



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería - Programa de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con
mención en Ingeniería Civil

Efecto de la Heterogeneidad Lateral en la Respuesta de Sitio de la Cuenca de Concepción

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con
mención en Ingeniería Civil

GONZALO ALEJANDRO VALENZUELA SANHUEZA
CONCEPCIÓN-CHILE
2017

Profesor Guía: Gonzalo Montalva Alvarado
Dpto. de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería
Universidad de Concepción

RESUMEN

La predicción de la demanda sísmica en superficie, causada por un terremoto, está asociada a variadas fuentes de incertidumbre, las que provocan que exista variabilidad entre lo que se predice y lo que se observa en la realidad. La incertidumbre asociada a las propiedades del suelo, tiene un importante efecto sobre la estimación de la demanda sísmica, ya que conforma parte del medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas, por lo que el valor y variabilidad de estas propiedades debe ser modelado correctamente. Una modelación del suelo que más se aproxime a la real, permitirá obtener una mejor aproximación de la demanda en superficie causada por una sollicitación sísmica. Por ello, un modelo adecuado permitiría crear diseños más seguros y, a su vez, más económicos.

El objetivo de esta investigación es el de realizar simulaciones numéricas de las ecuaciones que describen la propagación de ondas y que incluyan la variabilidad 1D, 2D y 3D de las propiedades del medio, en este caso de velocidades de ondas de corte (V_s) y profundidad al basamento, con la finalidad de comparar las respuestas frente a la misma sollicitación sísmica, pero con distintos grados de aproximación de la variabilidad real del medio. La metodología utilizada consiste en caracterizar geofísicamente perfiles de velocidad de onda de corte (V_s), información que se complementa con perfiles de V_s y la profundidad al basamento rocoso de investigaciones previas. El V_s es interpolado mediante dos técnicas distintas, que incorporado a la profundidad del basamento rocoso, sirvieron como *input* para las simulaciones numéricas.

Modelos de variabilidad en el medio y las simulaciones numéricas de las ecuaciones de propagación de ondas fueron aplicadas a la cuenca de Concepción, Chile, en la cual, los resultados indican que al tomar en cuenta la heterogeneidad lateral, las demandas de aceleraciones espectrales pueden llegar a ser amplificadas con un factor de hasta 2.8, mientras que las demandas de PGA y PGV con un factor máximo de hasta 1.7 y 1.5 respectivamente, esto teniendo como sollicitación sísmica el terremoto del Maule, 27F 2010 (Mw 8.8).



Para mi madre.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece los incentivos económicos por parte del Conicyt/FONDAP 15130015, CRHIAM y el proyecto Fondecyt 11121404. Además, la ayuda en mediciones y críticas constructivas realizadas por el Grupo de Geotecnia UdeC.



ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	ii
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	ix
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación	1
1.2 Hipótesis de trabajo	1
1.3 Objetivo general	2
1.4 Objetivos específicos	2
1.5 Metodología de trabajo	2
1.6 Principales resultados	3
1.7 Organización de la tesis	3
CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE	5
2.1 Introducción	5
2.2 Propagación de ondas en medios continuos: Conceptos generales	5
2.2.1 Ondas de cuerpo	6
2.2.2 Ondas planas	7
2.2.3 Propagación 1D	9
2.2.4 Ondas superficiales	12
2.3 Discusión bibliográfica	14
2.4 Conclusiones	18
CAPÍTULO 3 MATERIALES Y MÉTODOS	19
3.1 Introducción	19
3.2 Zona de estudio	19
3.3 Medición y caracterización	21

3.3.1 Caracterización geofísica	21
3.3.2 Caracterización de propiedades del suelo	25
3.3.3 Caracterización geoestadística	27
3.4 Simulación	28
3.4.1 Propiedades de los materiales	29
3.4.2 Condiciones de contorno	29
3.4.3 Formulación débil	30
3.5 Conclusiones	31
CAPÍTULO 4 RESULTADOS	32
4.1 Introducción	32
4.2 Caracterización de Vs en Concepción	32
4.3 Deconvolución no lineal 1D	38
4.4 Simulación Elástica 2D	39
4.5 Simulación 2D vs. 1D	43
4.6 Posibles efectos 3D	47
4.7 Conclusiones	48
CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES	50
5.1 Líneas futuras de investigación	51
REFERENCIAS	52



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1 Ubicación zona de estudio	20
Figura 3.2 Profundidad al basamento rocoso y ubicación de la estación que registró el terremoto en Concepción (CONC)	20
Figura 3.3 Distribución espacial del arreglo de sensores en la superficie y la ponderación azimutal de cada dirección	23
Figura 3.4 Razones de autocorrelación y curva de dispersión obtenidas mediante SPAC	23
Figura 3.5 Esquema de ensayo SASW realizado en terreno.	24
Figura 3.6 Curva de dispersión obtenida con SASW	25
Figura 3.7 Esquema de las condiciones de contorno aplicadas en la modelación 2D.....	30
Figura 4.1 Sitios de medición de ondas superficiales y su posterior inversión en perfiles de Vs..	33
Figura 4.2 Perfiles de propiedades de Vs y curvas de dispersión teórica y experimental (continúa)	33
Figura 4.3 Logaritmo natural del Vs en cada sitio, con la media y media ajustada en profundidad	34
Figura 4.4 Semivariogramas en direcciones horizontal y vertical.....	36
Figura 4.5 Ubicación de las secciones transversales y los lugares de perfiles de Vs.....	37
Figura 4.6 Secciones transversales y sus respectivas propiedades de Vs para cada sección y diferente método de interpolación	37
Figura 4.7 Funciones de transferencia numéricas calculadas en cada iteración.....	39
Figura 4.8 Registro deconvolucionado a roca del terremoto del Maule 27F de 2010 (Mw 8.8) en la estación CONC. Aceleraciones (arriba) y espectro de amplitudes de Fourier (abajo).....	39
Figura 4.9 Pulso de Ricker, en el dominio del tiempo (izquierda) y en frecuencias (derecha).....	40
Figura 4.10 Perfil de Vs (izquierda) y funciones de transferencia teórica y numérica (derecha) de la estación CONC, asumiendo Vs del basamento rocoso de 2200 (m/s)	40
Figura 4.11 Funciones de transferencia 2D, para diferentes puntos a lo largo de la superficie de cada sección transversal y método de interpolación.....	41
Figura 4.12 Primeros tres modos de vibrar de la sección A-A, con propiedades interpoladas mediante kriging.....	42
Figura 4.13 Máximo AGF en un rango de periodos de 0.1 a 2 segundos, en cada sección y	

método de interpolación. Se señalan los cuatro mayores máximos AGF	44
Figura 4.14 Espectros para las respuestas 2D y 1D, de los cuatro mayores máximos AGF. La línea vertical indica el periodo en el cual ocurre	45
Figura 4.15 Razones entre las demandas de PGA (izquierda) y de PGV (derecha) entre las respuestas de las simulaciones 2D y 1D.....	46
Figura 4.16 Amplificación máxima (arriba) y frecuencias para las cuales ocurre (abajo), en un rango de 0-1 (Hz) para el modelo 3D. La línea negra indica el borde de la cuenca.....	48
Figura 4.17 Factor de amplificación máximo de frecuencias inferiores a 1 Hz, comparación entre simulaciones 2D y 3D	49



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Propiedades de los materiales.....	29
Tabla 4.1 Valores de parámetros de variabilidad y dependencia espacial para el $\text{Ln}(V_s)$	36



CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

Parte de la energía de un terremoto se libera en forma de ondas sísmicas, las que son afectadas por el medio en el cual se propagan y pueden causar diferentes niveles de demanda sísmica en la superficie. Grandes niveles de demanda sísmica superficial pueden tener efectos devastadores sobre las estructuras y sobre las personas, por lo que el estudio del efecto que tiene el medio sobre las ondas sísmicas es de primordial interés en la ingeniería geotécnica global. Esto motiva a cuestionarse sobre a qué escala la variabilidad del medio afecta de forma significativa la respuesta en superficie, o qué tan simplificada puede ser esta variabilidad para llegar a una predicción “realista” de la demanda sísmica.

La predicción de la demanda sísmica en superficie está sujeta a múltiples fuentes de incertidumbre, las que provocan que exista variabilidad entre lo que se predice y lo que se observa en la realidad. Una, de gran importancia en la geotecnia, es la incertidumbre asociada a la variabilidad espacial de las propiedades del suelo, y por ende, del medio en el cual se propagan las ondas sísmicas. Una forma de evaluar el efecto de la variabilidad, es comparando la respuesta de simulaciones numéricas de un mismo sitio, el cual se encuentre representado por modelos diferentes de variabilidad en las propiedades (1D, 2D y 3D), que es en lo que se centró este trabajo.

1.2 Hipótesis de trabajo

Considerar la heterogeneidad lateral de velocidades de ondas de corte (V_s) y profundidad al basamento rocoso, mejora la predicción de la demanda sísmica superficial en la cuenca de Concepción, Chile.

1.3 Objetivo general

Analizar el efecto de la heterogeneidad lateral de las propiedades, tales como velocidad de ondas de corte y profundidad al basamento rocoso, sobre la respuesta dinámica superficial de la cuenca de Concepción.

1.4 Objetivos específicos

Caracterizar geofísicamente perfiles de velocidades de ondas de corte (V_s) en distintos sitios de la cuenca de Concepción.

Modelar la variabilidad del V_s realizando una interpolación que se encuentre condicionada e incluya la dependencia espacial a los sitios medidos.

Analizar las diferencias observadas entre la demanda sísmica obtenida de una simulación 1D, 2D y 3D.

1.5 Metodología de trabajo

Se realizaron mediciones de ondas superficiales en diferentes sitios de la cuenca de Concepción, con la finalidad de caracterizar localmente las propiedades de V_s en profundidad. Estos datos fueron utilizados en conjunto con perfiles de V_s obtenidos en otras investigaciones, para luego interpolarlos en toda la cuenca con dos métodos diferentes, interpolación de tres estratos y *kriging*. Por otra parte, el basamento rocoso se asume con propiedades elásticas homogéneas y con profundidad conocida en toda la cuenca.

Se realizaron simulaciones numéricas 1D, 2D y 3D, de sitios ubicados en la cuenca de Concepción, utilizando la técnica de elementos finitos. Simulaciones elásticas bajo la excitación de un pulso de Ricker para modelos 2D y 3D, en los cuales se calcularon funciones de

transferencia, caracterizando modos de vibrar y diferencias entre la amplificación de las frecuencias fundamentales. Además, simulaciones con relación no lineal elasto-plástica de tensión y deformación, para modelos de variabilidad 1D y 2D, frente a la excitación de un registro sísmico deconvolucionado a roca del mencionado terremoto, con el fin de comparar si existen diferencias significativas en la demanda sísmica superficial.

Finalmente, en base a los resultados de las simulaciones, se establece en qué sitios existen mayores diferencias en la modelación y de cómo el utilizar modelos más sencillos puede subestimar la demanda sísmica, especialmente en sitios más profundos de la cuenca.

1.6 Principales resultados

Se observó, a través de las simulaciones numéricas, que al tomar en cuenta la forma irregular del basamento rocoso en la cuenca, resulta una mayor demanda sísmica y amplificación dinámica de la frecuencia resonante en las partes más profundas. Esto es atribuible a la forma convexa del basamento rocoso y al gran contraste de impedancia entre la roca y el sedimento, lo que provoca una mayor amplificación de la energía proveniente del terremoto. Las demandas de aceleraciones espectrales son amplificadas por un factor máximo cercano a 2.8, mientras que el PGA y PGV es amplificado aproximadamente en 1.7 y 1.5 respectivamente, esto para la simulación 2D con respecto a la 1D. Además, comparando las amplificaciones en baja frecuencia (<1 Hz) entre las simulaciones elásticas 2D y 3D, se observan patrones y valores similares, lo que indica que el modelo 2D puede ser una aproximación cercana a la real, siendo en este caso el que se utilizó en las simulaciones no lineales.

1.7 Organización de la tesis

En el Capítulo 2, se introducen los conceptos generales relacionados con la propagación de ondas en medios continuos, se discute y fundamenta la mayor parte de los análisis hechos en la investigación. En el Capítulo 3, se realiza la descripción de la cuenca de Concepción y se

presentan las características de las mediciones y la descripción de las modelaciones llevadas a cabo. En el Capítulo 4, se analizan los resultados de las diferentes simulaciones que permiten llegar a las conclusiones, que se presentan en el Capítulo 5.



CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE

2.1 Introducción

Se explican los conceptos generales que tienen que ver con la propagación de ondas en medios continuos, para entregar el contexto teórico que engloba al problema. Esto permitirá entender el lenguaje utilizado a lo largo de este trabajo y el que se utiliza en la bibliografía relacionada con el tema. Posteriormente, se realiza una discusión bibliográfica relacionada con la respuesta sísmica de cuencas.

2.2 Propagación de ondas en medios continuos: Conceptos generales

El campo vectorial que caracteriza la posición relativa de la vecindad de un punto de referencia en un medio continuo, puede ser transformado a través de un campo de desplazamientos. Si esta vecindad es infinitesimal, entonces la variación en el campo vectorial se puede representar mediante las derivadas de primer orden del campo de desplazamientos. Asumiendo que estas derivadas son muy pequeñas con respecto a uno, es posible descomponer esta transformación en la superposición de un tensor simétrico de deformación pura y uno antisimétrico de movimiento de cuerpo rígido (Sokolnikoff, 1956). Esto se expresa en la siguiente ecuación:

$$\delta A_i = u_{i,j} A_j = \left(\frac{u_{i,j} + u_{j,i}}{2} + \frac{u_{i,j} - u_{j,i}}{2} \right) A_j = (e_{ij} + w_{ij}) A_j, \quad (2.1)$$

donde \mathbf{A} es el campo vectorial de posición relativa, \mathbf{u} es el campo de desplazamientos, \mathbf{e} es el tensor de deformación pura y \mathbf{w} el tensor de movimiento de cuerpo rígido. El tensor que más interesa para el estudio de propagación de ondas es el de deformación pura, ya que se relaciona con los esfuerzos internos provocados en el medio.

Cuando el medio es elástico las tensiones se relacionan con las deformaciones mediante la Ley de Hooke. Además, si es isotrópico, esta relación posee sólo dos constantes independientes, según se expresa en la siguiente ecuación:

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (2.2)$$

donde $\boldsymbol{\sigma}$ es el tensor de tensiones, $\boldsymbol{\delta}$ es el Delta de Kronecker y λ, μ las constantes de Lamé. Por otra parte la ecuación que expresa el equilibrio dinámico de un elemento infinitesimal es:

$$\sigma_{ji,j} + \rho b_i = \rho \ddot{u}_i, \quad (2.3)$$

donde \mathbf{b} son las fuerzas de cuerpo y ρ es la densidad.

Utilizando las Ecuaciones 2.1, 2.2 y 2.3 se obtiene la ecuación de equilibrio dinámico en función de los desplazamientos o ecuación de Navier:

$$(\lambda + \mu)u_{j,ij} + \mu u_{i,jj} + \rho b_i = \rho \ddot{u}_i, \quad (2.4)$$

La Ecuación 2.4 se representa también de forma vectorial de la siguiente manera:

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla \cdot \mathbf{u} + \nabla^2 \mathbf{u} + \rho \mathbf{b} = \rho \ddot{\mathbf{u}}. \quad (2.5)$$

2.2.1 Ondas de cuerpo

Son aquellas que se propagan al interior del cuerpo o medio. Su existencia se puede deducir matemáticamente al descomponer el vector de desplazamientos en el gradiente de un potencial escalar y el rotacional de un potencial vectorial, esto recibe el nombre de descomposición de Helmholtz y queda expresado en la siguiente ecuación:

$$\mathbf{u} = \nabla\Phi + \nabla \times \boldsymbol{\Psi}, \quad (2.6)$$

donde Φ es el potencial escalar y $\boldsymbol{\Psi}$ el potencial vectorial. La interpretación de esta ecuación es que el vector desplazamiento puede descomponerse en una componente que se mueve en dirección longitudinal y otra transversal a la de propagación.

Reemplazando la Ecuación 2.6 en la 2.5 y despreciando la existencia de las fuerzas de cuerpo, se llega al siguiente sistema desacoplado de ecuaciones diferenciales parciales:

$$\nabla^2 \Phi = \frac{\rho}{(\lambda+2\mu)} \ddot{\Phi} = \frac{1}{V_p^2} \ddot{\Phi}, \quad (2.7)$$

$$\nabla^2 \Psi = \frac{\rho}{\mu} \ddot{\Psi} = \frac{1}{V_s^2} \ddot{\Psi}, \quad (2.8)$$

donde V_p y V_s son las velocidades de ondas de compresión y corte respectivamente. En sismología también reciben el nombre de Onda P y Onda S.

2.2.2 Ondas planas

Este tipo de ondas se propaga a través de planos donde cada uno posee una fase constante y es perpendicular a la dirección de propagación. El supuesto de una onda incidente plana puede contribuir bastante en la práctica para la investigación de la demanda sísmica de sitios a grandes distancias de la fuente (Aki y Richards, 2009). Una solución general a la ecuación de la onda, tales como las Ecuaciones 2.7 y 2.8, queda expresada como:

$$F\left(t - \frac{\mathbf{n}\mathbf{x}}{c}\right) + G\left(t + \frac{\mathbf{n}\mathbf{x}}{c}\right), \quad (2.9)$$

donde \mathbf{n} es el vector unitario de dirección, \mathbf{x} es el vector posición, c es la velocidad de propagación de la onda, t es el tiempo, F es la onda que se propaga en dirección positiva del vector director y G la onda que se propaga en dirección contraria al vector director. Es común suponer que las formas funcionales sean del tipo armónicas, ya que debido al teorema de Fourier se puede llegar a soluciones más generales (Foti *et al.*, 2014).

Para simplificar el problema de propagación de ondas planas, se utiliza un sistema de coordenadas cartesianas tal que la dirección de propagación sólo tenga la componente vertical y

una componente horizontal, estos ejes forman el plano de propagación, de esta forma se independiza la solución de la otra componente horizontal. Por lo que el sistema de ecuaciones para obtener las componentes del desplazamiento según la Ecuación 2.6 queda como:

$$\mathbf{u} = \frac{\partial \Phi}{\partial x} - \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad (2.10)$$

$$\nabla^2 \mathbf{v} = \frac{1}{v_s^2} \ddot{\mathbf{v}}, \quad (2.11)$$

$$\mathbf{w} = \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad (2.12)$$

donde \mathbf{u} , \mathbf{v} son las componentes horizontales del desplazamiento y \mathbf{w} la componente vertical. Es así como las ecuaciones solo dependen de funciones escalares, por ende la Ecuación 2.8 debe resolverse como un potencial escalar, también se observa el acoplamiento entre las Ondas P y S en las componentes del desplazamiento en el cual se encuentra la dirección de propagación. Como la dirección de propagación se independiza de una de las componentes cartesianas, el operador Laplaciano a utilizar en las Ecuaciones 2.7 y 2.8 es:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}. \quad (2.13)$$

Las ondas cuyo movimiento de partículas se provoquen en los ejes de la dirección de propagación son las Ondas P y SV, mientras que la onda con movimiento de partícula perpendicular al plano de propagación es la Onda SH. Esta descomposición es importante al estudiar la reflexión y refracción de las ondas que se propaguen en medios con heterogeneidades en sus propiedades. Si las heterogeneidades en el medio se encuentran en función de las coordenadas del plano de propagación, entonces hay un acoplamiento en la refracción y reflexión de Ondas P-SV, mientras que las Ondas SH sólo reflejan y refractan ondas de su mismo tipo.

2.2.3 Propagación 1D

Un caso particular de propagación de ondas de cuerpo es el 1D. En este caso se tiene un medio con heterogeneidades dependientes sólo de la coordenada vertical, una onda incidente plana en dirección vertical y una superficie libre. Para este caso se obtiene un sistema desacoplado de Ondas P y S, siendo la onda de corte la más importante al estudiar la demanda sobre la mayor parte de las estructuras. Al estudiar la propagación de Onda S en dirección vertical la Ecuación 2.3 queda expresada de la manera siguiente:

$$\rho \ddot{u} = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}. \quad (2.14)$$

En materiales reales parte de la energía elástica es disipada, lo cual decrece la amplitud de la onda, para modelar esta disipación de energía es usual utilizar amortiguamiento viscoso en virtud de conveniencia matemática (Kramer, 1996). La relación tensión-deformación de un sólido viscoso puede obtenerse de un modelo de Kelvin-Voigt mediante la siguiente ecuación:

$$\sigma_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) + \eta \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = \mu \gamma + \eta \frac{\partial \gamma}{\partial t}, \quad (2.15)$$

donde γ es la deformación por corte y η el coeficiente de amortiguación.

Si se desea obtener la respuesta frente a una onda o señal cualquiera, esta puede ser descompuesta en funciones armónicas mediante la *Fast Fourier Transform* (Transformada Rápida de Fourier; FFT según sus iniciales en inglés), cada función armónica está caracterizada por una frecuencia, la que se define como:

$$f = \frac{\text{Número de ciclos}}{\text{Tiempo}}, \quad (2.16)$$

donde f es la frecuencia, cuya unidad de medida es el Hertz si el tiempo se expresa en segundos. También es usual utilizar la frecuencia angular:

$$\omega = 2\pi f. \quad (2.17)$$

Cada frecuencia posee una amplitud y fase dada, tal que al realizar la superposición de las funciones armónicas mediante la *Inverse Fourier Transform* (Transformada Inversa de Fourier; IFFT según sus iniciales en inglés) se vuelva a la señal original. Por otra parte, antes de volver a la señal original, es posible solucionar el problema de propagación de ondas para cada función armónica que la compone, luego se aplica la IFFT para obtener la solución de la señal al propagarse a través del medio.

En la Ecuación 2.15 no es conveniente utilizar un coeficiente de amortiguamiento constante, ya que la energía disipada será proporcional a la frecuencia, para mantener una razón constante entre la energía disipada y la energía elástica se utiliza un coeficiente de amortiguamiento dado por:

$$\eta = \frac{2\mu}{\omega} \xi, \quad (2.18)$$

donde ξ es la razón de amortiguamiento. Al utilizar las Ecuaciones 2.18 y 2.15 en la Ecuación 2.14, es posible hallar una solución del tipo armónica para un medio homogéneo, la cual puede expresarse de la siguiente forma:

$$u = A \exp \left[i\omega \left(t + \frac{z}{v_s^*} \right) \right] + B \exp \left[i\omega \left(t - \frac{z}{v_s^*} \right) \right], \quad (2.19)$$

$$V_s^* = V_s(1 + i\xi), \quad (2.20)$$

donde \mathbf{A} , \mathbf{B} son constantes que deben cumplir las condiciones de contorno, \mathbf{i} es la unidad compleja y \mathbf{V}_s^* es la velocidad de onda de corte compleja. La función armónica se expresa en su forma compleja por conveniencia matemática. Esta solución es válida para un medio con propiedades homogéneas, sin embargo, es útil al modelar la heterogeneidad vertical cuando esta se representa como capas homogéneas, donde la primera posee una superficie libre y la última es un semiespacio infinito. Cada una de las capas cumplen con la Ecuación 2.19, sin embargo no obstante, los factores que multiplican las funciones armónicas deben cumplir con la continuidad

de tensiones y desplazamientos en las profundidades en que las propiedades cambian, estas condiciones se representan mediante las siguientes ecuaciones:

$$\begin{bmatrix} A_{m+1} \\ B_{m+1} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1 + \alpha_m^*) \exp\left(i \frac{\omega}{(V_s^*)_m} h_m\right) & (1 - \alpha_m^*) \exp\left(-i \frac{\omega}{(V_s^*)_m} h_m\right) \\ (1 - \alpha_m^*) \exp\left(i \frac{\omega}{(V_s^*)_m} h_m\right) & (1 + \alpha_m^*) \exp\left(-i \frac{\omega}{(V_s^*)_m} h_m\right) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_m \\ B_m \end{bmatrix}, \quad (2.21)$$

$$\alpha_m^* = \frac{\rho_m (V_s^*)_m}{\rho_{m+1} (V_s^*)_{m+1}}, \quad m \in \{1, N\}, \quad (2.22)$$

donde α_m^* es el contraste de impedancia complejo, h_m es el espesor de la capa y el subíndice m indica el número de la capa cuyas propiedades se están evaluando, el cual varía de la más superficial que es uno hasta la más profunda que es N . Además, se debe cumplir con la condición de contorno de tensión nula en la superficie libre, para esto los coeficientes superficiales deben ser iguales:

$$A_1 = B_1. \quad (2.23)$$

Con la propagación de ondas 1D es posible evaluar la respuesta sísmica en superficie de un sitio si se conocen dos funciones, la de la señal sísmica sin el efecto del sitio y las modificaciones que provocan las capas horizontales de suelo sobre esta señal, esta última conocida como Función de Transferencia (FT). La FT entrega una función que varía según la frecuencia e indica la respuesta relativa entre dos puntos a diferente profundidad, pero en este caso será usada entre la superficie libre de suelo y la que tendría un semiespacio homogéneo sin efecto del suelo o del sitio. La FT en efecto afecta tanto la fase como la amplitud y por ende es un número complejo, pero la magnitud que más interesa es la amplitud, ya que esta puede afectar de manera diferente cada frecuencia:

$$FT = \frac{2A_1}{2A_N} = \frac{A_1}{A_N}, \quad (2.24)$$

donde A_1 , A_N son los coeficientes que acompañan a la función armónica que se propaga en

dirección ascendente para la capa superficial y la más profunda respectivamente. Coeficientes de la capa más profunda pueden expresarse en función de los coeficientes superficiales aplicando la Ecuación 2.21 de modo que la Ecuación 2.24 sólo quede expresada en función de la frecuencia. Una función de transferencia también puede deducirse de manera indirecta si se conocen los registros en superficie y el de campo libre (semiespacio), aplicando la FFT en cada uno y luego realizando la división, esto recibe el nombre de razón espectral.

El método 1D es ampliamente uno de los más utilizados en la estimación de la respuesta sísmica, ocupando una razón de amortiguamiento que puede ser constante o bien dependiente de la deformación por corte máxima, en este segundo caso recibe el nombre de Método Lineal Equivalente (MLE). Programas como SHAKE (Schnabel *et al.*, 1972) y DEEPSOIL (UI, 2016) permiten utilizar el MLE en la estimación de la respuesta de sitio, sin embargo, hay otros métodos que permitan utilizar directamente las curvas tensión deformación, para los cuales no se utiliza una razón de amortiguamiento constante y además permite modelar las deformaciones plásticas remanentes. Métodos numéricos, tales como elementos finitos y diferencias finitas, permiten realizar un análisis en el dominio del tiempo, para los cuales la energía disipada se obtiene directamente de los ciclos de histéresis causados por la demanda sísmica. No obstante lo anterior, la variabilidad 1D de las propiedades y el asumir un frente de ondas plano que se propague en la vertical, puede no ser una estimación lo suficientemente apropiada en sitios donde pueda influir la heterogeneidad horizontal o donde la fuente sísmica sea cercana al sitio en cuestión.

2.2.4 Ondas superficiales

Al existir una superficie libre en el medio continuo, ya no sólo pueden existir ondas de cuerpo, sino que también ondas que se propaguen en dirección paralela a esta superficie, por lo cual reciben el nombre de ondas superficiales. La particularidad de estas ondas es que la amplitud decrece con la profundidad. Existen dos principales tipos de ondas superficiales:

Ondas Love: Son ondas de corte cuyo movimiento de partícula, además de ser perpendiculares a

la dirección de propagación, es perpendicular al vector normal de la superficie libre. En el caso de ser representado como una onda plana son ondas SH.

Ondas Rayleigh: Son ondas de compresión y corte, cuyos movimiento de partícula poseen una componente en dirección del vector normal a la superficie libre. Cuando se representan como una onda plana son ondas P-SV.

El modelo de suelo usual, al estudiar la propagación de ondas de este tipo, es el de estratos horizontalmente homogéneos y una superficie libre perpendicular a la dirección vertical, de modo que las ondas se propaguen en dirección horizontal o paralela a la superficie libre. Una propiedad importante de las ondas superficiales es la dispersión, lo cual quiere decir que la velocidad de propagación es dependiente de la frecuencia, esto se debe a que la profundidad a la cual es capaz de excitar una onda de determinada frecuencia es proporcional a la longitud de onda, la cual se define como:

$$\lambda = \frac{c}{f}, \quad (2.25)$$

donde λ es longitud de onda, c velocidad de propagación y f la frecuencia. Al haber contrastes de impedancia en dirección vertical, existirá diferente velocidad de propagación para cada onda a medida que excite hasta una profundidad de suelo diferente y que las propiedades cambien. Otra magnitud importante que caracteriza una onda superficial de determinada frecuencia es el número de onda, el cual representa la cantidad de ciclos o partes de ciclos que se da en una determinada distancia, una medida de esta magnitud se representa con la siguiente ecuación:

$$k = \frac{\omega}{c}, \quad (2.26)$$

donde k es el número de onda, ω la frecuencia angular y c la velocidad de propagación.

La velocidad de propagación para cada frecuencia recibe el nombre de Curva de Dispersión, esta es dependiente de la estratificación del suelo y calcular su valor teórico es un problema de valores

propios. Formular el problema de valores propios puede realizarse mediante el Método de la Matriz de Propagación (Gilbert y Backus, 1966), cuyo principio es relacionar mediante un sistema de ecuaciones las tensiones en superficie y las ondas en el semiespacio o capa de suelo más profunda. De lo anterior se conoce *a priori* que las tensiones en superficie deben ser nulas por el efecto de superficie libre y que las ondas en dirección ascendente en el semiespacio deben ser también nulas dado el hecho de que no existe una fuente hacia el infinito, por consiguiente, se tendrá un sistema de ecuaciones que exprese las tensiones en superficie como combinación lineal de los coeficientes que acompañan a las ondas que se propaguen en dirección descendente (coeficientes no nulos), donde el determinante de este sistema de ecuaciones debe ser nulo para que la solución sea distinta a la trivial, por lo tanto, las velocidades de propagación horizontal que anulen este determinante formarán parte de la Curva de Dispersión.

El cálculo de valores experimentales de la Curva de Dispersión puede realizarse mediante sensores superficiales, las ondas más importantes en este sentido son la de Rayleigh, ya que a diferencia de las Love, poseen una componente vertical que permite su distinción. Los métodos por los cuales se obtiene la Curva de Dispersión experimental mediante la medición de vibraciones en la superficie se llaman Métodos de Ondas Superficiales.

Al conocer la velocidad de propagación para cada frecuencia, o Curva de Dispersión experimental, es posible deducir una estratigrafía horizontalmente homogénea mediante el proceso de Inversión. Con lo anterior se obtienen las propiedades del suelo cuya Curva de Dispersión teórica se ajuste mejor a la experimental.

2.3 Discusión bibliográfica

Dentro de los primeros análisis paramétricos del efecto de la heterogeneidad lateral en la respuesta sísmica, destacan las simulaciones numéricas realizadas por Bard y Bouchon (1985) y Bard y Gariel (1986). Estos análisis se basan en la respuesta elástica de modelos 2D de depósitos de suelo con un basamento rocoso en forma de seno, estudiando el efecto que tienen el factor de forma (razón entre la máxima profundidad y la mitad del ancho) y el contraste de impedancia en

las diferencias que se tengan con el tradicional modelo 1D. Demostrando así que pueden existir diferencias significativas en la Función de Transferencia a nivel de amplificación y frecuencia en las cuales ocurre, donde uno de los descubrimientos más importantes es el de un factor de forma crítico, para el cual el modelo 2D maximiza la amplificación con respecto al 1D. Un caso en particular de modelación 1D y 2D se analizó para la cuenca de Ciudad de México, en los estudios de Bard y Chavez-Garcia (1993) y Chavez-Garcia y Bard (1994), en éstos se demuestra que la modelación 1D explica bastante bien la amplificación que se observa en los registros sísmicos de las partes centrales o más profundas de la cuenca, pero no logra predecir la larga duración del registro ni la interacción de las ondas superficiales generadas en los bordes de la cuenca.

Una adecuada modelación de la geometría del basamento rocoso puede explicar los patrones de daños durante los terremotos, un ejemplo de esto es en el sector Santa Mónica, California, durante el terremoto de Northridge, 1994. Los primeros análisis de este caso fueron realizados por Gao *et al.* (1996) quienes calcularon las razones espectrales de registros de réplicas del evento principal, observando que existe buena correlación entre las mayores amplificaciones de las funciones de transferencia experimentales y los lugares donde las estructuras sufrieron mayores daños. Se atribuye este efecto al *wave focusing* (mecanismo de foco) que provoca la forma convexa de la cuenca sobre la onda incidente. Posteriormente, simulaciones numéricas realizadas por Graves *et al.* (1998) demuestran que los patrones de amplificación observados no se explican por el mecanismo de foco, sino que más bien por el efecto del borde de la cuenca, la que crea una interacción constructiva entre las ondas de cuerpo y las de superficie.

Las simulaciones numéricas permiten demostrar que al tomar en cuenta la heterogeneidad lateral en cuencas, se producen ondas que se propagan tanto vertical como horizontalmente. Éstas pueden generar amplificaciones mayores y en rangos de frecuencias distintos que las predicciones de un modelo de propagación 1D. Evidencia empírica de que existen ondas que se propaguen lateralmente fue demostrada para la cuenca aluvial de Parkway, Nueva Zelanda, por Chávez-García *et al.* (1999), en la cual estimaciones de respuesta de sitio 1D tales como *standard spectral ratio* (razón espectral estándar; SSR según sus iniciales en inglés) y *horizontal to vertical spectral ratio* (razón espectral de la componente horizontal sobre la vertical; HVSr según sus iniciales en inglés) estiman frecuencias fundamentales del sitio en el mismo rango en el

que hay ondas que se propagan en la superficie, por lo que hay cierta contribución de las ondas de superficie a la propagación 1D. Esta contribución es dependiente de la estructura 2D o 3D de la interfaz sedimento-roca y del evento sísmico en particular. Un modelo 3D de esta misma cuenca, fue realizado por Chávez-García (2003), calculando funciones de transferencia sintéticas que se ajustan bien a las calculadas experimentalmente aplicando SSR, además demostrando que el modelo 1D subestima bastante el factor de amplificación (amplificación de la frecuencia fundamental) con respecto al modelo 3D.

La modelación 3D es la representación más cercana al escenario real de un problema de propagación de ondas en cuencas, ya que ésta incluye el efecto que tiene la geometría del basamento rocoso y los contrastes de impedancia de los materiales, tanto en la dirección vertical como horizontal, sobre la respuesta en superficie. Estos modelos pueden ser lo suficientemente apropiados en explicar la amplificación observada en terremotos pasados y tener diferencias significativas con modelos más simplificados, ejemplos de esto se han demostrado para la cuenca de Los Angeles (Olsen, 2000) y para la de Seattle (Frankel *et al.*, 2009). En el primer caso, Olsen (2000) realiza análisis dinámicos para la cuenca de Los Angeles frente a nueve terremotos diferentes, definiendo un parámetro de amplificación como la razón entre el *peak ground velocity* (máxima velocidad superficial; PGV por sus iniciales en inglés) del modelo 3D sobre el PGV del modelo 1D. El cálculo de este parámetro indica que el modelo 1D subestima la demanda en las partes más profundas de la cuenca, en especial para terremotos más distantes de ésta. Además, al comparar la simulación con los registros del terremoto de Northridge, se demuestra que la estimación del movimiento en baja frecuencia es mejorado considerablemente al incluir la estructura 3D. Por otra parte, Frankel *et al.* (2009) modela la cuenca de Seattle para cinco terremotos, los resultados indican que el incluir la geometría 3D permite explicar la dependencia que tiene la direccionalidad del terremoto, es decir, desde que dirección proviene y cómo afecta en la demanda, teniendo buen ajuste entre los PGV observados y simulados, sin embargo, al comparar las razones espectrales, la simulación tiende a subestimar las observadas para sitios sobre el sedimento, atribuible a que no se caracteriza apropiadamente los depósitos aluviales más blandos.

Al tener un modelo 3D validado frente a un terremoto anterior, puede ser utilizado para un

escenario hipotético en el futuro, esto fue realizado para la cuenca de Santiago de Chile por Pilz *et al.* (2011) simulando un terremoto generado en la falla de San Ramón, la demanda sísmica simulada, se compara con lo que se predice con relaciones empíricas o leyes de atenuación, donde los resultados indican que la simulación predice mayores demandas de PGV cercanas a la falla, especialmente en las partes más profundas de la cuenca. La gran desventaja de la modelación 3D, es el gran costo computacional implicado, por lo que el análisis sólo se reduce a niveles de frecuencia bajos (< 1 Hz), por lo que frecuentemente se utilizan modelos más simplificados como el 1D o 2D para análisis en un mayor rango de frecuencias, despreciando los posibles efectos de la variabilidad 3D.

El éxito de un modelo depende de que los supuestos que están detrás de éste sean lo suficientemente cercanos a la realidad, especialmente los que se hacen sobre la variabilidad en las propiedades. Particularmente, en el caso de propagar ondas sísmicas, las heterogeneidades pueden llegar a influenciar de manera significativa la demanda en superficie. Una manera de testear el efecto de incluir la variabilidad en distinto grado, es mediante el análisis elástico y el cálculo de la función de transferencia de los posibles modelos; comparando estas funciones de transferencia elástica se puede tener una apreciación general de la respuesta frente a cualquier demanda sísmica. Un supuesto usual de variabilidad en cuencas aluviales es asumir perfiles 2D perpendiculares al eje de la cuenca, ya que en su mayoría pertenecen a antiguos lechos de río, por lo que la geometría del basamento rocoso y las propiedades del sedimento son poco variables en la dirección del eje. Semblat *et al.* (2005) estimó numéricamente funciones de transferencias elásticas para modelos 2D de la cuenca aluvial de Volvi, Grecia. Para ello realizó el análisis de un modelo simplificado y uno más completo de la estimación de las propiedades del sedimento, donde ambos modelos entregan una adecuada estimación de la amplitud y frecuencia resonante de la cuenca al compararlos con datos experimentales. Por otra parte, las diferencias entre ambos modelos es más significativa en alta frecuencia, lo que podría entregar resultados significativamente distintos para terremotos con un alto contenido en esas frecuencias. Otro estudio relacionado con la comparación de funciones de transferencia entre distintos modelos, fue realizado para la cuenca de Mygdonian, Grecia, por Makra y Chávez-García (2016), donde los principales resultados indican que hay una gran similitud entre las funciones de transferencia 2D de secciones perpendiculares al eje de la cuenca y las del modelo 3D, mientras que el modelo 1D

subestima bastante la amplificación en las partes más centrales de la cuenca.

Asumir cierta heterogeneidad en el medio puede tener diferentes efectos sobre la demanda sísmica superficial en cuencas aluviales, el supuesto más sencillo es el de un modelo de heterogeneidad 1D. Una forma de evaluar si el modelo 1D es un buen estimador de la demanda sísmica en superficie es mediante el Factor de Agravación (Chávez-García y Faccioli, 2000), el que consiste en el espectro de respuesta de un modelo 2D o 3D normalizado por el 1D. Con el Factor de Agravación (AGF) se puede determinar el aporte de la heterogeneidad lateral en la demanda sísmica. Si se asume un comportamiento viscoelástico, es posible obtener la respuesta en superficie mediante la convolución de la señal sísmica y la función de transferencia, lo que permite calcular los AGF promedio para diferentes registros sin un mayor costo computacional (eg. Makra et al., 2005; Riga et al., 2016). Sin embargo, en la realidad puede no haber una función de transferencia constante para cada registro, producto de mayores o menores incursiones en el rango no lineal.

Con la evidencia anterior, de los posibles efectos que tiene la heterogeneidad lateral en cuencas aluviales, se busca evaluar el impacto que ésta tenga en la cuenca de Concepción, Chile, con el fin de cuantificar el efecto sobre la demanda sísmica en superficie.

2.4 Conclusiones

El tema de respuesta de sitio es muy extenso y hay muchas variables que afectan en su predicción. Sin embargo, al analizar la revisión bibliográfica se sostiene que las más importantes son la forma de la cuenca y el contraste de impedancia entre la roca y el sedimento. Una caracterización adecuada de estos parámetros puede lograr una predicción más certera de la respuesta dinámica en superficie o de los daños observados en eventos sísmicos pasados, y hasta predecir las posibles demandas en escenarios hipotéticos de terremotos futuros.

CAPÍTULO 3 MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Introducción

Se describe la zona de estudio en la que se realizó la modelación de variabilidad espacial en sus propiedades. Se explica el procedimiento llevado a cabo en las mediciones de ondas superficiales, las que sirvieron en la caracterización de las propiedades elásticas del sedimento, describiendo además los métodos utilizados en su interpolación. Lo anterior sirve como *input* de las simulaciones numéricas, cuyas características se presentan al final de este capítulo.

3.2 Zona de estudio

Concepción es una comuna perteneciente al área metropolitana del Gran Concepción, es la capital de la provincia homónima y la Región del Biobío. La zona de estudio se concentra en el centro de la comuna, aproximadamente entre los paralelos $36^{\circ}47'$ - $36^{\circ}50'$ latitud Sur y meridianos $73^{\circ}04'$ - $73^{\circ}01'$ longitud Oeste, según se muestra en la Figura 3.1. Esta área se encuentra emplazada en el margen interno de una fosa de origen tectónico, al interior de la cual se modelan llanuras y terrazas de sedimentos fluviales (Mardones y Vidal, 2001). Esta fosa se forma por fallas normales orientadas en dirección noreste que cortan y desplazan el basamento rocoso conformado por roca sedimentaria sobre granito (Vivallos *et al.*, 2010). Las fallas formaron cauces por donde el río Biobío antiguamente desembocaba en las bahías de San Vicente y Concepción (Galli, 1967), proceso mediante el cual los sedimentos desplazados fueron formando la cuenca sedimentaria donde se encuentra Concepción.

La ciudad de Concepción sufrió severos daños producto del terremoto del Maule, 27F del 2010 (Mw 8.8), concentrándose particularmente en las zonas donde hay rellenos artificiales y donde el sedimento es más profundo (Assimaki *et al.*, 2012). Una estación acelerográfica registró el terremoto en el centro de la ciudad (Boroschek *et al.*, 2010), en cuyo lugar Midorikawa *et al.* (2014) midió la curva de dispersión experimental e invirtió a un perfil de propiedades elásticas. Adicionalmente, mediciones de ondas superficiales fueron realizadas por Montalva *et al.* (2016) e

invertidas a perfiles de propiedades elásticas, en conjunto con la inversión de datos de gravimetría (Vivallos *et al.*, 2010) caracterizando la profundidad del basamento rocoso, esto se muestra en la Figura 3.2.

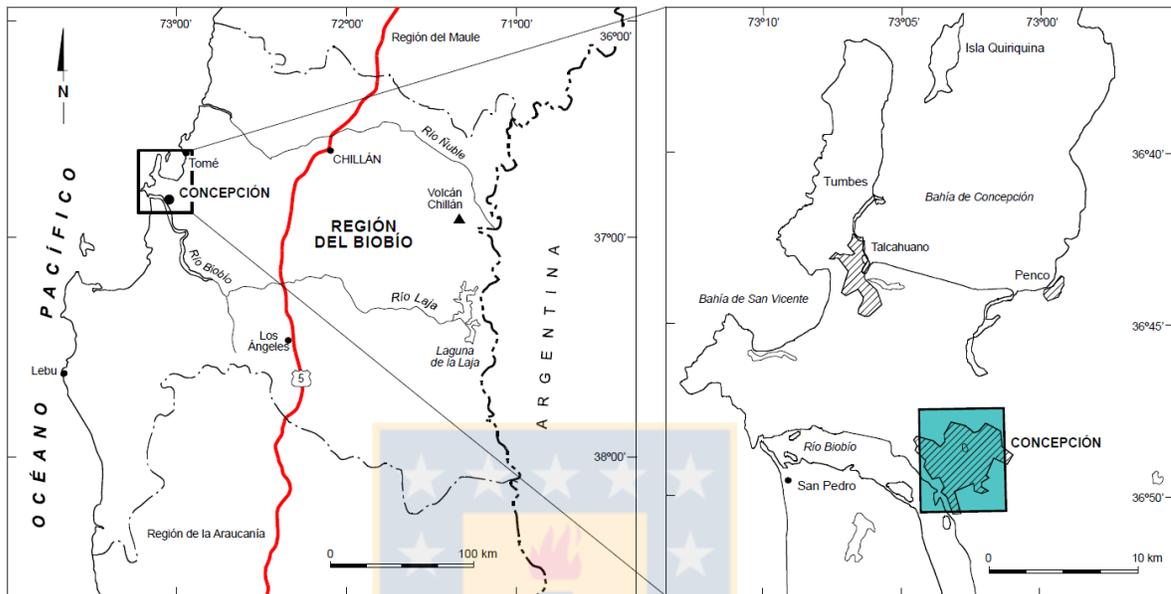


Figura 3.1 Ubicación zona de estudio (Vivallos *et al.*, 2010)

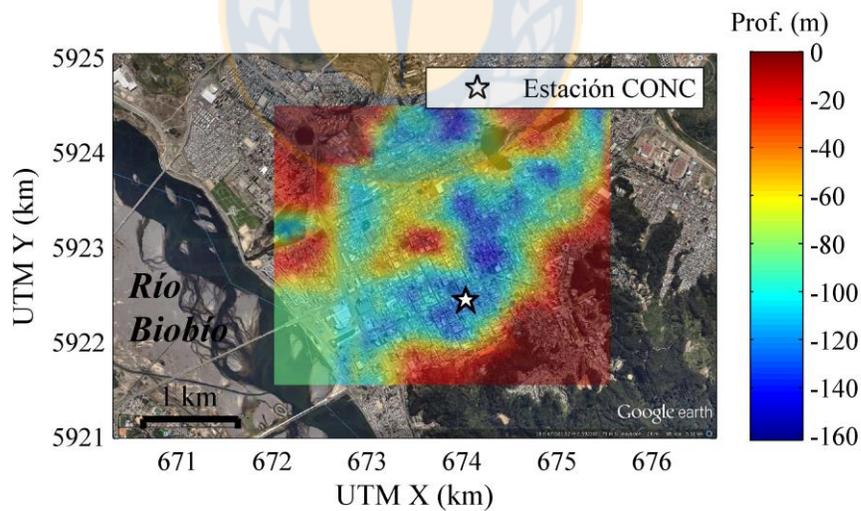


Figura 3.2 Profundidad al basamento rocoso y ubicación de la estación que registró el terremoto en Concepción (CONC)

3.3 Medición y caracterización

Se miden vibraciones en la superficie del suelo mediante geófonos tri-direccionales de 4.5 Hz marca TROMINO®, con un rango de operación entre 0.1 y 1024 Hz. De estas mediciones se utilizan las componentes verticales o perpendiculares a la superficie libre, con el fin de caracterizar la curva de dispersión de ondas de Rayleigh mediante métodos de ondas superficiales.

3.3.1 Caracterización geofísica

Se caracteriza la curva de dispersión en cada sitio utilizando dos métodos de ondas superficiales. El primero, utilizando una fuente pasiva de vibración conocido como *Spatial Autocorrelation* (autocorrelación espacial; SPAC según sus iniciales en inglés) y el segundo, una fuente activa de vibración llamado *Spectral Analysis of Surface Waves* (análisis espectral de ondas superficiales; SASW según sus iniciales en inglés).

Método SPAC:

Método desarrollado por Aki (1957), que asume un campo de ondas estacionario formado por la superposición de ondas planas propagadas en direcciones desconocidas en la superficie. Las ondas que, por lo general, cumplen con este supuesto son las que tienen como fuente la vibración ambiental. De estas se calculan las funciones de autocorrelación dada por:

$$\phi(r, \psi, \omega) = \overline{w(x, y, \omega, t)w(x + r \cos \psi, y + r \sin \psi, \omega, t)}, \quad (3.1)$$

donde ϕ es la función de autocorrelación entre dos registros, r es la distancia entre los sensores, ψ es el ángulo entre sensores, ω es la frecuencia angular, t es el tiempo, w es la función de la componente vertical del desplazamiento y x , y son las componentes cartesianas del plano horizontal. Bajo el supuesto de estacionalidad esta función es independiente del tiempo y la posición. Luego, si se define la razón de autocorrelación como:

$$\rho(r, \psi, \omega) = \frac{\phi(r, \psi, \omega)}{\phi(0, \psi, \omega)} \quad (3.2)$$

aún se tiene dependencia del ángulo entre los sensores ya que se desconoce la dirección de propagación, por esta razón se utiliza un promedio azimutal dado por:

$$\bar{\rho}(r, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \rho(r, \psi, \omega) d\psi, \quad (3.3)$$

la que según Aki (1957) también puede obtenerse de forma analítica de la siguiente forma:

$$\bar{\rho}(r, \omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{c}\right), \quad (3.4)$$

donde J_0 es la función de Bessel de orden cero y c la velocidad de propagación de la frecuencia ω .

En esta investigación se utilizaron cuatro sensores en superficie, formando arreglos triangulares y uno al medio (Figura 3.3), esto para permitir abarcar la mayor cantidad de direcciones en la que se propague la onda, con periodos de medición de 45 minutos, rango de tiempo que permitirá registrar una cantidad suficiente de ventanas de ruido estacionario. Se escogen ventanas de 20 segundos, tal que ninguno de los sensores registren transientes por el supuesto de estacionalidad en el tiempo, para posteriormente procesarlas en el dominio de las frecuencias calculando la FFT y aplicando una ventana de Hamming del 10% de la frecuencia central, luego se vuelve al dominio del tiempo aplicando la IFFT y se aplican las Ecuaciones 3.1-3. Ejemplo de este proceso se observa en la Figura 3.4.

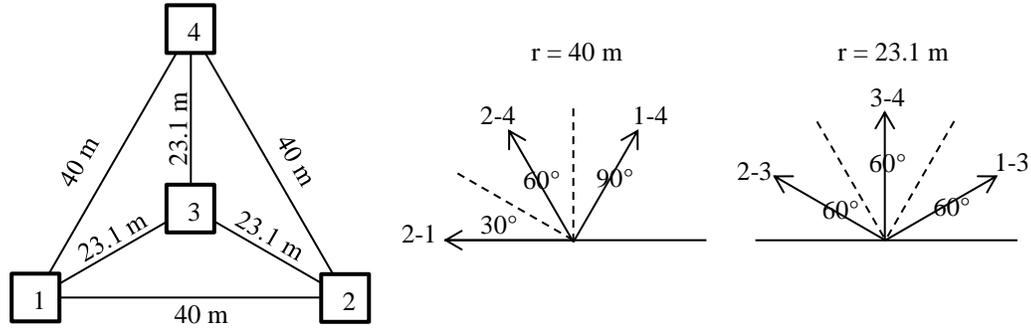


Figura 3.3 Distribución espacial del arreglo de sensores en la superficie y la ponderación azimutal de cada dirección

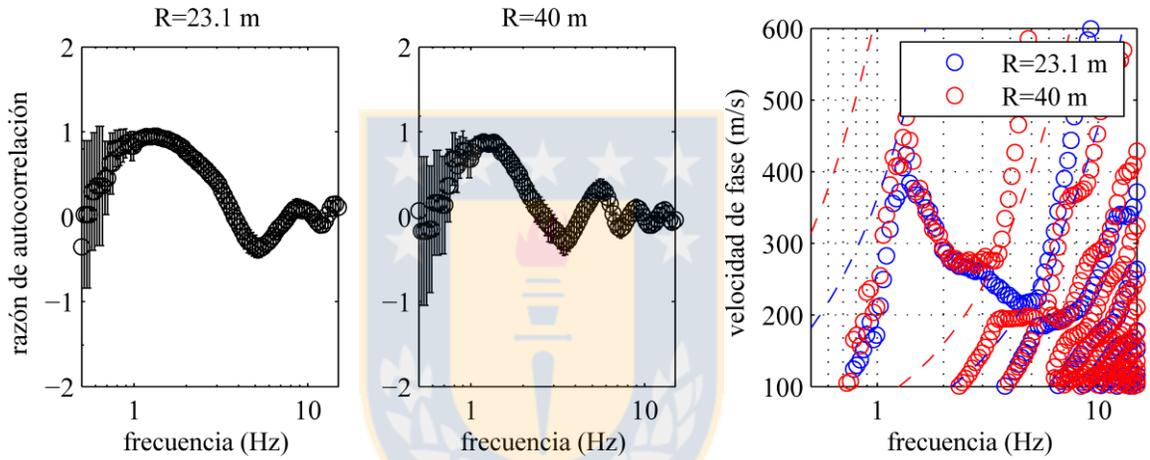


Figura 3.4 Razones de autocorrelación y curva de dispersión obtenidas mediante SPAC

Método SASW:

Es un método basado en el análisis de ondas superficiales en el dominio de las frecuencias propuesto por Nazarian y Stokoe (1984). El cual asume la propagación de ondas planas unidireccionales provocadas por una fuente de vibración activa. Este método se basa en calcular la fase relativa entre pares de registros en la superficie, e igualarlo a la fase relativa que se obtiene de forma teórica y que depende de la velocidad de propagación. Según la teoría de propagación de ondas planas, se tiene que la señal en el dominio de las frecuencias está dada por:

$$W(x, \omega) = A(x, \omega)\exp[i(\omega t - kx + \phi)], \tag{3.5}$$

donde W es la función en el dominio de las frecuencias de la componente vertical del

movimiento, que depende de la coordenada horizontal \mathbf{x} y la frecuencia angular ω , \mathbf{A} es la amplitud, \mathbf{k} el número de onda y ϕ la fase arbitraria dependiente de la fuente. Luego, se calcula la función de densidad espectral cruzada entre dos puntos en el plano mediante:

$$G_{12}(\omega) = W(x_1, \omega) \text{conj}(W(x_2, \omega)), \quad (3.6)$$

para obtener la fase relativa entre estos según:

$$\theta_{12}(\omega) = \arg(G_{12}(\omega)) = k(x_2 - x_1). \quad (3.7)$$

Finalmente, se calcula la fase relativa experimental aplicando la FFT a las vibraciones registradas, reemplazarla en la Ecuación 3.7 y aplicar la Ecuación 2.26 obteniendo:

$$c(\omega) = \frac{\omega(x_2 - x_1)}{\theta_{12}(\omega)}, \quad (3.8)$$

donde $c(\omega)$ es la velocidad de fase, la que correspondiente a la velocidad de propagación de una onda Rayleigh para una frecuencia dada.

En esta investigación se utilizó una variante de este método mediante arreglos lineales de cuatro sensores, lo que permite tener un mayor número de muestras de fase relativa por cada excitación del suelo, usando diferentes distancias entre sensores y hasta la fuente. La fuente activa corresponde a un golpe vertical con un mazo de 20 libras.

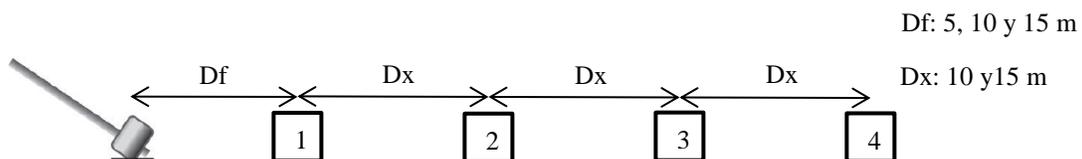


Figura 3.5 Esquema de ensayo SASW realizado en terreno.

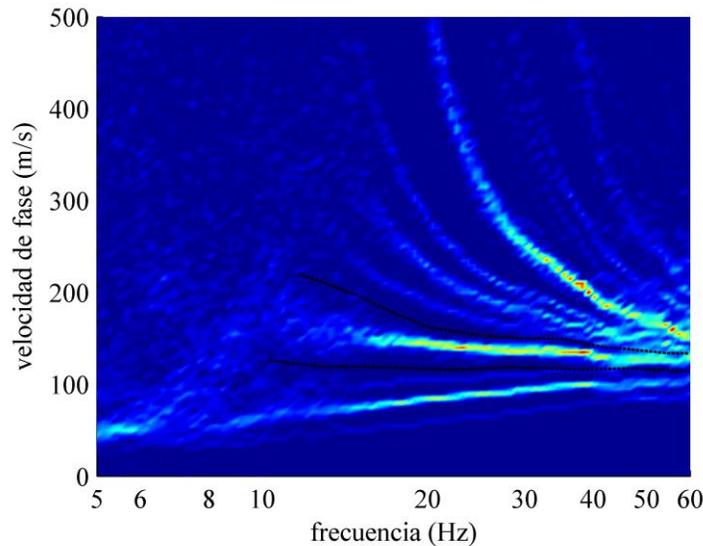


Figura 3.6 Curva de dispersión obtenida con SASW

3.3.2 Caracterización de propiedades del suelo

Utilizando las curvas de dispersión en cada sitio medido, se obtuvo un perfil de propiedades elásticas 1D hasta la roca, cuya curva de dispersión teórica mejor se ajuste a los datos experimentales. El proceso de inversión se realiza mediante el *software* GEOPSY (Wathelet, 2005) a través del módulo DINVER (Wathelet, 2008). Los perfiles obtenidos en la inversión corresponden, en este caso y por motivo de eficiencia numérica, a propiedades continuas por tramos (*i.e.* escalonado). Conociendo los perfiles 1D en diferentes puntos en la superficie, se procede a interpolar las propiedades en los lugares no medidos, para esto se utilizan dos técnicas: Tomografía de perfiles 1D y *kriging*.

Tomografía de perfiles 1D:

Este método consiste en la interpolación lineal de las propiedades de los perfiles 1D, los cuales al ser escalonados, son interpolados los espesores y la propiedad del suelo a caracterizar, en este caso la V_s . Esta técnica ha sido aplicada en las cuencas aluviales de Mygdonian, Grecia (Manakou *et al.*, 2010) y en la de Tarcento, Italia (Piatti *et al.*, 2013), donde se han medido las curvas de dispersión en diferentes sitios, invertidos en perfiles 1D del mismo número de estratos

y luego su interpolación lineal. No obstante, en otras cuencas pueden haber perfiles 1D que no cuenten con el mismo número de estratos o que no sean escalonados, esto no permitiría interpolar las propiedades con este método.

Kriging:

Es un algoritmo de regresión lineal por mínimos cuadrados que permite la estimación de un dato como la combinación lineal de los datos observados o medidos. Para efectos de esta investigación, se han utilizado datos del mismo tipo (*i.e.* Vs). Los datos a estimar y los observados serán, en este caso, los residuales, los que corresponden diferencias con respecto a un modelo de tendencia o media. Por ende, el residual es una variable aleatoria de media cero, si además se asume que la desviación estándar es constante, se tendrá que es una variable aleatoria estacionaria. La estimación por kriging de un residual en una posición intermedia a las observaciones será:

$$\hat{Z}(\mathbf{u}) = \sum_{\alpha=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_{\alpha}(\mathbf{u})Z(\mathbf{u}_{\alpha}), \quad (3.9)$$

donde $\hat{Z}(\mathbf{u})$ es el residual estimado en la posición \mathbf{u} , $\lambda_{\alpha}(\mathbf{u})$ es el ponderador en la posición \mathbf{u} del residual observado $Z(\mathbf{u}_{\alpha})$ en la posición \mathbf{u}_{α} , α subíndice asociado al dato observado y $n(\mathbf{u})$ número de datos observados que ponderan el valor en \mathbf{u} . En la práctica se utilizan sólo los datos lo suficientemente cercanos al lugar de estimación (Goovaerts, 1997). Los ponderadores que mejor estimen el valor del residual serán aquellos que minimicen la varianza del error, o sea minimizar:

$$\sigma_{\hat{Z}}^2(\mathbf{u}) = \text{Var}\{\hat{Z}(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})\}, \quad (3.10)$$

estos ponderadores se obtienen resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_{\beta=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_{\beta}(\mathbf{u})\text{Cov}\{Z(\mathbf{u}_{\alpha}), Z(\mathbf{u}_{\beta})\} - \text{Cov}\{Z(\mathbf{u}_{\alpha}), Z(\mathbf{u})\} = 0, \\ \alpha \in \{1, n(\mathbf{u})\}, \quad (3.11)$$

donde α , β son subíndices asociado a datos observados y \mathbf{Cov} es la covarianza entre datos.

Como en este caso, los datos se asumen variables aleatorias estacionarias, la covarianza será una función que sólo dependerá de la posición relativa entre datos, función que puede ser obtenida mediante caracterización geoestadística de las observaciones.

3.3.3 Caracterización geoestadística

La propiedad que se caracterizó geoestadísticamente es la de V_s , que al obtenerse del proceso de inversión, consiste en un perfil escalonado en cada sitio. Tomando en cuenta el tamaño del elemento utilizado en la simulación numérica, y la longitud horizontal de los arreglos para medir la curva de dispersión, se asume que cada muestra de V_s es de un metro en la vertical y 15 metros en la horizontal, lo que se traduce en un modelo de celdas isotrópicas de 15x15x1 m.

Una forma de estimar la dependencia espacial es mediante el análisis de residuales. Estos consisten en la diferencia entre un valor predicho y otro observado; de los cuales se puede saber si esa diferencia tiene alguna influencia sobre la que hay en otro punto medido. Para aplicar este análisis a los perfiles de V_s , es propicio estimar un modelo para esta propiedad, por lo que se asume una distribución log-normal, evitando así la probabilidad de valores negativos, con una media estacionaria en la dirección horizontal y que sólo varía en profundidad, la que se calcula de la siguiente forma:

$$\overline{\ln(V_s)_z} = \frac{1}{N_z} \sum_{i=1}^{N_z} \ln(V_s(x_i, y_i, z)), \quad (3.12)$$

donde $\overline{\ln(V_s)_z}$ es la media de los logaritmos naturales de V_s para una profundidad z , N_z es el número de sitios cuyo perfil alcanza una profundidad mayor o igual a z y x_i, y_i son coordenadas horizontales.

Una de las ventajas de analizar los residuales es que al asumir una varianza constante son consideradas variables estacionarias, por lo que es posible caracterizar la variabilidad y dependencia espacial en función de las distancias que separan las observaciones (Goovaerts, 1997). Es posible evaluar la diferencia entre los residuales para caracterizar la incertidumbre

asociada a la variabilidad inherente del suelo mediante un semivariograma, este se expresa como:

$$\hat{\gamma}(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})} \sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})} [Z(\mathbf{u}_{\alpha}) - Z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h})]^2, \quad (3.13)$$

donde $\hat{\gamma}(\mathbf{h})$ es el semivariograma estimado para una distancia \mathbf{h} , $N(\mathbf{h})$ son los pares de datos separados a una distancia \mathbf{h} de \mathbf{u}_{α} y $Z(\mathbf{u}_{\alpha})$, $Z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h})$ son los residuales en la posición \mathbf{u} y a una distancia \mathbf{h} de \mathbf{u}_{α} . Al semivariograma experimental se le ajusta un modelo teórico que por lo general depende de dos parámetros: la varianza, que representa la variabilidad de la propiedad, y la distancia de autocorrelación, que representa la dependencia espacial de esa variabilidad. Cuando la variable aleatoria es estacionaria, se puede relacionar el semivariograma y la covarianza de la siguiente forma:

$$C(\mathbf{h}) = \sigma^2 - \gamma(\mathbf{h}), \quad (3.14)$$

donde C es la función covarianza, γ la función semivariograma, σ^2 la varianza y \mathbf{h} el vector de posición relativa. Se utiliza el vector de posición relativa ya que puede haber heterogeneidad en la dependencia espacial (*i.e.* distancias de autocorrelación diferentes según la dirección).

3.4 Simulación

La simulación de la ecuación de equilibrio dinámico (Ecuación 2.3) se realizó mediante el método de elementos finitos. Este método permitió modelar adecuadamente la variabilidad espacial de las propiedades, asignadas a cada elemento según la posición relativa a los lugares medidos. En la obtención de la solución numérica se utilizó el *software* de código abierto OPENSEES (UC, 2013), en el cual se usó el modelo constitutivo *PressureDependMultiYield* (Yang *et al.*, 2003). Este modelo asume una relación tensión-deformación del tipo hiperbólica y la discretiza en múltiples líneas o superficies de fluencia que representan la rigidez tangente. Se realizan simulaciones 1D y 2D, no lineales; y 2D y 3D elástico lineales.

3.4.1 Propiedades de los materiales

Las propiedades de los materiales se resumen en la Tabla 3.1, donde G es el módulo de corte a bajas deformaciones, ρ la densidad, μ el módulo de Poisson, ϕ el ángulo de fricción interna, τ_{\max} la resistencia máxima por corte y γ_{\max} la deformación por corte a la que se alcanza la resistencia máxima. El sedimento se asume con un comportamiento no lineal y con un módulo de corte que depende de un V_s variable, mientras que la roca se asume con un comportamiento lineal isotrópico con un módulo de corte que se obtiene asumiendo una V_s de 2200 (m/s) mediante la relación:

$$G = \rho V_s^2. \quad (3.15)$$

Tabla 3.1 Propiedades de los materiales.

Material	G (kPa)	ρ (ton/m ³)	μ	ϕ	τ_{\max}	γ_{\max}
Sedimento	$\rho V_s(x, y, z)^2$	1.9	0.3	35°	$\frac{2\sqrt{2} \sin(\phi)}{(3 - \sin(\phi))} p'$	10%
Roca	11.132 x 10 ⁶	2.3	0.2	-	-	-

3.4.2 Condiciones de contorno

El *input* sísmico corresponderá a un frente de ondas de corte plano en la dirección vertical (*i.e.* movimiento de partícula en la horizontal), el cual se aplica en la base del modelo mediante un amortiguador viscoso de Lysmer y Kuhlemeyer (1969), permitiendo que la onda sísmica reflejada del modelo se irradie al semiespacio. Por otra parte, las condiciones de contorno laterales se basan en la formulación de Zienkiewicz *et al.* (1989), con iguales grados de libertad en los extremos opuestos (*i.e.* condición de periodicidad) para los modelos 1D y 3D; y con columnas de campo libre conectadas al modelo central con amortiguadores viscosos para el modelo 2D (ver Figura 3.7), que en este caso corresponde a deformación plana (*i.e.* propagación de ondas P-SV).

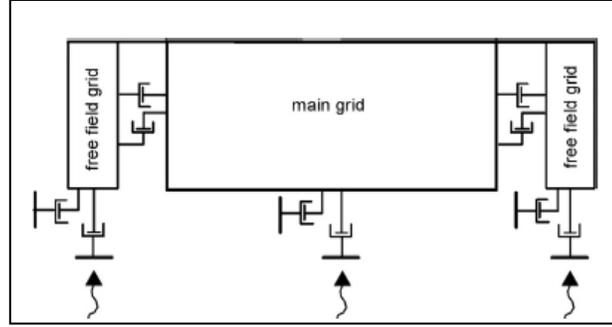


Figura 3.7 Esquema de las condiciones de contorno aplicadas en la modelación 2D

(Khanbabazadeh *et al.*, 2014)

3.4.3 Formulación débil

La formulación débil de la ecuación de equilibrio dinámico queda expresada para el cálculo de desplazamientos totales y según la notación de Zienkiewicz *et al.* (2014), para los modelos 1D y 3D como:

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{u}} + \sum_e \int_{\Omega^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma} d\Omega^e + \int_{\Gamma_B} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_s & 0 & 0 \\ 0 & \rho V_s & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \mathbf{N} d\Gamma_B \dot{\mathbf{u}}_B = \mathbf{f}_g + \int_{\Gamma_B} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_s 2\dot{u}_{Ix} \\ \rho V_s 2\dot{u}_{Iy} \\ 0 \end{bmatrix} d\Gamma_B, \quad (3.15)$$

mientras que para el modelo 2D:

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{u}} + \sum_e \int_{\Omega^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma} d\Omega^e + \int_{\Gamma_B} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_s & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \mathbf{N} d\Gamma_B \dot{\mathbf{u}}_B + \int_{\Gamma_L} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_p & 0 \\ 0 & \rho V_s \end{bmatrix} \mathbf{N} d\Gamma_L \dot{\mathbf{u}}_L = \mathbf{f}_g + \int_{\Gamma_B} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_s 2\dot{u}_{Ix} \\ 0 \end{bmatrix} d\Gamma_B + \int_{\Gamma_L} \mathbf{N}^T \begin{bmatrix} \rho V_p \dot{u}_{ffx} \\ \rho V_s \dot{u}_{ffy} \end{bmatrix} d\Gamma_L, \quad (3.16)$$

donde \mathbf{M} es la matriz de masa, $\ddot{\mathbf{u}}$ es el vector de aceleraciones, $\dot{\mathbf{u}}_B$ es el vector de velocidades en la base, $\dot{\mathbf{u}}_L$ es el vector de velocidades en el contorno lateral, \mathbf{B} la matriz tensión-desplazamiento, $\boldsymbol{\sigma}$ es el vector de componentes del tensor de tensiones, \mathbf{N} es el vector de funciones de forma, \mathbf{f}_g es el vector de fuerzas gravitacionales, \dot{u}_{Ix} es la velocidad de la onda incidente en su componente x , \dot{u}_{Iy} es la velocidad de la onda incidente en su componente y , \dot{u}_{ffx} es la velocidad de la columna

de campo libre en su componente x , $\dot{\mathbf{u}}_{ffy}$ es la velocidad de la columna de campo libre en su componente y , Ω^e es el dominio del elemento e , Γ_B es el contorno de la base del modelo, Γ_L es el contorno lateral del modelo, ρ es la densidad y V_p , V_s las velocidades de onda de compresión y corte respectivamente.

3.5 Conclusiones

Se describe la metodología que permite modelar la variabilidad de V_s . Además, se presentaron detalles de la simulación numérica, donde particularmente todas consisten en solicitaciones sísmicas del tipo de onda de corte plana que se propagan en dirección vertical, esto con el fin de comparar los distintos niveles de demanda sísmica en la componente horizontal.



CAPÍTULO 4 RESULTADOS

4.1 Introducción

Se presentan resultados de los perfiles de V_s invertidos y de la caracterización geoestadística de éstos. Se realizó una deconvolución del registro del terremoto del Maule, 27F 2010 (Mw 8.8), que se utilizó como *input* en los análisis no lineales, en las que se comparan las demandas sísmicas obtenidas de las simulaciones 1D y 2D. Además, se realizaron simulaciones elásticas con el fin de calcular la función de transferencia y caracterizar los modos de vibrar.

4.2 Caracterización de V_s en Concepción

Se realizaron mediciones de ondas superficiales en cinco sitios de la ciudad de Concepción, para luego ser invertidos en perfiles de velocidades de onda de corte (V_s). Complementando los sitios caracterizados por Montalva *et al.* (2016) y el sitio en la estación acelerográfica que registró el terremoto del Maule, 27F del 2010 (Mw 8.8), invertido por Midorikawa *et al.* (2014). Los sitios de medición de ondas superficiales en conjunto con las profundidades al basamento rocoso caracterizadas por Montalva *et al.* (2016) se muestran en la Figura 4.1.

Los perfiles de propiedades elásticas invertidos en esta investigación se muestran en la Figura 4.2, los cuales fueron utilizados en conjunto con los demás perfiles invertidos en Concepción para una caracterización geoestadística del V_s . En cada profundidad se obtuvo la media de los logaritmos naturales del V_s , a la que se le ajusta una función que permita caracterizar de una forma más realista la variación de esta propiedad en profundidad, ésta queda expresada como:

$$\overline{\ln(V_s)}^*(z) = 4.935 + 0.2219z^{0.3087}, \quad (4.1)$$

donde $\overline{\ln(V_s)}^*$ es la media ajustada del logaritmo natural de V_s (m/s) en función de la profundidad z (m). Los perfiles del logaritmo natural de V_s en cada sitio en conjunto con la media calculada y ajustada se muestran en la Figura 4.3.

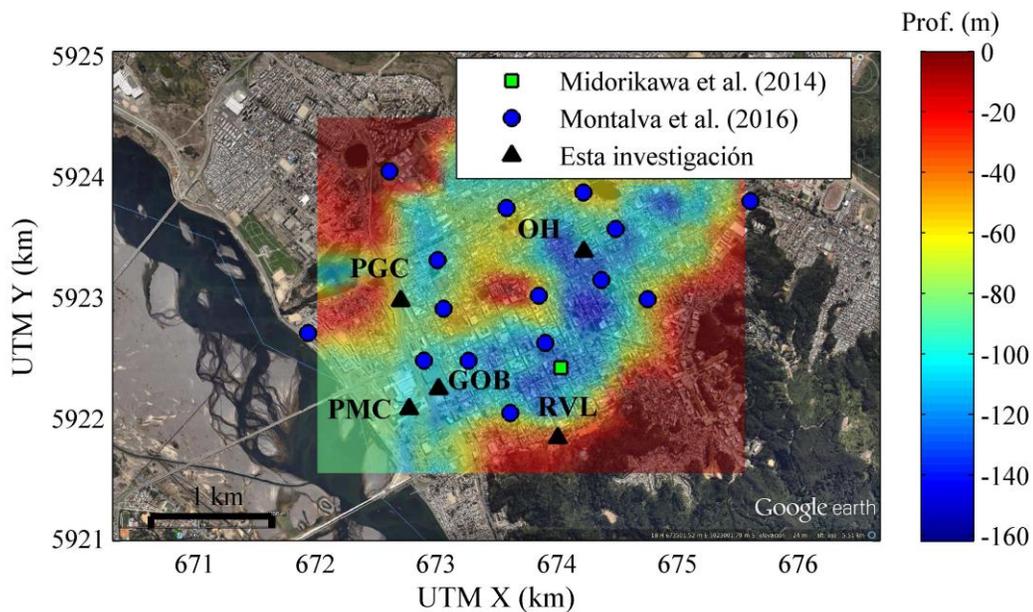


Figura 4.1 Sitios de medición de ondas superficiales y su posterior inversión en perfiles de Vs

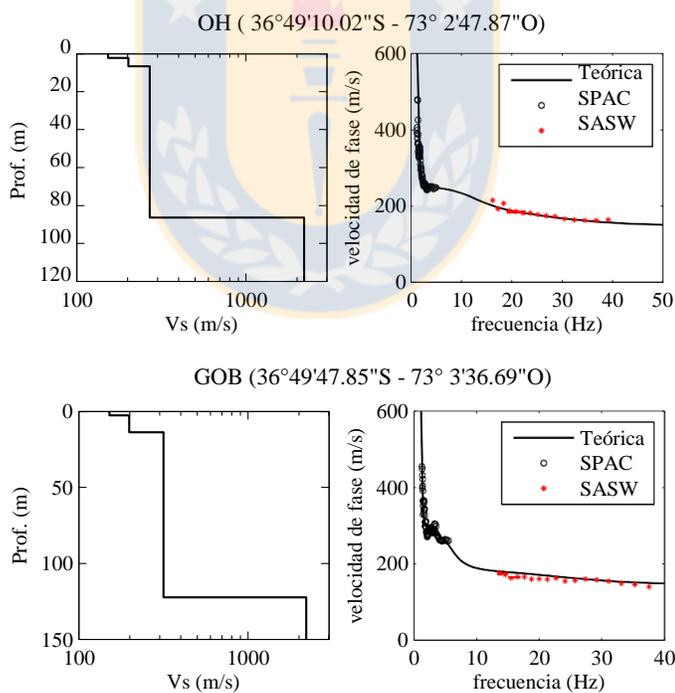


Figura 4.2 Perfiles de propiedades de Vs y curvas de dispersión teórica y experimental (continúa)

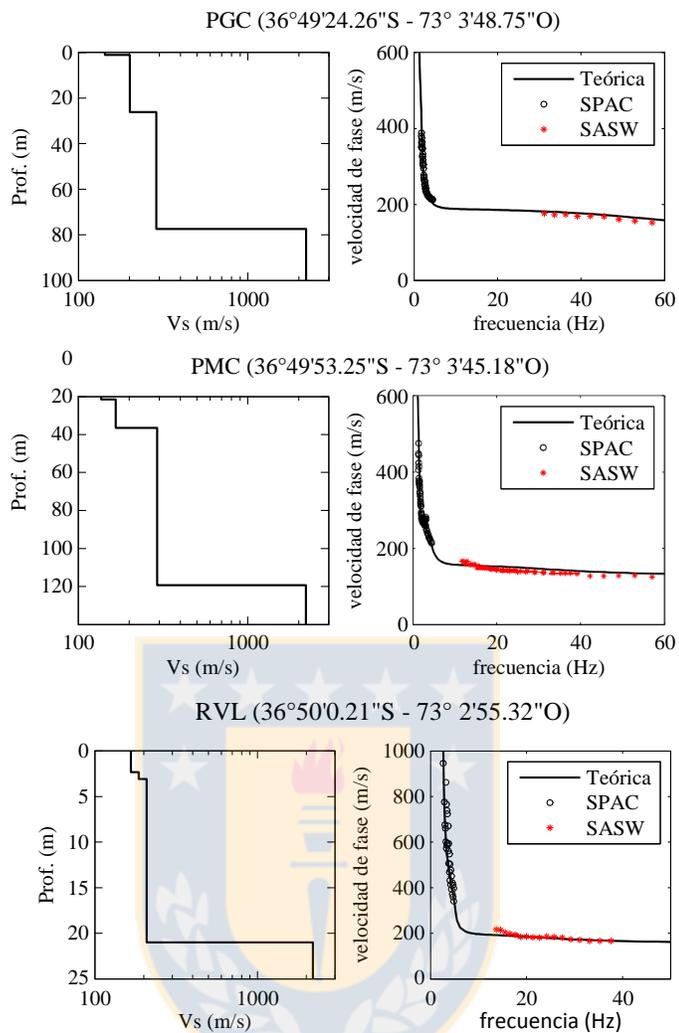


Figura 4.2 (continuación)

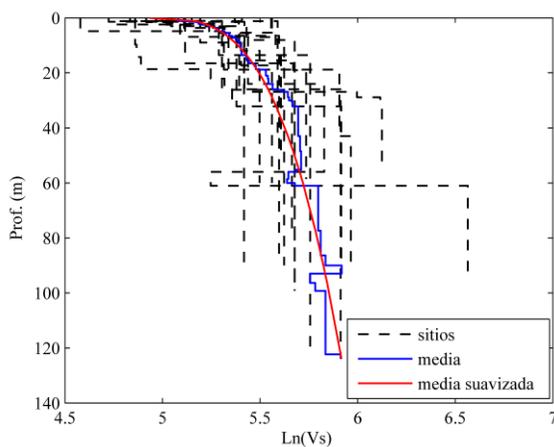


Figura 4.3 Logaritmo natural del Vs en cada sitio, con la media y media ajustada en profundidad

Teniendo un modelo de tendencia o media, se calcularon los semivariogramas experimentales y se les ajusta una función teórica dependiente de la distancia. La dependencia espacial en la dirección horizontal es casi ciertamente mayor que la de la vertical, debido al proceso de deposición de los materiales geológicos sedimentarios (Thompson *et al.*, 2009). Por lo tanto, los semivariogramas son estimados separadamente en las direcciones horizontal y vertical. Entre los modelos teóricos de semivariogramas más comunes (*i.e.* gaussiano, esférico y exponencial) se escoge el que tiene mejor ajuste con la data experimental, que en este caso es el exponencial o también llamado del tipo Markoviano (Fenton y Griffiths, 2008), éste se expresa como:

$$\gamma(h) = \sigma^2 \left(1 - \exp\left(-2\frac{|h|}{\theta}\right) \right), \quad (4.2)$$

donde σ^2 es la varianza, \mathbf{h} la distancia y θ la distancia de autocorrelación. Los valores estimados de la varianza (σ^2), distancia de autocorrelación vertical (θ_v) y horizontal (θ_h) se muestran en la Tabla 4.1, los cuales son utilizados en un modelo de correlación elíptica de Markov (Fenton y Griffiths, 2008), el que permite modelar la anisotropía en la dependencia espacial, quedando el semivariograma expresado como:

$$\gamma(\tau_h, \tau_v) = \sigma^2 \left(1 - \exp\left(-\sqrt{\left(\frac{2\tau_h}{\theta_h}\right)^2 + \left(\frac{2\tau_v}{\theta_v}\right)^2}\right) \right), \quad (4.3)$$

donde τ_h , τ_v son las distancias en dirección horizontal y vertical respectivamente; mientras que θ_h , θ_v son las distancias de autocorrelación en las direcciones horizontal y vertical respectivamente. Finalmente, asumiendo que los residuales son variables estacionarias, se tiene que la función de covarianza se expresa como:

$$C(\tau_h, \tau_v) = \sigma^2 \exp\left(-\sqrt{\left(\frac{2\tau_h}{\theta_h}\right)^2 + \left(\frac{2\tau_v}{\theta_v}\right)^2}\right), \quad (4.4)$$

la que es utilizada en la estimación de las propiedades mediante kriging.

Tabla 4.1 Valores de parámetros de variabilidad y dependencia espacial para el Ln(Vs)

σ^2	θ_v (m)	θ_h (m)
0.0397	30	560

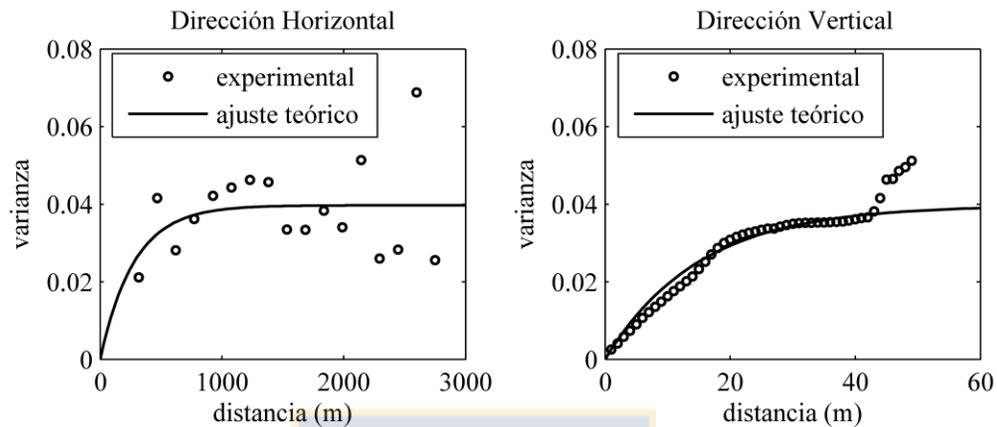


Figura 4.4 Semivariogramas en direcciones horizontal y vertical

Se realizaron estimaciones del Vs para la cuenca de Concepción, mediante los métodos de tomografía con tres estratos y con *kriging*, estas interpolaciones de propiedades se muestran para tres secciones transversales, cuya orientación es aproximadamente perpendicular al eje de la cuenca, según se muestra en la Figura 4.5, comparando los resultados entre ambos métodos según se muestra en la Figura 4.6. Estas secciones a su vez fueron utilizadas en las simulaciones numéricas.

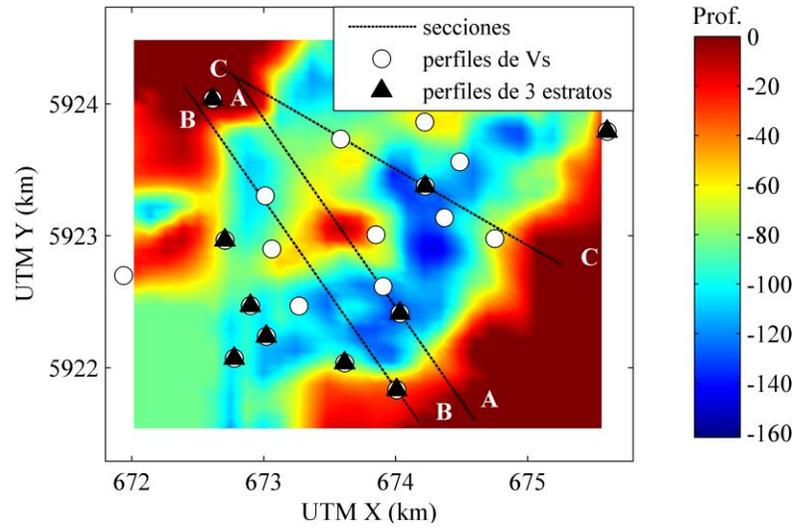


Figura 4.5 Ubicación de las secciones transversales y los lugares de perfiles de Vs

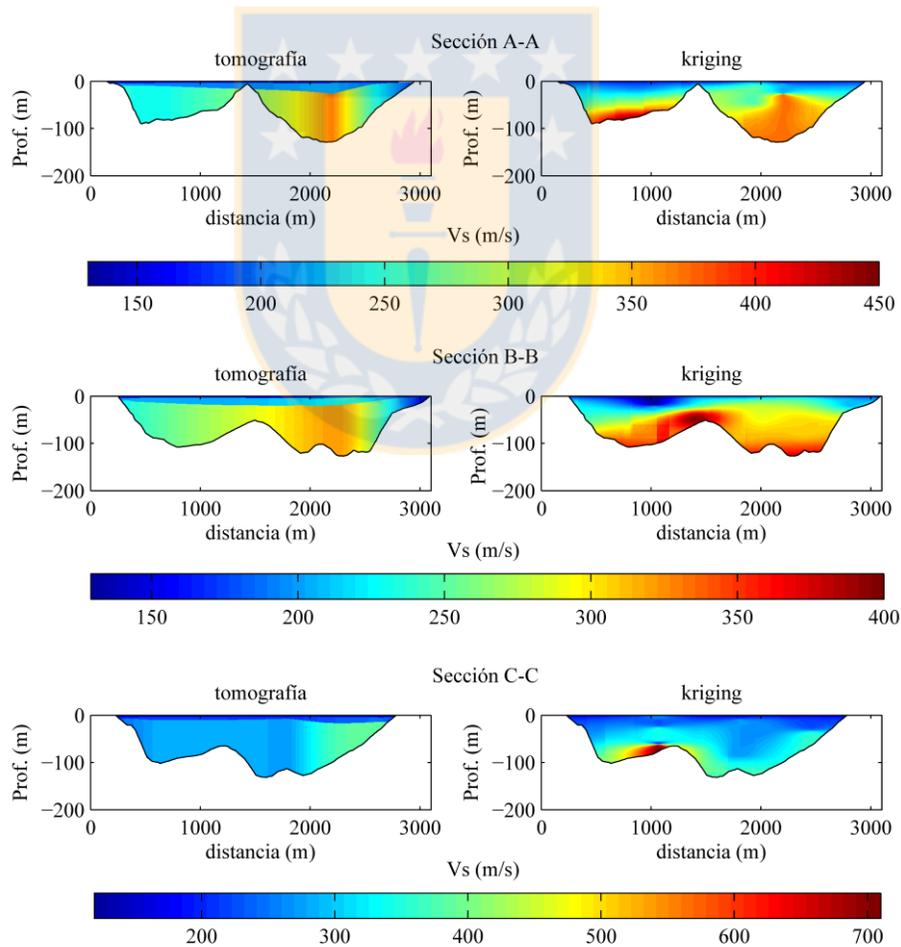


Figura 4.6 Secciones transversales y sus respectivas propiedades de Vs para cada sección y diferente método de interpolación

4.3 Deconvolución no lineal 1D

Se realiza una deconvolución 1D del registro medido para el terremoto del 27F de 2010 en la estación CONC, utilizando el perfil de Vs invertido por Midorikawa *et al.* (2014), modificando sólo la Vs del basamento rocoso, que para este caso es 2200 (m/s). Para tomar en cuenta el efecto de la no linealidad, se utiliza un esquema muy similar al propuesto por Ju (2013), consistiendo en este caso de una serie de análisis no lineales de propagación 1D y la obtención de una función de transferencia numérica, desde luego esta dependerá del grado de incursión en el rango no lineal, lo que es una incógnita, motivo por el cual requiere una serie de iteraciones, donde el primer registro input corresponde al medido en superficie. El registro input siguiente se obtiene de la razón espectral entre la FFT del registro en superficie inicial (*ie.* registro en la estación CONC) y la FT obtenido de la simulación, resultando una señal en el dominio de las frecuencias, las que se cambia al dominio del tiempo aplicando la IFFT.

La deconvolución se realiza para las dos direcciones horizontales en simultáneo, por lo que se utilizan elementos brick y amortiguadores de Lysmer y Kuhlemeyer (1969) en la base para ambas direcciones perpendiculares, dejando la dirección vertical permanentemente bloqueada. La función de transferencia numérica posee muchas discontinuidades, por lo que se le aplica un suavizador correspondiente a una ventana de Konno y Ohmachi (1998), con un factor de suavizado de $b=40$.

En la Figura 4.7 se muestran las funciones de transferencia obtenidas de la razón espectral del registro en superficie y el doble del incidente al final de cada simulación no lineal. Hay disminución de las amplificaciones debido a la incursión en el rango no lineal, por otra parte, no se presentan mayores cambios en las frecuencias de resonancia, salvo la primera iteración que es del registro más fuerte. Después de la quinta simulación, no se presentan mayores variaciones en la FT, la que dividiendo al registro en CONC, se obtiene el registro deconvolucionado que se muestra en la Figura 4.8.

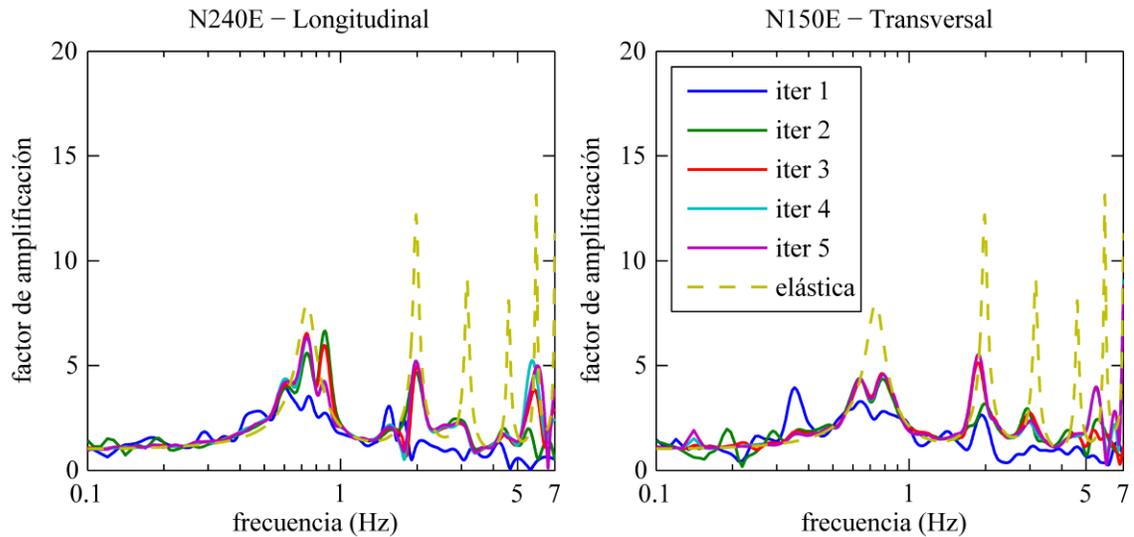


Figura 4.7 Funciones de transferencia numéricas calculadas en cada iteración

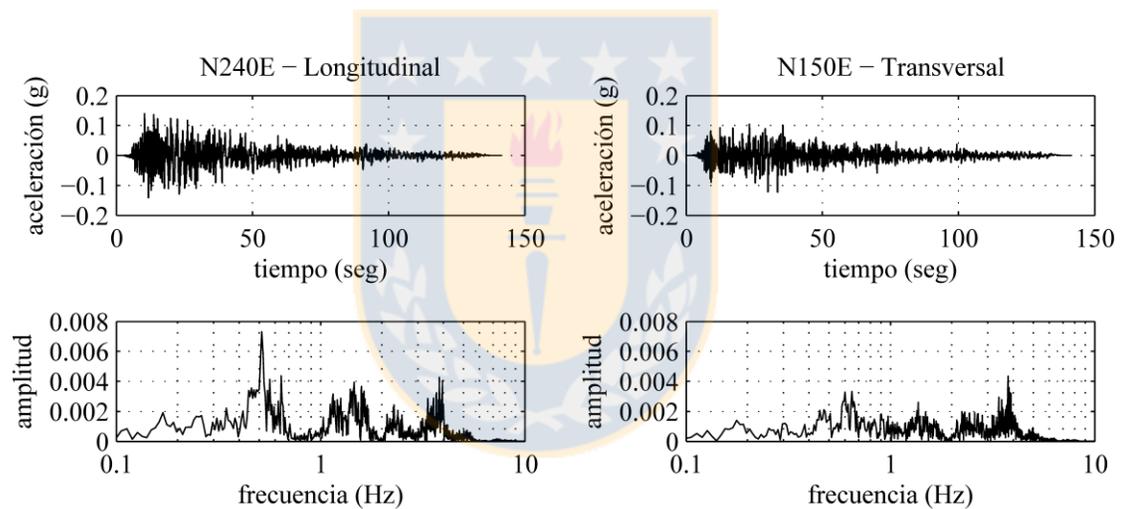


Figura 4.8 Registro deconvolucionado a roca del terremoto del Maule 27F de 2010 (Mw 8.8) en la estación CONC. Aceleraciones (arriba) y espectro de amplitudes de Fourier (abajo)

4.4 Simulación Elástica 2D

Se realizaron simulaciones numéricas para las tres secciones transversales y las dos técnicas de interpolación. Estas consisten en análisis dinámico transiente bajo un pulso de Ricker correspondiente a una aceleración máxima de 1 g y excitando una banda de frecuencias de entre 0-10 Hz según se muestra en la Figura 4.9. Se emplea la razón espectral entre la respuesta en

superficie y el doble de la onda incidente para calcular la función de transferencia (FT) numérica, esto se testea para el modelo 1D de la estación CONC asumiendo un V_s de la roca de 2200 (m/s), la que se compara con la FT teórica según se muestra en la Figura 4.10.

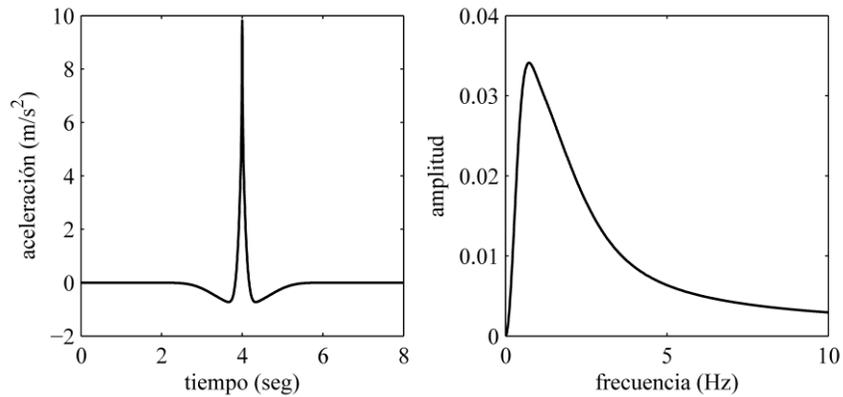


Figura 4.9 Pulso de Ricker, en el dominio del tiempo (izquierda) y en frecuencias (derecha)

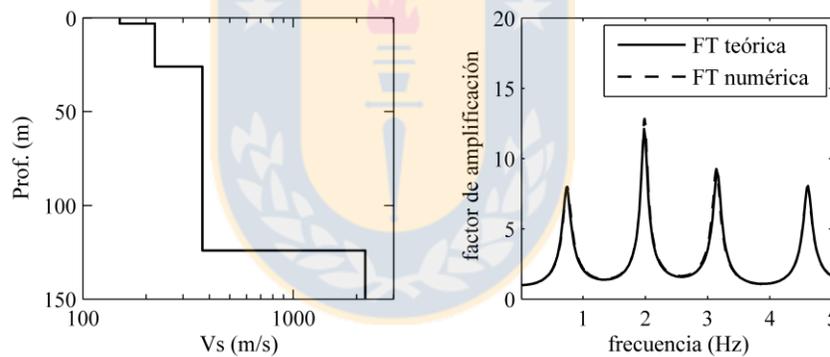


Figura 4.10 Perfil de V_s (izquierda) y funciones de transferencia teórica y numérica (derecha) de la estación CONC, asumiendo V_s del basamento rocoso de 2200 (m/s)

Los resultados de las FT elásticas obtenidas de manera numérica para cada sección y método de interpolación se muestra en la Figura 4.11. Es posible darse cuenta de los complejos patrones de amplificación, donde cada modo excita ciertos sectores de la cuenca con más fuerza que en otros. Las zonas de amplificación se extienden lateralmente proporcionales a la longitud de onda, siendo mayores y menores para frecuencias bajas y altas respectivamente. Las zonas que permanecen en blanco dentro de la cuenca, por lo general son puntos en los que se invierte la fase, tal como se muestra en la Figura 4.12, en la que se puede observar que las zonas de menor

amplificación, para un modo de vibración dado, son puntos en los que la fase del movimiento se invierte y mientras mayor sea la frecuencia del modo de vibrar, mayor número de puntos de inversión de fase existirán. Esto puede explicar la gran variabilidad espacial que existe en las demandas asociadas a alta frecuencia.

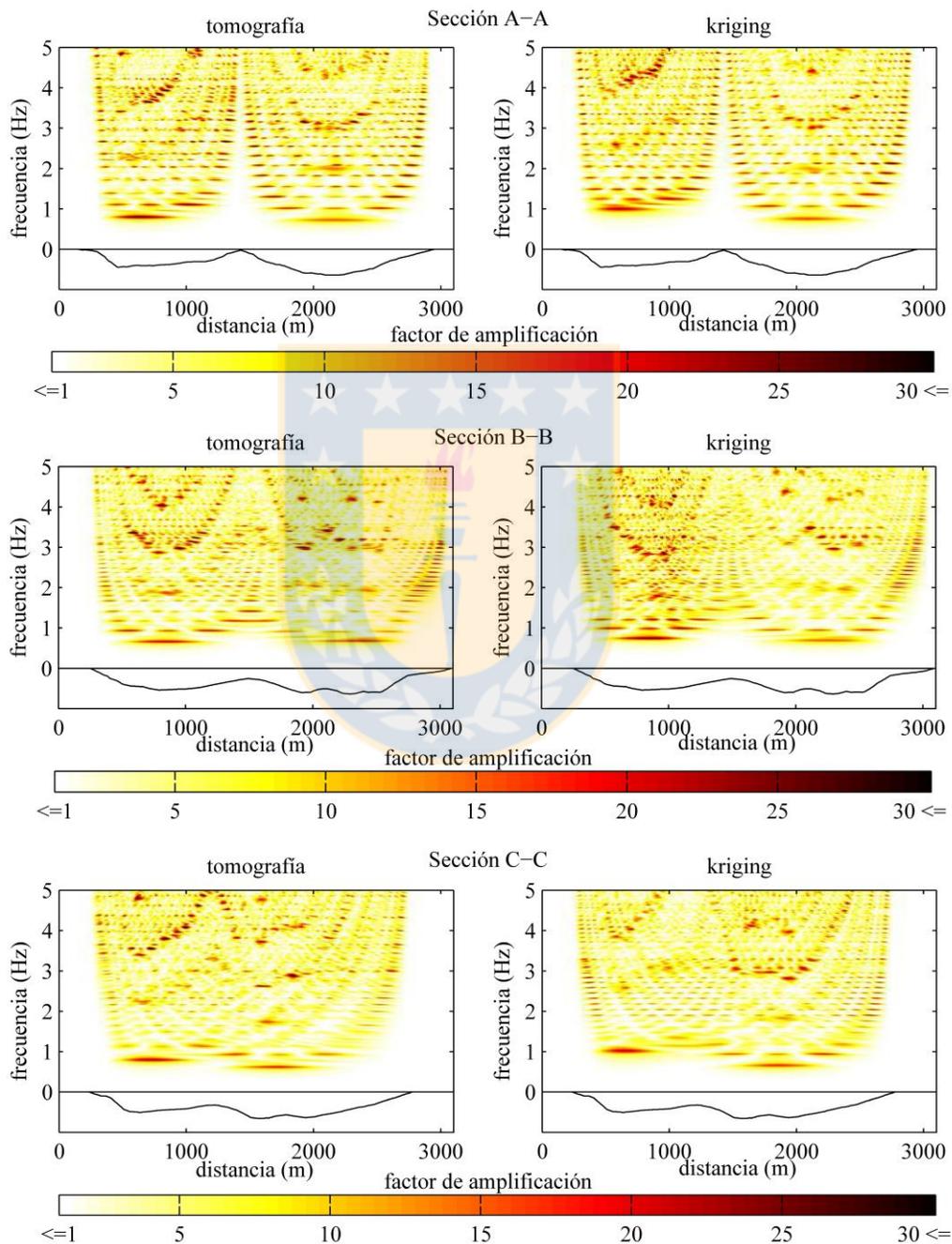


Figura 4.11 Funciones de transferencia 2D, para diferentes puntos a lo largo de la superficie de cada sección transversal y método de interpolación

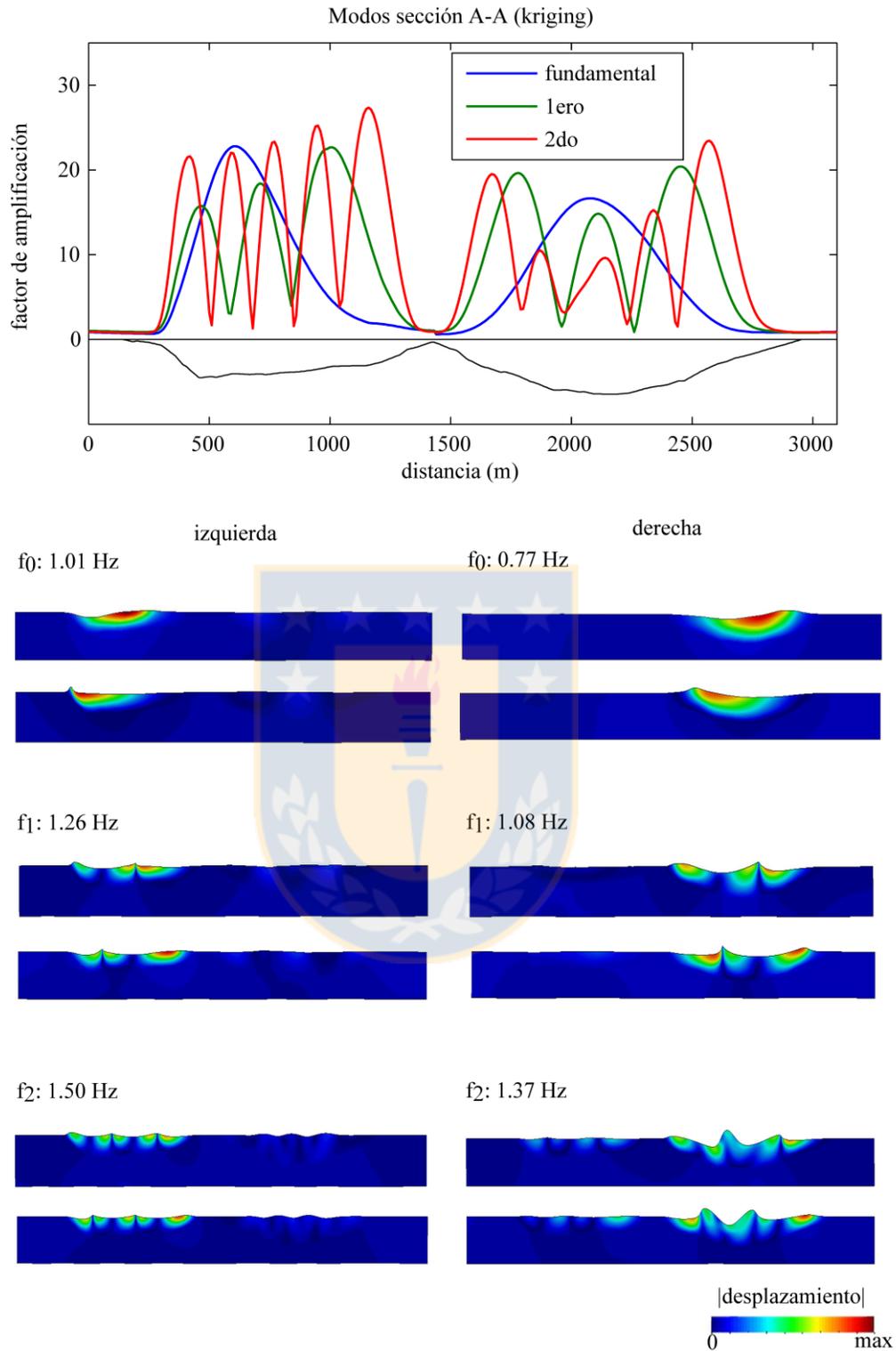


Figura 4.12 Primeros tres modos de vibrar de la sección A-A, con propiedades interpoladas mediante kriging

4.5 Simulación 2D vs. 1D

Se realizan simulaciones no lineales para los modelos 2D, comparando los resultados de diferentes puntos a lo largo de la sección con la simulación 1D en dichos sitios. Para ambos casos se utilizan elementos quad, capaces de transmitir hasta 10 Hz de frecuencia, con 10 nodos por longitud de onda mínima. Como input se utiliza el registro deconvolucionado en la estación CONC, debidamente rotado en la dirección de la sección, ie. N145E de azimut en las secciones A y B, y N120E para la C. Se calculan los factores de agravación (AGF), los que se obtienen de la siguiente ecuación.

$$AGF(T) = \frac{Sa_{2D}(T)}{Sa_{1D}(T)}, \quad (4.5)$$

donde $Sa_{2D}(T)$ y $Sa_{1D}(T)$ son los espectros de aceleraciones para un 5% de amortiguamiento crítico de las respuestas de los modelos 2D y 1D. Al ser esta variable una función del periodo T , se calcula el máximo en un rango de periodos entre 0.1-2 segundos, ya que es donde ocurren las mayores demandas y hasta donde los modelos son capaces de predecir con mayor exactitud.

En la Figura 4.13 se puede observar que gran parte de los máximos AGF se ubican en las partes más profundas de la cuenca, donde los valores máximos para cada sección alcanzan valores cercanos al 2.5, siendo el máximo de 2.7 en la sección A. Además, no hay ningún valor bajo uno, esto quiere decir que casi todos los puntos de la cuenca presentan algún tipo de subestimación de la demanda del espectro de respuesta, esto no solo ocurre para los periodos de demandas mayores, sino que también diferencias en demandas menores, las que pueden deberse a los modos adicionales que se incluyen en una simulación 2D, cuya función de transferencia excita frecuencias que no son tomadas en cuenta por la 1D.

En la Figura 4.14 se puede observar que la forma del espectro no cambia mucho entre las simulaciones 1D y 2D. Sin embargo, hay muchos periodos en que los *peak* de demanda 1D son altamente amplificados por el 2D, esto se provoca tanto en periodos altos ($T > 1$ seg.), donde las simulaciones 1D subestiman bastante el factor de amplificación de la frecuencia fundamental en las partes más profundas, como en periodos bajos ($T < 1$ seg.), causada probablemente por los

modos superiores de distinta frecuencia y amplitud de resonancia en la simulación 2D, en comparación a una 1D.

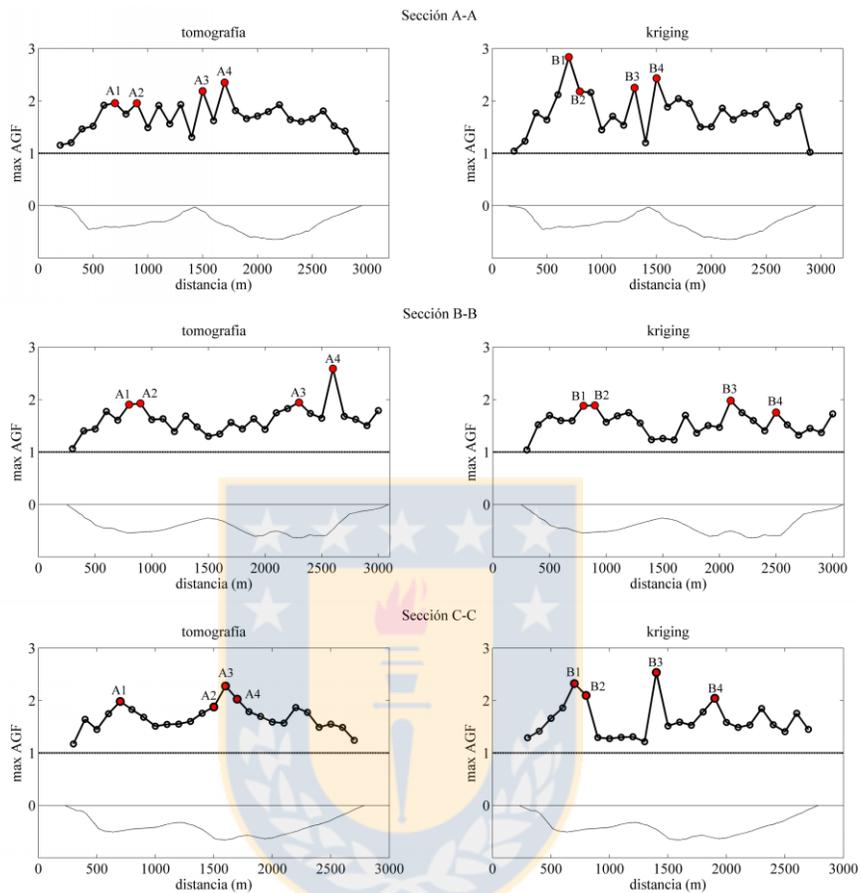


Figura 4.13 Máximo AGF en un rango de periodos de 0.1 a 2 segundos, en cada sección y método de interpolación. Se señalan los cuatro mayores máximos AGF

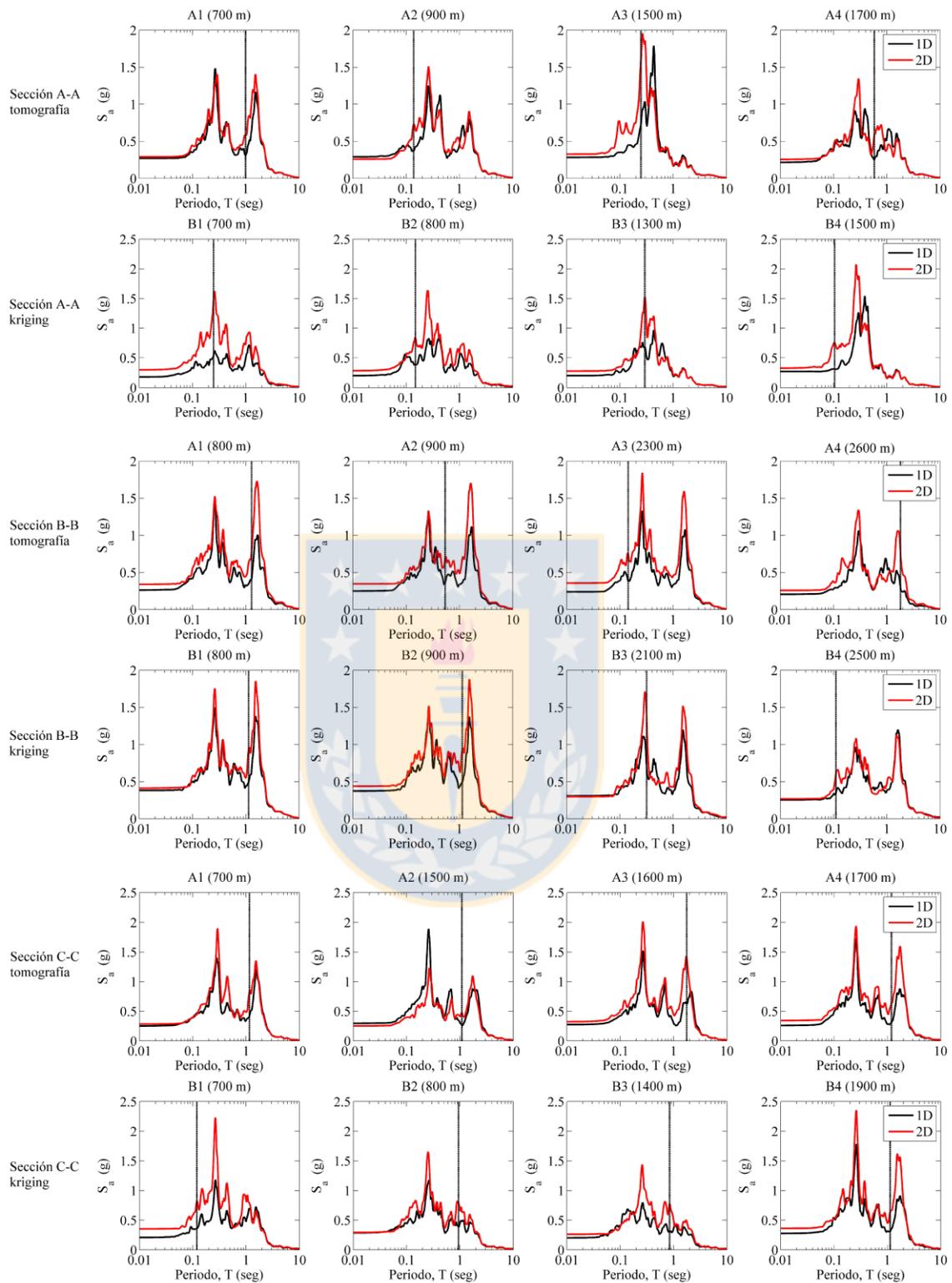


Figura 4.14 Espectros para las respuestas 2D y 1D, de los cuatro mayores máximos AGF. La línea vertical indica el periodo en el cual ocurre

Además del factor de agravación (AGF) como parámetro de la capacidad de predicción de la simulación 1D, se calculan las razones de *peak ground acceleration* (máxima aceleración superficial; PGA por sus sigla en inglés) y *peak ground velocity* (máxima velocidad superficial; PGV por sus siglas en inglés) entre las simulaciones 2D y 1D, tal como se observa en la Figura 4.15, la razón de PGA alcanza un valor máximo cercano a 1.7 en la sección C y la razón de PGV hasta 1.5 en la sección B. El PGA está relacionado con la demanda en alta frecuencia, mientras que el PGV en baja, esto tiene que ver en la variabilidad que tenga espacialmente, ya que, las longitudes de onda corta que poseen las altas frecuencias son afectadas mayormente por las heterogeneidades de la cuenca, mientras que el PGV, estando asociado a baja frecuencia y por ende a longitudes de onda larga, no es una variable tan sensible a las heterogeneidades. Este efecto se observa a medida que los sitios están más próximos donde hay disminuciones de profundidad al basamento, como es el caso de la sección A (ver Figura 4.15).

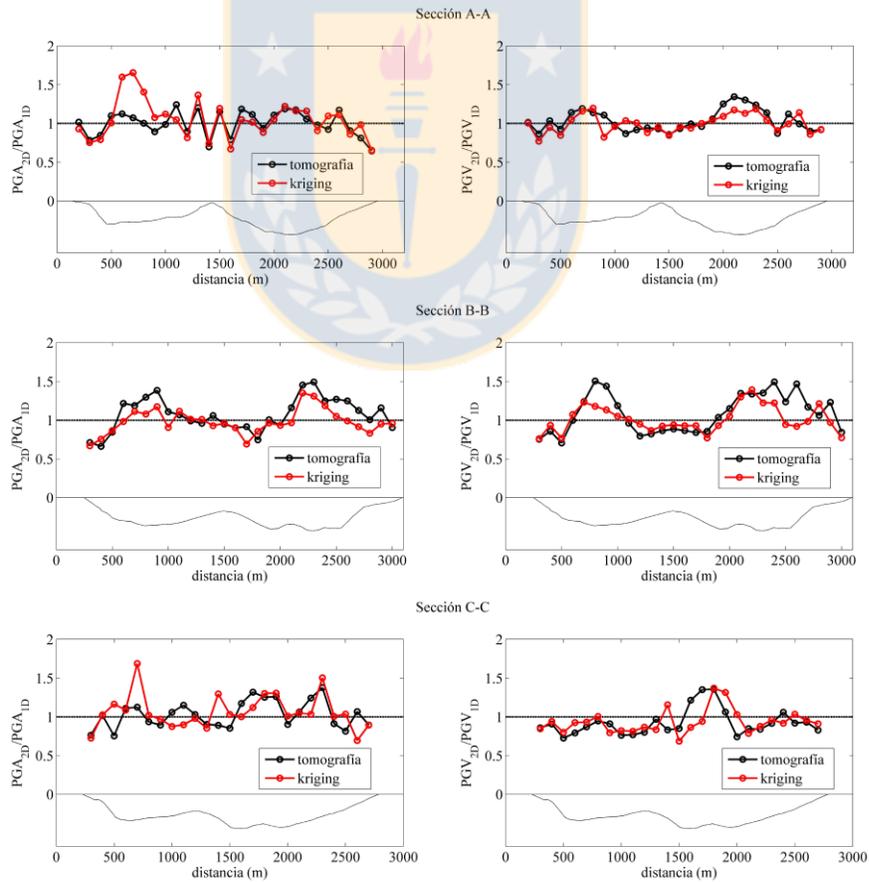


Figura 4.15 Razones entre las demandas de PGA (izquierda) y de PGV (derecha) entre las respuestas de las simulaciones 2D y 1D

4.6 Posibles efectos 3D

El modelo 3D de la cuenca consiste en un volumen de aproximadamente 10 km² de área en planta y 200 m de profundidad. Para subdividirlo se utiliza una malla cartesiana de elementos *brick* de 35x35x7 m, donde la menor dimensión subdivide la dirección vertical. Esto permite transmitir el rango de frecuencias hasta 1 Hz y una apropiada resolución de las variaciones de la profundidad al basamento. Las propiedades del sedimento se interpolan mediante *kriging* y se asume un comportamiento elástico lineal al igual que en la roca.

Se calculan las funciones de transferencia frente a un pulso de Ricker, de similares características que el utilizado en la simulación 2D. Se analizan dos direcciones perpendiculares por separado, una polarizando el pulso en la dirección N00E y otra en la dirección N90E. Esto permite evaluar de qué manera afectan las heterogeneidades laterales en cada dirección.

Según se muestra en la Figura 4.16, hay una fuerte amplificación en la dirección N90E, la que ocurre para una frecuencia cercana a los 0.9 Hz, esta amplificación es además variable azimutalmente, ya que disminuye en la dirección perpendicular (ie. N00E), cambiando también la frecuencia para la cual ocurre.

Asimismo, se realizó una comparación entre el comportamiento elástico de las simulaciones 2D y 3D mediante los factores de amplificación máximo de frecuencias inferiores a 1 Hz, esto da una idea de si al realizar una simulación no lineal 2D estará cercano a la de una 3D, al menos la respuesta en bajas frecuencias. Según la Figura 4.17, se muestra que la sección A-A tiene un comportamiento similar entre los modelos de variabilidad 2D y 3D. Por otra parte, en la sección B-B se tiene que el factor de amplificación se subestima bastante en las partes más profundas al utilizar un modelo 2D en lugar del 3D, por lo que se espera que este comportamiento se vea reflejado en la demanda sísmica, particularmente en periodos altos. Finalmente, el modelo 2D de la sección C-C posee un buen comportamiento en la mayoría de los puntos a lo largo de esta, a excepción de los ubicados en las cotas horizontales entre 1500 y 2200 m, para los cuales el modelo 3D amplifica de manera significativa la señal sísmica en baja frecuencia, por lo que se esperaría una subestimación del modelo 2D con respecto al 3D al realizar una simulación no lineal en estos puntos.

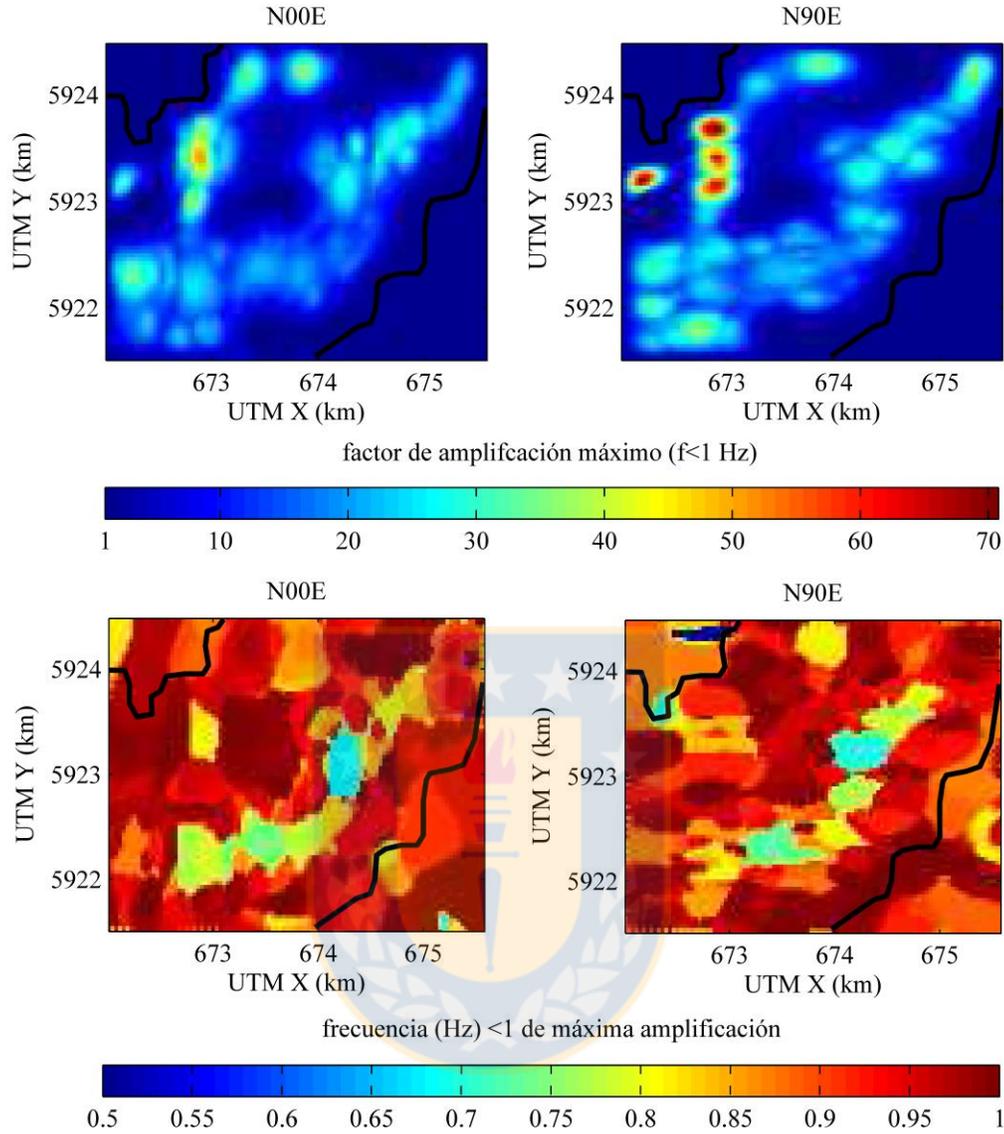


Figura 4.16 Amplificación máxima (arriba) y frecuencias para las cuales ocurre (abajo), en un rango de 0-1 (Hz) para el modelo 3D. La línea negra indica el borde de la cuenca

4.7 Conclusiones

Las simulaciones elásticas 2D y 3D son indicadores de que el modelo 1D puede subestimar la demanda en algunas frecuencias, particularmente en la fundamental en cada sitio. Las mayores diferencias se encuentran en las zonas más profundas de la cuenca, donde también ocurre la mayor parte del daño concentrado producto del terremoto del Maule, 27F 2010 (Mw 8.8). Las

simulaciones no lineales 2D y 1D avalan esto, con mayores demandas de aceleraciones espectrales, PGA y PGV, comportamiento que podría reproducirse también para un modelo no lineal 3D. En síntesis, se debe ser criterioso al utilizar un tipo de modelo en la simulación de propagación de ondas, particularmente en donde la respuesta elástica del modelo más sencillo esté subestimada en comparación con los modelos más completos.

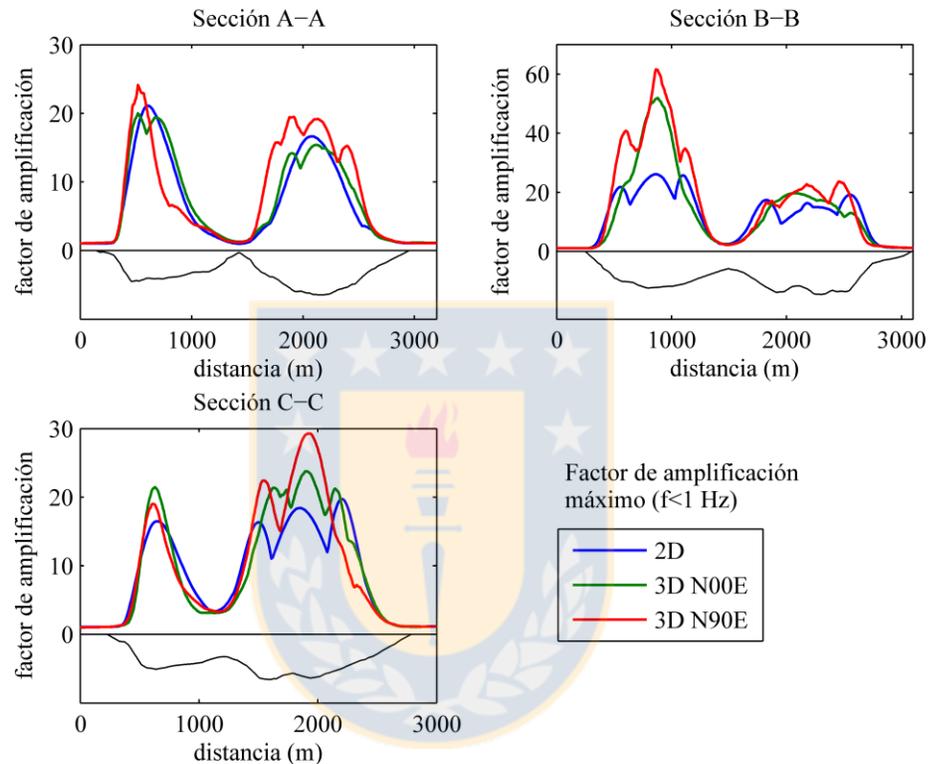


Figura 4.17 Factor de amplificación máximo de frecuencias inferiores a 1 Hz, comparación entre simulaciones 2D y 3D

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

Los modos de vibrar que toman en consideración la forma del basamento rocoso generan patrones de amplificación mucho más complejos que la simulación 1D tradicional. A medida que la frecuencia de resonancia es mayor, más variable es espacialmente la amplificación, habiendo puntos de baja amplitud donde la fase se invierte. Hay subestimaciones de demanda sísmica por parte del modelo 1D mayormente en las parte más profundas de la cuenca, las que según Montalva et al. (2016) se concentraron mayores daños producto del terremoto de Maule, 27F 2010. La subestimación del modelo 1D se debe principalmente al menor factor de amplificación de la frecuencia fundamental y modos de vibración adicionales, efectos que se acrecientan a medida que el sitio es más profundo. Por otra parte, los modos de vibrar poseen una componente de compresión, propia de la propagación de ondas superficiales del tipo Rayleigh, la energía que se transmite de este modo tiene una menor atenuación producto de la no linealidad, comparado con la simulación 1D que sólo transmite ondas de corte unidireccionales.

La simulación 1D posee algunas deficiencias, pero debido a su simplicidad es la que mayormente se utiliza en la práctica, por lo que se sugiere tomar precauciones adicionales en aquellos sitios donde se observan subestimaciones importantes de la respuesta con respecto a las simulaciones más complejas, que incluyen un modelo de variabilidad 2D y 3D en las propiedades, y que debieran ser más realistas. El AGF alcanza un valor máximo de 2.8, mientras que las razones de PGA y PGV alcanzan los 1.7 y 1.5 respectivamente, datos que pueden ser útiles en los estudios de peligro sísmico o de posibles microzonificaciones a futuro, particularmente en terremotos que generen un nivel de demanda similar al ocurrido el 27F.

La hipótesis es aceptada, dado que la incertidumbre causada por una modelación 1D de las propiedades del suelo y la posterior simulación de la demanda sísmica superficial, puede llegar a estimaciones que tienden a ser inferiores que la que incluye un modelo de variabilidad más complejo, tales como el 2D y 3D. Esto demuestra que para la cuenca en la que se encuentra la comuna de Concepción, es muy útil cuantificar esta incertidumbre de manera probabilística, dependiente de variables como la profundidad del sedimento y el periodo en el caso de espectros. Sin embargo, esto último escapa de los alcances de esta investigación, pero es a donde se busca

apuntar en trabajos futuros.

5.1 Líneas futuras de investigación

Como líneas futuras de investigación se propone aplicar una simulación que incluya la no linealidad 3D para reproducir las diferencias en la demanda sísmica, más que sólo la amplificación elástica. También, la reproducción de un modelo de falla finita para el terremoto estudiado y comparar la respuesta con la del registro en la estación CONC, si las diferencias entre lo registrado y lo simulado fueran mínimas, se tendría un modelo 3D validado y con menor incertidumbre en la predicción de la demanda sísmica.

Con respecto a la caracterización de las propiedades del suelo, se podría aplicar la misma metodología para otro tipo de mediciones que entreguen una estimación más continua del V_s o de otra propiedad, que permitan caracterizar la variabilidad tanto de propiedades elásticas como las que se relacionen con la no linealidad.

Finalmente, caracterizar estadísticamente la incertidumbre en la estimación de la demanda sísmica superficial por parte del modelo 1D, en función de las diferencias con modelaciones más complejas que sí incluyan el efecto de cuenca, tales como modelos 2D y 3D.

REFERENCIAS

Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special references to microtremors. **Bulletin of the Earthquake Research Institute. 35.** 416-456.

Aki, K., y P.G. Richards (2009) **Quantitative Seismology**. Segunda edición. University Science Books. Sausalito.

Assimaki, D., C. Ledezma, G. Montalva, A. Tassara, G. Mylonakis y R. Boroschek (2012) Site effects and damage patterns. **Earthquake Spectra. 28.** 55-74.

Bard, P.Y., y M. Bouchon (1985) The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. **Bulletin of the Seismological Society of America. 75(2).** 519-541.

Bard, P.Y., y J.C. Gariel (1986) The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients. **Bulletin of the Seismological Society of America. 76(2).** 343-346.

Bard, P.Y., y F. J. Chávez-García (1993) On the decoupling of surficial sediments from surrounding geology at Mexico city. **Bulletin of the Seismological Society of America. 83(6).** 1979-1991.

Boroschek, R., P. Soto y R. León (2010) Registros del terremoto del Maule Mw=8.8 27 de Febrero de 2010. **Informe RENADIC 10/05 Rev. 2.** Universidad de Chile, Octubre.

Chávez-García, F.J., y Bard P.Y. (1994) Site effects in Mexico city eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 13.** 229-247.

Chávez-García, F.J., W.R. Stephenson y M. Rodríguez (1999) Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D versus 2D site effects.

Bulletin of the Seismological Society of America. 89(3). 718-732.

Chávez-García, F.J. y E. Faccioli (2000) Complex site effects and building codes: making the leap. **Journal of Seismology. 4(1).** 23-40.

Chávez-García, F.J. (2003) Site effects in Parkway basin: comparison between observation and 3-D modelling. **Geophysical Journal International. 154.** 633.646.

Fenton, G.A. y D. V. Griffiths (2008). **Risk Assessment in Geotechnical Engineering.** John Wiley & Sons. Hoboken, New Jersey.

Foti, S., C.G. Lai, G.J. Rix y C. Strobbia (2014) **Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization.** CRC Press. Boca Raton.

Frankel, A., W. Stephenson y D. Carver (2009) Sedimentary basin effects in Seattle, Washington: ground-motion observation and 3D simulation. **Bulletin of the Seismological Society of America. 99(3).** 1579-1611.

Galli, C. (1967) **Geología urbana y suelos de fundación de Concepción y Talcahuano.** Informe final del proyecto de investigación N°75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción. 248p.

Gao, H.L., P.M. Davis y L. Knopoff (1996) Localized amplification of seismic waves and correlation with damage due to the Northridge earthquake: evidence for focusing in Santa Monica. **Bulletin of the Seismological Society of America. 86(1B).** S209-S230.

Gilbert, F., y G.E. Backus (1966) Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. **Geophysics. 31.** 326-332.

Goovaerts, P. (1997). **Geostatistics for Natural Resources Evaluation.** Oxford University Press. New York.

Graves, R.W., A. Pitarka y P.G. Somerville (1998) Ground-motion amplification in the Santa Monica area: effects of shallow basin-edge structure. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **88(5)**. 1224-1242.

Khanbabazadeh, H., y R. Iyisan (2014) A numerical study on the 2D behavior of clayey basins. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**. **66**. 31-41.

Konno, K. y T. Ohmachi (1998). Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **88(1)**. 228-241.

Kramer, S. L. (1996). **Geotechnical Earthquake Engineering**. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. USA.

Lysmer, J., y R. L. Kuhlemeyer (1969) Finite dynamic model for infinite media. **Journal of the Engineering Mechanics Division**. **95(4)**. 859-877.

Makra, K., F. J. Chávez-García, D.G. Raptakis y K.D. Pitilakis (2005) Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications of complex site effects. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**. **25**. 303-315.

Makra, K. y F. J. Chávez-García (2016) Site effects in 3D basins using 1D and 2D models: an evaluation of the differences based on simulations of the seismic response of Euroseistest. **Bulletin of Earthquake Engineering**. **14(4)**. 1177-1194.

Manakou, M.V., D.G. Raptakis, F.J. Chávez-García, P.I. Apostolidis y K.D. Pitilakis (2010) 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**. **30**. 1198-1211.

Mardones, M. y C. Vidal (2001) La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo

geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. **EURE**. 27(81). 97-122.

Midorikawa, S., H. Yamanaka, K. Chimoto, R. Riddell, H. Miura y K. Saguchi (2014) Evaluation of site effects on strong-motion records in Concepción during the 2010 Maule, Chile, earthquake. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **104(5)**. 2503-2511.

Montalva, G.A., F.J. Chávez-García, A. Tassara y D.M. Jara (2016) Site effects and building damage characterization in Concepción after the Mw 8.8 Maule earthquake. **Earthquake Spectra**. **32(3)**. 1469-1488.

Nazarian, S. y K.H. Stokoe (1984). *In situ* shear wave velocities from spectral analysis of surface waves. **Proceedings 8th Conference on Earthquake Engineering**. San Francisco. USA. Julio.

Olsen, K.B. (2000) Site amplification in the Los Angeles basin from three-dimensional modeling of ground motion. **Bulletin of the Seismological Society of America**. 90(6B). S77-S94.

Piatti, C., S. Foti, L.V. Socco y D. Boiero (2013) Building 3D shear-wave velocity models using surface waves testing: the Tarcento basin case history. **Bulletin of the Seismological Society of America**. **103(2A)**. 1038-1047.

Pilz, M., S. Parolai, M. Stupazzini y R. Paolucci (2011) Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. **Geophysical Journal International**. 187. 929-945.

Riga E., K. Makra y K. Pitilakis (2016) Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: A code-oriented parametric study. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**. **91**. 116-132.

Schnabel, P.B., J. Lysmer, y H.B. Seed (1972) SHAKE: A Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Report No. **EERC 72(12)**. University of California,

Berkeley.

Semblat, J.F., M. Kham, E. Parara, P.Y. Bard, K. Pitilakis, K. Makra y D. Raptakis (2005) Seismic wave amplification: basin geometry vs soil layering. **Soil Dynamics and Earthquake Engineering**, **25**. 529-538.

Sokolnikoff, I.S. (1956) **The Mathematical Theory of Elasticity**. Segunda edición. McGraw-Hill. New York.

Thompson, E.M., L.G. Baise, R.E. Kayen y B.B. Guzina (2009) Impediments to predicting site response: seismic property estimation and modeling simplifications. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **99(5)**. 2927-2949.

UC (2013) **OPENSEES. Versión 2.4.4**. University of California. Berkeley.

UI (2016) **DEEPSOIL. Versión 6.0**. University of Illinois. Urbana-Champaign.

Vivallos, J., P. Ramírez, y A. Fonseca (2010) **Microzonificación Sísmica de la Ciudad de Concepción, Región del Biobío**. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 12. 3 mapas en una hoja escala 1:20.000. Santiago.

Wathelet, M. (2005) **GEOPSY Geophysical Signal Database for Noise Array Processing. Versión 2.9.0**. Software, LGIT. Grenoble. Francia.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. **Geophysical Research Letters**, **35**. L09301.

Yang, Z., A. Elgamal y E. Parra (2003) Computational model for cyclic mobility and associated shear deformation. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, **129(12)**. 1119-1127.

Zienkiewicz, O.C., N. Bicanic y F. Q. Shen (1989) Earthquake input definition and the transmitting boundary conditions. **Advances in Computational Nonlinear Mechanics**. 300. 109-138.

Zienkiewicz, O.C., R.L. Taylor y D.D. Fox (2014). **The Finite Element Method for Solid and Structural Mechanics**. Séptima edición. Butterworth-Heinemann. Oxford.



