en las velocidades de fase y grupo para la longitud de onda λ . A partir de aquí se puede llamar criterio de discretización a la relación $\Delta x < \lambda / 10$. Si en el medio tenemos una onda con una velocidad mínima v_{min} a partir del criterio de discretización podemos saber la frecuencia de precisión, f_{ac} , del cálculo (Ecuación 4.36).

$$\Delta x < \frac{v_{min}}{10 \cdot f_{ac}}$$

Ecuación 4.36

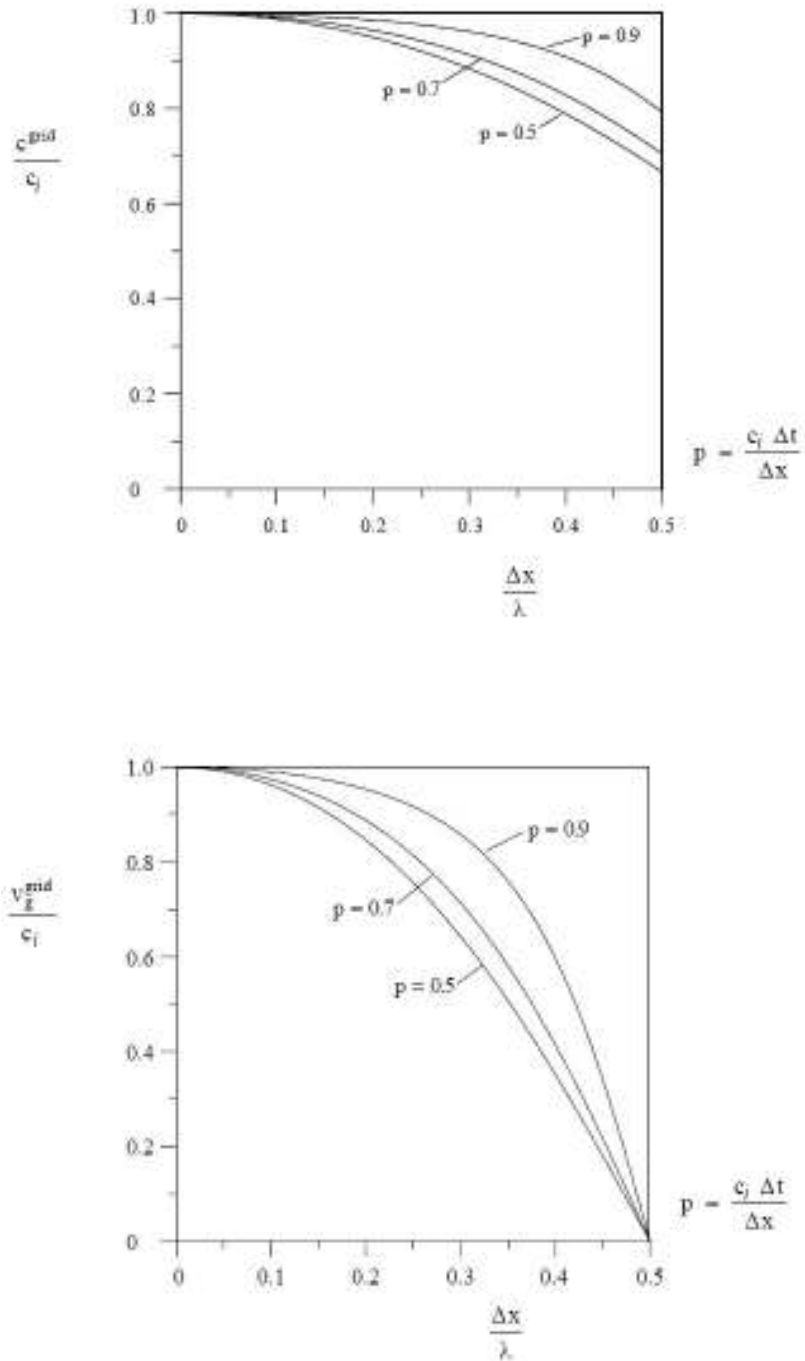


Figura 4.6. Representación gráfica de las curvas de dispersión de las ondas sísmicas en el cálculo numérico.

4.4.5. Tipos de malla

El esquema de diferencias finitas mostrado en la Ecuación 4.31 y la Ecuación 4.32, dada su formulación, es útil para comentar y analizar un poco los distintos tipos de malla que se pueden utilizar en los esquemas de diferencias finitas.

En estas ecuaciones se encuentran los valores $2\Delta x$, $2\Delta t$. Esto sugiere el uso de discretizaciones más pequeñas en las fórmulas de aproximación (*central-difference formula*) como son $\Delta x/2$, $\Delta t/2$. Introduciendo este cambio el esquema resultante es el que se muestra en la Ecuación 4.37 y en la Ecuación 4.38.

$$\frac{1}{\Delta t} (\dot{D}_i^{m+1/2} - \dot{D}_i^{m-1/2}) = \frac{1}{\rho_i} \frac{1}{\Delta x} (T_{i+1/2}^m - T_{i-1/2}^m) \quad \text{Ecuación 4.37}$$

$$\frac{1}{\Delta t} (T_{i+1/2}^{m+1} - T_{i+1/2}^{m-1}) = E_{i+1/2} \frac{1}{2\Delta x} (\dot{D}_{i+1}^{m+1/2} - \dot{D}_{i-1}^{m+1/2}) \quad \text{Ecuación 4.38}$$

Este esquema nos lleva al concepto del *staggered grid*. Se trata de una malla en la cual en este caso los valores para T están desplazados con respecto a los valores de \dot{D} .

En el esquema anterior esto no ocurría y se tenía un *conventional grid*. En un *conventional grid* todas las componentes del desplazamiento y los parámetros del material están definidos en cada punto de la malla.

En un *staggered grid*, diferentes componentes del desplazamiento \dot{D} , del tensor de esfuerzos T , y parámetros del material están definidos en diferentes puntos de la malla.

Muchas veces un esquema con un *staggered grid*, será un esquema más eficiente computacionalmente debido a que se optimiza el almacenamiento de datos. Para cada punto de la malla no se tienen que guardar todas las componentes de todas las

funciones, ni todos los valores para encarar la siguiente iteración del cálculo para el siguiente paso de tiempo. Una representación gráfica de lo que representa cada esquema se muestra en la Figura 4.7.

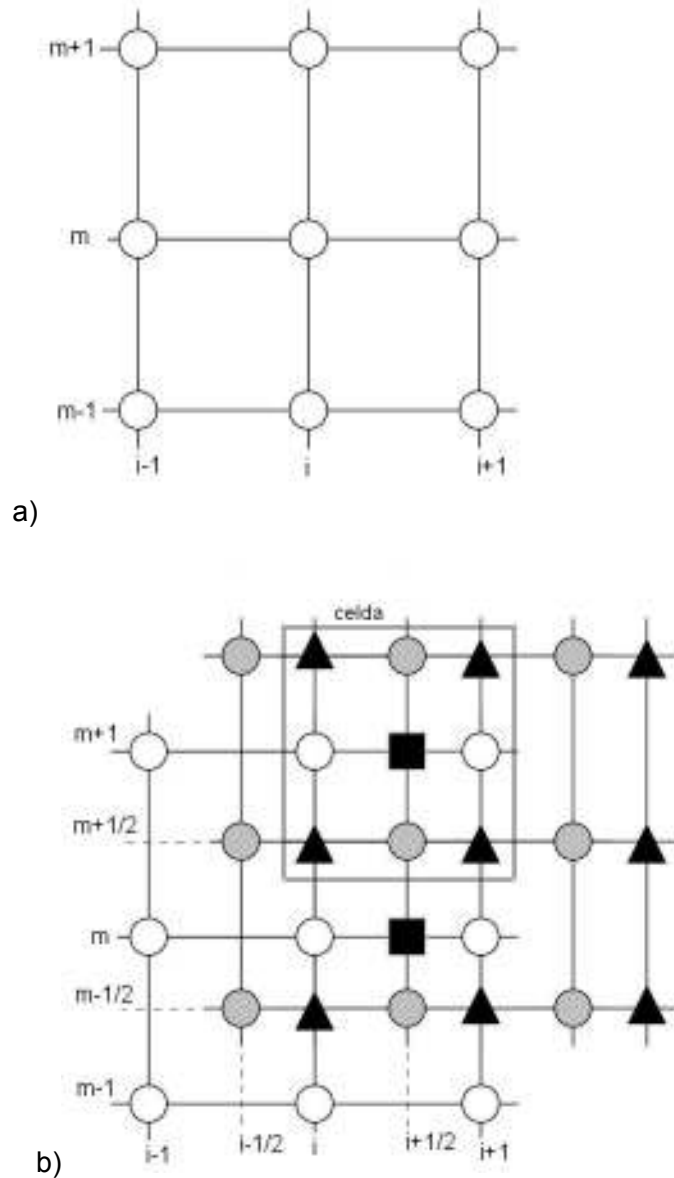


Figura 4.7. a) *conventional grid*, todos los puntos acumulan todos los valores de todas las funciones y características del material. b) *staggered grid*, cada símbolo representa puntos de la malla que acumulan distintas componentes de las funciones y parámetros del material.

4.4.6. Esquemas de diferencias finitas heterogéneos

Hasta ahora las construcciones de esquemas de diferencias finitas se han hecho a partir de la formulación de la ecuación de ondas en un medio homogéneo, por tanto se han construido esquemas homogéneos. Encontrar un esquema de diferencias finitas para la formulación heterogénea de estas ecuaciones es un poco más delicado.

Si el medio es suavemente inhomogéneo, los esquemas de diferencias finitas permanecen idénticos. El problema son las discontinuidades que generan cambios bruscos de materiales en donde condiciones de continuidad deben tenerse en cuenta (Figura 4.8).

Ecuación 4.39

$$\left. \begin{aligned} \rho(z) &= \rho H(z) + \rho' H(-z) \\ \mu(z) &= \mu H(z) + \mu' H(-z) \\ \lambda(z) &= \lambda H(z) + \lambda' H(-z) \end{aligned} \right\}$$

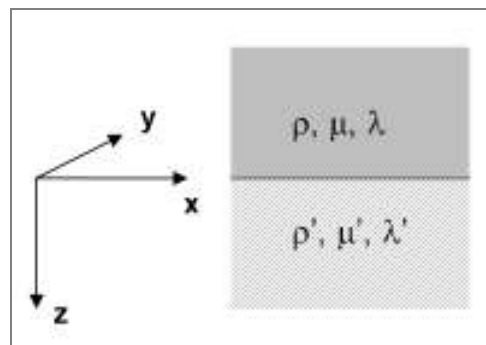


Figura 4.8. Medio heterogéneo con una discontinuidad.

donde $H(z)$ es la función de Heaviside.

Una manera de proceder en estos problemas es proceder con los esquemas de diferencias finitas del tipo homogéneo a lado y a lado de la discontinuidad e imponer una condición de contorno en la discontinuidad que separa ambos medios, usualmente la continuidad del desplazamiento y la tracción. Si nos encontramos con discontinuidades complicadas este procedimiento puede ser tedioso y poco práctico.

La alternativa es la aplicación de la formulación heterogénea. En esta formulación las condiciones de contorno no se explicitan. Las discontinuidades del material se tienen en cuenta sólo por variación espacial de los parámetros del material en la ecuación de movimiento.

4.4.7. Simulación de contornos no reflejantes

Todo medio discretizado a través del cual se quiere calcular la propagación de las ondas ha de ser finito. La finitud de los modelos y sus límites laterales generan una serie de frentes de onda artificiales que se añaden a la solución final (Figura 4.9). Estos frentes añadidos a la solución final empañan la solución sintética correcta.

Una manera de eliminar este fenómeno es crear un modelo suficientemente grande de forma que los frentes de onda reflejados en los límites laterales del modelo necesiten un tiempo mayor en llegar que el tiempo total que se quiere modelizar. Pero esta opción se contradice con el objetivo de conseguir una buena eficiencia computacional por la cual se usan esquemas de diferencias finitas cada vez más elaborados junto con *staggered grids*.

La forma usual de evitar las reflexiones virtuales de los límites es la imposición de contornos llamados no reflejantes. En la Figura 4.9 son las áreas denominadas A_L , A_R , A_B .

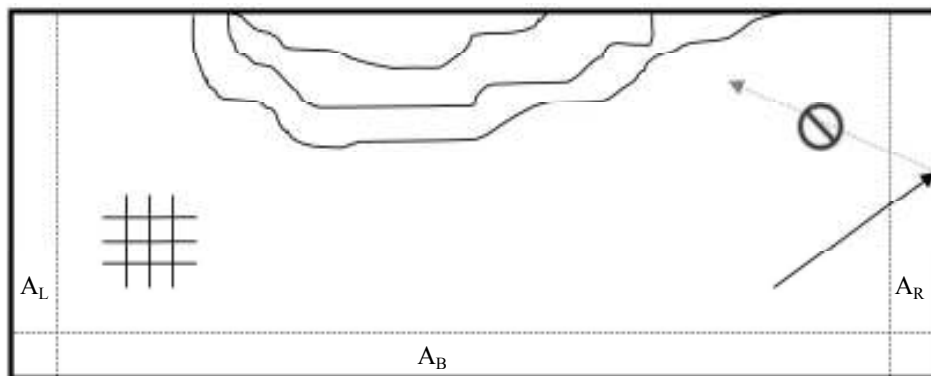


Figura 4.9. Representación de un modelo cualquiera con los contornos artificiales que generan frentes de ondas irreales que deben sustraerse del resultado.

En estos límites existen varias formas de recrear los contornos no-reflejantes.

Por ejemplo, se pueden aplicar funciones que al multiplicarse a las soluciones (desplazamiento y velocidades) del esquema de diferencias finitas, eliminen la contribución de las reflexiones espúreas de los límites artificiales. Este es el método de zona de amortiguamiento artificial (Cerjan et al., 1985).

Otra forma es la inclusión de un término de amortiguamiento en la ecuación de movimiento (Sochacki et al., 1987, Korn y Stöckl, 1982). A este método se le llama de la zona absorbente.

Otro método es el método de la condición de contorno aproximadamente absorbente. Este trata de aplicar una ecuación de ondas en la malla del contorno A_L , A_R , A_B que sólo permita la propagación en un rango limitado de ángulos (Fuyuki y Matsumoto, 1980; Emerman y Stephen, 1983; Stacey, 1988; Peng y Toksöz, 1994, 1995; Higdon, 1991, Chang y McMechan, 1989)

4.4.8. Simulación de la superficie libre

La discontinuidad de la superficie libre del modelo también presenta dificultades debido a que para el cálculo en los esquemas siempre es necesario tener puntos alrededor para la obtención del valor. En este caso realmente no se tiene malla por encima de la superficie libre ya que es un límite real.

Existen varios métodos de tratar la superficie libre mediante la imposición de condiciones de contorno adecuadas. Un método bien conocido es la técnica llamada técnica *stress-imaging* presentada por Levander (1988).

Es una técnica que se caracteriza por prolongar una malla imaginario por encima de la superficie libre y que impone una condición de contorno antisimétrica sobre los elementos del tensor de esfuerzos relativos a la dirección vertical que asegura que estos son cero en la superficie libre que es la condición que se debe cumplir (condición de tracción libre). Cabe destacar que para la aplicación de la condición de contorno es necesario el cálculo de valores imaginarios sobre la malla imaginaria.

Otra técnica presentada por Kristek et al. 2002 evita el cálculo de valores imaginarios y directamente usa condiciones de contorno en la superficie libre. Directamente prescribe cero en las componentes del tensor de esfuerzos donde es necesario y se ajustan las aproximaciones de las derivadas respecto a la componente vertical para los puntos en la superficie libre y por debajo de la superficie libre.

En este mismo artículo, Kristek et al. (2002) presentan una buena síntesis de las varias metodologías usadas actualmente y ofrecen bibliografía para la ampliación del conocimiento de estas técnicas.

4.4.9. Simulación de la fuente sísmica

Es en los términos de las fuerzas volúmicas, f y g según la notación usada, donde se incluye la formulación que describe la fuente sísmica. Estos términos también se aproximan para su inclusión en el esquema de diferencias finitas (Figura 4.10).

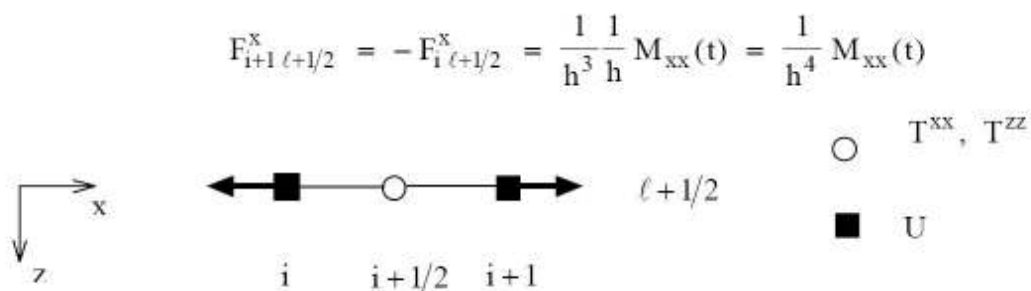


Figura 4.10. Ilustración de la simulación del par de fuerzas (x,x) en un staggered grid y la formulación de la función f adaptada al esquema. (Moczo, 1998).

Alterman y Karal (1968), Fäh (1992), Frankel (1993), Zahradník (1995), Zahradník and Moczo (1996), Graves (1996), y Moczo et al. (1997) muestran diferentes aproximaciones a la inclusión de la excitación del campo de ondas incluidos en los

esquemas de diferencias finitas. En Moczo (1998) se encuentra una síntesis detallada de todos ellos.

Otras metodologías se encuentran en Yomogida y Etgen (1993) and Coutant et al. (1995).

4.4.10. Simulación de una reología realista

La reología es la ciencia del flujo y la deformación de los materiales, es decir como un material responde a una fuerza.

La simulación de una reología realista que caracterice los materiales del medio a través del cual se van a propagar las ondas sísmicas es muy importante debido a que depende de ello la verosimilitud de los resultados en relación al movimiento real esperado en un lugar.

El comportamiento reológico de los materiales que conforman la Tierra se pueden simular usando modelos viscoelásticos porque en ellos se combinan comportamientos de sólidos elásticos y fluidos viscosos. Las observaciones muestran que las fricciones internas en la Tierra son casi constantes en un rango de frecuencias que es el que interesa en sismología. (Liu et al., 1976).

A su vez este aspecto y su inclusión en los esquemas de diferencias finitas comporta muchos problemas puesto que supone mucho peso computacional en la consecución del cálculo. Muchos estudios en el área de estudio de la simulación se centran en el estudio de este aspecto y la mejora de su implementación y eficiencia en los esquemas de diferencias finitas.

Moczo y Kristek (2005) realizan un repaso al estado del arte sobre la inclusión en este aspecto y demuestran equivalencias entre formulaciones ya presentadas con anterioridad.

Kristek y Moczo (2003) muestran métodos para mejorar la eficiencia en la inclusión de reologías realistas en las ecuaciones.

4.5. Simulación numérica 2D de la progación de las ondas P-SV en medios heterogéneos viscoelásticos mediante el método de diferencias finitas.

A continuación se expone la definición del esquema de diferencias finitas para la simulación bidimensional de las ondas P-SV con precisión a 4° orden en el dominio del espacio y de 2° orden en dominio del tiempo y para medios heterogéneos viscoelásticos.

En primer lugar se parte de la ecuación del movimiento. Se considera un sistema de coordenadas cartesiano (x,z) . La densidad se designa por ρ y los coeficientes de Lamé elásticos, λ y μ dependientes de las coordenadas espaciales x , z . El vector desplazamiento será $\vec{u}(u,0,w)$, el tensor de esfuerzos $\tau_{\varepsilon\kappa}$, donde ε y κ pertenecen al dominio espacial (x,z) . Las fuerzas másicas por unidad de volumen se designa como $\vec{f}(f_x, f_z)$ y son función de x , z y el tiempo, t .

Así pues la ecuación de movimiento se describe por componentes en la Ecuación 4.40 y Ecuación 4.41; y la ley de Hooke para un medio perfectamente elástico, inhomogeneo e isotrópico se describe por componentes en la Ecuación 4.42 y Ecuación 4.43. La Ecuación 4.44 corresponde a la formulación desplazamiento-esfuerzo de la ecuación de movimiento.

$$\rho u_{tt} = \tau_{xx,x} + \tau_{xz,z} + f_x \quad \text{Ecuación 4.40}$$

$$\rho w_{tt} = \tau_{xz,x} + \tau_{zz,z} + f_z \quad \text{Ecuación 4.41}$$

$$\tau_{xx} = (\lambda + 2\mu)u_x + \lambda w_z \quad \text{Ecuación 4.42}$$

$$\tau_{zz} = \lambda u_x + (\lambda + 2\mu)w_z \quad \text{Ecuación 4.43}$$

$$\tau_{xz} = \mu(u_z + w_x) \quad \text{Ecuación 4.44}$$

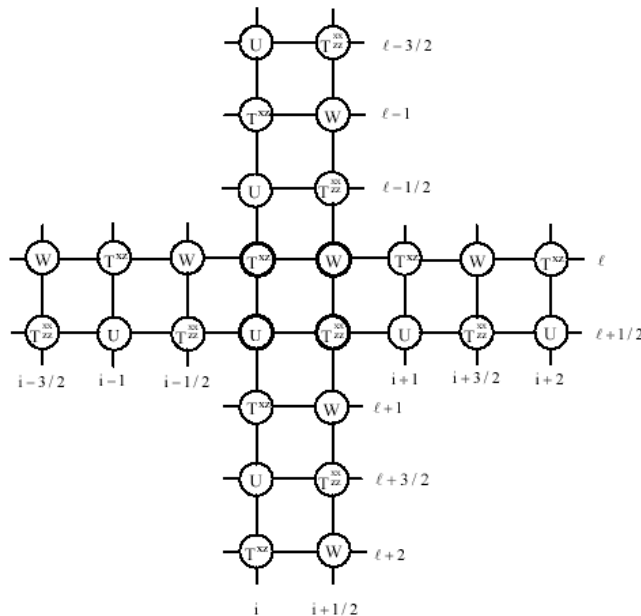
Los subíndices del desplazamiento designan derivadas, por ejemplo:

$$u_{tt} = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{Ecuación 4.45}$$

Y los subíndices del tensor de esfuerzos expresan el correspondiente elemento del tensor y las derivadas como sigue:

$$\tau_{xx,x} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} \tag{Ecuación 4.46}$$

Definimos una discretización espacial que sea regular, rectangular y con puntos interiores (*staggered grid*) la cual se defina por un tamaño de celda de h . Denominamos Δt al incremento de tiempo que se usará en el esquema de diferencias finitas que se va a definir.



(Moczo et al., 2000).

Figura 4.11 Discretización espacial. Situación del campo de variables según la definición del esquema de diferencias finitas de 4º orden para la ecuación de desplazamiento-esfuerzo.

Así pues, se aproximan las derivadas usando los desarrollos de Fourier y quedándonos en cuarto orden para el espacio y en segundo orden para el tiempo, las ecuaciones de la Ecuación 4.47 a la Ecuación 4.51 se expresan como siguen en términos de diferencias finitas:

$$\begin{aligned}
 U_{I,L+\frac{1}{2}}^{m+1} &= 2U_{I,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I,L+\frac{1}{2}}^{m-1} + \left(\frac{\Delta^2 t}{\rho_{I,L+\frac{1}{2}}} \right) \cdot F_{I,L+\frac{1}{2}}^{x,m} + \frac{\Delta^2 t}{h} \cdot \frac{1}{\rho_{I,L+\frac{1}{2}}} \times \\
 &\times \left[-\frac{1}{24} \cdot \left(T_{I+\frac{3}{2},L+\frac{1}{2}}^{xx,m} - T_{I-\frac{3}{2},L+\frac{1}{2}}^{xx,m} \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(T_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}}^{xx,m} - T_{I-\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}}^{xx,m} \right) \right. \\
 &\left. - \frac{1}{24} \cdot \left(T_{I,L+2}^{xz,m} - T_{I,L-1}^{xz,m} \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(T_{I,L+1}^{xz,m} - T_{I,L}^{xz,m} \right) \right]
 \end{aligned}
 \tag{Ecuación 4.47}$$

$$\begin{aligned}
 W_{I+\frac{1}{2},L}^{m+1} &= 2W_{I+\frac{1}{2},L}^m - W_{I+\frac{1}{2},L}^{m-1} + \left(\frac{\Delta^2 t}{\rho_{I+\frac{1}{2},L}} \right) \cdot F_{I+\frac{1}{2},L}^{z,m} + \frac{\Delta^2 t}{h} \cdot \frac{1}{\rho_{I+\frac{1}{2},L}} \times \\
 &\times \left[-\frac{1}{24} \cdot \left(T_{I+2,L}^{xz,m} - T_{I-1,L}^{xz,m} \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(T_{I+1,L}^{xz,m} - T_{I,L}^{xz,m} \right) \right. \\
 &\left. - \frac{1}{24} \cdot \left(T_{I+\frac{1}{2},L+\frac{3}{2}}^{zz,m} - T_{I+\frac{1}{2},L-\frac{3}{2}}^{zz,m} \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(T_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}}^{zz,m} - T_{I+\frac{1}{2},L-\frac{1}{2}}^{zz,m} \right) \right]
 \end{aligned}
 \tag{Ecuación 4.48}$$

$$\begin{aligned}
 T_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}}^{xx,m} = & \frac{1}{h} \left\{ (\lambda + 2\mu)_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}} \cdot \left[-\frac{1}{24} \cdot \left(U_{I+2,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I-1,L+\frac{1}{2}}^m \right) \right. \right. \\
 & + \frac{9}{8} \cdot \left(U_{I+1,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I,L+\frac{1}{2}}^m \right) \left. \right] + \lambda_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}} \cdot \left[-\frac{1}{24} \cdot \right. \\
 & \left. \left(W_{I+\frac{1}{2},L+2}^m - W_{I+\frac{1}{2},L-1}^m \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(W_{I+\frac{1}{2},L+1}^m - W_{I+\frac{1}{2},L}^m \right) \right] \left. \right\}
 \end{aligned}$$

Ecuación 4.49

$$\begin{aligned}
 T_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}}^{zz,m} = & \frac{1}{h} \left\{ \lambda_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}} \cdot \left[-\frac{1}{24} \cdot \left(U_{I+2,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I-1,L+\frac{1}{2}}^m \right) \right. \right. \\
 & + \frac{9}{8} \cdot \left(U_{I+1,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I,L+\frac{1}{2}}^m \right) \left. \right] + (\lambda + 2\mu)_{I+\frac{1}{2},L+\frac{1}{2}} \cdot \left[-\frac{1}{24} \cdot \right. \\
 & \left. \left(W_{I+\frac{1}{2},L+2}^m - W_{I+\frac{1}{2},L-1}^m \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(W_{I+\frac{1}{2},L+1}^m - W_{I+\frac{1}{2},L}^m \right) \right] \left. \right\}
 \end{aligned}$$

Ecuación 4.50

$$\begin{aligned}
 T_{I,L}^{xz,m} = & \frac{1}{h} \mu_{I,L} \cdot \left[-\frac{1}{24} \cdot \left(U_{I,L+\frac{3}{2}}^m - U_{I,L-\frac{3}{2}}^m \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(U_{I,L+\frac{1}{2}}^m - U_{I,L-\frac{1}{2}}^m \right) \right. \\
 & \left. - \frac{1}{24} \cdot \left(W_{I+\frac{3}{2},L}^m - W_{I-\frac{3}{2},L}^m \right) + \frac{9}{8} \cdot \left(W_{I+\frac{1}{2},L}^m - W_{I-\frac{1}{2},L}^m \right) \right]
 \end{aligned}$$

Ecuación 4.51

Una vez se ha definido el esquema de diferencias finitas conviene analizar la convergencia, la consistencia y estabilidad del esquema de diferencias finitas. Como ya se ha explicado anteriormente si el esquema de diferencias finitas planteado es consistente y estable, automáticamente se cumple que la solución numérica converge a la solución real.

La consistencia se cumple de forma que recuperamos las ecuaciones originales si hacemos tender la discretización, h , a cero.

La estabilidad referente al comportamiento de la propagación de errores a través del cálculo numérico iterativo conviene observarla muy detalladamente. El análisis de estabilidad nos dará bajo qué condiciones el resultado numérico es fiable. Nos dará pautas de cuan grande ha de ser el modelo, cuan discretizada la malla, para llegar a tener bien descrito el movimiento en cierto rango de frecuencias.

Para ello se les asume un error a todas las funciones que se han aproximado en el esquema de diferencias finitas. Para ello se sigue el método de von Neumann (1943) en el cual se asume como solución de cada variable una onda plana del modo:

$$E = \exp i(-\omega m \Delta t + k_x I h + k_z L h) \quad \text{Ecuación 4.52}$$

donde \vec{k} es el vector de onda y k_x y k_z sus componentes:

$$k_x = k \sin \delta; k_z = k \cos \delta; k = |\vec{k}| \quad \text{Ecuación 4.53}$$

Y δ es el ángulo que formaría la onda plana respecto al eje z orientado verticalmente hacia abajo y tiene un intervalo de $0 \leq \delta \leq \pi$

Entonces los errores que se asumen son:

$$e(U) = AE; e(W) = BE$$

$$e(T^{xx}) = C_1 E; e(T^{zz}) = C_2 E; e(T^{xz}) = C_3 E \quad \text{Ecuación 4.54}$$

Así, introduciendo las expresiones de la Ecuación 4.54 en el esquema de diferencias finitas (de la Ecuación 4.47 a la Ecuación 4.51) se comprueba la propagación de

errores. De esta sustitución y después de simplificar y compactar términos de las ecuaciones, se puede llegar a dos expresiones diferenciadas (Ecuación 4.55 y Ecuación 4.56) donde cada una depende solo de un tipo de onda, la S o la P.

$$\sin\left(\frac{1}{2}\omega\Delta t\right) = \pm \frac{\Delta t}{h}\alpha \cdot (X^2 + Z^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación 4.55}$$

$$\sin\left(\frac{1}{2}\omega\Delta t\right) = \pm \frac{\Delta t}{h}\beta \cdot (X^2 + Z^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación 4.56}$$

Donde α y β son las velocidades de las ondas P y S respectivamente dependiendo de los coeficientes de Lamé elásticos y la densidad.

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}, \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad \text{Ecuación 4.57}$$

y

$$X = -\frac{1}{24} \cdot \sin k_x \cdot \frac{3}{2}h + \frac{9}{8} \cdot \sin k_x \cdot \frac{1}{2}h \quad \text{Ecuación 4.58}$$

$$Z = -\frac{1}{24} \cdot \sin k_z \cdot \frac{3}{2}h + \frac{9}{8} \cdot \sin k_z \cdot \frac{1}{2}h \quad \text{Ecuación 4.59}$$

La Ecuación 4.55 y la Ecuación 4.56 significan que debe cumplirse tal igualdad para que el esquema de diferencias finitas sea estable. De este modo de ambas ecuaciones se extrae la condición de estabilidad. De cada una de ellas se extraen las respectivas condiciones para que la igualdad se cumpla, pero de modo que $\alpha > \beta$, la condición más restrictiva la ofrece la expresión en función de α . Esta es:

$$\Delta t \leq \frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot \frac{h}{\alpha} \quad \text{Ecuación 4.60}$$

Para el posterior análisis de la expresión de la Ecuación 4.60, se define el *parámetro de estabilidad* p en la Ecuación 4.61.

$$p = \frac{7\sqrt{2}}{6} \cdot \frac{\Delta t}{h} \alpha ; p \leq 1 \quad \text{Ecuación 4.61}$$

La buena consecución del cálculo obliga a que se cumpla la condición de estabilidad dada por $p \leq 1$. Observando la definición de p vemos que va a depender de la velocidad de la onda P, o en el caso de modelos con varias capas de materiales distintos y por tanto, distintas velocidades para la onda P, la que se tiene que tener en cuenta es la mayor en todo el modelo. Esta será la velocidad que maximiza el parámetro p y es el valor que necesitamos saber, para que en todo el modelo se cumpla la condición de estabilidad $p \leq 1$.

Por otro lado la condición de estabilidad dependerá del cociente entre el incremento de tiempo escogido y el tamaño de celda que conforma la malla del medio de propagación de las ondas. Es decir, de la discretización del medio tanto en tiempo como

en espacio a través de $\frac{\Delta t}{h}$. El análisis que se ha de realizar para el establecimiento adecuado de la discretización se llama análisis de la dispersión en la malla.

Para ello volvemos a las expresiones de la Ecuación 4.55 y Ecuación 4.56. En estas ecuaciones ω es la frecuencia angular en la malla (Ecuación 4.62).

$$\omega = 2\pi \frac{c^{grid}}{\lambda^{grid}} \quad \text{Ecuación 4.62}$$

Donde c^{grid} es la velocidad de fase y λ^{grid} la longitud de onda ambas de la malla.

Así pues la Ecuación 4.55 y la Ecuación 4.56 a parte de proporcionarnos la condición de dispersión, son expresiones que relacionan las ondas P y S que se van a propagar en la malla con la capacidad misma de la malla en propagarlas. Es lo que nos permitirá analizar la dispersión de la malla y poder decidir adecuadamente la discretización a realizar.

Se define el *cociente de muestreo espacial*, que compara el tamaño de celda de la malla y la longitud de onda de las ondas a propagar (Ecuación 4.63) tanto para la onda P como para la S.

$$s = \frac{h}{\lambda_s}, \quad s_p = \frac{h}{\lambda_p} \quad \text{Ecuación 4.63}$$

Debido a que la onda P tiene mayor velocidad de propagación que la onda S, frente a una frecuencia dada, la longitud de onda para la onda P será mayor que para la onda S, $\lambda_p > \lambda_s$. Lo que delimita la medida de la dispersión en la malla es la onda S que tiene una longitud de onda más pequeña que describir con la discretización de la malla. Para la observación de la dispersión de la onda S y la P se hará en función del cociente de muestreo espacial para la onda S (Ecuación 4.63).

Definimos el *cociente de velocidad*:

$$r = \frac{\alpha}{\beta} \quad \text{Ecuación 4.64}$$

El parámetro de estabilidad p (Ecuación 4.61), el cociente de muestreo espacial, s (Ecuación 4.63) y el cociente de velocidades, r (Ecuación 4.64) se sustituyen en la Ecuación 4.55 y la Ecuación 4.56 respectivamente. Dividiendo cada una de ellas por sus respectivas velocidades α o β a las que hace referencia y se encuentran expresiones que son el cociente entre la velocidad de onda en la malla y la real:

$$\frac{\alpha^{grid}}{\alpha} = \frac{r}{p \cdot s} \cdot \frac{7\sqrt{2}}{6\pi} \arcsin\left(\frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot F_{\alpha} \cdot p\right) \quad \text{Ecuación 4.65}$$

$$\frac{\beta^{grid}}{\beta} = \frac{r}{p \cdot s} \cdot \frac{7\sqrt{2}}{6\pi} \arcsin\left(\frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot F_{\beta} \cdot \frac{p}{r}\right) \quad \text{Ecuación 4.66}$$

donde

$$F_{\alpha} = \left\{ \left[-\frac{1}{24} \cdot \sin\left(\frac{3\pi}{r} \cdot s \cdot \sin \delta\right) + \frac{9}{8} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{r} \cdot s \cdot \sin \delta\right) \right]^2 + \left[-\frac{1}{24} \cdot \sin\left(\frac{3\pi}{r} \cdot s \cdot \cos \delta\right) + \frac{9}{8} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{r} \cdot s \cdot \cos \delta\right) \right]^2 \right\} \quad \text{Ecuación 4.67}$$

$$F_{\beta} = \left\{ \left[-\frac{1}{24} \cdot \sin(3\pi \cdot s \cdot \sin \delta) + \frac{9}{8} \cdot \sin(\pi \cdot s \cdot \sin \delta) \right]^2 + \left[-\frac{1}{24} \cdot \sin(3\pi \cdot s \cdot \cos \delta) + \frac{9}{8} \cdot \sin(\pi \cdot s \cdot \cos \delta) \right]^2 \right\} \quad \text{Ecuación 4.68}$$

La Ecuación 4.65 y la Ecuación 4.66 depende entonces del parámetro de estabilidad que tiene que cumplir $p \leq 1$, depende del cociente de velocidades, r y del cociente de muestreo espacial que es lo que se pretende encontrar analizando la dispersión en la

mallas. El cociente de velocidades a su vez depende del coeficiente de Poisson σ (Ecuación 4.69).

$$r = \frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{0.5 - \sigma}} \quad \text{Ecuación 4.69}$$

El máximo valor que puede tomar el parámetro de estabilidad, como límite superior en el análisis de la dispersión, es $p = 1$. Tomando un valor para el cociente de velocidades, por ejemplo $r = 2$, lo que implica un coeficiente de Poisson $\sigma = 1/3$. Representando las expresiones de la Ecuación 4.65 y la Ecuación 4.66 en función de $s = h/\lambda_s$ y variando los ángulos δ de incidencia de la onda, se obtienen gráficos de la dispersión de las ondas, donde se puede encontrar qué valores de $s = h/\lambda_s$, nos dan una mínima dispersión (Figura 4.12, Figura 4.13). Esta mínima dispersión significará que la onda propagada a través de la malla es esencialmente igual a la onda analítica de las ecuaciones continuas de onda. El valor de dispersión mínima que se requiere para un cálculo realista de propagación de ondas a través de la aplicación de este esquema de diferencias finitas nos da ese cociente de muestreo espacial que nos delimita el tamaño de celda máximo que podemos definir en la malla para asegurar esa mínima dispersión escogida.

En la Ecuación 4.70 se expresa $s = h/\lambda_s$ en función de la velocidad β y la frecuencia, f .

$$s = \frac{h}{\lambda_s} = \frac{h \cdot f}{\beta} \quad \text{Ecuación 4.70}$$

De la Ecuación 4.70 podemos sustituir la β mínima presente en el modelo geológico para definir el h más pequeño necesario para la obtención de resultados confiables con el esquema de diferencias finitas, ya que de los gráficos de dispersión fijamos el valor de S y la frecuencia, f , es la frecuencia máxima de precisión del cálculo. Por ejemplo, si escojemos $S = 0.1 = 1/10$ lo que implica $h = \beta / 10 f$.

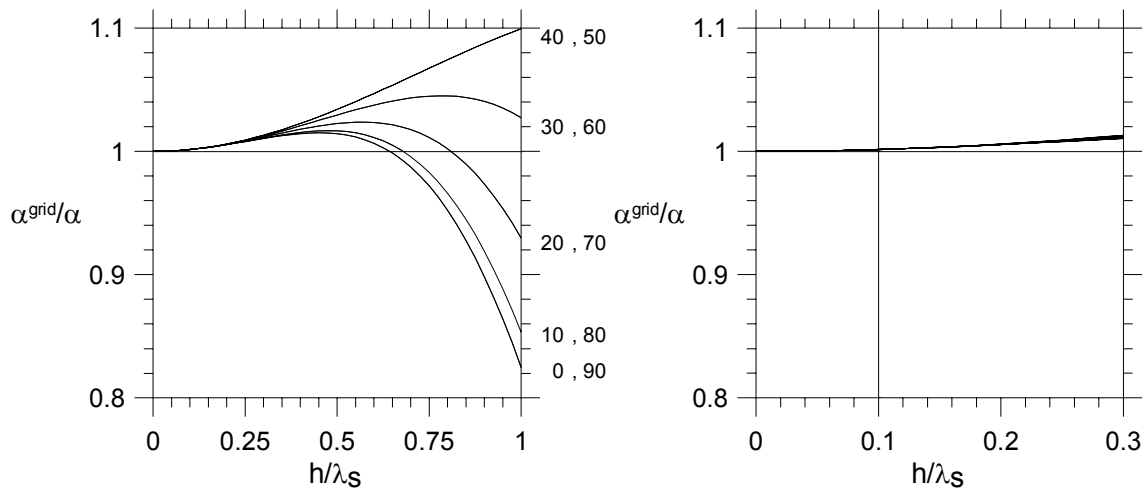


Figura 4.12. Representación de las curvas de dispersión para α con $p = 1$ y $r = 2$ lo que da $\sigma=1/3$.

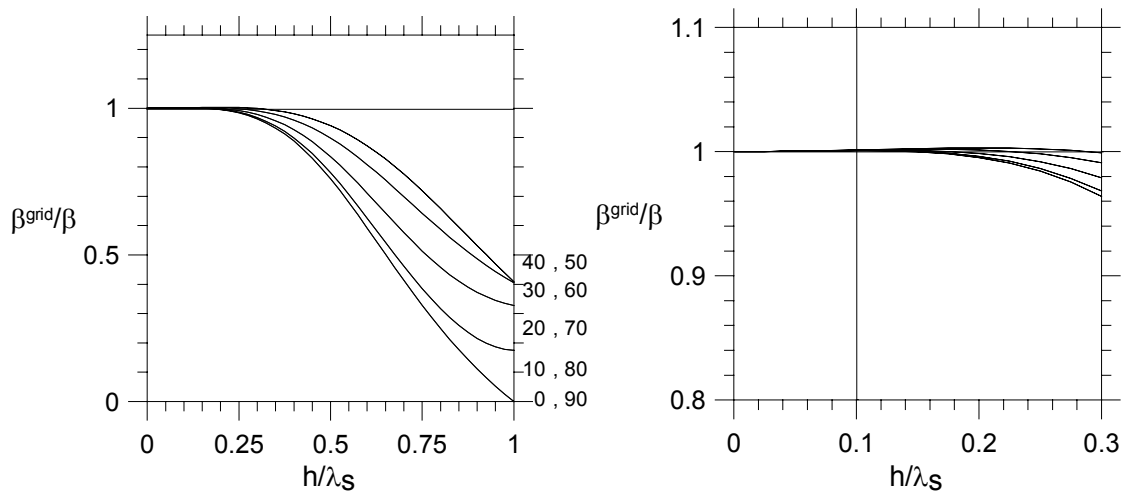


Figura 4.13. Representación de las curvas de dispersión para β con $p = 1$ y $r = 2$ lo que da $\sigma=1/3$.

La suma de las diferentes ondas simples que se propagan a través de la malla juntas constituyen lo que se conoce como un paquete o grupo de ondas. Las ondas individuales dentro de cada paquete se mueven, en general, con velocidades diferentes (velocidad de fase), pero el paquete o grupo de ondas se mueven con una velocidad que se llama velocidad de grupo.

Del mismo modo que se ha analizado la dispersión de la velocidad de fase de las ondas también se debe analizar la dispersión de la velocidad de grupo.

Si el medio en el que se propagan las ondas es tal que la velocidad de aquellas no depende de las frecuencias, la forma de un paquete de ondas se propaga con la misma velocidad que la de cada uno de sus componentes. En este caso el medio se llama no dispersivo y la velocidad de fase coincide con la de grupo. Pero hay casos en que las ondas de diferentes frecuencias se propagan con velocidades diferentes también. En estos casos las velocidades de fase y de grupo no son iguales y el medio se llama dispersivo. En este último caso el paquete de ondas cambia de forma según avanza.

A partir de las expresiones obtenidas para el análisis de la dispersión de las velocidades de fase podemos obtener las expresiones para el estudio de la dispersión

de las velocidades de grupo mediante la expresión $\frac{\partial \omega}{\partial \kappa}$ que es la definición de la velocidad de grupo en medios dispersivos.

Realizando los cálculos pertinentes se obtienen la Ecuación 4.71 y Ecuación 4.72 para la onda P y S, respectivamente.

$$\frac{\alpha_{grupo}^{grid}}{\alpha} = \frac{2(f_1\Gamma_1 + f_2\Gamma_2)}{\left[F - \left(\frac{6}{7\sqrt{2}} pF \right)^2 \right]^{1/2}}$$

Ecuación 4.71

$$\frac{\beta_{grupo}^{grid}}{\beta} = \frac{2(f_1\Gamma_1 + f_2\Gamma_2)}{\left[F - \left(\frac{6}{7\sqrt{2}} \frac{p}{r} F \right)^2 \right]^{1/2}} \quad \text{Ecuación 4.72}$$

donde

$$f_1 = -\frac{1}{24} \sin(3\pi\zeta \sin \delta) + \frac{9}{8} \sin(\pi\zeta \sin \delta) \quad \text{Ecuación 4.73}$$

$$f_2 = -\frac{1}{24} \sin(3\pi\zeta \cos \delta) + \frac{9}{8} \sin(\pi\zeta \cos \delta) \quad \text{Ecuación 4.74}$$

$$\Gamma_1 = \sin \delta \left[-\frac{3}{48} \cos(3\pi\zeta \sin \delta) + \frac{9}{16} \cos(\pi\zeta \sin \delta) \right] \quad \text{Ecuación 4.75}$$

$$\Gamma_2 = \cos \delta \left[-\frac{3}{48} \cos(3\pi\zeta \sin \delta) + \frac{9}{16} \cos(\pi\zeta \sin \delta) \right] \quad \text{Ecuación 4.76}$$

$$F = f_1^2 + f_2^2 \quad \text{Ecuación 4.77}$$

$$\text{Si } \frac{\alpha_{grupo}^{grid}}{\alpha} \text{ entonces } \zeta = \frac{s}{r} . \quad \text{Si } \frac{\beta_{grupo}^{grid}}{\beta} \text{ entonces } \zeta = s$$

Representando estas expresiones se obtienen los gráficos de la Figura 4.14 y la Figura 4.15 para las respectivas velocidades de grupo de las ondas P y S.

Cabe comentar que para un cociente de Poisson dado σ y una dirección de propagación de las ondas, $\alpha_{\text{grid}}/\alpha$ y $\beta_{\text{grid}}/\beta$ decrecen con un valor decreciente del parámetro p .

La sensibilidad de $\beta_{\text{grid}}/\beta$ al parámetro de estabilidad p decrece con un creciente valor del cociente de Poisson.

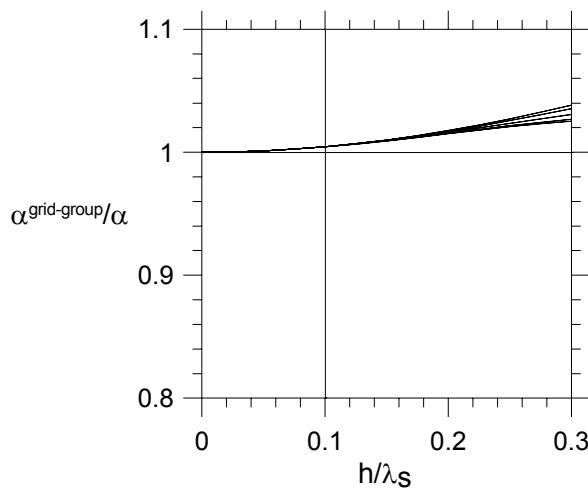


Figura 4.14. Representación de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo de las ondas P presuponiendo $p = 1$ y $r = 2$ lo que da $\sigma=1/3$.

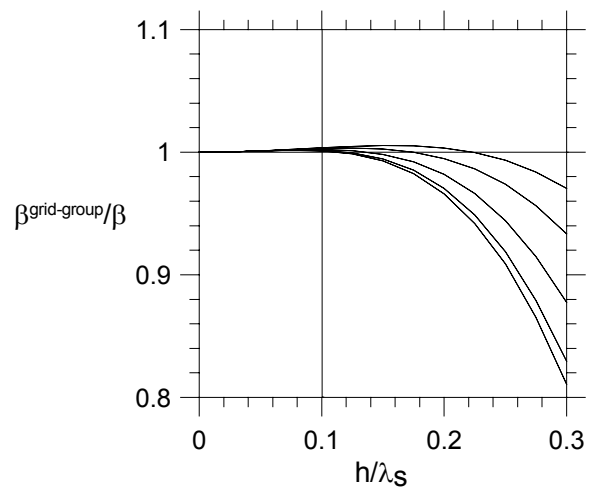


Figura 4.15. Representación de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo de las ondas S presuponiendo $p = 1$ y $r = 2$ lo que da $\sigma=1/3$.

Capítulo 5:
Modelización sísmica 2D en el
valle pirenaico de la Cerdanya

5.1. Introducción

En este capítulo se presenta la modelización de la propagación de las ondas sísmicas mediante la utilización del método numérico de las diferencias finitas para la resolución de la ecuación de ondas a través de un medio complejo. Para ello, se aplica el esquema de diferencias finitas descrito en el capítulo anterior que como se ha visto realiza una simulación bidimensional de la propagación de las ondas P-SV con precisión a 4º orden en el dominio del espacio y de 2º orden en dominio del tiempo y para medios heterogéneos viscoelásticos.

La aplicación de este esquema de diferencias finitas se realiza para el valle de la Cerdanya situado en el Pirineo catalán. Esta región del valle de la Cerdanya es objeto de varios estudios integrados de evaluación del riesgo sísmico en el marco de los proyectos ERSE e ISARD.

ERSE (Escenarios realistas de riesgo sísmico en España) es un proyecto MCYT, FEDER. Su objetivo es la evaluación de efectos sísmicos en Málaga y la Cerdanya y su comparación con daños reales generados por los terremotos históricos de Girona de 1428 y Málaga de 1680.

ISARD (Información sísmica automática regional de daños) es un proyecto Interreg III A entre Francia y España (FEDER). Este proyecto pretende alcanzar varios objetivos entre los cuales está conseguir una zonificación sísmica transfronteriza y unificada para los Pirineos, la realización de un escenario sísmico en dos zonas piloto (Andorra y la Cerdanya), y finalmente, el establecimiento de un sistema automático de simulación de posibles daños producidos por un terremoto inmediatamente después del mismo.

Con el cálculo de registros sísmicos sintéticos obtenidos de la aplicación de los esquema de diferencias finitas 2D y el conocimiento geológico, geotécnico y geofísico que se tiene del área (Macau et al., 2006a), se puede estimar en primera aproximación la amplificación sísmica del movimiento del suelo a lo largo del valle. La estimación de los efectos locales que se puede extraer de la modelización sísmica a lo largo del valle de la Cerdanya pretenden ser una aportación a los estudios de Peligrosidad Sísmica que se llevan a cabo en el marco de los proyectos ERSE e ISARD.

La inclusión de estos efectos locales del movimiento sísmico teniendo en cuenta la geometría bidimensional del valle de la Cerdanya, asumiendo simetría en una de las direcciones del valle, mejora la precisión en la estimación de efectos locales.

Para la consideración de efectos locales en los estudios de Peligrosidad Sísmica realizados hasta el momento en áreas del NE de España, sólo se ha tenido en cuenta la geología superficial, como en el plan de emergencias sísmicas de Catalunya, SISMICAT (Goula et al., 2000) o cálculos sintéticos 1D en la ciudad de Barcelona (Cid, X., 1998).

5.2. Preparación del modelo de estructura representativo del valle de la Cerdanya

El primer paso para la modelización sísmica es la caracterización detallada de la geología local de la zona en la cual se quiere estudiar la propagación de las ondas sísmicas. Se debe establecer la geometría del perfil 2D de la estructura, así como las características dinámicas de los materiales geológicos que conforman el valle.

5.2.1. Localización geográfica del valle de la Cerdanya

En el mapa de la Figura 5.1 se sitúa la comarca de la Cerdanya, donde se encuentra el valle objeto de estudio y donde se va a modelizar la propagación de las ondas sísmicas.

La comarca de la Cerdanya se localiza en los Pirineos catalanes, frontera natural entre Francia y España. El valle de la Cerdanya queda encajado entre las montañas de los Pirineos (Figura 5.2). Éste comprende una zona rural muy extensa. La distribución de la población es dispersa y se concentra en pequeños núcleos urbanos repartidos entre España y Francia y muy concurridos por el turismo de invierno y verano.

El hecho que la comarca de la Cerdanya tenga parte perteneciente a Francia y parte perteneciente a España hace conveniente el estudio de riesgo sísmico unificando la frontera política con el objetivo de ofrecer una buena prevención y planificación en

situación de crisis sísmica por parte de equipos pertenecientes a ambos países (ISARD).



Figura 5.1. Mapa de situación de la región de la Cerdanya.

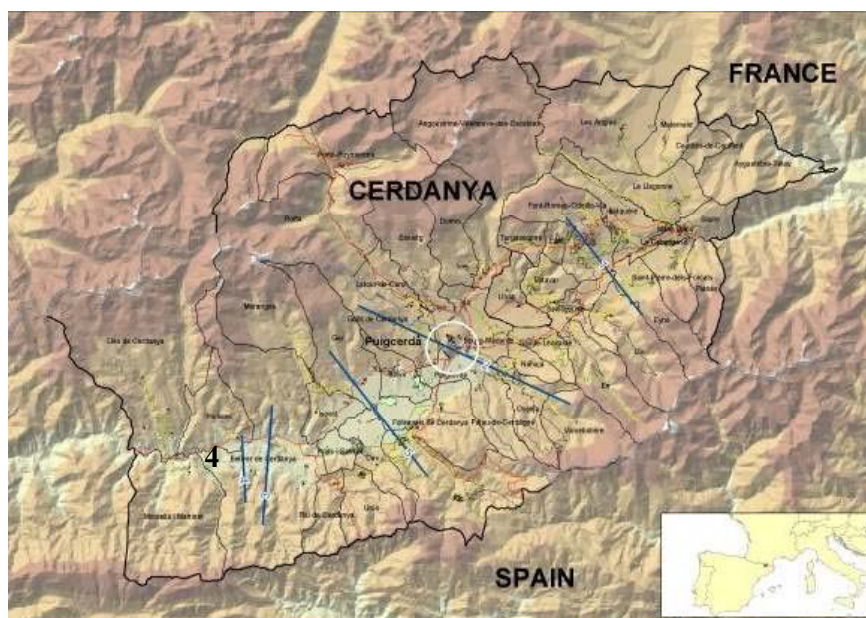


Figura 5.2. Vista con relieve de la región de la Cerdanya.

5.2.2. Descripción geológica del valle de la Cerdanya

La comarca de la Cerdanya se encuentra en una fosa de origen tectónico, hundida por fallas que se orientan de NE a SW y cubierta por sedimentos de arcillas terciarias que constituyen el subsuelo de la depresión. Esta disposición de materiales es debida a un antiguo lago formado al fin de la época miocénica. También se encuentran en el límite con la sierra del Orri materiales más antiguos con alternancia de arcillas y lutitas del Paleozoico,.

El valle de la Cerdanya es un valle sedimentario Miocénico profundo, con una potencia de sedimentos que llega a los 800m.

A partir de varios estudios geológicos realizados en el valle de la Cerdanya, se dispone de la información geológica perteneciente a un perfil bidimensional de la zona suroeste del valle (perfil número 4 de la Figura 5.2). Este se muestra en la Figura 5.3.

Este perfil nos va a permitir caracterizar una geometría 2D del valle y a partir de la identificación de las diferentes litologías de los sedimentos mesozóicos que lo rellenan, se podrán asignar parámetros dinámicos adecuados y necesarios para la realización de la modelización sísmica.

La interpretación geológica distingue entre diferentes litologías que se describen en la Tabla 5.1 junto con su respectiva codificación de acuerdo con el perfil geológico de la Figura 5.3. Estas son las litologías más abundantes y representativas para todo el valle de la Cerdanya.

Para la evaluación de los parámetros dinámicos se realizarán algunas asimilaciones entre litologías similares entre sí. Se escoge considerar como una misma litología, las litologías N1aa (32), N2bg (34) y N2a (35) formadas por diferentes tipos de conglomerados.

Tabla 5.1. Litologías del valle de la Cerdanya.

N1ab (31)	Lutitas grises y diatomeas. Arenas. No cimentados
N1c (30)	Gresos laminados con intercalación de lutitas grises. Arcillas.
N1aa (32)	Conglomerados y areniscas. Gravas.
N2bg (34)	Conglomerados y lutitas rojas. Gravas.
N2a (35)	Conglomerados, brechas, areniscas y lutitas rojas.
Basamento rocoso	Calcáreas en el extremo sur y pizarras al norte.

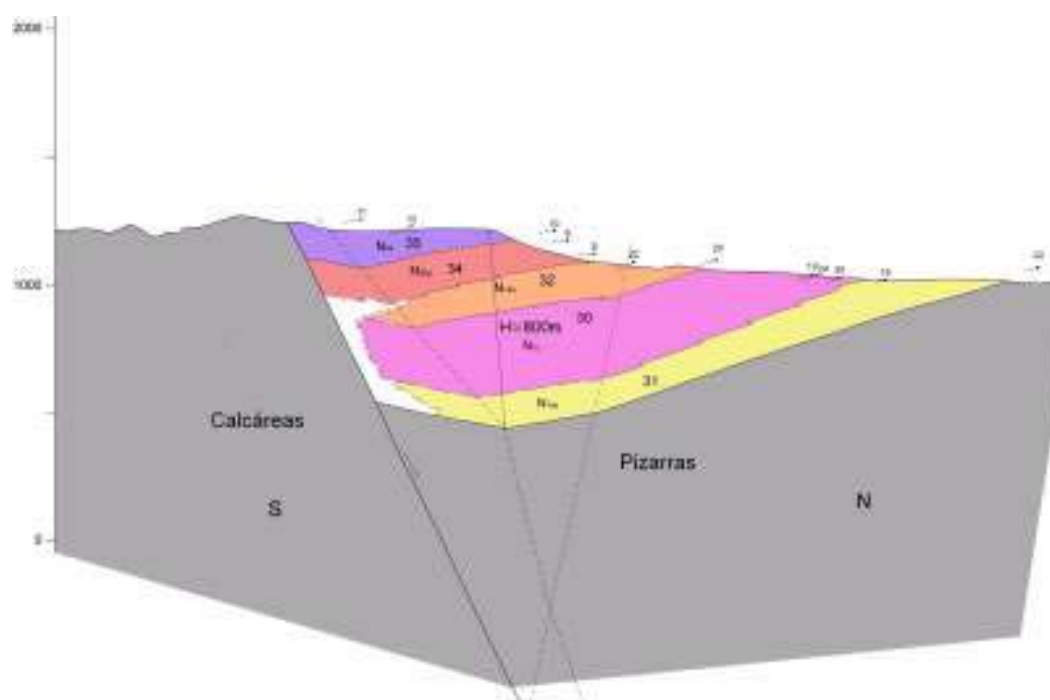


Figura 5.3. Interpretación geológica del perfil correspondiente a la parte inferior del valle de la Cerdanya, Martinet. (Cirés, 2005 comunicación personal).

5.2.3. Establecimiento de parámetros dinámicos

Los parámetros dinámicos que se necesitan conocer en función de la profundidad para las distintas litologías que conforman el valle de la Cerdanya se muestran en la Tabla 5.2. Cada uno de estos parámetros se caracterizará con datos provenientes de recientes prospecciones sísmicas y valores de la literatura propuestos para las litologías identificadas en el valle.

Tabla 5.2. Datos dinámicos necesarios para la modelización.

Caracterización de la velocidad de las ondas sísmicas para cada litología y en función de la profundidad.	$Vp = Vp(h)$
	$Vs = Vs(h)$
Densidad para cada litología y en función de la profundidad.	$\rho = \rho(h)$
Factores de calidad para cada litología y en función de la profundidad.	$Qp = Qp(h)$
	$Qs = Qs(h)$

5.2.3.1. Establecimiento del perfil de ondas de cizalla, $Vs=Vs(h)$

Además, a parte de la interpretación geológica e identificación de litologías, en este valle se han aplicado varias técnicas geofísicas para la obtención de alguno de los parámetros dinámicos de las litologías principales. Esto ha permitido conocer algunos detalles específicos de la geología implicada en este perfil que junto con valores extraídos y escogidos adecuadamente de la bibliografía proporcionará una descripción realista de los parámetros dinámicos.

- Método SASW

Uno de los métodos geofísicos aplicados es el método conocido como SASW, *Spectral Analysis of Surface Waves* (Bitri et al., 2004), que permite determinar el perfil de velocidad de las ondas de cizalla, V_s , en las capas superficiales.

Este método se basa en las características dispersivas de las ondas Rayleigh cuando viajan a través de medios estratificados. La velocidad de ondas Rayleigh se puede determinar a partir de las propiedades del material de la superficie hasta una profundidad de aproximadamente, 1 o 2 longitudes de onda. Esto es lo que propicia inversiones que, realizadas adecuadamente, permiten conocer las velocidades y densidades de los materiales en función de la profundidad.

Como se puede observar en la Figura 5.4, longitudes de onda mayores penetran más profundamente y su velocidad queda afectada por las propiedades del material más profundo.

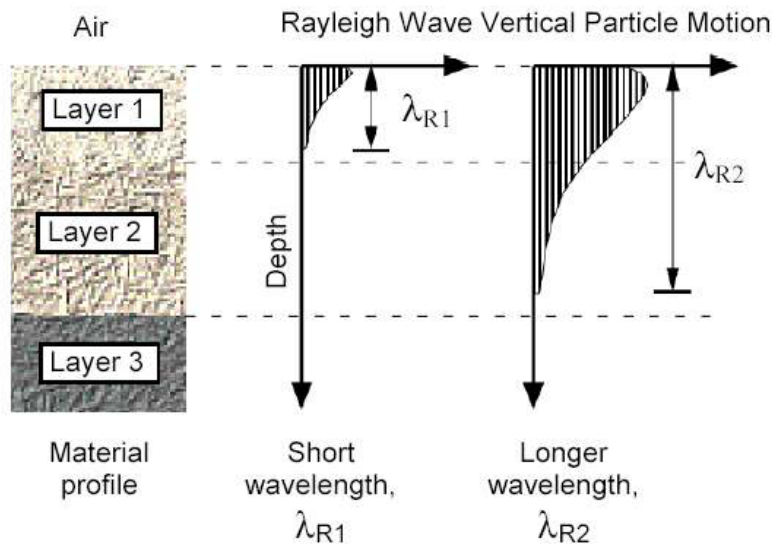


Figura 5.4. Penetración de las longitudes de onda en el subsuelo. (www.geovision.com)

La forma de proceder básica para la obtención de medidas es la de situar receptores de componente vertical situados en superficie y en línea con una fuente de impulsos a diferentes frecuencias (Figura 5.5). Se calculan las curvas de dispersión de onda en el emplazamiento y se interpretan para obtener el correspondiente perfil de ondas de cizalla (Figura 5.6).

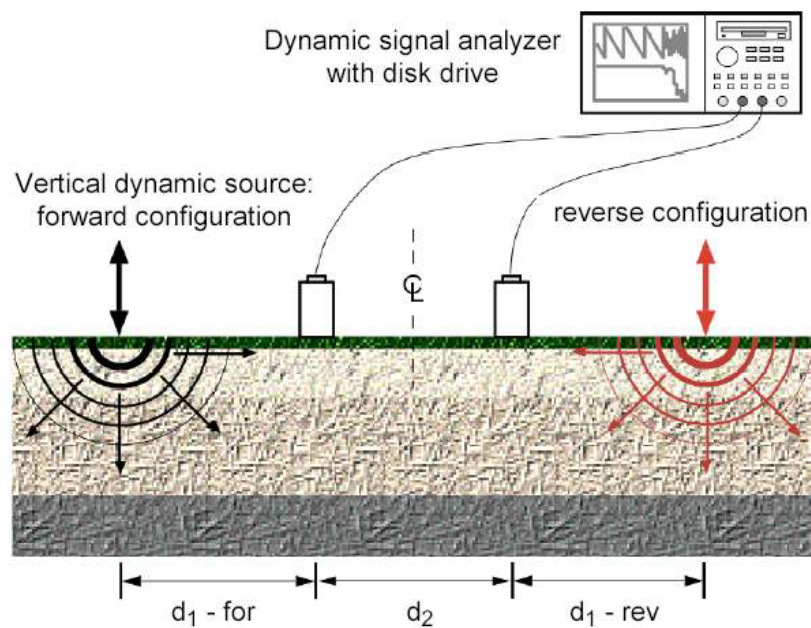


Figura 5.5. Configuración logística del método SASW (www.geovision.com)

Las frecuencias emitidas por la fuente de impulsos se monitorean con los dos o más receptores situados en el perfil con offsets conocidos. Los datos de un lado y otro del perfil se promedian juntos. Los datos recogidos por los distintos receptores se transforman al dominio de las frecuencias (transformada de Fourier), donde se calcula la diferencia de fase $\phi(f)$ para cada frecuencia. El correspondiente tiempo empleado en llegar la onda entre receptor y receptor se calcula para cada frecuencia como se muestra en la Ecuación 5.1:

$$\Delta t(f) = \frac{\phi(f)}{2\pi f} \quad \text{Ecuación 5.1}$$

Conociendo la distancia entre los receptores (d_2) se puede calcular la velocidad de fase de la onda Rayleigh para cada frecuencia como sigue en la Ecuación 5.2

$$V_R(f) = \frac{d_2}{\Delta t(f)} \quad \text{Ecuación 5.2}$$

Con lo que se obtienen resultados como el ejemplo que se muestra en la Figura 5.6. La inversión de la curva de dispersión permite obtener el perfil de velocidades de ondas de cizalla

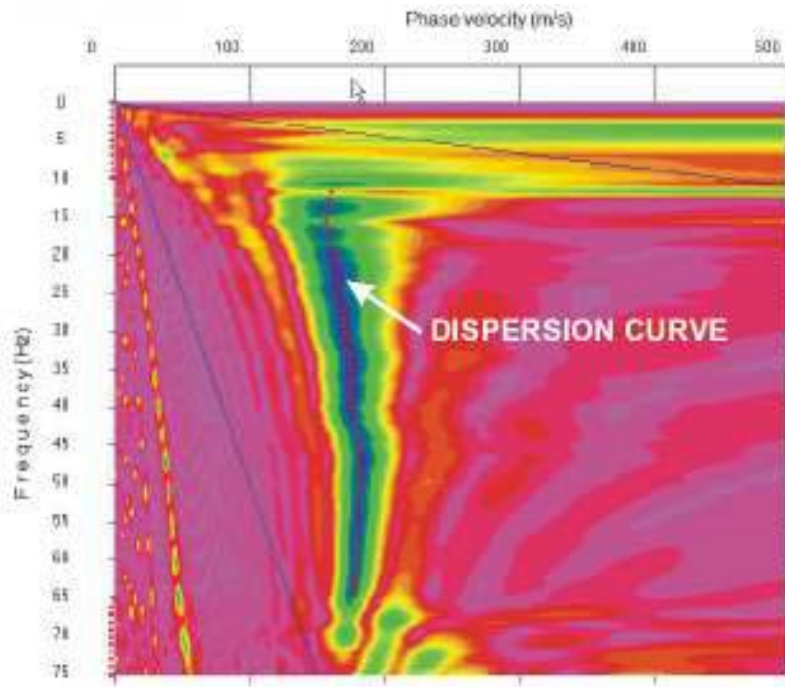


Figura 5.6. Curva de dispersión de ondas de cizalla obtenida mediante el método SASW. (www.geovision.com)

- Resultados de la aplicación del método SASW

Este método ha sido aplicado concretamente a las tres litologías más diferenciadas del valle de la Cerdanya en diferentes emplazamientos a lo largo del mismo valle por el equipo de Geofísica del BRGM en el marco del proyecto Isard (Bitri et al., 2004).

Las litologías medidas corresponden a la N_{1c} (30), la N_{1ab} (31) y a las litologías agrupadas N_{1aa} (32), N_{2bg} (34) y N_{2a} (35) por tener características similares al ser diferentes tipos de conglomerados.

Se obtienen perfiles de velocidad en función de la profundidad llegando alrededor de los 30 m de profundidad, lo que permitirá obtener valores superficiales de la velocidad para cada litología.

Para encontrar este valor superficial de la velocidad se promedian los valores de la velocidad obviando los primeros metros de resultados ya que corresponden a capas antrópicas que no interesan.

La forma de promediar es la que se muestra en la Ecuación 5.3.

$$\left. \begin{aligned} t_{TOTAL} &= \sum_i t_i = \sum_i \frac{h_i}{V_{S_i}} \\ t_{TOTAL} &= \frac{H_{TOTAL}}{\bar{V}_S} \end{aligned} \right\} \rightarrow \bar{V}_S = \frac{H_{TOTAL}}{\sum_i \frac{h_i}{V_{S_i}}} \quad \text{Ecuación 5.3}$$

donde h_i son las distintas profundidades a las que corresponden las distintas velocidades V_{S_i} . El sumatorio se extiende hasta la profundidad con medidas disponibles (H_{TOTAL}), de forma que el tiempo total t_{TOTAL} que tarda la onda en atravesar el grosor de materiales H_{TOTAL} es el sumatorio de los tiempos transcurridos en cada capa con su correspondiente velocidad. Si se pensara en una velocidad media \bar{V}_S , el tiempo total t_{TOTAL} sería el cociente entre el grosor total y esta velocidad media. Esto permite igualar ambas fórmulas encontrando \bar{V}_S en función de las velocidades en las distintas profundidades y el grosor total de los sedimentos.

En la Tabla 5.3 se muestra la equivalencia en la codificación de las litologías medidas y cuales son asimilables con las litologías identificadas en el perfil de la Figura 5.3.

En la Tabla 5.4 se muestran los valores encontrados para las distintas litologías para $\overline{V_s}$ obviando los valores de los primeros metros.

Tabla 5.3. Correspondencia entre las litologías medidas y las identificadas en el perfil.

Codificación de cada litología medida mediante el método SASW	Litología correspondiente en el perfil
1063	N1ab (31)
1073	N1c (30)
1093	N1aa (32)
	N2bg (34)
	N2a (35)

5. Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya

Tabla 5.4. Valores encontrados de Vs en el valle de la Cerdanya obtenidas mediante medidas SASW. (Bitri et al, 2004; Macau et al., 2006c).

1063		1073		1093	
h(m)	Vs(m/s)	h(m)	Vs(m/s)	h(m)	Vs(m/s)
2.4	194	2.4	145	2.2	199
2.5	193	2.6	203	2.3	233
2.6	197	2.9	233	2.5	238
2.7	200	3.2	230	2.8	246
2.8	198	3.5	229	3	239
2.9	200	3.8	226	3.3	235
3.1	185	4.5	231	3.7	232
3.3	190	5	213	3.9	231
3.5	190	6	210	4.2	222
3.7	196	7.1	245	4.8	213
4	195	7.9	279	5.5	223
4.4	202	9.6	355	6.2	236
4.8	216	11.5	397	7.4	260
5.3	230	14.4	437	8.7	310
6.1	243	18.6	439	10.5	376
6.9	255	23.6	444	12.3	419
8.4	297	29.3	478	15	476
9.5	331	∞	575	18.3	496
11.6	414			21.3	485
13.9	458			25.7	496
15.9	456			31.3	505
17.6	450			∞	572
20.3	464				
23.3	455				
27	453				
∞	442				

$\overline{V_s} = 455 \text{ m/s}$

$\overline{V_s} = 456 \text{ m/s}$

$\overline{V_s} = 497 \text{ m/s}$

Como se puede comprobar en la Tabla 5.4 se han obtenido valores de velocidad de ondas de cizalla para las primeras decenas de metros (aprox. 30 m), estas medidas se usarán para definir la velocidad en las capas superficiales de cada geología. Por otra parte se sabe que la velocidad aumenta con la profundidad y tenemos profundidades alcanzando los 800 metros, lo que imposibilita usar el mismo valor superficial encontrado en cada geología para esa misma geología en profundidad.

Teniendo en cuenta los valores de velocidad de las capas superficiales y la apreciación de que en las capas más profundas se tienen que adquirir velocidades del orden de 800 m/s, que es el valor considerado geotécnicamente como límite entre sedimentos y roca, tenemos una idea de las características que debiera tener una ley $V_s=V_s(h)$ adecuada para las litologías de la Cerdanya. En la literatura no se dispone de ninguna ley que describa genuinamente los sedimentos mesozoicos de la Cerdanya. Sabiendo que tipos de litologías son y las características comentadas, después de analizar varias leyes $V_s=V_s(h)$, se escoge la ley de Hamilton (1971) de la literatura entre otras a falta de sondeos profundos que permitieran un conocimiento experimental de esas velocidades (Figura 5.7) (A.Macau, 2005 comunicación personal).

En un estudio previo se realizó una simulación de la propagación de las ondas sísmicas en el valle de la Cerdanya aplicando el método 1D lineal equivalente Shake, en 5 perfiles seleccionados a lo largo de la estructura. Estos se caracterizan con las columnas situadas en la Figura 5.8 (Macau et al., 2006b; Macau et al., 2006c). En la Tabla 5.5 se detallan los valores de los parámetros característicos para cada columna.

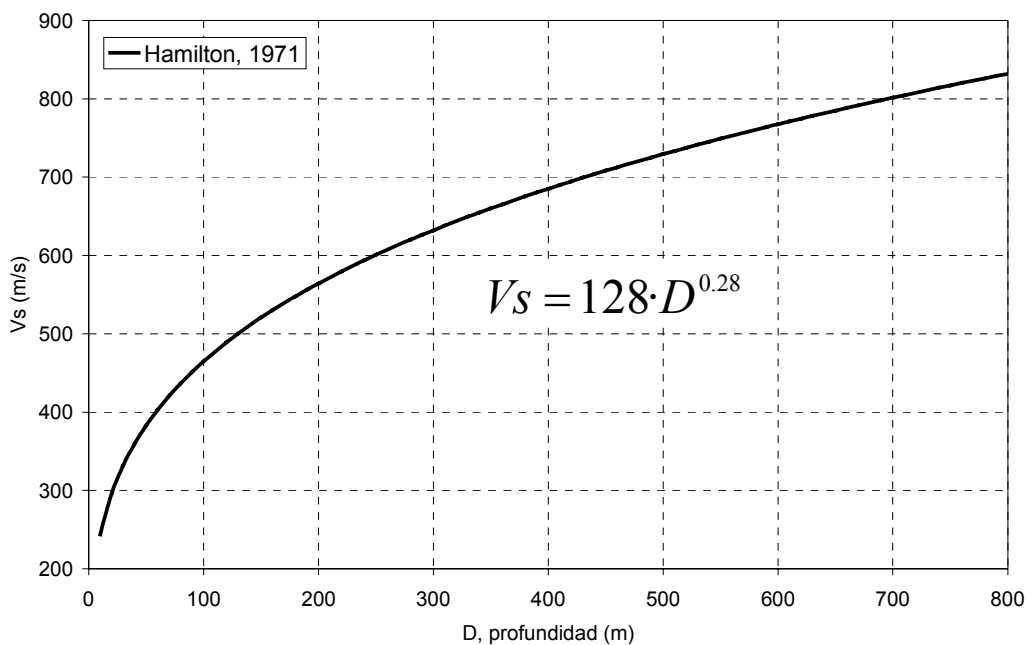


Figura 5.7. Velocidad de las ondas S con la profundidad propuesta por Hamilton (1971).

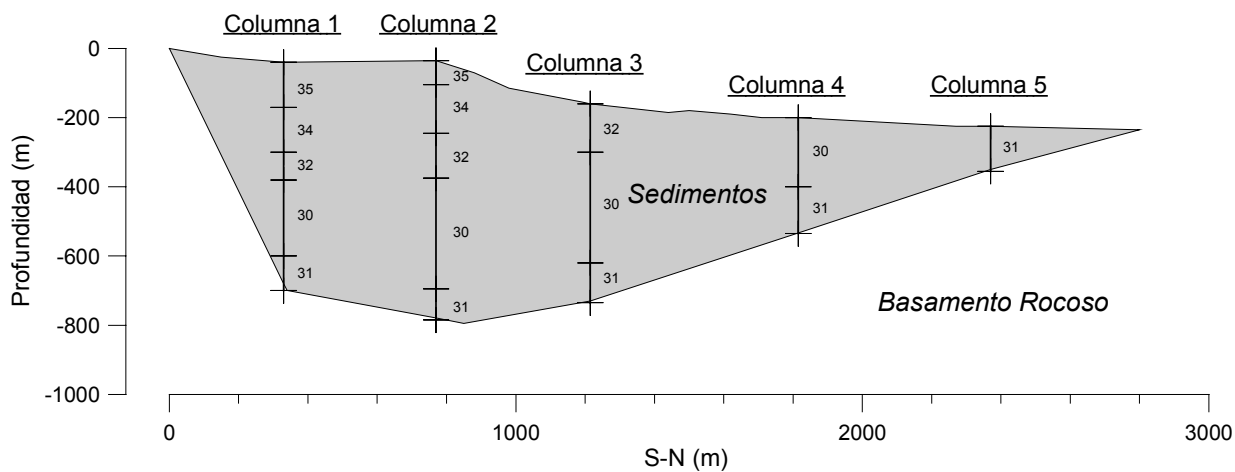


Figura 5.8. Perfiles 1D seleccionados a lo largo de la sección del valle de la Cerdanya

Tabla 5.5. Características escogidas para cada perfil 1D de la Figura 5.8. (Macau et al., 2006b, 2006c).

Capa	ρ (Kg/m ³)	Columna 1		Columna 2		Columna 3		Columna 4		Columna 5	
		Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)	Grosor (m)	Vs (m/s)
35	2098	130	497	70	497	--	--	--	--	--	--
34	2098	130	561	140	508	--	--	--	--	--	--
32	2098	80	634	130	618	140	497	--	--	--	--
30	1798	220	708	320	727	320	624	320	456	--	--
31	1898	100	773	110	807	130	741	130	614	130	455
Basamento rocoso	2547	∞	1500	∞	1500	∞	1500	∞	1500	∞	1500

La descripción de las columnas que se muestra en la anterior Tabla 5.5 está realizada usando como valores para las capas superficiales aquellos encontrados mediante la aplicación del método SASW (Tabla 5.4) y la ley de Hamilton (1971) para encontrar valores promedios para capas a diferentes profundidades.

La representación conjunta de las cinco columnas presentadas muestra el ajuste de los valores a una recta. Se ajusta esta recta y se encuentra una relación $V_s=V_s(h)$ adecuada para la descripción de estos 800 m de espesor máximo de sedimentos. Se ha optado por este ajuste en vez de directamente aplicar la curva propuesta por Hamilton (1971) ya que aquí se consideran para las primeras capas los resultados extraídos de las medidas SASW, lo cual da lugar a una descripción más realista del modelo.

La Ecuación 5.4 muestra la recta de regresión de los perfiles de velocidad.

$$V_s(h) = 0.4813 \cdot h + 468.33$$

$$R^2 = 0.8657$$

Ecuación 5.4

Teniendo una ley lineal $V_s=V_s(h)$ o gradiente de velocidades, puede plantearse cual sería la velocidad media a lo largo de toda la estructura para intentar obtener un modelo aún más simplificado de velocidades.

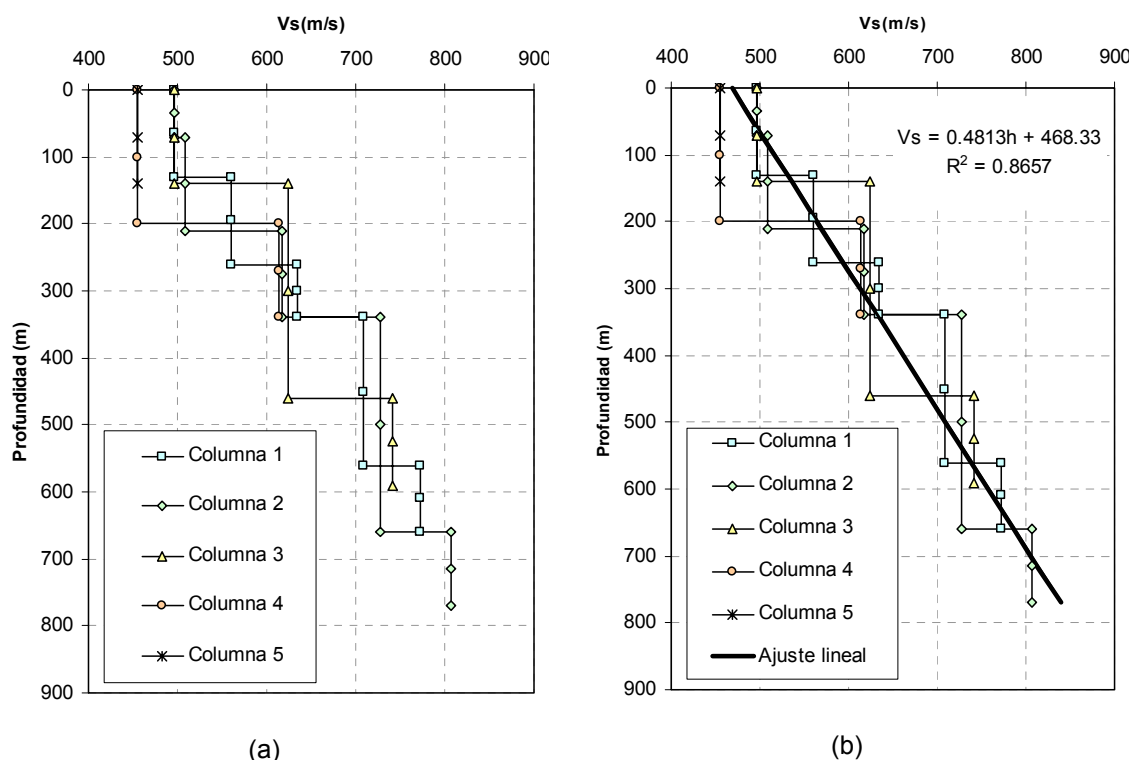


Figura 5.9. (a) Perfiles de velocidad en cada perfil 1D. (b) Ajuste de una función lineal a todos perfiles de velocidad.

Para el cálculo de la velocidad media se utiliza el mismo planteamiento que el mostrado en la Ecuación 5.3, pero generalizando los sumatorios a integrales. Explícitamente se muestra desde la Ecuación 5.5 a la Ecuación 5.9 el proceso de obtención de la velocidad media en función de la profundidad total H de los sedimentos.

$$\frac{dh}{dt} = v(h) \rightarrow dt = \frac{dh}{v(h)} \quad \text{Ecuación 5.5}$$

$$v = v(h) = Ah + B \quad \text{Ecuación 5.6}$$

$$T = \int_0^T dt = \int_0^H \frac{dh}{v(h)} = \int_0^H \frac{dh}{Ah + B} = \frac{\ln(Ah + B)}{A} \Big|_0^H = \frac{1}{A} \ln\left(\frac{A}{B}H + 1\right) \quad \text{Ecuación 5.7}$$

$$T = \frac{H}{\bar{v}} \quad \text{Ecuación 5.8}$$

$$\bar{v} = \frac{H \cdot A}{\ln\left(\frac{A}{B}H + 1\right)} \quad \text{Ecuación 5.9}$$

La Ecuación 5.9 permite calcular a lo largo de toda la estructura el perfil de velocidades medias que se encuentran en función de la profundidad. En la Figura 5.10 se muestra el resultado de su aplicación.

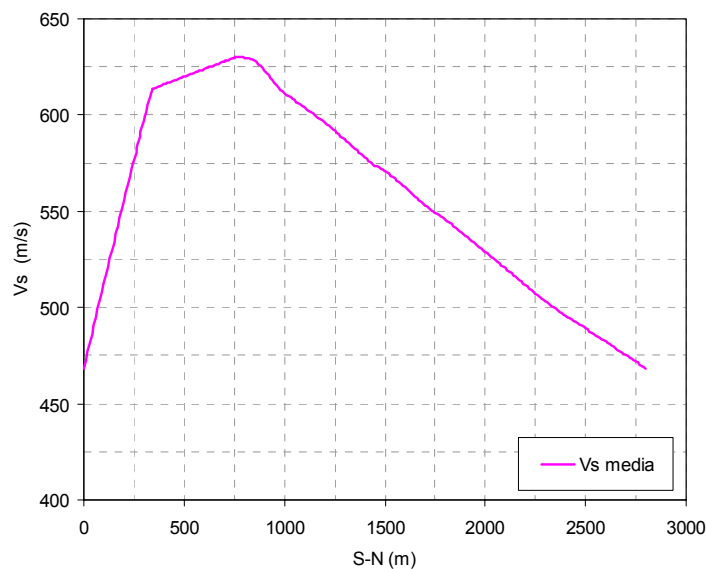


Figura 5.10. Evolución de la velocidad media a lo largo del perfil 2D del valle de la Cerdanya.

El perfil de velocidades en función de la distancia a lo largo del valle que se muestra en la Figura 5.10 permite calcular una velocidad ponderada que caracterice de forma media los sedimentos que rellenan el valle de la Cerdanya de forma global. El planteamiento de un modelo del valle con una velocidad que caracterice por igual todos los sedimentos permitirá observar el comportamiento de las ondas sísmicas al propagarse a través de la estructura geológica local, teniendo sólo en cuenta la geometría de la interfície entre el basamento rocoso y los sedimentos.

Hay que tener en cuenta que los materiales más profundos contribuyen con velocidades de propagación de ondas de cizalla y compresión más elevadas. Por esta razón se toma como velocidad media representativa de los sedimentos del valle la velocidad media ponderada. La ponderación se realiza tomando como pesos la potencia de los sedimentos a lo largo del valle, es decir la profundidad que adquiere el valle en cada punto. Los valores que se obtienen se muestran en la Figura 5.11.

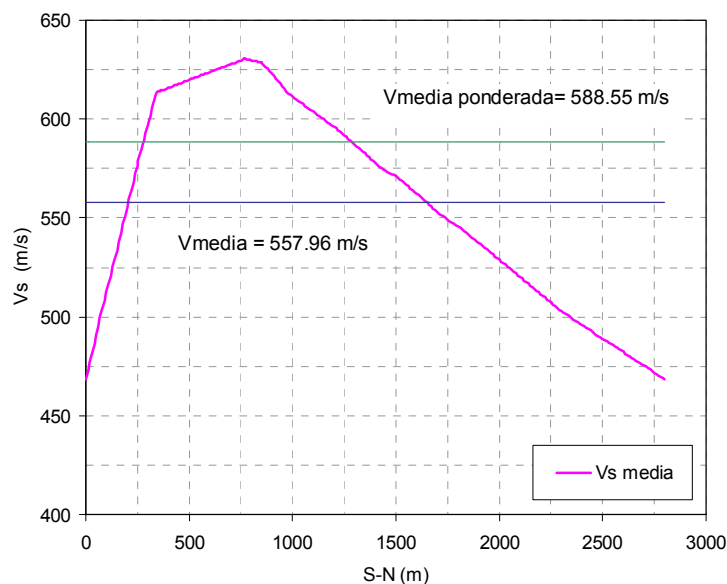


Figura 5.11. Establecimiento de una velocidad media y una velocidad media ponderada que caracterice los sedimentos de todo el valle de la Cerdanya.

Concretamente la velocidad que se tomará será:

$$\bar{V}_S = 588.55m/s \approx 590m/s$$

Así pues, debido a la caracterización que se ha realizado del perfil de velocidades para las ondas S, se proponen dos modelos estructurales del valle de la Cerdanya son los que se proponen como los más adecuados para utilizar en la modelización sísmica. Uno en el que se tenga en cuenta el gradiente de velocidades de los sedimentos y otro con una velocidad media en toda la estructura.

Para el basamento rocoso se estima adecuado considerar una velocidad homogénea de aproximadamente:

$$V_S = 1500m/s$$

5.2.3.2. Establecimiento del perfil de ondas de compresión, $V_p=V_p(h)$

En este caso no se dispone de datos geofísicos experimentales que determinen el perfil de velocidades de propagación de ondas longitudinales, V_p

A partir del conocimiento de V_s y las características del material presente en el valle se determina la velocidad de las ondas P, V_p , teniendo en cuenta que V_p depende de V_s proporcionalmente y esta proporcionalidad está directamente relacionada con las propiedades de los materiales implicados a través del parámetro conocido como coeficiente de Poisson (ν) (Ecuación 5.10).

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\nu}{0.5-\nu}} \quad \text{Ecuación 5.10}$$

En las medidas SASW se obtuvo para las primeras decenas de metros el valor conjunto de V_s y V_p , lo cual nos va a servir para estimar la relación de proporcionalidad V_p/V_s presente en las geologías específicas a la valle de la Cerdanya para esos primeros metros.

Un repaso a los valores de la bibliografía también nos darán una idea de cual podría ser una proporcionalidad adecuada entre ambas velocidades, lo cual será de gran utilidad ya que se han establecido los perfiles V_s en el perfil escogido de la Cerdanya.

Entre los valores que ofrece la literatura, tenemos por ejemplo, los valores que recomienda l'ATC (1978) para varios materiales:

$\nu = 0.33$, para arenas y gravas

$\nu = 0.40$ para arcillas compactas y suelos cohesivos

$\nu = 0.45$, para arcillas suaves.

Otros valores sugeridos en Harris y Crede (1976) :

$\nu = 0.2-0.3$, para rocas consolidadas, no alteradas

$\nu = 0.02-0.05$, para roca sedimentaria.

Estos valores muestran como para materiales cada vez más blandos el coeficiente de Poisson, ν , se hace mayor hasta alcanzar un valor máximo de $\nu = 0.5$ que sería un valor para materiales muy saturados como lo son las arcillas de la ciudad de México (Zeevaert, 1983).

Un valor de $\nu = 0.2$ para rocas lleva a un cociente entre las velocidades de $V_p/V_s \approx 1.6$ y un valor de $\nu = 0.4$ para materiales da una proporción de $V_p/V_s \approx 2.5$. Esto indica que estaríamos alrededor de la proporcionalidad media de 2 para materiales intermedios que son los presentes en la valle de la Cerdanya.

Por otro lado en la Figura 5.12 se valoran las medidas SASW de las velocidades V_s y V_p , y también confirman que lo más adecuado es considerar un factor 2 de

proporcionalidad entre V_p y V_s . Los valores encontrados mediante el método SASW se encuentran en la Tabla 5.6.

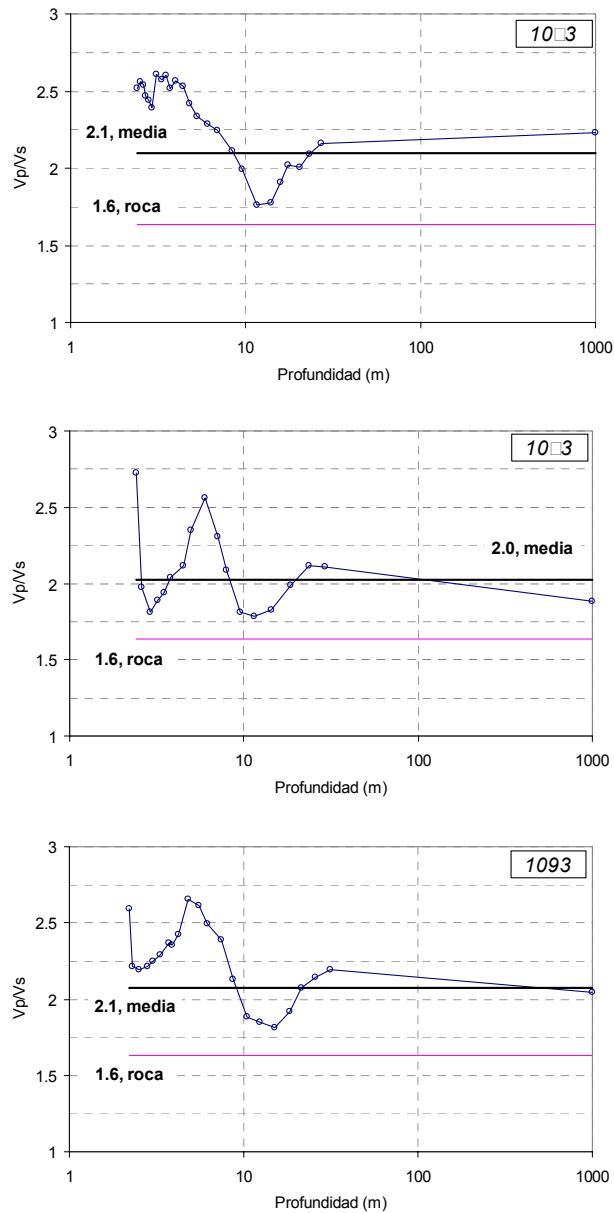


Figura 5.12. Evolución del cociente de velocidades en función de la profundidad según los valores encontrados con las medidas SASW realizadas en el valle para las distintas litologías mostradas en la Tabla 5.3.

Tabla 5.6. Valores encontrados de Vp en el valle de la Cerdanya mediante medidas SASW. (Bitri et al, 2004; Macau et al., 2006c)

1063		1073		1093	
h(m)	Vp(m/s)	h(m)	Vp(m/s)	h(m)	Vp(m/s)
2.4	489	2.4	395	2.2	516
2.5	494	2.6	401	2.3	516
2.6	500	2.9	423	2.5	522
2.7	494	3.2	434	2.8	544
2.8	483	3.5	445	3	538
2.9	478	3.8	461	3.3	538
3.1	483	4.5	489	3.7	550
3.3	489	5	500	3.9	544
3.5	494	6	538	4.2	538
3.7	494	7.1	566	4.8	566
4	500	7.9	583	5.5	583
4.4	511	9.6	643	6.2	588
4.8	522	11.5	709	7.4	621
5.3	538	14.4	797	8.7	660
6.1	555	18.6	874	10.5	709
6.9	572	23.6	940	12.3	775
8.4	627	29.3	1007	15	863
9.5	660	∞	1084	18.3	952
11.6	731			1007	1007
13.9	814			25.7	1062
15.9	869			31.3	1106
17.6	908			∞	1172
20.3	930				
23.3	952				
27	979				
∞	985				

En la Ecuación 5.11 se muestra el gradiente de velocidades para la onda P.

$$V_p(h) = 2 \cdot V_s(h) = 2 \cdot (0.4813 \cdot h + 468.33) = 0.9626 \cdot h + 936.66 \quad \text{Ecuación 5.11}$$

Como valor promedio de la velocidad de onda P a aplicar para el modelo de sedimentos homogéneos en toda la estructura se toma:

$$\bar{V}_s = 588.55 \text{ m/s} \approx 590 \text{ m/s} \rightarrow \bar{V}_p = 1180 \text{ m/s}$$

Para el basamento rocoso, también aplicamos el uso del valor doble de la velocidad de las ondas S y tomamos el valor de:

$$V_p = 3000 \text{ m/s}$$

En otros trabajos similares a este también se recurre a este modo de estimar V_p , como por ejemplo en Cotton et al. (1998) donde se describe el valle de Grenoble, el cual tiene similitudes geológicas con el valle de la Cerdanya. Se observa como el modelo de velocidad que escogen para el valle se corresponde bastante bien hasta lo aquí planteado para el valle de la Cerdanya. Las capas de sedimentos vienen definidas por velocidades V_s entre 500 m/s y 600 m/s, y las velocidades V_p , se definen justamente como el doble de la velocidad V_s .

5.2.3.3. Establecimiento de la densidad, ρ

Para el establecimiento de la densidad, se podría optar por la definición de un gradiente de densidades en función de la profundidad, al igual que se ha realizado con

el establecimiento de las velocidades de las ondas sísmicas. Sin embargo, no se dispone de suficientes datos para hacerlo.

Valorando la contribución de la densidad en la ecuación de ondas se observa que las variaciones en la densidad contribuyen inversamente al resultado. Los valores inversos de densidades entre 1800 Kg/m³ y 2100 Kg/m³ están ambos alrededor de 5x10⁻⁴ m³/Kg.

Por tanto, se concluye que no es necesario la estimación de un hipotético gradiente de densidades y se opta por asignar una densidad media a cada litología a la que pertenecen los sedimentos que rellenan el valle usando los valores que provee la literatura (Tabla 5.7)

Los valores tomados se extraen de la recopilación de bibliografía realizada por Cid (1996).

Tabla 5.7. Valores de densidad asignados a cada litología presente en el valle.

Geología	ρ (Kg/m³)	
35	2098	$\rho_{media} \approx 2039 \text{ Kg/m}^3$
34	2098	
32	2098	
30	1798	
31	1898	
Basamento rocoso	2547	

5.2.3.4. Establecimiento de los factores de calidad, Q_p y Q_s .

Los factores Q de cada material y asociados a cada onda sísmica, son valores adimensionales que miden la fricción interna o anelasticidad del material si éste se somete a ciclos de esfuerzo-deformación a una frecuencia dada ω (Aki y Richards, 1980).

Explícitamente son una medida de la energía perdida a cada ω al cabo de cada ciclo. Matemáticamente se expresa como se muestra en la Ecuación 5.12.

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad \text{Ecuación 5.12}$$

donde E expresa la tensión almacenada en el volumen de material y ΔE , la energía perdida en cada ciclo debido a las imperfecciones en la elasticidad del material.

Así pues valores altos de Q indican materiales elásticos y cuando se va hacia valores menores estamos acercándonos a materiales cada vez menos elásticos que producirán atenuación de la energía en la interacción de ellos con la energía.

Para los materiales sedimentarios que conforman el valle de la Cerdanya no se tiene información alguna sobre el valor de estos factores Q . Para la realización de la modelización de la propagación de las ondas sísmicas es necesario asignar un factor Q para la onda P y para la onda S en un intervalo de frecuencias el cual se va a considerar en este trabajo constante en ese intervalo.

Debido a la disponibilidad de datos realistas de esta característica de los sedimentos se opta por plantear tres casos distintos que abarquen un abanico amplio de posibilidades. Se decide escoger un conjunto de valores para mostrar el efecto de unos materiales elásticos; otro conjunto de valores que describan materiales ligeramente atenuantes, y finalmente, valores que describan materiales altamente atenuates. Explícitamente los valores escogidos se muestran en la Tabla 5.8

Tabla 5.8. Valores de Q_p y Q_s escogidos para la modelización.

	Q_p	Q_s
Materiales elásticos	4000*	4000*
Materiales ligeramente atenuantes	400	200
Materiales altamente atenuantes	100	50

*son valores muy altos que representan una pérdida nula de la energía en la modelización sísmica

5.2.3.5. Establecimiento de la geometría

En la aplicación del esquema de diferencias finitas para la simulación bidimensional de la propagación de las ondas P-SV, es conveniente tener una superficie plana como superficie libre.

Para ello, se deforma la geometría del valle de la Cerdanya manteniendo en todo momento la potencia de sedimentos a lo largo del perfil (Figura 5.13).

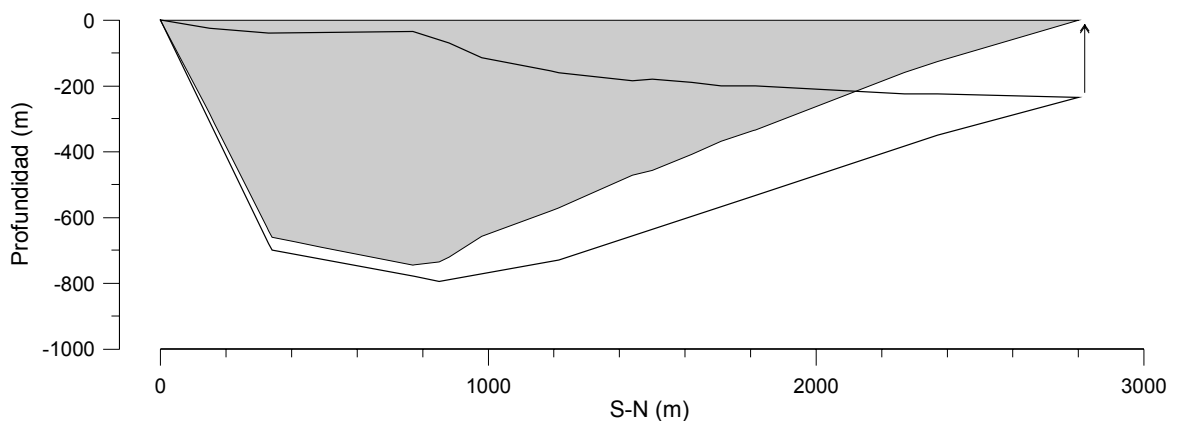


Figura 5.13. Deformación del perfil para tener una superficie libre plana manteniendo las potencias de sedimentos en cada punto.

5.2.3. □ *Movimiento sísmico de entrada.*

Para la definición de la fuente sísmica es necesario establecer el modelo de fuente y la función temporal de onda que se va a propagar por toda la estructura del perfil del valle de la Cerdanya.

Como modelo de fuente se escoge propagar verticalmente un frente de ondas S (Figura 5.14) que es suficiente para la estimación de efectos locales a lo largo del valle.

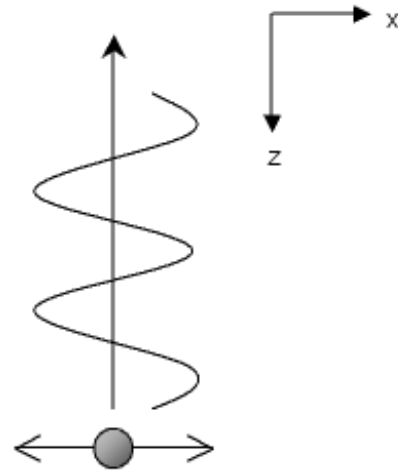


Figura 5.14. Ondas S.

Para la función temporal de onda es conveniente seleccionar algún tipo de función matemática que nos sirva como pulso unitario. Las funciones de transferencia que se encuentren en la estructura podrán ser convolucionadas posteriormente con cualquier registro sísmico.

Las características que buscamos en este caso para la función matemática es que sea un pulso y que en su dominio frecuencial abarque un rango de frecuencias adecuado de acuerdo con las características del valle.

Muchas funciones matemáticas podrían cumplir estas sencillas premisas. Entre ellas se escoge el pulso de Gabor (Ecuación 5.13, Figura 5.15). El pulso de Gabor es simplemente una senoide ponderada por una gaussiana. Escogiendo adecuadamente sus parámetros podemos obtener una función que en el dominio frecuencial tenga una respuesta plana en todas las frecuencias del rango escogido.(Figura 5.16).

El método de modelización es lineal por tanto un impulso unitario que abarque un rango de frecuencias adecuado es suficiente para encontrar las funciones de transferencia y posteriormente convolucionarlas con registros reales.

$$s(t) = e^{-\frac{\omega^2(t-TS)^2}{\gamma^2}} \cdot \cos[\omega(t-TS) + PSI] \quad \text{con } \omega = \frac{2 \cdot \pi}{T_o} = 2 \cdot \pi \cdot f_o, \quad \text{Ecuación 5.13}$$

donde ω es la frecuencia angular, f_o es la frecuencia fundamental, γ la desviación estándar, TS el desfase temporal y PSI el desfase angular

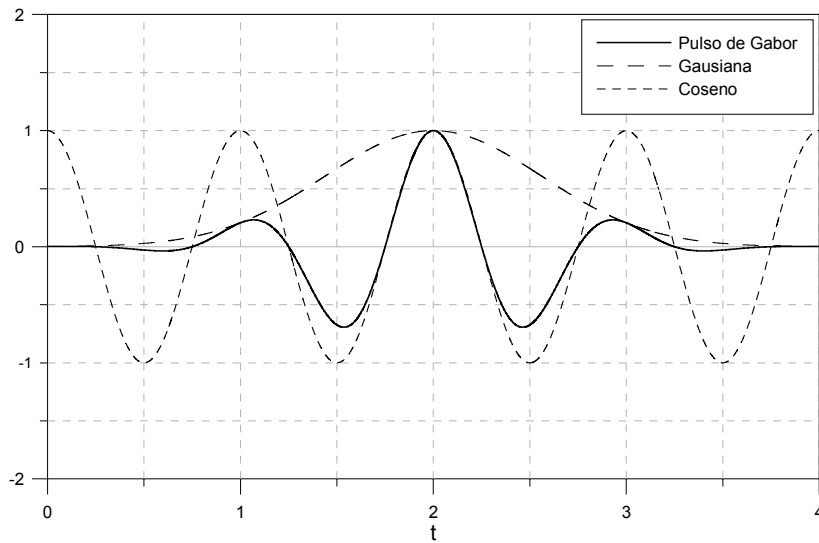


Figura 5.15. Pulso de Gabor con frecuencia $f_o = 1$ Hz, desviación estándar $\gamma = 5$ y centrado a $TS=2$.

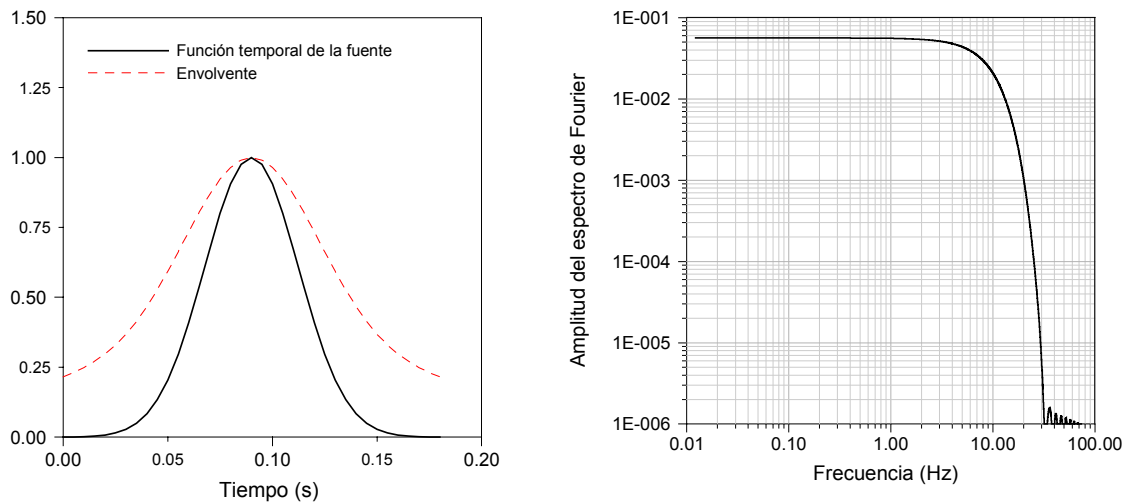


Figura 5.16. Pulso de Gabor con frecuencia $f_o = 0.5$ Hz y desviación estándar $\gamma = 0.1$.

5.3. Aplicación del método 2D de diferencias en el valle de la Cerdanya.

En el apartado anterior se han ido estableciendo y analizando los distintos parámetros necesarios para la aplicación de la modelización de las ondas sísmicas. A partir de la definición de los parámetros se nos plantean distintos casos para los cuales será necesario aplicar la modelización.

En lo que respecta a la definición del modelo podremos distinguir básicamente entre dos modelos: uno en el que los sedimentos se caracterizaran por una única velocidad uniforme en todo el valle y otro en el que la velocidad de los sedimentos está descrita por un gradiente de velocidades que aumenta con la profundidad. Los denominaremos Modelo 1 y Modelo 2.

A continuación se presenta una síntesis de las características de cada modelo.

- Modelo 1

La geometría es la descrita en la Figura 5.17. Los parámetros dinámicos se resumen en la Tabla 5.9.

- Modelo 2

La geometría es la descrita en la Figura 5.17. Los parámetros dinámicos se resumen en la Tabla 5.10.

Cada modelo variará sus valores de Q_p y Q_s según la Tabla 5.8, en la que se describen tres casos escogidos de atenuación para los sedimentos. El caso elástico o de atenuación nula, el caso ligeramente atenuante o de materiales ligeramente viscoelásticos y finalmente, el caso altamente atenuante o de materiales altamente viscoelásticos.

Combinando los dos modelos del valle y los tres tipos de atenuación, se tienen 6 casos a los cuales aplicar la modelización sísmica.

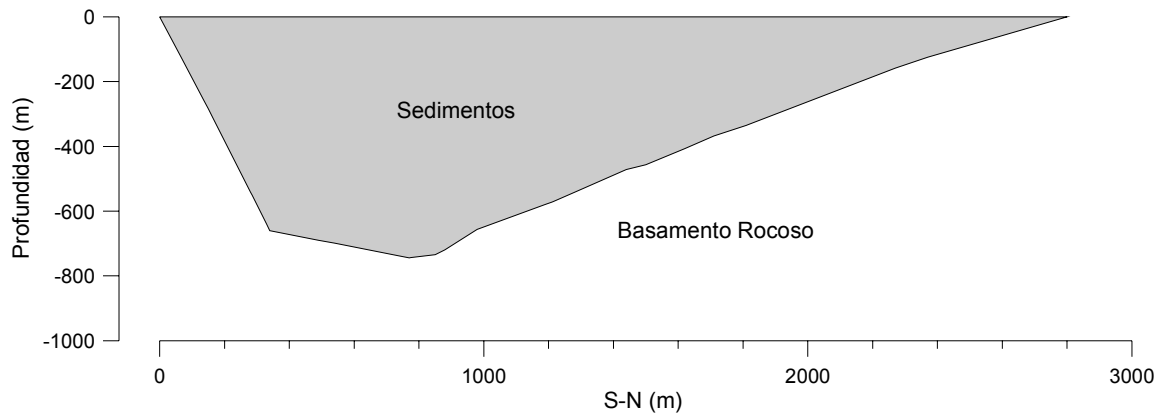


Figura 5.17. Geometría del valle de la Cerdanya.

Tabla 5.9. Valores asignados de los parámetros para la definición del Modelo 1.

	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (Kg/m ³)
Sedimentos	590	1180	2039
Basamento Rocoso	1500	3000	2547

Tabla 5.10. Valores asignados de los parámetros para la definición del Modelo 2.

	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (Kg/m ³)
Sedimentos	$V_s(h) = 0.4813 \cdot h + 468.33$	$V_p(h) = 2 \cdot V_s(h)$	2039
Basamento Rocoso	1500	3000	2547

5.3.1. Definición de la malla (grid)

La definición de la malla que se va a realizar a los modelos anteriores implica la elección de la discretización del medio y el tamaño total del modelo necesario para propagar las ondas correctamente en el intervalo de frecuencias en las que se requiere un correcto cálculo de la propagación. Todo esto se realiza de acuerdo al esquema de diferencias finitas que se va a aplicar. Es el esquema de diferencias finitas para la simulación bidimensional de las ondas P-SV con precisión a 4º orden en el dominio del espacio y de 2º orden en dominio del tiempo y para medios heterogéneos viscoelásticos que se ha descrito en el apartado 4.5 del capítulo 4.

5.3.1.1. Tamaño de celda, discretización del espacio

La elección del tamaño de la celda está ligado con los fenómenos de dispersión asociados con el cálculo numérico de la modelización como ya se ha comentado en el capítulo anterior. El control del fenómeno de dispersión nos relaciona las ondas de velocidad menor y por tanto de menor longitud de onda, con el tamaño de las celdas. Esto es así debido a que el tamaño de las celdas ha de ser suficientemente pequeño para poder describir estas ondas de menor longitud de onda en la modelización numérica. Así pues, el tamaño de celda escogido según las ondas presentes en la modelización con una longitud de onda menor serán las que nos definan la frecuencia máxima, $f_{ac-superior}$, a la cual tenemos precisión en el cálculo. Todas estas aseveraciones se resumen con la Ecuación 5.14.

$$\Delta x < \frac{V_{s_{min}}}{6 \cdot f_{ac-superior}} \quad \text{Ecuación 5.14}$$

Por el tipo de esquema de diferencias finitas que se va a aplicar se escogen celdas cuadradas (Ecuación 5.15).

$$\Delta x = \Delta z \quad \text{Ecuación 5.15}$$

Aplicando la Ecuación 5.14 al Modelo 1 y al Modelo 2 se encuentran las discretizaciones de la Tabla 5.11

Tabla 5.11. Límites superiores de para la discretización espacial del Modelo 1 y el Modelo 2

Modelo 1	$V_{S_{\min}} = 590m / s$	$\Delta x < 9.8 \quad m$
Modelo 2	$V_{S_{\min}} = 468m / s$	$\Delta x < 7.8 \quad m$

Se decide escoger $\Delta x = 7 \quad m$ para discretizar ambos modelos, lo cual implica que para el Modelo 1 se llega a una precisión de $14Hz$ y para el Modelo 2 se llega a una precisión de $11Hz$. En ambos casos la precisión es suficiente debido a que el señal de entrada es alrededor de 10 Hz que decae en energía (ver Figura 5.16), así pues una precisión mínima de $10Hz$ es suficiente.

5.3.1.2. Tamaño del modelo total y discretización del tiempo

El tamaño del modelo total depende de la frecuencia mínima a la cual se quiere precisar el cálculo. Es decir, es el tamaño máximo que se debe dar al modelo para que pueda propagar las ondas de mayor longitud de onda.

$$\text{Tamaño del modelo} \approx \frac{Vp_{\max}}{f_{ac-\text{inferior}}} \quad \text{Ecuación 5.16}$$

A su vez define la discretización en el tiempo debido a que las ondas de mayor frecuencia necesitan un mínimo Δt para estar bien descritas.

$$\Delta t \leq \frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot \frac{\Delta x}{Vp_{\max}} \quad \text{Ecuación 5.17}$$

La frecuencia inferior, $f_{ac-\text{inferior}}$, que se necesita debido a las altas profundidades a las que encontramos el basamento rocoso es bastante baja. En concreto, se va a necesitar una precisión de 0.1Hz.

Los resultados obtenidos de la aplicación del método de Nakamura a registros de ruido sísmico a lo largo del valle muestran que esta precisión es suficientemente pequeña para la correcta descripción de la respuesta sísmica del valle de la Cerdanya (Macau et al., 2006b; Macau et al., 2006c).

El tamaño del modelo ha de ser mínimamente de 30.000 metros de lado (Ecuación 5.18). Ya que tenemos un tamaño de celda de 7 metros, se calcula que serán necesarias como mínimo 4300 celdas. Para redondear, se escojen 4400 celdas por lado del modelo.

$$\text{Tamaño del modelo} \approx \frac{Vp_{\max}}{f_{ac-\text{inferior}}} = \frac{3000m/s}{0.1Hz} = 30.000m \quad \text{Ecuación 5.18}$$

Una descripción detallada de las dimensiones del modelo discretizado se encuentran en la Figura 5.18 y Tabla 5.13.

La discretización en el tiempo que da el modelo del valle de la Cerdanya es el que se muestra en la Ecuación 5.19. Se decide finalmente una discretización 0.001 s (Ecuación 5.20). El tiempo total que se va a modelizar son 20 segundos, lo cual significa el cálculo de 20 mil iteraciones numéricas .

$$\Delta t \leq \frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot \frac{\Delta x}{V_{p_{\max}}} = \frac{6}{7\sqrt{2}} \cdot \frac{7m}{3000m/s} = 0.0014 \text{ s} \quad \text{Ecuación 5.19}$$

$$\Delta t = 0.001 \text{ s} \quad \text{Ecuación 5.20}$$

En la siguiente tabla, Tabla 5.12, se resume el rango de frecuencias en que tiene validez el cálculo resultante de la aplicación de la modelización de la propagación de las ondas sísmicas con el esquema de diferencias finitas para la propagación de las ondas P-SV.

Tabla 5.12. Precisión del cálculo en ambos modelos según las discretizaciones.

	$f_{ac\text{-inferior}}$	$f_{ac\text{-superior}}$
Modelo 1	0.1 Hz	14 Hz
Modelo 2	0.1 Hz	11 Hz

Tabla 5.13. Datos cuantitativos del tamaño del modelo.

Nº total de celdas en la dirección x	4400
Nº total de celdas en la dirección z	4400
El valle discretizado se coloca a	2000
Nº de celdas que describen el valle, x	400
Nº de celdas que describen el valle, z	107
Interface Parte heterogénea - homogénea	200
Situación de la fuente de ondas planas	250

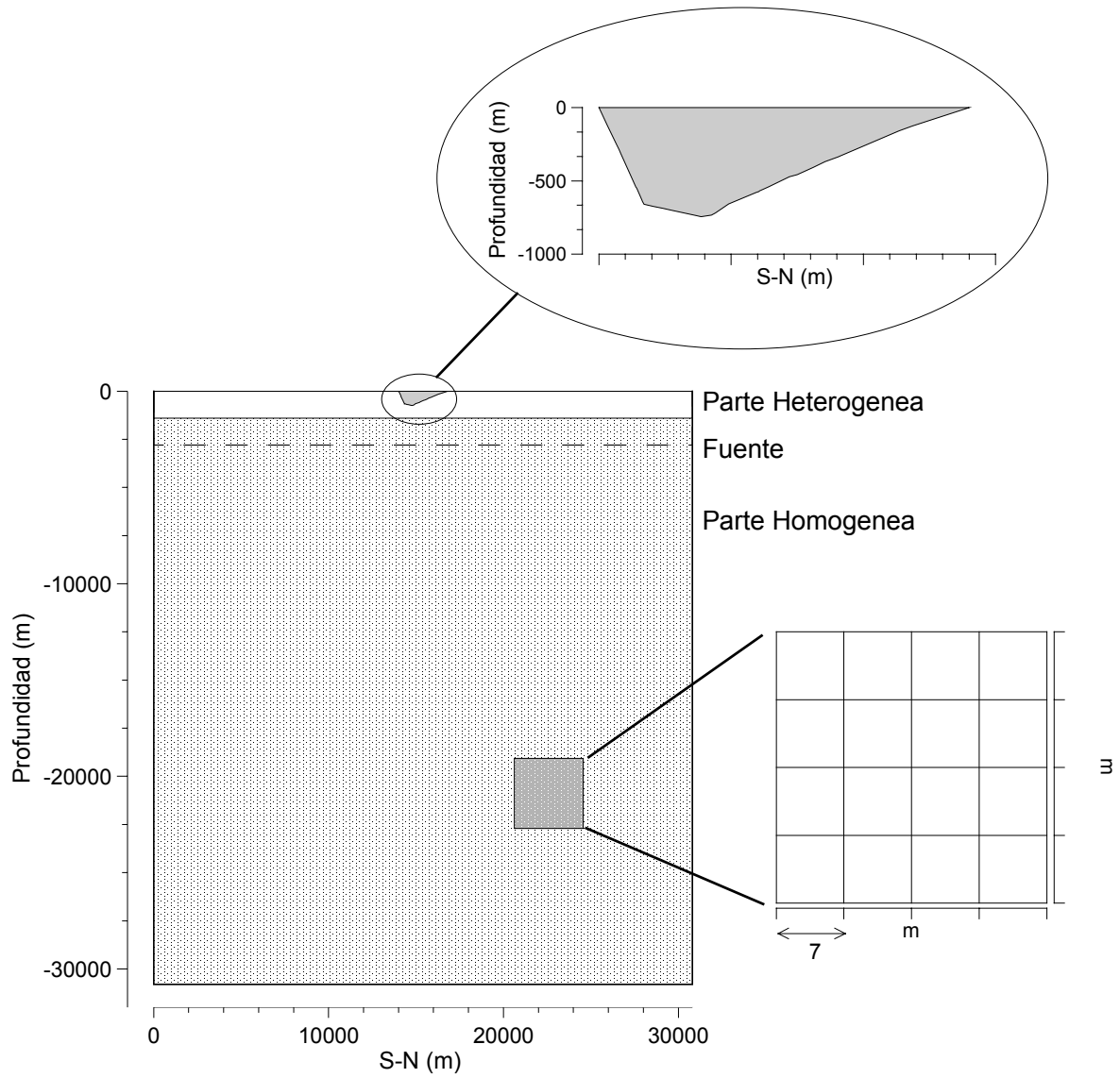


Figura 5.18. Tamaño del modelo necesario para la modelización de la propagación sísmica con el esquema de diferencias finitas P-SV.

5.4. Resultados de la modelización de la propagación de las ondas sísmicas en el valle de la Cerdanya.

En el apartado anterior se ha descrito todos los aspectos que eran necesarios para realizar la aplicación del método de diferencias finitas sobre el *Modelo 1* y el *Modelo 2* del valle de la Cerdanya (Tabla 5.9 y Tabla 5.10). En este apartado se presentan los resultados obtenidos de la aplicación del esquema escogido de diferencias finitas a estos modelos bidimensionales para la simulación de las ondas P-SV. Este esquema es el que se ha descrito detalladamente en el apartado 4.5 del capítulo 4.

La aplicación de esta simulación de la propagación de las ondas sísmicas proporciona los registros temporales en superficie de la componente horizontal (componente U) y de la componente vertical (componente W). Se ha escogido extraer las señales simuladas para 31 receptores equidistantemente (140 m) situados en la superficie libre a lo largo del perfil estructural del valle, incluyendo 5 receptores antes y después de la cuenca del valle para la observación de fenómenos de reverberación en los límites del valle. En la Figura 5.19 y Figura 5.21 se muestran los resultados para los casos ligeramente viscoelásticos en tiempo y frecuencia.

Para cada modelo se han realizado tres modelizaciones teniendo en cuenta los tres tipos de atenuación escogidos para las litologías que rellenan la cuenca del valle en el apartado 5.3.4 y que se resumen en la Tabla 5.8. Concretamente, se tienen los siguientes resultados, los cuales se han representado en el dominio temporal y frecuencial (amplitud de la transformada de Fourier) para la componente U y W:

- Modelo 1
 - o Caso elástico (Figura C.1 y Figura C.2 del Apéndice C).
 - o Caso ligeramente viscoelástico (Figura C.3 y Figura C.4 del Apéndice C).
 - o Caso viscoelástico (Figura C.5 y Figura C.6 del Apéndice C)
- Modelo 2
 - o Caso elástico (Figura C.7 y Figura C.8 del Apéndice C).
 - o Caso ligeramente viscoelástico (Figura C.9 y Figura C.10 del Apéndice C).
 - o Caso viscoelástico (Figura C.11 y Figura C.12 del Apéndice C).

5. Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya

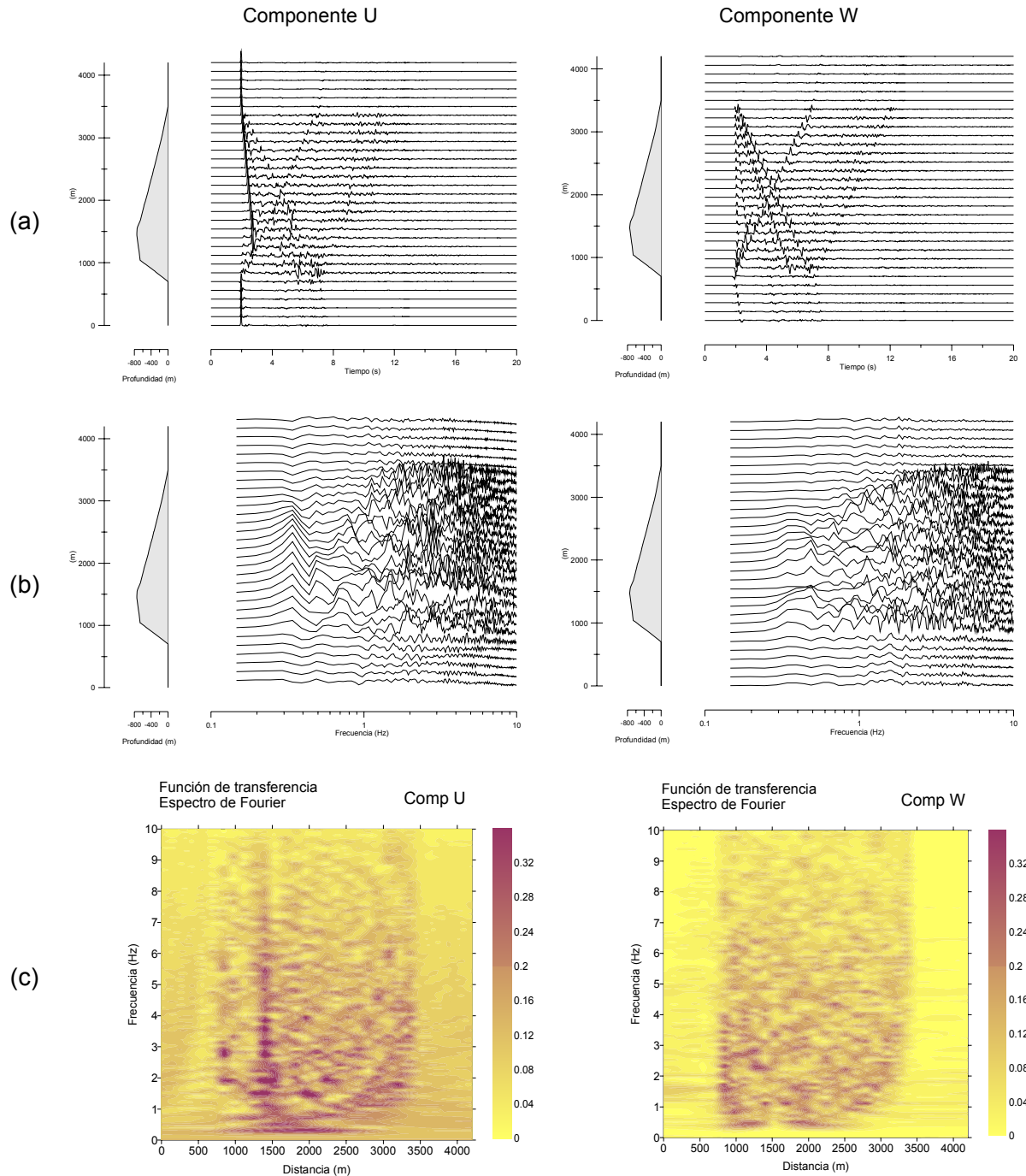


Figura 5.19. Modelización en el valle de la Cerdanya realizada con el Modelo 1 considerando materiales ligeramente viscoelásticos. (a) Registros temporales, (b) y (c) Espectro de Fourier.

5. Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya

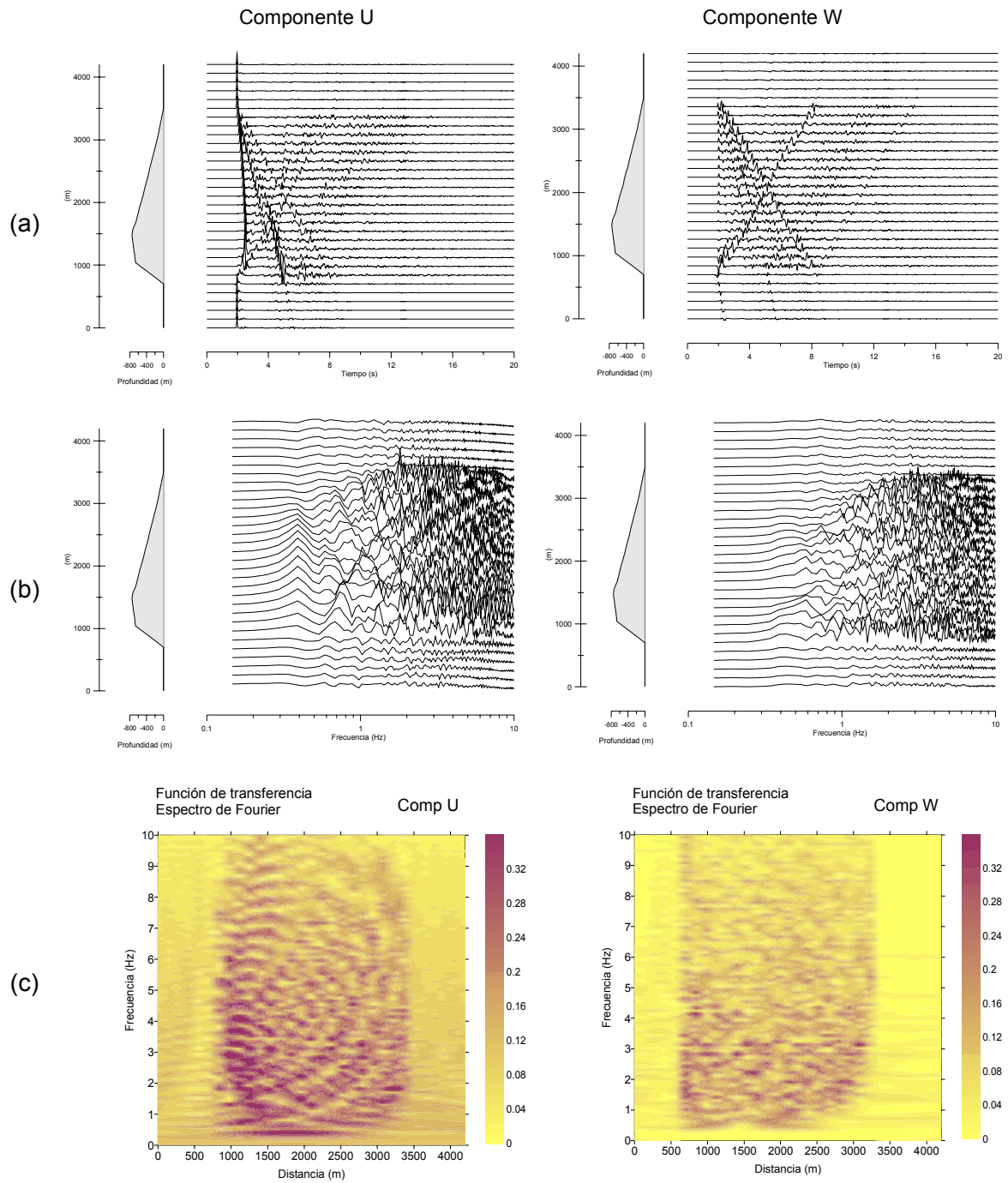


Figura 5.20. Modelización en el valle de la Cerdanya realizada con el Modelo 1 considerando materiales ligeramente viscoelásticos. (a) Registros temporales, (b) y (c) Espectro de Fourier.

5.4.1. Análisis de los resultados

Los resultados obtenidos con las simulaciones realizadas de los casos presentados permiten el análisis y la observación de varios aspectos que se van a exponer a continuación. La totalidad de los resultados se encuentra en el Apéndice y en las figuras contenidas en este apartado 5.4. Estos aspectos son referentes a los efectos puramente 2D que se observan, a los efectos que provocan las diferencias entre el Modelo 1 y el Modelo 2, y finalmente, los efectos que provoca la definición de la atenuación en los cálculos. La discusión de los resultados obtenidos se divide en esos tres aspectos: efectos 2D, efectos de la utilización de los modelos 1 y 2, y efectos de la utilización de distintas definiciones de atenuación.

Se presentan varias figuras (de la Figura 5.21 a la Figura 5.24) donde se señalan explícitamente usando rectas y curvas superpuestas sobre los resultados los aspectos más relevantes facilitando su observación e identificación.

5.4.1.1. Efectos 2D

En general, la simulación de la propagación de las ondas sísmicas muestra la generación de frentes de ondas en los límites laterales del valle debido a la reflexión de las ondas que se produce. Este es un efecto puramente 2D. Estos frentes de onda se encuentran en la estructura provocando interferencias constructivas y destructivas. Estos fenómenos provocan efectos en la señal sísmica simulada, como por ejemplo alargamientos de esta. La variación de las propiedades físicas y el grosor de los materiales que conforman el valle no provocan por sí mismos este tipo de efectos.

En el gráfico Figura 5.21 se muestra uno de los casos con algunos de los frentes de ondas más significativos para facilitar su observación. En este gráfico se señala en línea magenta el primer frente de ondas que llega. Las líneas de color verde señalan algunos de los frentes de onda más visibles en los gráficos generados por la pendiente suave del valle de la Cerdanya. Las líneas azules señalan alguno de los frentes de onda generados en la pendiente más abrupta del valle de la Cerdanya.

El primer efecto significativo que se observa es el retraso de la llegada del primer frente de ondas (línea magenta), correspondiente al pulso que se introduce para la realización de la simulación. Esto es debido a la disminución de las velocidades de las ondas que ofrecen los materiales sedimentarios del valle respecto al basamento rocoso. La llegada de este primer frente de onda reproduce la forma del basamento del valle.

El segundo efecto significativo y puramente bidimensional es la generación de frentes de onda en las pendientes que encierran el valle. El límite que tiene una pendiente suave genera unos primeros frentes de ondas (líneas verdes) con ángulos menores que los ángulos de los primeros frentes de ondas (líneas azules) generados en el límite de pendiente más abrupta. Debido a esto los frentes de onda interactúan entre sí en el área del valle más próxima a la pendiente abrupta. Esto crea un efecto embudo el cual se puede observar en la zona marcada por el círculo en rojo en la componente U representada en la Figura 5.21. En esta zona los señales sísmicas muestran una llegada del primer frente de onda con una reducción notable de la amplitud y como al cabo de 2-3 segundos llegan los frentes de ondas debidos a la geometría 2D del valle con amplitudes superiores debido a la interacción constructiva de las ondas.

Para tiempos superiores a 10 s las amplitudes se reducen mucho y ya son poco apreciables los frentes de onda que interactúan. En la representación mostrada en la Figura 5.21 se puede observar como los finales en las señales sísmicas están gobernadas por el juego de la interacción entre los frentes de ondas generados en la pendiente suave (Norte del perfil del valle) y los generados en la pendiente abrupta (Sur del perfil del valle), los cuales convergen en la parte más profunda del valle. Las duraciones de cada señal sísmica redibujan el perfil de interacción de los frentes de onda.

Se puede observar otro efecto próximo al límite final sur (pendiente abrupta) del valle. En esta zona se produce la concentración de frentes de onda más importante en todo el perfil. Así en la parte exterior del valle se reciben también frentes de onda que se escapan de la estructura al actuar el límite como fuentes de difracción de las ondas.

En referencia a la diferencia entre componente horizontal (U) y vertical (W) cabe comentar que el tipo de ondas que se propagan son de incidencia vertical, excitación horizontal, por tanto todos los efectos observados en la componente W se deben al efecto bidimensional de la reflexión de las ondas en la estructura. Es por esta razón, que observamos de forma más clara la geometría de los frentes de onda generados en los límites del valle y no que el primer frente de ondas reproduzca la forma del valle.

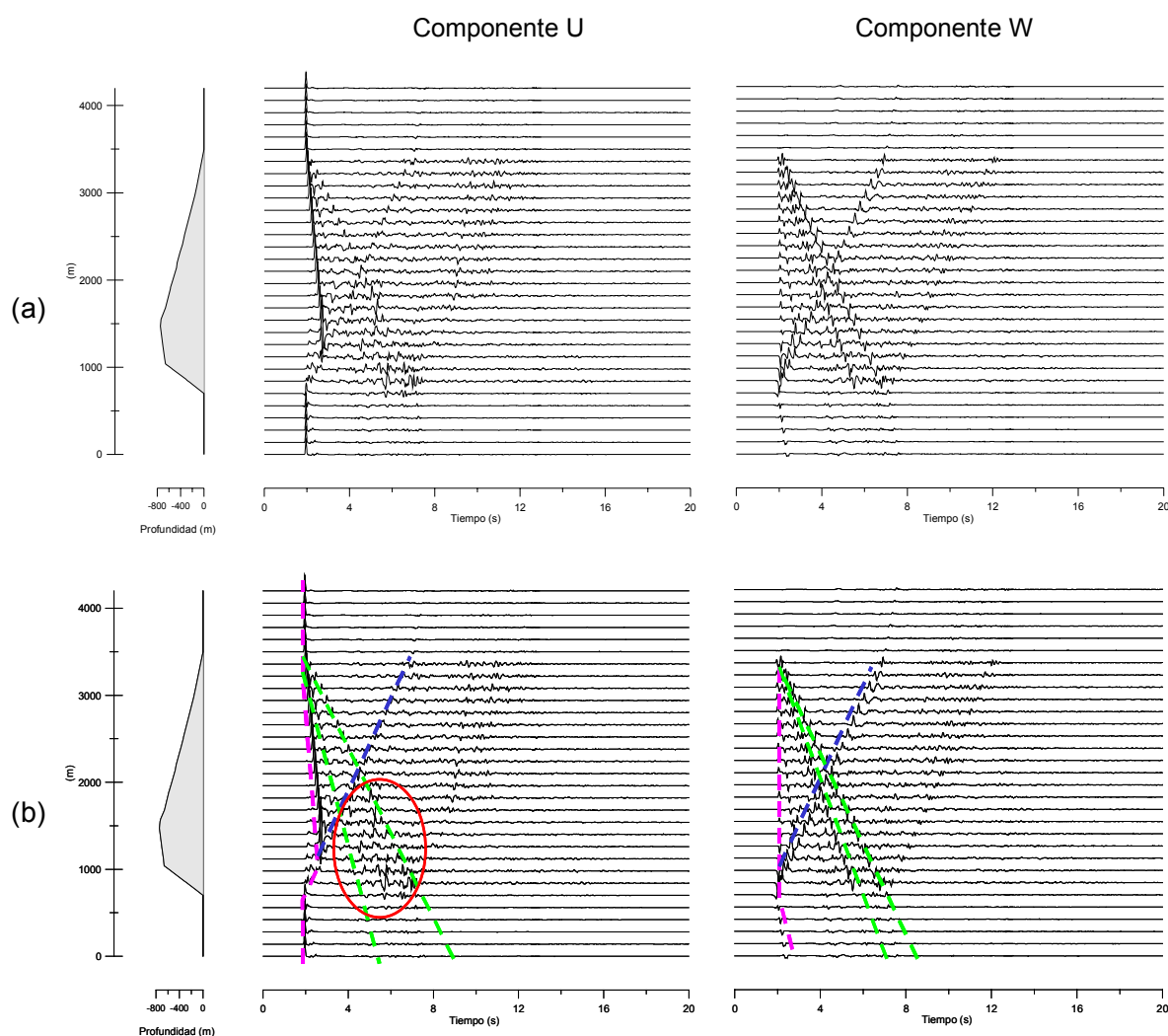


Figura 5.21. (a) Registros temporales de la modelización con el Modelo 1 considerando materiales ligeramente viscoelásticos. (b) Esquema con los frentes de onda más significativos: primer frente de onda (línea magenta), frentes de onda generados en el límite norte (verde) y en el límite sur (azul) del valle de la Cerdanya.

5.4.1.2. *Efectos de la utilización de los Modelos 1 y 2.*

Una primera observación respecto a los resultados obtenidos con el Modelo 1 y el Modelo 2 es que el patrón de reflexión de las ondas dentro de la estructura, la interacción constructiva-destructiva entre los frentes de onda generados por los límites del valle es similar. La diferencia radica en que, como el Modelo 2 considera un gradiente de velocidades en la estructura con velocidades más elevadas en la base y disminuyendo hasta llegar a la superficie, los frentes se retrasan respecto a los frentes que se predicen con el Modelo 1. Este retraso no es constante, aumenta de acuerdo con el gradiente de velocidades y provoca curvaturas en los frentes de onda, que el Modelo 1 no predice, donde se consideraba una velocidad media para toda la estructura. En la Figura 5.22 se muestra la componente horizontal U y la componente vertical W con los resultados para el caso con materiales elásticos. En negro es el resultado con el Modelo 1, y en gris el resultado con el Modelo 2. Con rectas se ha indicado el efecto comentado del retraso de los frentes de onda escogiendo uno de los frentes de onda generado en la pendiente suave del valle (rectas verdes) y otro frente generado en la pendiente abrupta del valle (rectas azules) .

5.4.1.3. *Caso elástico, ligeramente viscoelástico y altamente viscoelástico*

El cambio en la asignación de los valores de los factores de calidad de los materiales (Q_s y Q_p) provoca cambios en los niveles de la respuesta sísmica a lo largo del valle. El caso elástico muestra los valores más altos y a medida que vamos a casos cada vez más viscoelásticos las amplitudes de las historias temporales van decreciendo. No provocan cambio alguno en los procesos de reflexión-refracción de las ondas dentro del valle. Así, las primeras y siguientes llegadas de frentes de ondas en las historias temporales no se modifican, tal como se muestra en la Figura 5.23 y en la Figura 5.24. La Figura 5.23 compara las historias temporales en diferentes regiones del valle para los tres casos de atenuación. Se aprecia como las amplitudes decrecen pero las fases se mantienen en su lugar. La Figura 5.24 muestra el correspondiente espectro de

amplitudes de Fourier, se observa solamente en las frecuencias más altas se produce una disminución de amplitud.

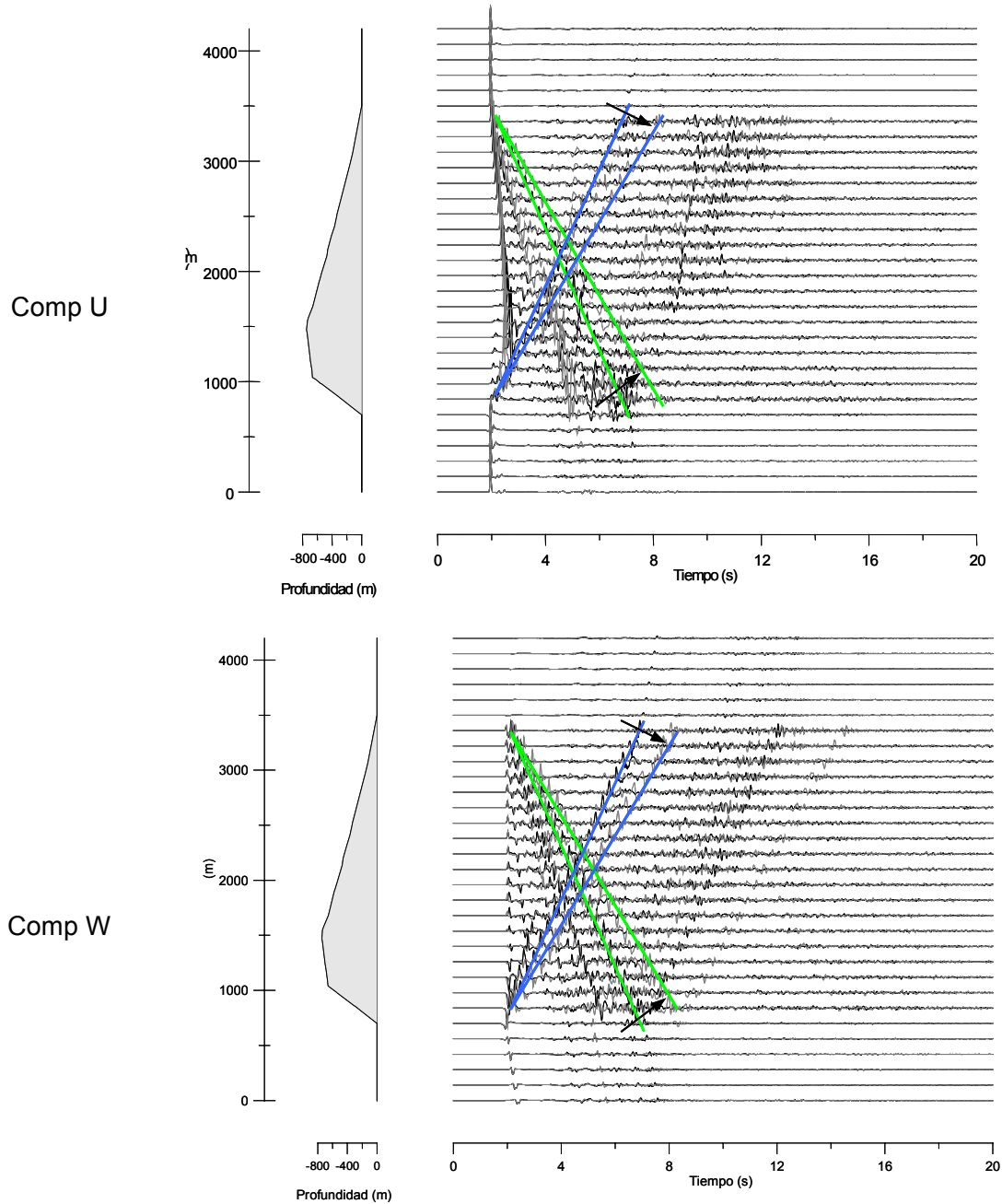


Figura 5.22. Comparación de los resultados considerando el Modelo 1 (trazas en negro) y el Modelo 2 (trazas en gris) en el dominio temporal para materiales elásticos.

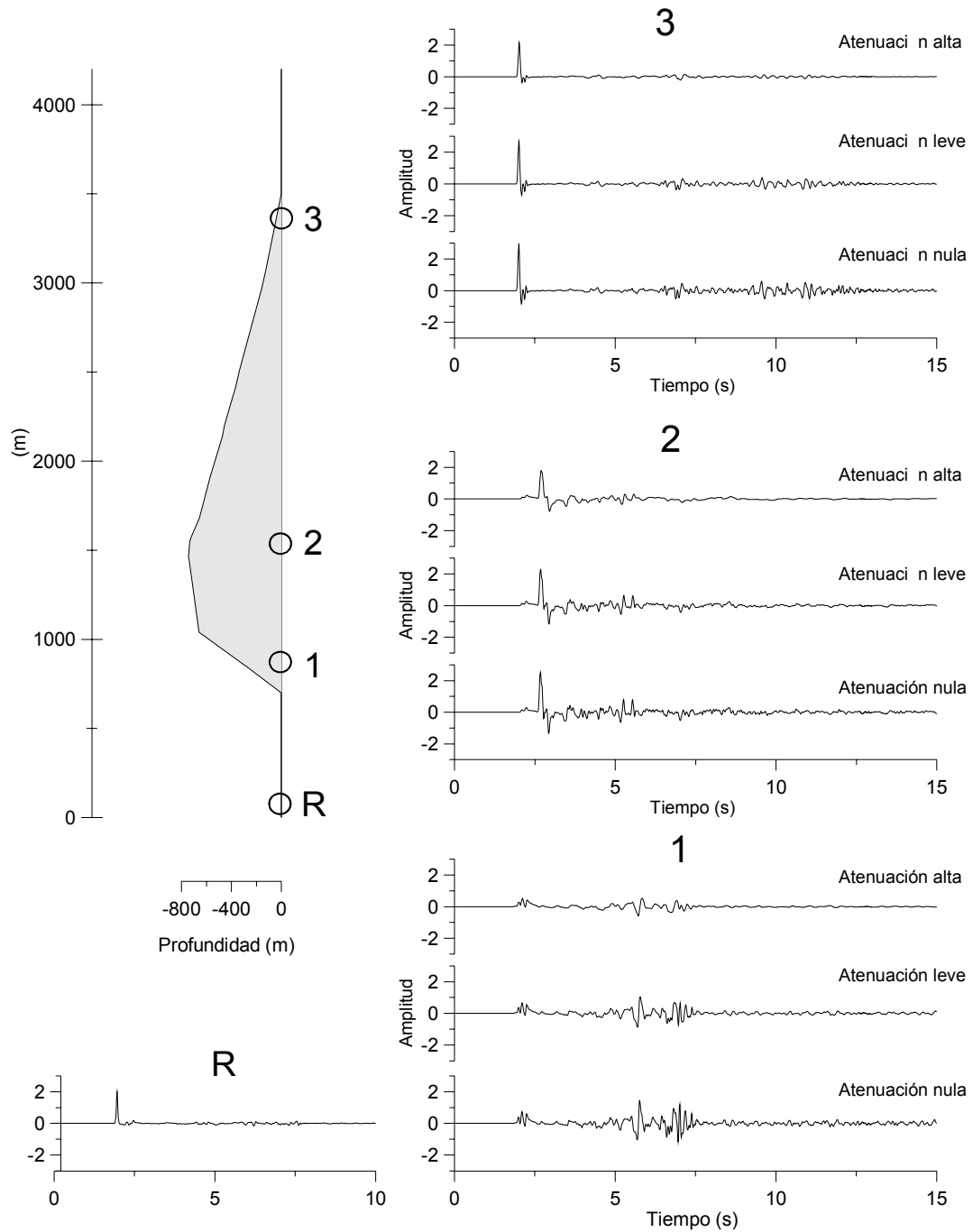


Figura 5.23. Registros temporales en zonas seleccionadas del valle de la Cerdanya para las simulaciones aplicadas al Modelo 2 y las distintas atenuaciones consideradas.

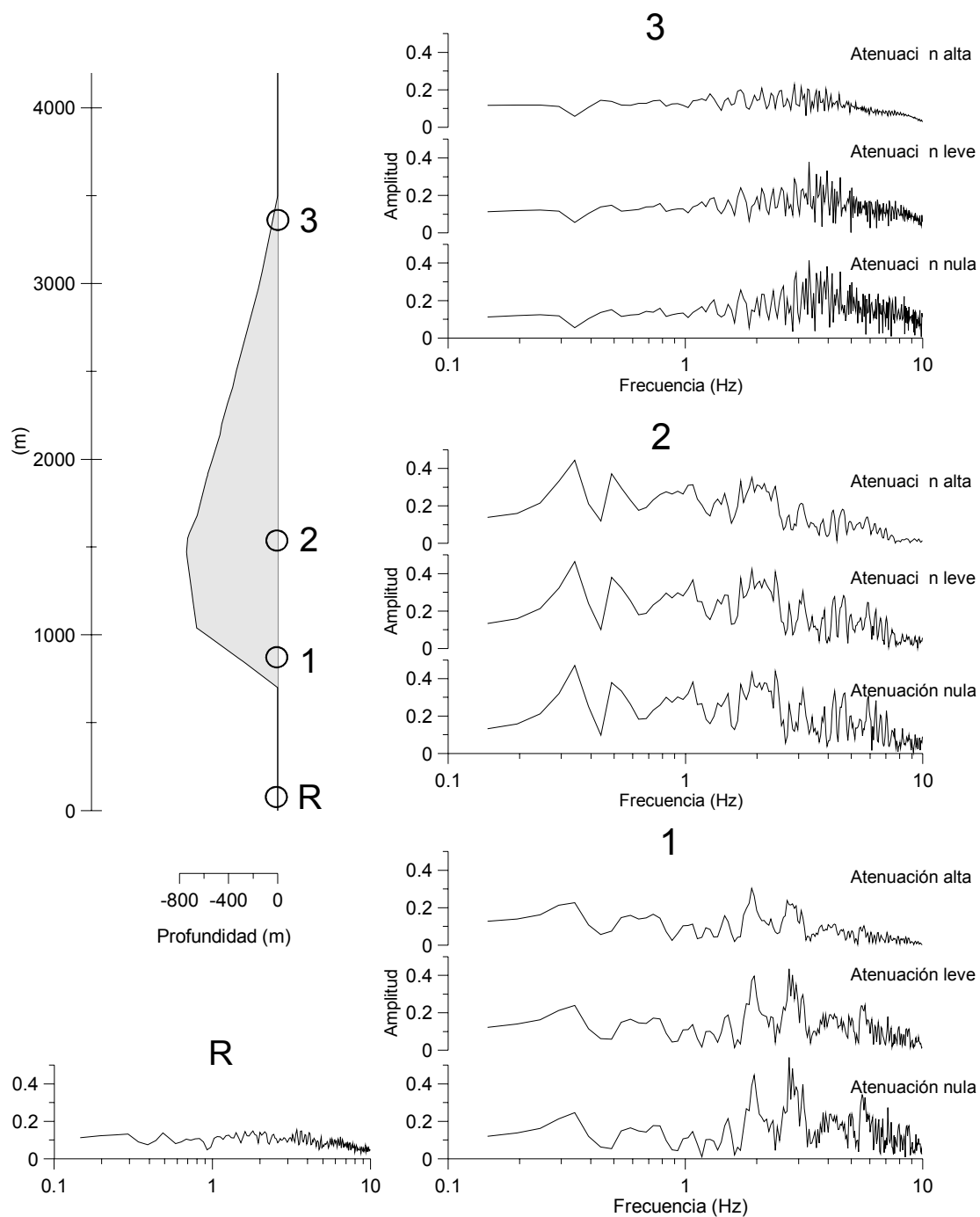


Figura 5.24. Espectro de Fourier en zonas seleccionadas del valle de la Cerdanya para las simulaciones aplicadas al Modelo 2 y las distintas atenuaciones consideradas.

5.5. Conclusiones y perspectivas de trabajo de futuro

5.5.1. Conclusiones

En esta aplicación numérica para la obtención de registros sintéticos en el valle de la Cerdanya se ha explicado la definición de dos modelos de estructura del valle con los datos geofísicos disponibles y previas interpretaciones de ellos (Macau et al., 2006b). También se han escogido tres tipos de valores de Q_p y Q_s para la caracterización de la atenuación que presentan los materiales ante la carencia de información geofísica sobre este aspecto. Posteriormente, se han estudiado las limitaciones y precisiones de la simulación numérica. Finalmente, se ha aplicado el método de diferencias finitas a estos modelos bidimensionales para la simulación de las ondas P-SV.

Después de la presentación de todos los resultados y la realización de un análisis entre ellos, se ha podido identificar como varía la respuesta sísmica del valle en función de la definición de los distintos parámetros que lo configuran.

De esta forma se comprueba que las pendientes que encierran el valle lateralmente y los perfiles de velocidad rigen los ángulos que forman los frentes de onda con la superficie. Esto implica que variaciones en estos ángulos debido a redefiniciones más precisas de los perfiles de velocidad y estructura del valle van a afectar en la predicción de las interferencias de estos frentes de onda, ya que cambiará el lugar y momento donde convergen los frentes generados en ambos límites del valle (N y S). Esto puede dar lugar a una variación en la predicción de las fases de la señal sísmica. Por tanto, se debe validar la descripción estructural del perfil del valle de la Cerdanya con más estudios geofísicos en la zona.

Es necesaria la realización de estudios geofísicos que permitan saber o tener una orientación de los valores de Q_p y Q_s que tienen los materiales. Como se ha observado en el análisis de resultados, los distintos regímenes de atenuación en los materiales (materiales elásticos, ligeramente viscoelásticos, altamente viscoelásticos) afectan fuertemente en los valores de las amplitudes en tiempo y en frecuencia. Así pues, hasta

que no se disponga de información al respecto no se recomienda la utilización de estos resultados para la evaluación de efectos locales en el valle de la Cerdanya.

Otro aspecto observado durante el análisis de los resultados, es que el valle de la Cerdanya tiene claros efectos 2D. Un efecto bidimensional muy marcado en el valle se encuentra en el área donde se sitúan las profundidades máximas. Allí se observa un efecto “embudo” (ver las figuras (c) de la Figura 5.19 y Figura 5.20) alrededor del punto más profundo. Pero esto no se produce por la profundidad de la zona solamente sino por la configuración geométrica del valle, ya que allí se encuentra el punto de convergencia de las dos pendientes que cierran el valle. Los registros sintéticos en zonas poco profundas pertenecientes a la pendiente abrupta muestran este efecto al recibir segundos frentes de ondas al cabo de 2-3 s después de la llegada del pulso de onda que se propaga (Figura 5.23, registros en zona 1).

5.5.2. Perspectivas de trabajo futuro

Las conclusiones obtenidas en este trabajo están condicionadas a la necesidad de más estudios geofísicos en la zona que proporcionen más información de las propiedades dinámicas de la geología local, así como de su geometría. Por tanto, el primer trabajo de futuro es la repetición de estos cálculos teniendo en cuenta más datos geofísicos que definan el área.

De igual forma la realización de simulaciones en otros perfiles 2D situados en otras zonas del valle de la Cerdanya serían de gran interés para compararlas entre sí. También sería conveniente realizar simulaciones teniendo en cuenta fuentes puntuales más realistas que la propagación de ondas planas.

Por otro lado, para el avance en la validación de estas técnicas numéricas para la obtención de registros sísmicos sintéticos, es necesario realizar un estudio comparativo de distintas modelizaciones numéricas aplicadas al valle. En Macau et al. (2006b) se presenta una aplicación del método lineal equivalente, Shake, para el mismo perfil que se ha utilizado aquí. De hecho, se han tenido en cuenta la definición de columnas a lo

largo del valle que se realiza en Macau et al. (2006b) para la definición de los modelos estructurales aquí propuestos.

Así pues, la existencia de estos primeros cálculos, tanto el 1D como el presente 2D permite el inicio de un ejercicio similar al ejercicio Benchmark expuesto en el capítulo 3. Pero, para la completitud de un estudio de estas características y la validación de los resultados sería necesario realizar más simulaciones numéricas así como disponer de registros reales en la zona.

Sin embargo, la existencia de estas dos aplicaciones (1D y 2D) permite mostrar unas primeras comparaciones (Tapia et al., 2006). Para ello, se escoge comparar los resultados bidimensionales encontrados para el Modelo 2 y materiales ligeramente viscoelásticos con los resultados 1D lineales equivalentes. Para compararlos se escogen la intensidad de Arias, la duración de Trifunac, la comparación de las funciones de transferencia, el tiempo de desfase de grupo y el análisis de wavelets (ver capítulo 3).

Cabe comentar que las frecuencias fundamentales obtenidas al aplicar el método de Nakamura (Nakamura, 1989) a las medidas de ruido sísmico realizadas en la región (Macau et al., 2006c) se ajustan a las frecuencias fundamentales simuladas con el método 1D y el perfil de evolución que presentan en función del perfil N-S de la estructura es similar para las frecuencias secundarias obtenidas en la simulación 2D.

A continuación se expone brevemente la comparación preliminar entre las simulaciones existentes en el valle de la Cerdanya:

5.5.2.1. *Intensidad de Arias*

La comparación de este parámetro en la Figura 5.25 (izq.) muestra gran diferencia entre la simulación 1D y la 2D. Ambas simulaciones presentan una respuesta sísmica a lo largo del valle completamente distinta, observándose en la simulación 2D el efecto “embudo” alrededor de la zona profunda del valle, donde los frentes de onda convergen. La Tabla 5.14 muestra cuantitativamente las diferencias entre ambas modelizaciones.

Se observa el incremento de los resultados de la simulación 2D en la parte más profunda del valle respecto a los resultados de las simulaciones 1D.

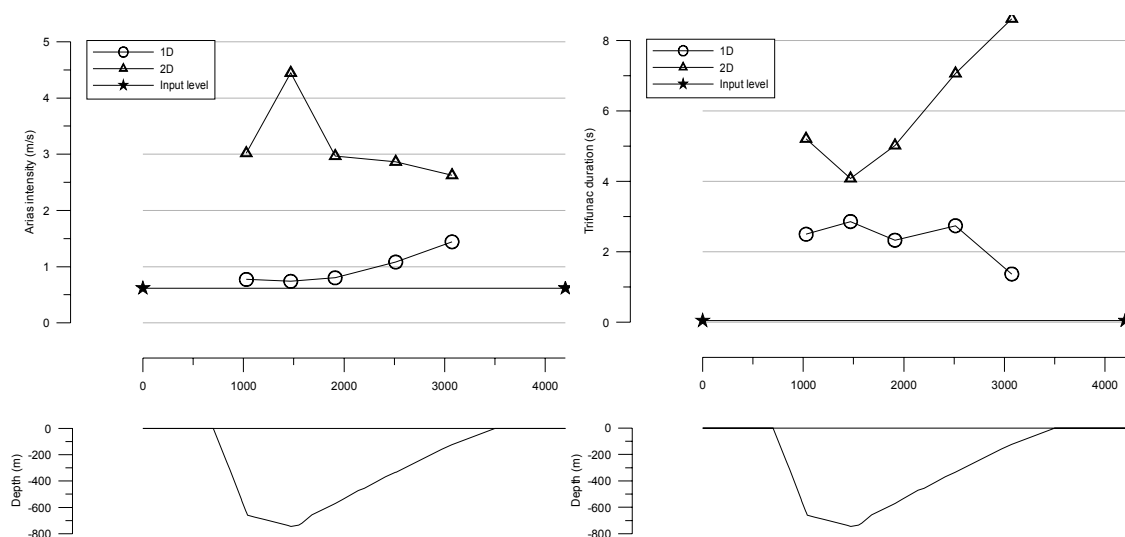


Figura 5.25. Intensidad de Arias (izq) y duración de Trifunac (dcha) a lo largo del valle para las modelizaciones 1D y 2D

Tabla 5.14. Relación suelo/roca de la intensidad de Arias.

	Columna 1	Columna 2	Columna 3	Columna 4	Columna 5
$AI_{\text{suelo}}/AI_{\text{roca}}1D$	1.3	1.2	1.3	1.7	2.3
$AI_{\text{suelo}}/AI_{\text{roca}}2D$	4.9	7.1	4.8	4.6	4.2

5.5.2.2. Duración de Trifunac

La comparación de este parámetro en la Figura 5.25 (dcha.) muestra gran diferencia entre la simulación 1D y la 2D. Ambas simulaciones presentan una respuesta sísmica a lo largo del valle completamente distinta. La simulación 1D reproduce la forma del

basamento rocoso del valle. En cambio las simulaciones 2D reproducen la forma del último frente de ondas significativo (ver línea azul en la Figura 5.26)

5.5.2.3. Función de transferencia, frecuencia fundamental

En la Figura 5.26 (dcha) se muestra la función de transferencia que se obtiene de la simulación 2D junto con la situación de las frecuencias fundamentales predichas por la simulación 1D (puntos magentas). Las frecuencias fundamentales 1D ajustan el perfil de profundidad del valle. Sin embargo, la frecuencia fundamental de la simulación 2D se muestra prácticamente constante, entre 0.3 y 0.4Hz, a lo largo del perfil, sobre todo en la zona central. Las frecuencias secundarias de la simulación 2D sí siguen el comportamiento de la frecuencia fundamental correspondiente a la simulación 1D.

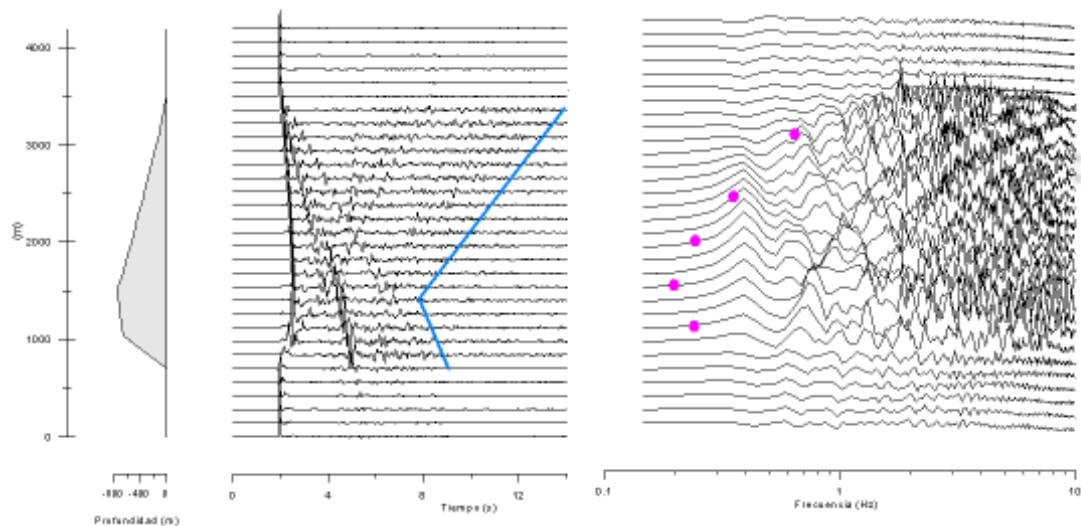


Figura 5.26. Resultados de la modelización 2D en tiempo (izq.) y frecuencia (dcha.) teniendo en cuenta el Modelo 2 de estructura y materiales ligeramente viscoelásticos. Los puntos magentas indican las frecuencias fundamentales obtenidas con la simulación 1D. La línea azul representa el último frente de ondas significativo.

5.5.2.4. *Análisis mediante el método de wavelets. Tiempo de desfase de grupo.*

Este análisis permite observar la evolución de la señal simultáneamente en tiempo y frecuencia. En la Figura 5.27 se presenta como ejemplo una aplicación para una columna situada en el centro del valle. Los resultados muestran que las simulaciones 1D al paso de la columna de sedimentos ven distorsionada ligeramente su forma original. En cambio, en las simulaciones 2D se observan claramente la presencia de los nuevos frentes de onda generados por la geometría del valle que llegan en instantes de tiempo posteriores .

El tiempo de desfase de grupo (Beauval et al., 2003) presenta cierta similitud en la respuesta a lo largo del valle aunque las frecuencias no se sitúan en el caso de ambas simulaciones en los mismos lugares. Los picos que se observan muestran cierto corrimiento en las bajas frecuencias, pero se predice el mismo número de ellos. Para frecuencias entre 1 y 2 Hz prácticamente se tiene la misma respuesta. Las diferencias mayores se encuentran para frecuencias superiores a los 2-3Hz. En lo que respecta a la amplitud de esos picos, difieren entre sí en forma y amplitud.

En resumen, el análisis de los parámetros seleccionados muestra las diferencias entre las simulaciones 1D y 2D. El contenido en energía (intensidad de Arias) y los incrementos en las duraciones de la señal (duración de Trifunac) muestran comportamientos diferenciados. El análisis mediante wavelets permite observar los mecanismos de reflexión de los frentes de onda observando simultáneamente el contenido frecuencial. El tiempo de desfase de grupo para bajas frecuencias presenta similitudes entre las simulaciones 1D y 2D, pero mostrando divergencia para altas frecuencias.

La simulación 2D ofrece formas de onda que han sido perturbadas por el grosor de los sedimentos y por la geometría 2D del valle. La simulación 1D sólo puede ofrecer formas de onda que han sido perturbadas por el grosor de los sedimentos. Los efectos 1D detectados en las simulaciones 2D están de acuerdo con los resultados puramente 1D. Esto es posible observarlo en el análisis del tiempo de desfase de grupo debido a la concordancia de resultados a bajas frecuencias y la divergencia a altas frecuencias.

5. Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya

Esta comparación ha sido realizada utilizando un pulso de Gabor como señal de entrada en roca, por tanto, se espera que la simulación realizada a partir de señales reales y su comparación permitan obtener más conclusiones al respecto.

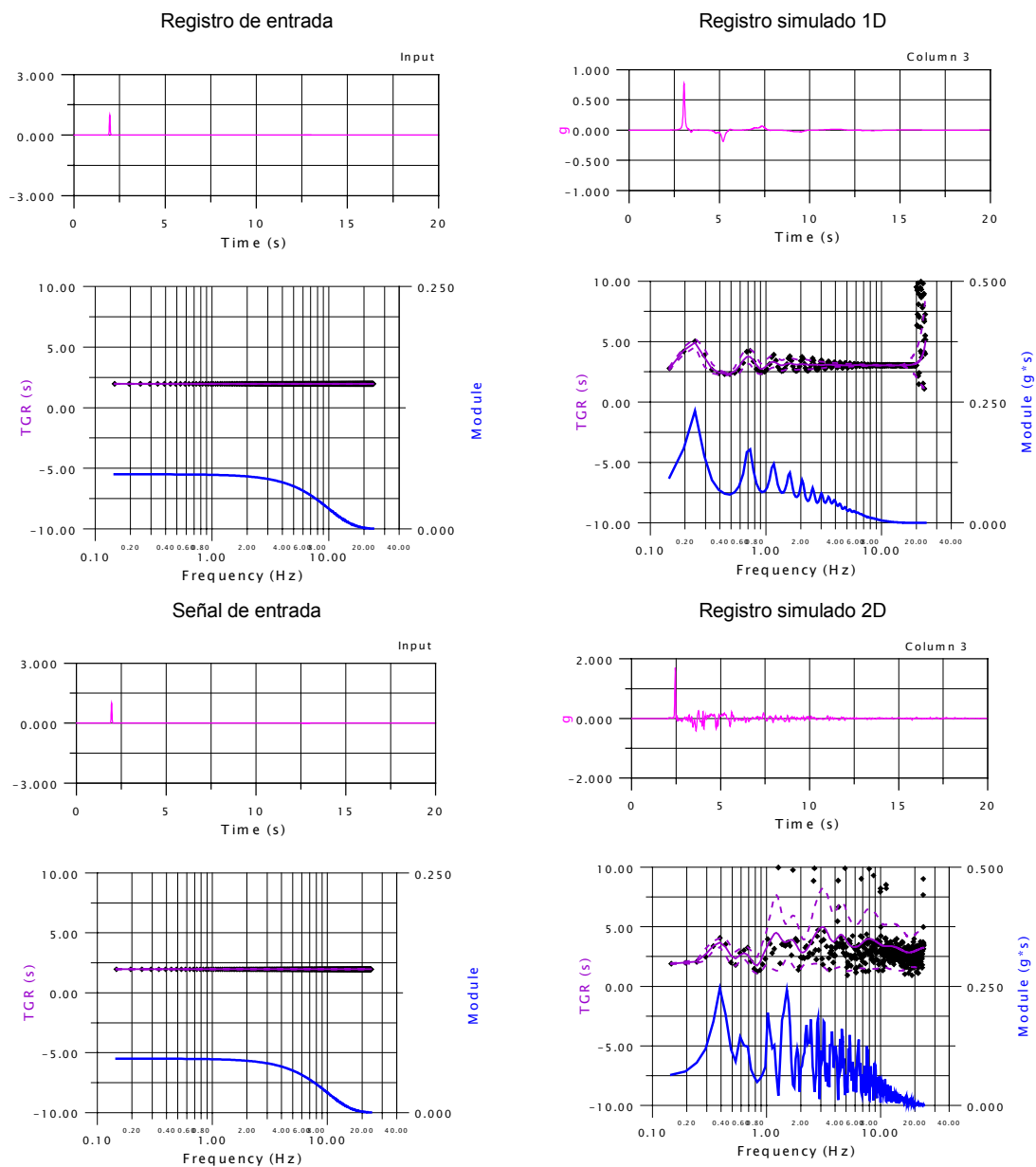


Figura 5.27. Tiempo de desfase de grupo para el registro de entrada en roca y para las simulaciones 1D y 2D, para una columna situada en el centro del valle.

Capítulo 6:
Conclusiones

6.1 Conclusiones

- Parte I: Escala regional

El trabajo realizado en la presente tesis referente a la estimación del movimiento del suelo a escala regional comprende el Capítulo 2 titulado *Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea*.

La contribución más importante en esta parte de la memoria es la obtención de nuevas curvas descriptivas del movimiento del suelo o curvas de atenuación sísmica para el Oeste de la vertiente mediterránea, obtenidas a partir de una selección de registros de sismos recientes. Se han propuesto curvas predictivas del valor máximo de aceleración horizontal, PGA, y curvas predictivas del espectro de aceleraciones para un gran número de periodos.

Estas ecuaciones son una alternativa más realista que las relaciones de atenuación preexistentes y ampliamente usadas en el territorio europeo. Se proporciona con ello una descripción más detallada de la propagación sísmica en la región, la cual mostraba mayores tasas de atenuación versus la distancia que estos promedios europeos.

Por otro lado, se han propuesto las curvas de atenuación sísmica para todo el espectro de aceleraciones, no habitual en los estudios hasta ahora realizados. Esto representa un avance importante frente la proposición solamente de curvas para el PGA porque se sabe que el PGA es un parámetro que se sitúa en un rango de frecuencias amplio, la cual cosa provoca que se esté tratando el movimiento del suelo mezclando distintas frecuencias. Con la propuesta de curvas de atenuación para cada frecuencia se ofrece un análisis completo del comportamiento de la atenuación sísmica en todo el espectro.

Para la obtención de estas curvas previamente se realizó un análisis comparativo de los datos acelerométricos disponibles y las curvas preexistentes. Este análisis ha sido importante para la constatación de algunas observaciones que se habían obtenido con algunos sismos importantes del pasado que habían mostrado valores esperados inferiores del movimiento sísmico en distancia. El análisis también ha permitido tomar en

cuenta el significado físico de cada aspecto de las curvas predictivas del movimiento. Esto ha permitido un entendimiento profundo del problema y así analizar y valorar mejor los resultados obtenidos posteriormente, así como la decisión de ajustar la ley.

Finalmente, el análisis permite ver que el posterior ajuste mediante mínimos cuadrados es más que suficiente para el conjunto de datos que se tenían, ya que estos ofrecen una tendencia decreciente exponencial muy clara con la distancia. Sin embargo la dependencia en magnitud no era tan clara, cosa que sólo es salvable con la inclusión futura de nuevos datos acelerométricos de mayor gamma de valores de magnitud. La aplicación de técnicas más sofisticadas de reducción de datos para la obtención de una ley empírica no mejoraría el resultado y sus márgenes de error.

Después del análisis de las nuevas ecuaciones de atenuación propuestas y su comparación con otro tipo de curvas de atenuación (Figura 2.35, Figura 2.36) se ha observado que la diferencia en las tasas de atenuación podría tener que ver con el rango de magnitudes considerado. Por tanto, queda abierta la pregunta sobre las causas que hacen que las tasas de atenuación encontradas sean menores que las medias europeas. Estas causas podrían estar en las características regionales o en el rango de magnitudes tratado.

Esta controversia no puede contestarse sólo con la comparación y análisis de los datos realizados. Sería necesario un estudio más detallado que tuviera en cuenta más datos acelerométricos de toda el área Mediterránea, trabajo que excede el objetivo de este estudio.

También serían necesarios más estudios para entender mejor las caídas de esfuerzos y las rupturas de falla en relación a la observación de movimientos del suelo moderados. Así como también, la manera de considerar estos aspectos en la forma funcional de las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo o relaciones de atenuación sísmica con sentido físico.

- Parte II: Escala local

El trabajo realizado en la presente tesis referente a la estimación del movimiento del suelo a escala local para la estimación de efectos locales comprende los capítulos 3, 4 y 5.

El ejercicio Benchmark realizado en el valle de Volvi (capítulo 3) ha proporcionado conclusiones interesantes sobre los parámetros evaluadores de los efectos locales, sobre los métodos numéricos 1D-2D, sobre los modelos de estructura que describen la geología local.

El estudio paramétrico de Volvi ha revisado parámetros bien conocidos y ha utilizado otros no tan conocidos que han resultado ser muy útiles en el análisis de las características de los registros sísmicos simulados. Este logro ha sido importante por la dificultad que acarrea el realizar un análisis comparativo completo y exhaustivo, extrayendo y comparando la máxima información posible de los registros sísmicos. Las conclusiones sobre las sensibilidades de cada parámetro son muy útiles a la hora de realizar una simulación numérica, ya que por ejemplo, si escogemos el PGA para la evaluación de los efectos locales sabemos que no es un parámetro sensible a la definición de la atenuación de los materiales. Por ejemplo, en Cerdanya un análisis de los efectos locales con el PGA sería muy útil al tener carencia de datos en este aspecto. En cambio, el uso de la intensidad de Arias necesita de una buena definición del modelo de estructura y de atenuación, ya que como se ha visto es un parámetro sensible a cualquier cambio, siendo así un parámetro más preciso en la evaluación de los efectos locales.

En resumen, se encontró que el PGA, PGV, PGD son parámetros que no están influenciados por los cambios en los valores de Q pero sí por los cambios en las definiciones de los modelos de estructura. Por otra parte, la duración de Trifunac, el error cuadrático medio de la aceleración y la amplificación logarítmica media son parámetros que distinguen entre modelos de atenuación y no discriminan bien las variaciones realizadas a partir del modelo de estructura realista para la obtención de una versión simplificada. El único parámetro que distingue entre ambos aspectos

(estructura y atenuación) es la intensidad de Arias. El análisis mediante el cociente espectral estándar, la función de transferencia, el tiempo de desfase de grupo y el método de wavelets son sensibles a los cambios en los modelos de estructura y atenuación, ya que son análisis que proporcionan información en todo el rango frecuencial.

En la comparación de las simulaciones disponibles y registros sísmicos reales en el valle de Volvi se observa que los resultados de la modelización 2D lineal y la 1D lineal equivalente son compatibles entre sí y con los datos que ofrecen los registros reales. La modelización 2D ofrece un mayor detalle de la variación del movimiento del suelo a lo largo del valle, lo cual implica la necesidad de conocer detalladamente la estructura para obtener resultados fiables. Si esto no es así, un cálculo 1D lineal equivalente predece bien los niveles de respuesta, sobre todo si la geometría 2D no se conoce suficientemente y su uso podría dar lugar a falsas respuestas sísmicas debido a erróneas construcciones y destrucciones de las ondas difractadas en el relleno sedimentario del valle.

La comparación con las observaciones reales también muestra la importancia de propagar señales sísmicas realistas esperadas en el área de estudio para la estimación de los efectos locales. Pulsos unifrecuenciales no ofrecen resultados confiables para la estimación de los efectos locales, aunque sí para estudios paramétricos y de sensibilidad. Por tanto, se recomienda propagar movimientos con un rango de frecuencias adecuado. Todas estas conclusiones se han tenido en cuenta para iniciar en otro valle, el valle de la Cerdanya, estudios de simulación del movimiento sísmico del suelo.

Los resultados obtenidos en el valle de la Cerdanya (Capítulo 5) confirman una de las sospechas planteadas al final de la realización del ejercicio Benchmark. Se expuso al final del capítulo 3 la recomendación de realizar más ejercicios de este tipo en otros valles con otras simetrías y características geotécnicas, porque se tenía la sensación que las conclusiones del ejercicio Benchmark relativas a los movimientos predichos con las distintas simulaciones no eran fácilmente extensibles a otro tipo de valles.

Los resultados de las simulaciones en el valle de la Cerdanya muestran conclusiones no del todo concordantes con las que ofrecía el ejercicio Benchmark relativas a los modelos de estructura (simplificación, efecto geometría, modelo de capas, definiciones de atenuación). Esto es debido a la geometría de cada valle; son valles muy diferentes: Cerdanya es un valle muy profundo en comparación con el de Volvi. En cuanto a geometría, el valle de Volvi es prácticamente simétrico con pendientes similares en el basamento rocoso que lo encierra; en cambio, el valle de la Cerdanya no es simétrico y tiene pendientes diferentes en el basamento que cierra el valle a cada lado del perfil.

En Volvi la simulación de un registro real muestra que las respuestas sísmicas a lo largo del valle para las simulaciones 2D no difieren demasiado en las respuestas sísmicas de las simulaciones 1D lineales equivalentes. La simulación 2D da más detalle a lo largo del valle y la simulación 1D ofrece niveles de respuesta sísmica concordantes con la simulación 2D como una respuesta más suavizada.

En el valle de la Cerdanya con el análisis preliminar realizado con un pulso de contenido frecuencial en un rango amplio de frecuencias aparecen efectos 2D debidos al papel fundamental que presenta aquí la convergencia de frentes de onda generados en los límites disimétricos del valle. La simulación 1D lineal equivalente no llega a estimar valores de respuesta similares a los de la simulación.

Con la simulación 2D en el valle de la Cerdanya se han entendido los mecanismos que generan efectos 2D: los límites laterales del valle, ya que este valle está formado por materiales muy compactos y altas velocidades de propagación de ondas de cizalla cosa que produce que el efecto de la geometría sea muy relevante.

El estudio del modelo de estructura del valle de la Cerdanya y la puesta a punto del método de diferencias finitas para ser aplicado, ha sido también un gran logro en la contribución a los estudios de efectos locales.

6.2 Propuestas de trabajo futuro

- *Escala regional:*

La principal propuesta de trabajo futuro como continuación del trabajo realizado aquí respecto a la obtención de curvas predictivas del movimiento del suelo en el área Oeste de la vertiente mediterránea, es la obtención de mejores curvas predictivas. Los aspectos sensibles a mejorar serían la reducción de los márgenes de error y la inclusión de los tipos de suelo de los emplazamientos.

La reducción de los márgenes de error podría realizarse con la inclusión de los tipos de suelo, contando con más datos acelerométricos de magnitud suficiente y la homogeneización más rigurosa de las escalas de magnitud.

Otra propuesta de futuro, es ampliar las comparaciones de datos acelerométricos a toda la vertiente mediterránea para observar por rangos de magnitudes y regiones y comprobar si sus comportamientos son debidos al rango de magnitud o si la vertiente mediterránea tiene un comportamiento regional característico que ha permitido en este trabajo el agrupamiento de los datos acelerométricos para la obtención de las curvas predictivas.

El proyecto NERIES (Network of Research Infrastructures for European Seismology, FP6-2004-infraestructuras-5, 2006-2009) puede ayudar en un futuro próximo en este aspecto debido a que se está llevando a cabo la definición de protocolos y sistemas de comunicación un mejor acceso a los datos acelerométricos que se están obteniendo en toda Europa. Esta disponibilidad de datos acelerométricos en toda Europa será de gran ayuda para los estudios relativos a la temática aquí tratada.

- *Escala local:*

En lo que respecta al ejercicio Benchmark en el valle de Volvi mostrado en el capítulo 3, se considera que es un trabajo cerrado. Las conclusiones extraídas son de gran interés para la futura realización de estudios sobre los efectos locales en otras áreas, si

bien, otros ejercicios del mismo tipo serían de gran utilidad para una mayor generalización de las conclusiones.

El valle de la Cerdanya es un valle interesante para la aplicación de la metodologías teóricas expuestas en el ejercicio Benchmark aprovechando sus conclusiones. Los resultados presentados en esta tesis, en el capítulo 5, inician la posible realización de un ejercicio comparativo en el área, el cual necesitaría de la aplicación de más métodos de simulación numérica.

Para ello, también se necesita más experimentación geofísica que proporcione datos geofísicos que describan el valle de forma más realista cosa que proporcionará más veracidad a las simulaciones que se realicen.

Respecto a la simulación sísmica, futuros trabajos estarían enfocados en la realización de simulaciones usando como movimientos de entrada registros reales. También en el uso de fuentes sísmicas más realistas, junto con estudios de directividad, según en donde se sitúen las fuentes respecto al valle.

Para la validación de las simulaciones sísmicas también sería necesaria la obtención de registros sísmicos reales en la zona que permitan la comparación entre los movimientos simulados y los detectados. Por este motivo, es necesaria la instalación de instrumentación de movimiento fuerte, acelerógrafos, en superficie y profundidad.

De gran interés sería la aplicación de simulaciones numéricas en otros perfiles 2D del valle de la Cerdanya así como la creación de un modelo 3D para la aplicación de una simulación 3D.

6: Conclusiones

Chapter 6:
Conclusions
(English version)

6.1 Conclusions

- Part I: Regional Scale

The work made in the present thesis regarding to the estimation of the regional ground motion, includes the Chapter 2 titled *Seismic attenuation in the Western Mediterranean area*.

The most important contribution of this part of the thesis is the obtention of new ground motion predictive equations for the Western Mediterranean area, obtained from a selection of records of recent earthquakes. Predictive curves for horizontal peak ground acceleration, PGA, and predictive equations of SA for a great number of periods have been proposed.

These equations are a more realistic alternative to preexisting and widely used relations of seismic attenuation in the European territory. A detailed description of the seismic propagation in the region has been provided, showing greater attenuation rates versus distance than the previous averaged European curves.

On the other hand, the ground motion predictive curves for the whole spectrum have been set out, not common on the previous studies realized up to now in the. This represents an important advance in front of only predictive PGA studies. It is known that PGA is a parameter located in a large range of frequencies, and in consequence the ground motion is being processed mixing different frequencies. With the proposal of ground motion predictive curves for each frequency, a complete description of the behavior of the seismic attenuation is offered.

Previously to the obtention of these new predictive curves, a comparative analysis of the available accelerometric data and the existing curves for other regions was made. This analysis has been important for the verification of some observations that had been yet obtained from several some important earthquakes occurred in the past. At great distances, these earthquakes had shown minor values of the ground motion than the expected values. The analysis also has allowed us to take into account the physical meaning of each aspect that define the predictive ground motion curves. This has

allowed a deep understanding of the problem and thus, to analyze and to evaluate better the obtained results, as well as the decision of fitting the law with the available data set presented at the beginning.

Finally, the analysis allows us to observe that the later adjustment by means of the least squares method is more than sufficient for the information data set, since data offer a very clear exponential decrease tendency versus distance. Nevertheless, the dependency in magnitude was not so clear, a fact that can be only improved with the future inclusion of new adequate accelerometric data related to a larger magnitude interval. The application of most sophisticated methods of reduction of information for the achievement of an empirical predictive equation would not improve the results and their confidence levels.

After the analysis of the ground motion predictive equations and their comparison with other existing curves (Figura 2.35, Figura 2.36), it has been observed that the differences in the attenuation rates can be related to the range of considered magnitudes. Therefore, the question remains open on the causes that make these attenuation rates greater than the average European ones. These causes could be related to the regional propagation characteristics or to the range of available magnitudes.

This controversy cannot be answered only with the comparison and analysis of the data made here. A detailed study would be necessary taking into account more accelerometric data from all the whole Mediterranean area, work that exceeds the objective of this study.

Complementary studies would be also necessary to understand better the stress drops and the fault ruptures in relation to the observation of these moderate ground motions. As well as, the way to consider these aspects in the functional form of the ground motion predictive equations with physical sense.

- Part II: Local Scale

The work made in the present thesis regarding to the characterization of the local ground motion for the estimation of local effects includes the Chapters 3, 4 and 5.

The Benchmark exercise (Chapter 3) carried out in the Volvi valley (Greece) has provided interesting conclusions on the evaluation of parameters for local effects characterization, on the numerical methods 1D-2D and the structural models that describe the local geology.

The parametric study along the Volvi valley profile has checked well-known parameters and has used others not so known that have turned out to be very useful in the analysis of the seismic records characteristics. This achievement has been important due to the difficulty to make a complete and exhaustive comparative analysis, extracting the maximum information and comparing the seismic records. The conclusions obtained from the sensitivity analysis of each parameter are very useful to take into account for the interpretation of future numerical simulation studies. For example, if we choose the PGA for the evaluation of the local effects, it is known from the Benchmark conclusions that it is not a sensitive parameter to the definition of the attenuation characteristics. Then, in Cerdanya valley with no information about attenuation, an analysis of the local effects with the PGA would be useful. On the other hand, the use of the Arias intensity needs a good definition of the structure and attenuation model, since, as it has been seen, it is a parameter sensitive to any change, becoming a more precise parameter for the local effects assessment.

Briefly, it was found that PGA, PGD, PGV are parameters with a little dependence of the variations of the Q values, but dependent to the variations in the definitions of the structural models. On the other hand, the Trifunac duration, the root mean square acceleration and the logarithmic mean amplification are parameters that distinguish sufficiently between attenuation models and they do not discriminate variations in the structural model. The only parameter that distinguishes between both aspects (structure and attenuation) is the Arias intensity. The analysis by means of the standard spectral ratio, the transfer function, the group delay time and the method of wavelets are

sensitive to the changes in the structure and the attenuation models, since these analyses provide information in all the frequency range.

In the comparison of the available simulations and real seismic records in the Volvi valley, it is observed that the results of the linear modeling 2D and linear equivalent 1D methods their results are compatible between them and with the real record data. The 2D modeling offers a greater detail of the variation of the ground motion along the valley, which implies the necessity to know in detail the structure to obtain reliable results. If this is not possible, an equivalent computation with the 1D linear equivalent method will predict sufficiently the response levels, mainly if 2D geometry is not known with sufficient accuracy and its use could give rise false seismic responses due to erroneous wave interaction in the sedimentary basin.

The comparison with the real records also shows the importance of modeling realistic seismic signals obtained in the area of study for the assessment of local effects. Pulses with a unique frequential content do not offer reliable results for the assessment of local effects, although they are useful for sensitivity parametric studies. Therefore, it is recommended to model ground motion with inputs with a suitable content in a sufficient range of frequencies. All these conclusions have been considered to initiate studies of simulation of the ground motion in another valley, the Pyrenean valley of Cerdanya.

The results obtained in the Pyrenean valley of Cerdanya (Chapter 5) confirm one of the ideas raised at the end of the realization of the Benchmark exercise. The recommendation of making more exercises of this type in other valleys with other symmetries and geotechnical characteristics was exposed at the end of chapter 3. The reason is that the conclusions of the Benchmark exercise relative to the predicted ground motion with different simulations are not easily extensive to another type of valleys.

The modeling results in the valley of Cerdanya do not show completely concordant conclusions with which were offered in the Benchmark exercise relative to the structural models (simplification, geometry effect, layers of model, attenuation model). This is due to the geometry of each valley, Volvi and Cerdanya are very different valleys: Cerdanya is a very deep valley in comparison with the Volvi valley. The Volvi valley is practically

symmetrical with similar slopes at each side. However, the valley of Cerdanya is not symmetrical and has very different slopes to each side of the profile.

In the Volvi valley, the simulation with a real record as input motion shows that the seismic responses along the valley for the 2D simulations are not too much different than the seismic responses for the 1D linear equivalent simulations. The 2D simulation gives more detail along the valley and the 1D simulation offers concordant levels of seismic response with the 2D simulation.

In the Cerdanya valley, the preliminar analysis made with a pulse with large frequencies range content 2D effects are observed due to the presence of the convergence of generated wavefronts in the asymmetrical limits of the valley. The 1D linear equivalent simulation does not assess a similar response to those showed with the 2D simulation results.

With 2D modeling in the Cerdanya valley the mechanisms that generate 2D effects have been understood. The boundaries of the valley play the main role, since this valley is formed by very compact materials and high shear velocities waves that produces that the effect of geometry is very important.

The study of the structural and dynamic model of the Cerdanya valley and the preparation of the numerical finite differences method to be applied, has been also a big achievement and contribution to the local effects studies.

6.2 Proposals of future work

- *Regional scale:*

The main proposal of future work as continuation of the work made here is to improve the definition of ground motion predictive equations in the Western Mediterranean Area. The improvement of the confidence levels and the considerations of site classification will improve the predictive curves.