



**Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica**

Habilitación Profesional

“Uso de Datos de Topografía Satelital para el Estudio de Parámetros Sísmicos”

Rodrigo Esteban José Villegas Daroch

**Profesor Guía
Matthew Robert Miller**

**Trabajo de Titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el grado de
Geofísico.**

**Concepción - Chile
Marzo, 2018**



Habilitación Profesional

“Uso de Datos de Topografía Satelital para el Estudio de Parámetros Sísmicos”

Rodrigo Esteban José Villegas Daroch

**Profesor Guía
Matthew Robert Miller**

**Concepción - Chile
22 de marzo de 2018**

**© 2018, Rodrigo Villegas Daroch
Derechos de autor**

Agradecimientos

Quiero primero que todo agradecer a mi linda esposa Romina, quien estuvo siempre preocupada de mi, de regalónearme mientras estaba trabajando en mi tesis, quien me acompañó en este proceso desvelándose lo que más podía a pesar del sueño.

Quiero también agradecer a todos los profesores que participaron de mi formación y en particular a los profesores Dante Figueroa, Rodrigo Abarca y principalmente al profesor Matt Miller, quien nos apoyó mucho a mi junto a mi esposa y tuvo una paciencia infinita esperando esta tesis. Además, quiero agradecer la presencia y consideración del profesor Gonzalo Montalva para estar presente en la comisión de mi tesis.

También agradezco a mis padres y hermanos, quienes siempre han creído en mi y nunca han dejado de preocuparse y apoyarme luego de haber partido del hogar. En ese sentido quiero también agradecer a mis suegritos, quienes han sido como mis segundos padres y siempre estuvieron presentes en este proceso apoyando también de muchas formas.

A mis amigos que siempre han estado ahí con una palabra de aliento, siempre atentos y Diego Rojas, quien se ha portado un 7 todo el tiempo que llevamos trabajando juntos en CrossFit Concepción, siempre con la mejor disposición y con todo su aliento y apoyo cuando lo he necesitado para sacar esta etapa de mi vida adelante.

Quiero también agradecer al Proyecto Fondecyt 11130355 por apoyar el desarrollo de este trabajo.

Finalmente quiero dar las mayores gracias a Dios, ya que en toda mi vida el nunca ha flaqueado y me ha dado las fuerzas para llegar hasta aquí. Darle las gracias por todas las grandes bendiciones que han llegado a mi vida este último tiempo, partiendo por mi gran esposa.

Tabla de contenidos

Resumen	VIII
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del Problema	1
1.1.1. Hipótesis	2
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo General	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
1.3. Contenidos.	4
1.3.1. Capítulo II: Marco Teórico	4
1.3.2. Capítulo III: Metodología	4
Adquisición de la base de datos	4
Plan de procesamiento de los datos	4
1.3.3. Capítulo IV: Resultados y discusión	5
1.3.4. Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones	5
2. Marco Teórico	6
2.1. Sismicidad y Propagación de la onda	6
2.2. Respuesta Sísmica del Suelo.	6
2.2.1. Factores de influencia de la respuesta sísmica.	8
Fuente sísmica.	8
Efecto de Trayectoria.	10
Efecto local o de sitio	12
Propiedades dinámicas.	14
Amplificación superficial.	15
2.2.2. V_{s30} .	16
2.3. Modelos Digital de Elevación (DEM) y su uso en el estudio de Amplificación Sísmica.	18
2.3.1. Geomorfología.	18
2.3.2. Modelos Digitales de Elevación (DEM).	19
Bases de datos disponibles y de libre acceso	19
2.3.3. Índice de Multiresolución para la Llanura del fondo del valle (MRVBF).	21
Metodología del Índice MRVBF	21
2.3.4. Determinación del V_{s30} a partir de datos topográficos.	25

3. Metodología	27
3.1. Base de Datos	27
3.1.1. Descripción de los Sitios de Interés y Manipulación Previa.	28
3.1.2. Validación del uso de los DEMs de libre acceso para el cálculo del índice MRVBF.	29
3.2. Procesamiento de los datos	34
3.2.1. Cálculo del V_{s30} topográfico.	34
3.2.2. Cálculo de los índices MRVBF y MRRTF.	38
4. Resultados y Discusión	41
4.1. Mapas Topográficos de MRVBF, MRRTF, Choropleth Bivariado y V_{s30}	41
4.1.1. Primera zona de estudio, Concepción Centro	41
Análisis según regiones seleccionadas	41
4.1.2. Segunda zona de estudio, Provincia de Santiago	48
Análisis según regiones seleccionadas.	51
4.1.3. Tercera zona de estudio, Ciudad de México	53
4.1.4. Correlaciones	55
Relación entre efectos de sitio y mapas topográficos de V_{s30} y MRVBF.	55
Correlaciones con parámetros sísmicos medidos.	55
Correlaciones entre diferencias de V_{s30} topográfico y el V_{s30} medido versus PGA e índices de multiresolución.	57
5. Conclusiones y recomendaciones	62
5.1. En la generación de mapas topográficos.	62
5.1.1. Mapas de V_{s30} topográfico.	62
5.1.2. Índices MRVBF, MRRTF y Mapa choropleth bivariado.	62
5.2. Recomendaciones y proyecciones.	63
Bibliografía	65

Índice de tablas

2.1. En la parte izquierda de esta tabla se encuentra la clasificación de V_{s30} del Consejo de Seguridad Sísmica de Construcción (BSSC, 1995) y a la derecha los valores subdivididos por Wald y Allen (2007).	26
2.2. En esta tabla se presentan las correlaciones entre los rangos de V_{s30} y el rango de gradiente (m/m) asociado, calculadas por Allen y Wald (2009), para zonas tectónicamente activas y zonas continentales estables.	26
3.1. La siguiente tabla ilustra algunas resoluciones espaciales típicas de los diferentes mapas topográficos en el ecuador (latitud 0), la cual aumenta hacia los polos. Esta tabla nos permite relacionar la unidad geográfica en arco segundos con la unidad UTM en metros.	28
4.1. Correlaciones entre los parámetros topográficos y el PGA obtenido para 82 estaciones pertenecientes a la red IMAD.	55
4.2. Correlaciones entre los parámetros topográficos y el PGA obtenido para un conjunto de estaciones ubicados en la zona más céntrica de la Región Metropolitana situadas relativamente cercanas entre sí.	56
4.3. Tabla de parámetros de interés para el conjunto de estaciones ubicados en la zona más céntrica de la Región Metropolitana situadas relativamente cercanas entre sí. . .	61

Índice de Ilustraciones

2.1. Evolución en el tiempo de un sitio afectado por una falla transcurrente, evidencia del rebote elástico	8
2.2. Redistribución de la energía dispersada sobre una esfera de radio creciente en el tiempo.	11
2.3. Esparcimiento o scattering	12
2.4. Evidencia del efecto de sitio en diversos rangos espaciales producto del terremoto de Maule 8.8 del 2010.	13
2.5. Efecto del coeficiente de amortiguamiento sobre las ondas, obtenido del informe técnico “Amortiguamiento: Clasificación y métodos de determinación” (Cossolino y Pereira, 2010).	14
2.6. Clasificación de la posición topográfica de las formas del terreno según Speight (1990). Fuente: (Sanchez y otros, 2009).	19
2.7. Características de los 3 sistemas de sensores de ASTER ((Abrams y otros, 2002)).	20
2.8. Primera etapa del algoritmo para determinar el índice MRVBF usando como base los modelos digitales de elevación $DEM_{1,1}$ y $DEM_{2,2}$, ambos idénticos y correspondientes al DEM original.	22
2.9. Segunda etapa del algoritmo para determinar el índice MRVBF realizando variaciones del nivel de generalización (escala) y del tamaño de la celda de trabajo (resolución) del DEM original.	23
2.10. Correlaciones entre V_{s30} medido y pendiente topográfica realizadas por Wald y Allen (2007) en lugares con carácter tectónico activo A y continental estable B	25
3.1. Diagrama de la manipulación previa utilizada para los DEMs en este trabajo.	29
3.2. La prueba se realizó con las topografías de 1, 3 y 30 arco-segundos con el fin de observar el procesamiento y la base de datos que mejor representaran los resultados a lo largo de este trabajo.	30
3.3. a) DEM con resolución espacial de 1 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Elipses cafés muestran las diferencias en los resultados usando base de datos de distintas dimensiones (misma figura) mientras que las celestes muestran la diferencia entre la continuidad de los resultados para las distintas resoluciones del DEM (Figuras 3.4 y 3.5.	31
3.4. a) DEM con resolución espacial de 3 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Las elipses están explicadas en la figura 3.3.	32
3.5. a) DEM con resolución espacial de 30 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Las elipses están explicadas en la figura 3.3.	33

3.6. Índice calculado usando un DEM con resolución espacial de 25 metros en los alrededores del arroyo Kyeamba, Australia (Gallant y Dowling (2003)).	34
3.7. En la imagen se muestra el modelo de elevación digital de 3 arcosegundos (izquierda) y el mapa de pendientes topográficas obtenidas usando GMT.	35
3.8. Gráfico creado en matlab utilizando valores de correlación propuestos por Wald y Allen (2007) y Allen y Wald (2009).	35
3.9. Mapa de V_{s30} topográfico obtenido para el DEM de 3 arcosegundos de resolución para la región del Maule, Chile.	36
3.10. Diagrama de flujo del procedimiento utilizado para determinar el V_{s30} topográfico.	37
3.11. Gráfico que muestra la relación entre el umbral inicial para la pendiente y la resolución del modelo de elevaciones a utilizar.	38
3.12. Diagrama de flujo del procedimiento utilizado para determinar los índices MRVBF y MRRTF.	39
3.13. Interfaz del software SAGA GIS para definir los parámetros iniciales para determinar los índices MRVBF y MRRTF.	40
4.1. Mapas de los índices MRVBF y MRRTF para el centro de Concepción.	42
4.2. Mapas del índice Bivariado y Modelo de Elevación Digital (DEM) para el centro de Concepción.	43
4.3. Mapas del V_{s30} Topográfico y mapa con datos de velocidad V_{s30} medidos para el centro de Concepción.	44
4.4. Resultados de Profundidad del basamento y Periodos fundamentales en el centro de Concepción, Montalva y otros (2016).	45
4.5. Mapa de daños en la ciudad de Concepción (Montalva y otros (2016)).	46
4.6. Mapa de Frecuencias fundamentales y profundidades del basamento para la cuenca de Santiago (PASTEN, 2007).	48
4.7. Valores de PGA calculados para el terremoto 8.8 Mw del Maule el 2010 (Sekiguchi y otros (2011))	49
4.8. Mapas del índice Bivariado y DEM para la cuenca de Santiago.	50
4.9. Mapas del índice Bivariado y V_{s30} para la cuenca de Santiago.	51
4.10. Mapa de V_{s30} Topográfico para la Ciudad de México.	53
4.11. Mapa Bivariado para la Ciudad de México.	53
4.12. Mapa de Microzonificación Sísmica para la Ciudad de México.	54
4.13. Mapa de Intensidades Sísmicas percibidas en Ciudad de México durante el Terremoto de México 8.2Mw del 7 de septiembre del 2017.	54
4.14. Correlaciones entre MRVBF y V_{s30} Topográfico para las estaciones de la red IMAD	55
4.15. Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por Kayen (2014). El mapa muestra una tendencia positiva seguida por la nube de datos.	57
4.16. Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por Kayen (2014). El mapa muestra la tendencia levemente negativa entre las variables.	58
4.17. Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por Kayen (2014). El mapa muestra una tendencia levemente negativa, pero no muy marcada entre las variables y menos importante que el caso que considera al índice MRRTF.	58
4.18. Conjunto de gráficos que muestran los valores del PGA (letra a), los índices MRVBF y MRRTF (letras b y c) y los V_{s30} topográficos y medidos (letra d), utilizando las estaciones consideradas por Kayen (2014)	59

4.19. Gráfico comparativo entre la diferencia de V_{s30} Topográfico y manual versus el índice MRRTF. Ambos valores fueron normalizados usando la transformación mostrada en la ecuación 4.1. 60

Resumen

La morfometría es una ciencia que sirve para caracterizar una región geográfica en función de las cualidades que esta pueda presentar, las que pueden facilitar la acumulación de sedimentos en superficie o funcionar como una zona transicional favoreciendo el transporte de sedimentos hacia zonas más bajas. En este trabajo se utilizaron índices topográficos de multiresolución tales como el MRVBF, el MRRTF y un mapa choropleth bivariado que combina los resultados de los índices antes mencionados, además, se hizo una estimación del V_{s30} en función de la topografía del lugar, la que buscó diferenciar los tipos de zonas con el fin de cuantificar las relaciones que puedan existir entre nuestros resultados y parámetros medidos en los sitios de interés, tales como V_{s30} y aceleración peak efectiva (PGA) medida en terremotos, con la motivación principal de poder caracterizar los sitios en función del riesgo sísmico asociado.

Se utilizó como área de entrenamiento al valle de Kyeamba para validar el algoritmo de cálculo de los índices mencionados, considerando modelos digitales de elevación (DEMs) de 1, 3 y 30 arco-segundos. El estudio se enfocó en el centro de la comuna de Concepción y la región Metropolitana de Chile considerando DEMs con resoluciones de 1, 3, 6 y 30 arco-segundos y en la ciudad de México considerando en este caso un DEM de 3 arco-segundos.

Los resultados muestran que el DEM de 3 arco-segundos permite obtener resultados espacialmente más continuos de los índices de multiresolución a diferencia del DEM de 1 arco-segundo, mientras que las resoluciones de los DEMs de 6 y 30 arco-segundos influyen en la pérdida considerable del detalle respecto del DEM de 3 arco-segundos.

Se muestra que el V_{s30} topográfico permite hacer una rápida primera estimación del V_{s30} real, sin embargo, este resultado presenta errores que pueden deberse al modelo de elevación utilizado. No se logran buenas correlaciones entre el V_{s30} topográfico y PGA medido para el terremoto 8.8 Mw del Maule, 2010. Por otra parte, el índice MRRTF presenta una buena correlación inversa con el PGA utilizando estaciones cercanas, mostrando una correlación del 46,8% considerando el DEM de 3 arco-segundos y del 39,8% considerando el DEM de 1 arco-segundo.

No se obtienen correlaciones relevantes entre el MRVBF o V_{s30} topográfico versus el índice de efecto de sitio, pero si entre el índice MRVBF y el V_{s30} topográfico, la cual es inversa y con un valor del 65,31%. Se observa para estaciones cercanas una relación directa entre los rangos de PGA con el índice bivariado considerando el DEM de 3 arco-segundos, la cual no existe con índices MRVBF y MRRTF independientemente. Finalmente, con el fin de mejorar las estimaciones del V_{s30} se propone la incorporación del índice MRRTF como un buen factor de compensación, sin embargo, es necesario definir una función que permita mejorar esta estimación sin perder precisión en las estaciones cuya estimación actual ya es buena.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del Problema

En la actualidad, el uso de la información recopilada mediante sistemas de percepción remota, tales como las misiones satelitales, es cada vez más frecuente gracias a que nos permite realizar estudios en regiones de difícil acceso donde se carece de registros o información medida en el lugar.

La dificultad para determinar la respuesta sísmica en lugares donde no existen redes de adquisición de datos sísmicos o donde no se espera la ocurrencia de un evento sísmico frecuentemente exponen a la población a vivir en condiciones de riesgo incalculables frente a cualquier amenaza sísmica inesperada.

Este trabajo busca en primera instancia, involucrarse en la evaluación de la amplificación sísmica del suelo aplicando métodos no muy utilizados en la actualidad, que se basan en el análisis de modelos digitales de elevación para la caracterización de regiones, que por sus condiciones topográficas podrían ser fuertemente amplificadas durante un evento sísmico. Esto debido al efecto que produce la acumulación de sedimentos sobre regiones superficiales relativamente planas respecto a sus alrededores, ya que estas se encuentran propensas a realizar este proceso de forma natural, influenciado principalmente por el relieve local.

En este mismo concepto, es que [Gallant y Dowling \(2003\)](#) diseñaron una metodología la cual permite diferenciar características topográficas del terreno, determinando los lugares que deberían presentar mayor acumulación de sedimentación.

Este estudio podría ayudar en el diseño de una zonificación basada en datos topográficos de multiresolución para caracterizar regiones más propensas al riesgo sísmico, clasificando lugares con condiciones apropiadas para la construcción de viviendas y diferenciándolos de sectores más susceptibles para recibir daños en su superficie frente a eventos de gran envergadura.

La sismología en tiempo real tiene como objetivo predecir los movimientos fuertes del suelo en el tiempo y en el dominio de las frecuencias [Perez y otros \(2014\)](#), con el fin de mejorar la alerta temprana frente a eventos sísmicos. En este sentido nacen los Shakemaps, como “una aplicación que muestra la distribución geográfica de la sacudida del suelo inmediatamente después de ocurrido un evento sísmico” [Perez y otros \(2014\)](#), las cuales utilizan como base de dato leyes de atenuación que

no siempre logran estimar bien el efecto de sitio local, el cual podría causar grandes amplificaciones.

En función de lo anterior es que en la actualidad resulta fundamental mejorar la fiabilidad de estas predicciones, por lo que resulta necesario buscar metodologías que permitan identificar las regiones que pueden estar más expuestas a riesgos producto del efecto de amplificación local o de sitio.

1.1.1. Hipótesis

La presencia de material sedimentario en particular tiene una gran influencia en los temas de amplificación sísmica, por lo que se espera reconocer mediante el uso de índices de multiresolución, los lugares cuya morfometría podría suponer la presencia de distintos niveles de riesgo asociado a la amplificación sísmica.

Además, se espera que la relación inversa entre las llanuras del fondo de los valles y la velocidad promedio de onda sísmica de corte en los primeros 30 metros (V_{s30}) nos permita identificar y corroborar mediante dos metodologías, Índice de Multiresolución para determinar la Llanura del fondo de los Valles (MRVBF) y el V_{s30} topográfico, las características de sitio en nuestras regiones de interés, ya que donde coexisten estos materiales ligeros y poco compactos sobre otros mucho más densos y compactos se genera un contraste de impedancia, el cual aumenta al factor de amplificación en ese lugar.

Mientras más recientes sean los depósitos significa que son menos densos y menos compactos, lo que hace más importante el factor de amplificación geométrico en el lugar, lo que debería estar asociado a valores altos del índice de multiresolución de llanuras en el fondo del valle.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

- Analizar y combinar el estudio de distintas metodologías de análisis remoto del suelo para conocer el estado actual en esta materia, las ventajas, desventajas y precisiones e imprecisiones de su uso, para finalmente determinar parámetros geométricos del suelo como el índice MRVBF y el V_{s30} topográfico y relacionarlos con el estudio del efecto de sitio o factor de amplificación local.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Adquirir datos de topografía satelital para las regiones de interés.
- Aprender a utilizar el software especializado SAGA GIS (Sistema de información Geográfico) para el tratamiento y cálculo de índices basados en datos topográficos.
- Especializarme en el uso del software GMT y de scripts en bash para el procesamiento automático y diseño de mapas utilizando bases de datos topográficas.
- Comparar el uso de topografía satelital original obtenida de la misión satelital SRTM para distintas resoluciones.
- Determinar una relación entre las condiciones topográficas y las zonas en las que existe mayor y menor riesgo de amplificación sísmica.
- Comparar y correlacionar diversos parámetros sísmicos y topográficos a modo de validación del uso de la topografía para el estudio de amplificación local.
- Proponer maneras en que se podría incorporar los resultados obtenidos en estudios de riesgo sísmico para mejorar la precisión del factor de sitio utilizado en modelos de atenuación sísmica.

1.3. Contenidos.

Este trabajo está dividido en 5 capítulos, en los cuales se describe de forma clara la problemática planteada para la realización de este trabajo, la metodología seleccionada para la evaluación del problema, la herramienta que se utilizaron para la implementación de la metodología, así como la construcción de la base de datos de los elementos de estudio y los mapas que representan a las regiones con su respectiva vulnerabilidad a eventos sísmicos. De esta forma, los capítulos de este trabajo tratan los siguientes aspectos.

1.3.1. Capítulo II: Marco Teórico

Revisar y conocer la información bibliográfica referente al efecto de la topografía en la amplificación sísmica, y la información que se puede obtener de los mapas topográficos que indirectamente pueden señalar una influencia en el estudio de la amplificación local, entre otros términos relacionados. Esto con el fin de adquirir mayor conocimiento sobre la importancia de la geomorfología superficial en los estudios sísmicos y la necesidad de considerarla como un parámetro fundamental en los modelos de atenuación sísmica.

1.3.2. Capítulo III: Metodología

Adquisición de la base de datos

- Modelos de Elevación Digital (DEM)

Modelos de elevación digital de 1, 3 y 30 arco segundos de resolución aproximadamente, pertenecientes a Australia, ubicado rodeando el valle llamado Kyeamba Creek.

Modelo de elevación digital de 1, 3, 6 y 30 arco segundos de Chile, cuyo rango espacial cubre la posición de la red de estaciones del Despliegue Internacional para las réplicas del Maule 8.8 Mw, 2010 (IMAD) (Beck y otros (2014)), red temporal que se instaló gracias al esfuerzo de colaboradores de varios países para registrar las réplicas de dicho terremoto.

Modelo de elevación digital de 3 arco-segundos de la Ciudad de México, México.

- Profundidad de la capa de suelo sedimentaria para la comuna de Concepción, Chile.

Plan de procesamiento de los datos

- Cálculo de V_{s30} estimado con datos de Topografía

Se determina el V_{s30} a partir de datos topográficos, considerando resultados para una zona tectónica activa.

- Cálculo del índice MRVBF y del índice complementario MRRTF, estimados con datos de Topografía satelital.

Se obtiene el índice de multiresolución para determinar la Llanura del fondo de los Valles (MRVBF) y el índice de multiresolución para determinar la Llanura de la parte Superior de las Crestas (MRRTF), los cuales nos van a permitir de forma conjunta diferenciar entre zonas planas y bajas o planas y altas respecto de los alrededores.

1.3.3. Capítulo IV: Resultados y discusión

- Se exponen y analizan los resultados obtenidos al aplicar las metodologías planteadas de V_{s30} topográfico y los índices de multiresolución MRVBF y MRRTF. Además, se realizan comparaciones entre los resultados obtenidos en este trabajo y parámetros sísmicos proporcionados por otros estudios (Kayen (2014), Montalva y otros (2016)).

1.3.4. Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones

- Se resaltan los principales resultados de este trabajo y se presentan algunas recomendaciones y proposiciones para mejorar las estimaciones del V_{s30} topográfico en función de la nueva metodología considerada.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Sismicidad y Propagación de la onda

Para comenzar a hablar acerca de las consecuencias de la actividad sísmica y el riesgo sísmico es necesario antes presentar la base conceptual de la sismología, la cual requiere mencionar en primera instancia los elementos principales que participan de este sistema, los cuales son: primero la fuente sísmica, luego el medio a través del cual se transmite la energía sísmica liberada por la fuente, y finalmente un receptor, quien sería capaz de percibir todo el proceso mencionado.

Hoy en día tenemos una noción bastante clara del comportamiento de nuestro planeta de forma local y global de cara a la sismología, sin embargo, como se ha mencionado anteriormente en este trabajo, hay muchas localidades donde aun no es posible llevar a cabo estudios sísmicos de forma local, ya sea por su difícil acceso, por temas de seguridad o por no tener recursos para estudiar dichas regiones, y es en esos lugares donde se desea tener también conocimiento de como es la respuesta sísmica del suelo, con el fin de poder seguir creciendo en el área de la sismología y hacer frente al riesgo sísmico, por lo que es muy necesario encontrar metodologías que nos permitan llevar a cabo esos estudios de forma remota.

En este capítulo del informe se mostrarán algunos conceptos de la sismología necesarios para comprender de forma clara la metodología utilizada en este trabajo y el posterior análisis como lo son los factores que influyen la respuesta sísmica del suelo en las distintas localidades. Además, se hablará de algunas de las ventajas del uso de modelos digitales de elevación para el estudio del efecto de sitio y se mostrarán las bases teóricas que respaldan nuestra metodología.

2.2. Respuesta Sísmica del Suelo.

Cuando ocurre un evento sísmico, la magnitud del evento y el daño provocado en las distintas localidades es diferente, dichas variaciones pueden ocurrir en diversos rango de escalas espaciales. La diferencia en los registros radica principalmente en tres factores, la fuente sísmica, la trayectoria de los rayos y el efecto local o de sitio.

Estos factores son de gran importancia, ya que su conocimiento nos permitiría evaluar de forma previa los riesgos que enfrentan las infraestructuras y la población frente a las amenazas sísmicas, sin embargo, el factor del efecto de sitio es el más importante para este estudio, ya que su caracterización

previa nos permitiría planificar previamente los usos que se le puede dar a una región en particular, ya sea para construcción de edificios, centros de recreación, entre otros, y definir los distintos procesos necesarios que deben llevarse a cabo para que tal sector sea apropiado para la construcción de viviendas o cualquier otro tipo de infraestructura si es que es descubierta su capacidad de amplificar las ondas sísmicas destructivas.

Algunos conceptos básicos en sismología

- El **hipocentro** o **foco sísmico** es un lugar puntual en espacio y tiempo en el cual se ubica el comienzo de la ruptura, este también entrega el tiempo de origen del evento sísmico.
- El **epicentro** corresponde a la proyección del foco sísmico en la superficie terrestre.
- El **corrimiento** es la mitad del desplazamiento de un lado de una falla sísmica respecto del otro.
- Las **asperidades** corresponden a las zonas con resistencia a la ruptura mucho mayor a la que ofrece el material que la rodea.
- El **área de ruptura** es la superficie que se desliza durante un terremoto.

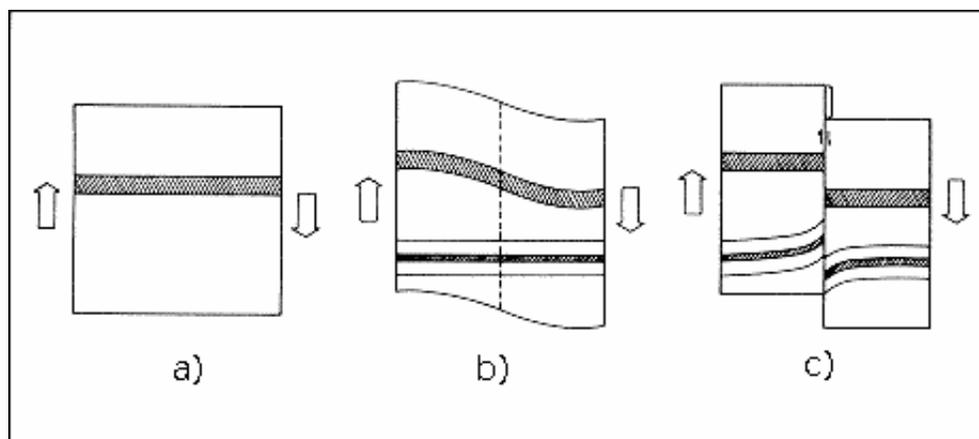


Figura 2.1: Figura obtenida de [Nava \(1998\)](#) que muestra la evolución en el tiempo de un sitio afectado por una falla transcurrente, lo que evidencia el rebote elástico. a) Sitio previo a ser afectado por las fuerzas denotadas por las flechas y sobre el un puente recto que lo cruza. b) Sitio deformado producto de las fuerzas aplicadas, lo que deforma también a la estructura, por lo que se construye un nuevo puente recto. c) Cuando el sitio no puede resistir más a los esfuerzos aplicados se fractura permanentemente, instancia en la cual el puente inicial vuelve a ser recto, pero con una discontinuidad, mientras que el nuevo puente se deforma permanentemente.

2.2.1. Factores de influencia de la respuesta sísmica.

Fuente sísmica.

La fuente sísmica es el factor que da origen y caracteriza el movimiento de la Tierra en un evento sísmico. Dicha fuente puede ser de procedencia tectónica o no.

En la práctica, las rocas pueden adquirir un comportamiento plástico al ser sometidas a fuerzas eventuales y, en primera instancia, la roca se deformará, pero en caso de que esta no pueda soportar dichas fuerzas elásticamente, se generará una falla que la romperá de forma súbita a lo largo de un plano, llamado plano de falla (ver figura 2.1). A esto se le conoce como rebote elástico ([Reid, 1910](#)).

Fuentes sísmicas generadas producto de fallas tectónicas.

Existen tres tipos de forma en la que puede fallar un cuerpo, la cual depende de los esfuerzos que actúen sobre el ([Nava, 1998](#)).

La primera forma, es la falla normal o de deslizamiento, que resulta de esfuerzos de tensión. El segundo tipo es la falla reversa o de cabalgadura, la cual ocurre cuando los esfuerzos son compresionales. El tercer tipo de falla es la falla transcurrente o de rumbo y se produce en la presencia de esfuerzos cortantes en un plano horizontal, sin ninguna componente vertical. En este caso el corrimiento es horizontal.

El último caso corresponde a una combinación de esfuerzos de tensión o compresión con esfuerzos de corte en el cual el terreno puede fallar en una forma mixta.

Patrón de radiación en las fuentes tectónicas.

El patrón de radiación de una falla representa la forma en la cual las cantidades de energía de los distintos tipos de onda radiarán en las diferentes direcciones.

La ruptura sísmica.

La energía elástica que estaba almacenada en forma de esfuerzo en las rocas deformadas es distribuida en los distintos procesos de la ruptura. Parte de esta energía sirve para romper la roca y vencer la fricción entre las dos caras de la fractura que se oponen al movimiento y otra parte queda en las rocas como un esfuerzo residual, mientras que el resto de la energía se libera en forma de ondas sísmicas. Esta es la llamada energía sísmica, la cual viaja a través de la Tierra y causa daños aun en lugares alejados de la zona de la ruptura.

En sismos de gran magnitud, la ruptura no se produce de forma instantánea, sino que se propaga en el tiempo, aparentemente, a velocidades cercanas a las ondas de cizalle (Nava, 1998). Dicha ruptura puede ser gradual y continua, la que podría generar ondas sísmicas de baja frecuencia, o bien, puede estar asociada a una sucesión de sismos más pequeños, los cuales presentarían ondas de alta frecuencia. Todo esto depende de las asperidades presentes en la zona de ruptura, las que son distintas para diferentes regiones de la Tierra.

Fuentes sísmicas que no están asociadas a fallas:

Según Nava (1998), algunas fuentes sísmicas que no están asociadas a fallas tectónicas y que en su mayoría no producen un riesgo sísmico son las siguientes:

- Fuentes de colapso, como las generadas por las erupciones volcánicas en la parte superior de algunos volcanes.
- Fuente explosiva, cuyas magnitudes pueden ir de pequeñas, como es el caso de las explosiones químicas utilizadas en la construcción, a otras bastante más importantes, asociadas a explosiones nucleares subterráneas, las que pueden generar sismos tectónicos de magnitudes intermedias.
- Fuentes volcánicas. Existen cuatro tipos de fuentes sísmicas asociadas con la actividad volcánica, las cuales se diferencian según sus magnitudes, profundidades, evolución temporal y ubicación, sin embargo, este tipo de fuente sísmica no presenta un riesgo sísmico.
- Fuentes de impacto, asociada a colisiones de meteoritos u otro tipo de elemento contundente sobre nuestro planeta. En este caso la energía liberada se transmite principalmente a la atmósfera, sin embargo, estos eventos pueden tener mayor importancia sísmica en lugares sin atmósfera, como por ejemplo, la Luna.

Efecto de Trayectoria.

El factor producido por la trayectoria que deben recorrer los rayos emitidos por una fuente sísmica puede evaluarse mediante las leyes de atenuación, que se definen como la capacidad del terreno para amortiguar el movimiento generado por las ondas sísmicas conforme éstas se alejan del foco sísmico (García, 2001).

Actualmente se sabe que mientras más lejos se encuentra el receptor del epicentro sísmico, la intensidad del movimiento disminuye, lo que se conoce como atenuación del movimiento del suelo. Por otra parte, la disminución de las amplitudes de las ondas sísmicas que aumenta a medida que crece la distancia hipocentral producto del fenómeno de atenuación se debe a tres factores fundamentales e independientes entre sí, que expresan cuantitativamente la longitud y complejidad de la trayectoria seguida por las ondas (García, 2001).

Factores que atenúan las amplitudes de las ondas sísmicas:

1. **Expansión Geométrica del frente de Onda:** Según el primer principio de la termodinámica, referente a la conservación de la energía, se puede establecer que la energía que es irradiada por ondas sísmicas producto de una fuente ubicada en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isotrópico debe conservarse. Esta energía generada de forma instantánea es dispersada sobre una superficie esférica con un radio que incrementa con el tiempo (ver figura 2.2).

La energía sísmica es dispersada sobre la superficie de una esfera, de modo que la densidad de energía (energía por unidad de área) es:

$$D(E) = \frac{E}{2\pi r^2} \quad (2.1)$$

Donde $D(E)$ corresponde a la densidad de Energía, E a la energía sísmica propiamente tal y r corresponde a la distancia hipocentral.

Podemos darnos cuenta que a medida que nos alejamos de la fuente aumenta la distancia hipocentral, por lo que la densidad de energía disminuye en función de r^{-2} , por lo que también decrecen las amplitudes del movimiento debido a que el cuadrado de amplitud es proporcional a la energía del movimiento. En este caso las amplitudes decrecen en función de r^{-1} (Reynolds, 2011).

2. **Absorción Intrínseca:** Debido a que la Tierra no es un medio perfecto elástico es que la energía elástica presente luego de un evento sísmico es absorbida o disipada por el medio en forma de calor producto de la fricción del movimiento de las partículas junto a otros mecanismos adicionales (García, 2001). El proceso exacto de como se produce esta atenuación no es conocido claramente y depende de la composición tectónica y geológica del medio, sin embargo, se sabe que este tipo de absorción decrece exponencialmente con la distancia recorrida (Reynolds, 2011).
3. **Esparcimiento o Scattering:** La dispersión de la energía incidente es evidencia de una atenuación aparente que toma lugar producto de la reflexión, la refracción y la difracción de las ondas sísmicas (Reynolds, 2011). Esta atenuación se debe a la anisotropía del medio y a su

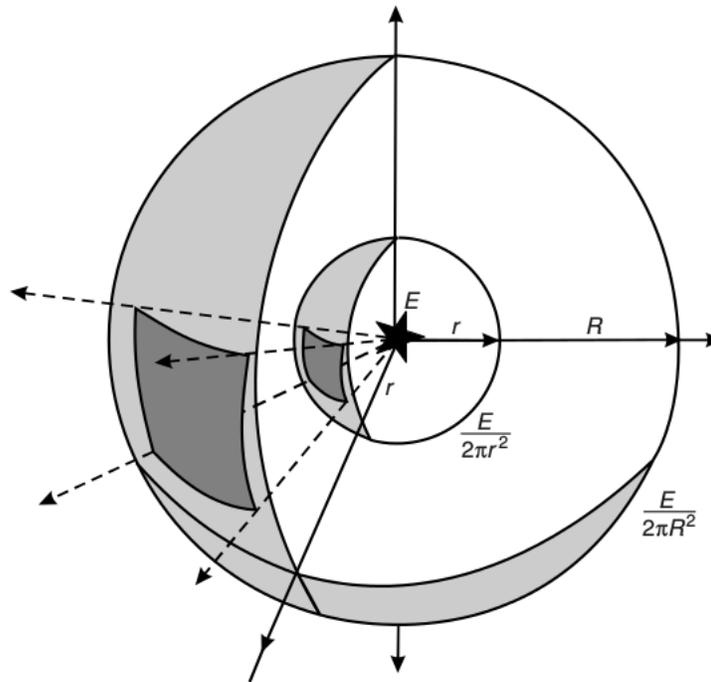


Figura 2.2: Redistribución de la energía dispersada sobre una esfera de radio creciente en el tiempo. (Reynolds, 2011).

heterogeneidad, siendo esta última característica del medio la que da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias y que a medida que estas se propagan pueden interferir entre ellas mismas, lo que se conoce como el principio de Huygens (García, 2001).

La relación entre la dimensión característica de una heterogeneidad del medio (α) y la longitud de la onda incidente (λ) es un factor clave para evaluar el esparcimiento producido (ver figura 2.3), sin embargo, los máximos efectos de esparcimiento se pueden observar cuando ambas características son de un tamaño similar.

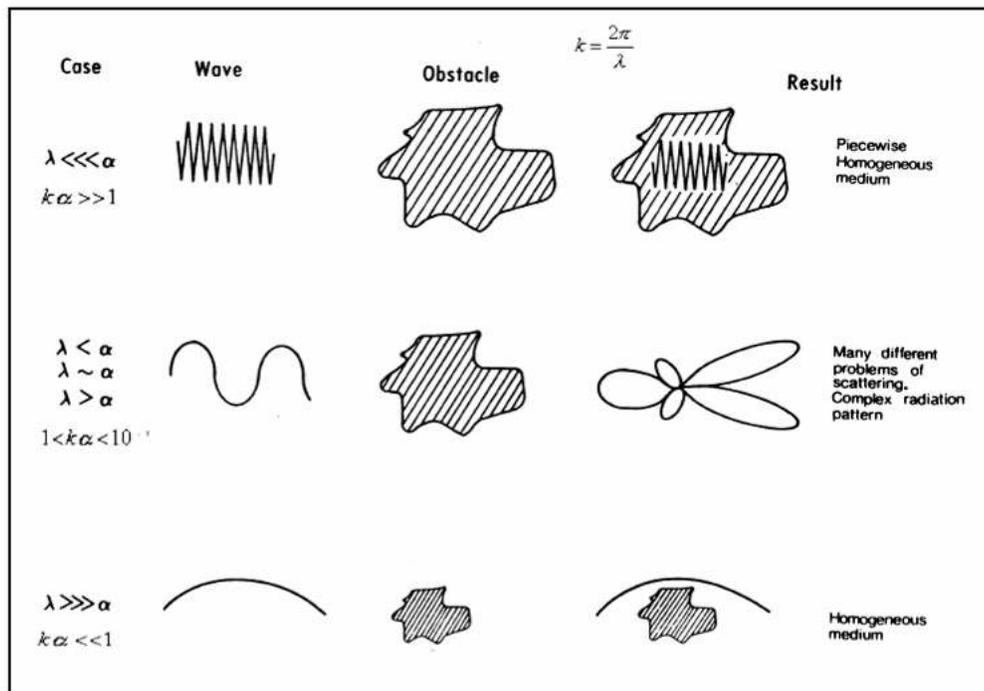


Figura 2.3: Esparcimiento o scattering. Imagen obtenida de Chávez (2010)

Efecto local o de sitio

El efecto de sitio corresponde al factor que representa la variabilidad del comportamiento del suelo de un lugar a otro, aun en distancias relativamente cortas (ver figura 2.4), dichas diferencias son influenciadas en parte por las variaciones locales del tipo de suelo y de la topografía, así como también las condiciones geológicas y topográficas durante y después de un terremoto (Trigo, 2007).

Para poder comprender de mejor forma este apartado es conveniente partir de la definición del concepto de suelo y su diferencia con la roca o basamento. Según Rodríguez (2005), el suelo desde un punto de vista ingenieril corresponde al agregado natural de granos minerales que pueden separarse por distintos medios mecánicos, el cual se diferencia de la roca puesto que esta última corresponde al agregado natural de minerales que están conectados por fuerzas permanentes y cohesivas de carácter fuerte y permanente.

Por otra parte, desde un punto de vista geológico, se considera suelo al material producido por los efectos de meteorización sobre las rocas superficiales, el cual se divide en estratos u horizontes, mientras que la roca es el material constitutivo de la corteza terrestre, formado en general por una asociación de minerales y que presenta una cierta homogeneidad estadística.

Conociendo entonces la definición de suelo se puede decir que el efecto de sitio se asocia principalmente a las propiedades geotécnicas del suelo y a la profundidad del basamento rocoso y, dependiendo de estas características, el suelo modifica la energía que es transmitida de la fuente sísmica hacia las estructuras. En otras palabras, las distintas capas de suelo que se recuestran

sobre el basamento actúan como filtros de frecuencia para las señales sísmicas, la que produce una amplificación de la señal, así como también la variación de su contenido de frecuencia y duración (Trigo, 2007).

La forma en como las características del suelo modifican la señal sísmica depende del nivel de

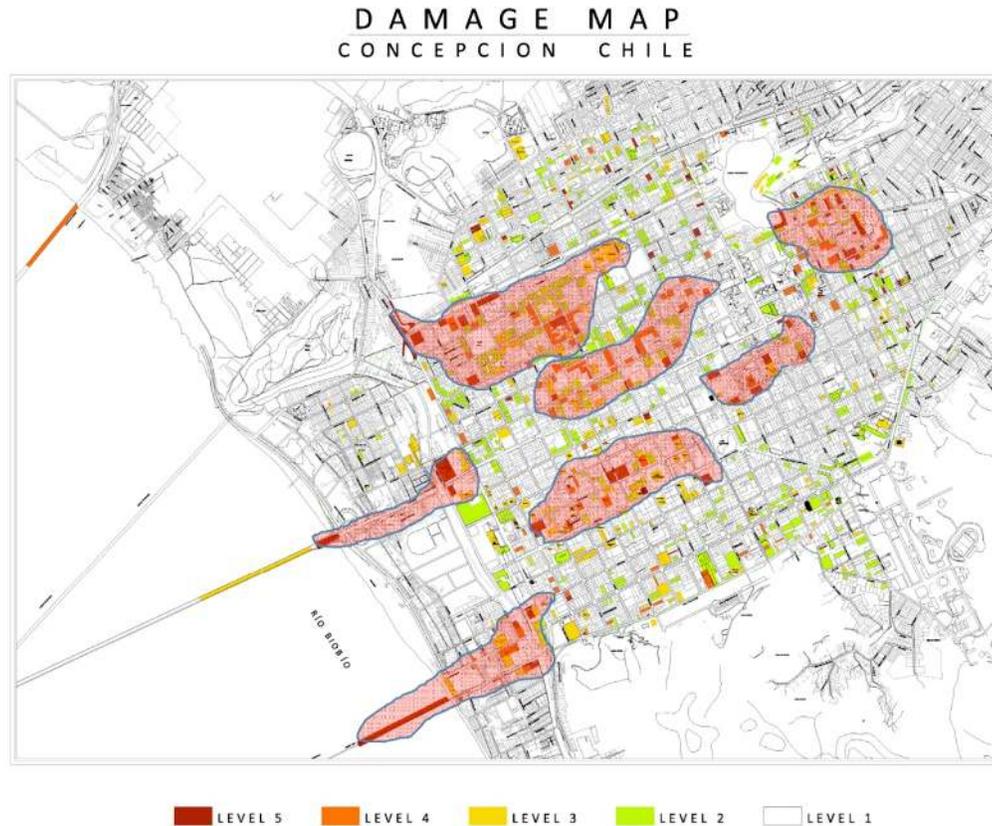


Figura 2.4: Imagen obtenida de (Arduino y otros, 2010) en la que se puede evidenciar las variaciones espaciales del daño, potencialmente relacionado con el efecto de sitio, producido por el terremoto del Maule 8.8Mw, ocurrido el 27 de febrero de 2010 en la ciudad de Concepción, Chile.

compactación del suelo y de las diferencias de composición del suelo y de la roca (el factor de impedancia entre los dos). Se ha observado que los depósitos de suelo amplifican la señal sísmica cuando sus frecuencias predominantes son bajas, al contrario, los suelos más rígidos amplifican las señales cuyas frecuencias predominantes son altas (Trigo, 2007).

Otro fenómeno que es bastante relevante es el denominado interacción suelo-estructura, el cual se presenta cuando los suelos de fundación bajo una construcción son blandos, en dicho caso, la flexibilidad presente en el suelo influirá en el movimiento de la estructura y la estructura influirá también en el movimiento del suelo. Este fenómeno puede ser muy importante en estructuras rígidas y de gran masa.

Debido a lo anterior es que el estudio y la cuantificación de la amplificación de la señal sísmica juega un papel trascendental en la evaluación del riesgo sísmico actualmente.

Propiedades dinámicas.

Las propiedades dinámicas del suelo son las que determinan el nivel de amplificación del suelo, por lo que resultan ser parámetros claves en el estudio del efecto de sitio (Rodríguez, 2005). Las principales propiedades dinámicas son la rigidez y amortiguamiento, mientras que la densidad y la relación de Poisson también son propiedades dinámicas, pero de menor relevancia.

- **Módulo de corte (G)**, se utiliza para realizar un modelado más avanzado del suelo y la respuesta dinámica de las interacciones suelo-estructura. Sirve para definir las matrices de rigidez para el análisis de elementos finitos de estructuras de tierra y suelos de fundación.

Puede ser calculado en base al V_s mediante la simple relación elástica $G_{max} = rV_s^2$, donde G_{max} es el módulo cortante máximo y r es la densidad de masa del suelo.

- **Coefficiente de amortiguamiento (ξ)**, se utiliza en procedimientos de análisis dinámico para proporcionar una atenuación realista del movimiento, la cual se basa en la capacidad del suelo o sistema para absorber energía dinámica y cómo esto afectaría en la duración y modos de vibración del suelo.

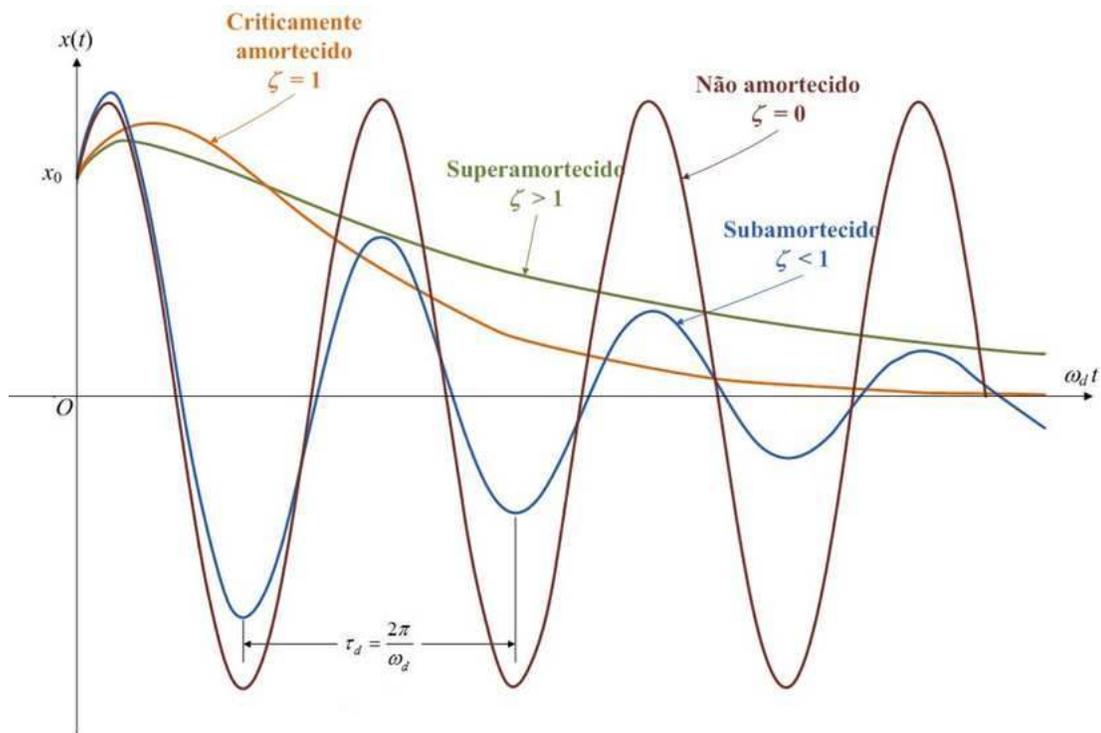


Figura 2.5: Efecto del coeficiente de amortiguamiento sobre las ondas, obtenido del informe técnico “Amortiguamiento: Clasificación y métodos de determinación” (Cossolino y Pereira, 2010).

- **Relación de Poisson (ν)**, esta constante elástica, junto con la densidad (ρ) corresponden a propiedades dinámicas de menor relevancia. La relación de Poisson es una medida de la compresibilidad de un material perpendicular al esfuerzo aplicado.

Se puede definir en función de la velocidad de onda sísmica longitudinal (V_P) y la velocidad de cizalle (V_S) (Ramos, 2005), y también mediante el módulo de Young (E) y el módulo de corte (G) (Rodríguez, 2005) como se muestra a continuación.

$$\nu = \frac{1}{2} \left(\frac{V_P^2 - 2V_S^2}{V_P^2 - V_S^2} \right) \quad (2.2)$$

$$\nu = \frac{E}{2G} - 1 \quad (2.3)$$

- La **velocidad de onda de corte** (V_S) es el parámetro más usado en la Geofísica para la caracterización del suelo. y se utiliza para calcular las demás propiedades dinámicas en el rango elástico, para un cierto rango de densidades del suelo conocido o estimado (Ramos, 2005). Una de las ventajas del uso de este parámetro es que debido a que su movimiento de partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, permite medir las propiedades de corte del suelo.

Los factores clave que influyen en las propiedades dinámicas del suelo según Rodríguez (2005) son la tensión efectiva de confinamiento, el nivel de tensiones en el suelo, el índice de poros y la plasticidad del suelo, factores que no serán profundizados en este trabajo.

Amplificación superficial.

Por otra parte, los efectos del suelo en superficie son muy importantes, ya que es la amplificación del movimiento del suelo la responsable de todos los daños superficiales ocurridos en áreas constituidas por depósitos sedimentarios blandos y poco compactos.

En este contexto existen dos mecanismos que contribuyen a los efectos de amplificación de la señal en el suelo, que son la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

La **amplificación geométrica** corresponde al efecto ocasionado por el contraste entre las impedancias entre el suelo y el basamento rocoso, dicho contraste se hace más fuerte mientras más joven es el material superficial, esto se debe a que al ser más reciente, está compuesto por materiales más livianos y mucho menos compactados.

El contraste de impedancias se puede determinar de la siguiente relación.

$$I_C = \frac{\rho_B * \nu_B}{\rho_S * \nu_S} \quad (2.4)$$

Donde ρ representa las densidades y ν las velocidades de onda sísmica, mientras que los subíndices B y S hacen referencia a valores obtenidos en la roca (o basamento) y en el suelo respectivamente.

La velocidad de las ondas sísmicas de corte V_S en el suelo decrecen cuando el depósito sedimentario está situado sobre un sustrato rocoso duro y cristalino, aumentando así el contraste de impedancias.

Como se ha comentado, los depósitos del suelo se comportan como filtros para la energía de alta frecuencia, y permiten el paso de las de baja frecuencia, sin embargo, la amplificación en bajas frecuencias de la onda sísmica puede causar daño potencial a estructuras que tienen frecuencias naturales bajas, como por ejemplo, edificios altos y puentes (Trigo, 2007).

En el caso de la **amplificación dinámica**, la teoría clásica de amplificación de suelos predice que al considerar una capa de suelo horizontal infinita de espesor H , uniforme e isótropa y con un comportamiento lineal elástico, sobre un sustrato rocoso, también horizontal, sometido a un campo de propagación de ondas S_H incidiendo verticalmente, la función de amplificación del suelo será como se muestra en la Figura 2.5.

Si el suelo no fuese capaz de amortiguar el movimiento ondulatorio se produciría una amplificación infinita o resonancia (ver figura 2.5, caso de un medio sin amortiguamiento con $\xi = 0$). Sin embargo, gracias a la capacidad del material para amortiguar el movimiento se producen dichas amplificaciones pero no infinitas (ver figura 2.5, caso de un medio que ofrece un subamortiguamiento con $\xi < 1$).

Las frecuencias a las que se dan estos máximos locales se conocen con el nombre de frecuencias naturales del suelo y dependen de la velocidad de ondas sísmicas de corte V_S y del espesor del sedimento H , según:

$$\omega_n = \frac{V_S}{H} \left(\frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad (2.5)$$

Donde ω_n es la frecuencia natural del suelo, siendo el caso particular ω_0 la frecuencia fundamental del suelo y se define como $\omega_0 = \frac{V_S}{H} \frac{\pi}{2}$, y cuyo periodo asociado se conoce como periodo característico (T_P) y se define como sigue.

$$T_P = \frac{4H}{V_{s30}} \quad (2.6)$$

Donde V_{s30} es el promedio de la velocidad de onda sísmica de corte dentro de los primeros 30 metros del suelo.

2.2.2. V_{s30} .

En el mismo contexto de reducir el impacto que puede tener un evento sísmico sobre regiones edificables es que se introduce el parámetro de V_{s30} por [Borcherdt \(1992, 1994\)](#), quien entrega una definición sin ambigüedad de las clases de sitio y de los coeficientes del sitio para los espectros de respuesta dependientes del sitio, además, actualmente este parámetro es usado para caracterizar la respuesta de sitio local utilizada en procedimientos simplificados de diseño sismo-resistente, en códigos de construcción y mapeo global de riesgo sísmico.

Como se ha mencionado anteriormente, el V_{s30} se define como la velocidad de onda sísmica de corte promedio de la superficie a una profundidad de 30 metros y es inferida como el tiempo de viaje (ts_{30}) que requiere una onda de corte para recorrer 30 metros desde la superficie hacia abajo o viceversa ([Borcherdt, 2012](#)).

$$V_{s30} = \frac{30}{ts_{30}} \quad (2.7)$$

Pero, considerando que el suelo en la realidad no es homogéneo, sino que se encuentra generalmente subdividido en estratos de distinto espesor, este factor puede ser determinado por la siguiente definición, usada en la Norma Chilena para el Diseño Sísmico de Edificios (NCh 433 actualizada el

2012 (Norma Chilena, 2012)) y en la mayoría de las normas sísmicas internacionales, cuando son conocidos los valores de velocidad de onda de corte V_S en cada estrato.

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}} \quad (2.8)$$

Donde h_i representa el espesor del estrato i -ésimo, el V_{s_i} corresponde al valor de la velocidad de onda cortante en el estrato i -ésimo y n representa al número de estratos presentes en los primeros 30 metros de profundidad.

Actualmente, según la Norma Técnica NCh 433, se permite obtener el valor de V_{s30} mediante métodos intrusivos o de perforación tales como los ensayos down-hole, cross-hole o sonda de suspensión, o usando métodos no intrusivos basados en mediciones de ondas superficiales Rayleigh, tales como SASW, MASW o ReMi, sin embargo, no es permitido hacer estimación de valores de velocidad de ondas de corte a partir de velocidades de onda compresionales (V_p).

En este contexto, los métodos geofísicos no intrusivos, relacionados con ondas sísmicas, han sobresalido sobre los demás por sus características en cuanto a costo y eficiencia (Anderson y otros, 2007).

2.3. Modelos Digital de Elevación (DEM) y su uso en el estudio de Amplificación Sísmica.

2.3.1. Geomorfología.

La Geomorfología es la ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre (Ahnert, 1998) con el fin de generar mapas, lo que nos permite caracterizar los distintos tipos de suelo, identificar riesgos y amenazas asociadas a la erosión y otros fenómenos naturales que puedan afectarlo de diferentes formas.

El objeto de estudio de la geomorfología son las geoformas las cuales tienen características morfográficas, morfométricas, morfogenéticas y morfocronológicas. En esta tesis nos enfocaremos en el componente externo de la geoforma, que corresponde a una combinación de atributos morfográficos y morfométricos que nos permiten describir el relieve en términos topográficos y planimétricos, son fáciles de percibir visualmente, tienen una gran importancia en la cartografía (Zinck, 2016) y son de fácil acceso, pues pueden ser obtenidos directamente de modelos digitales de elevación (Figura 2.6).

Es importante dejar en claro que el uso de datos morfométricos sin incluir los datos de formación del relieve no nos permitirá comprender en su totalidad el comportamiento del lugar. Los atributos morfométricos de mayor relevancia son la altura relativa, la densidad del drenaje y el gradiente de pendiente, ya que pueden ser aplicados a cualquier nivel categórico con peso variable (Zinck, 2016).

Algunos conceptos importantes de la geomorfometría son las formas del terreno y la escala y percepción de este. La forma del terreno según Speight (1990), es definida como cualquier atributo físico de la superficie de la tierra que tiene una característica y una forma conocida, tales como llanuras, las colinas, las montañas y los valles, los cuales pueden ser observados en múltiples escalas.

Dependiendo de la escala a la que se está interesado en analizar existen atributos que nos permiten describir de mejor manera la forma del terreno, por ejemplo, a micro escala se pueden utilizar atributos como la curvatura, el gradiente y el aspecto, mientras que para un análisis a mayor escala es necesario utilizar descriptores sinópticos tales como el grano, la rugosidad, la variabilidad de atributos o la densidad de crestas.

Tal como lo indican (Sanchez y otros, 2009), es importante comprobar la eficiencia de la predicción para varias resoluciones y tamaños de vecinos del DEM y, previo a la selección de la más apropiada, de acuerdo al tipo de estudio y escala de interés.

Se puede diferenciar entre parámetros del terreno y objetos del terreno según la distribución de estos en la superficie del terreno. Los parámetros del terreno corresponden a variaciones continuas de valores que describen de forma local la superficie de este, mientras que los objetos del terreno son estructuras discretas, tal como líneas divisorias de agua, lagunas, entre otras, las cuales pueden ser representadas por líneas, puntos o polígonos obtenidos a partir de los modelos digitales de elevación. Los parámetros del terreno pueden ser de carácter local o regional.

NOMBRE	DEFINICIÓN DE SPEIGHT (1990)
Cima	Zona alta del paisaje, que tiene una curvatura plana y/o vertical plana
Depresión (abierta, cerrada)	Area baja del paisaje, con curvatura plana y/o vertical negativa. Cerrada: mínima elevación local; Abierta: extensión igual o en un nivel inferior
Plana	Areas que tienen pendiente menor a 3%
Pendiente	Elemento plano con una pendiente promedio superior a 1%, subclasificadas por la posición relativa.
Pendiente simple	Adyacencia bajo una cresta o plano y adyacente arriba de un plano o depresión
Pendiente superior	Adyacencia bajo una cresta o plano pero no adyacente encima de un llano o depresión
Pendiente media	No adyacente bajo una cresta o llano y no adyacente sobre un llano o depresión
Pendiente inferior	No adyacente bajo una cresta o llano pero adyacente sobre un llano o depresión
Colinas	Elemento compuesto donde los elementos de pendiente corta coinciden en una cresta estrecha < 40 m
Cresta	Elemento compuesto donde los elementos de pendiente corta coinciden en una cresta > 40m

Figura 2.6: Clasificación de la posición topográfica de las formas del terreno según Speight (1990). Fuente: (Sanchez y otros, 2009).

2.3.2. Modelos Digitales de Elevación (DEM).

Un modelo digital de elevación (DEM), corresponde a una matriz de celdas o píxeles con datos de elevación, el cual cubre alguna región del mundo. Cada celda de una matriz representa una unidad de área y contiene un valor numérico que es una medida o una estimación correspondiente a esa ubicación.

Bases de datos disponibles y de libre acceso

1. Misión de Traslador de Topografía de Radar (SRTM).

La misión SRTM se desarrollo a partir de finales del año 1999 y culminó durante el mes de febrero del 2000. Su base de datos contempla valores de elevaciones entre los 60N y 56S, correspondiendo al 80 % de la información total de nuestro planeta.

STRM cuenta con varias versiones de datos aplicadas a la resolución de adquisición de la misión de 1 arcsec y luego remuestreadas a 3 arcsec (Farr y Kobrick, 2000), (Slater y otros, 2006), (Reuter y otros, 2007).

2. Radiómetro Espacial Avanzado de Emisión y Reflexión Térmica (ASTER).

Este instrumento fue desarrollado por la NASA en conlaboración con el Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón y cuenta con registros desde el año 2000 en adelante, a bordo del satélite Terra de la NASA.

ASTER cuenta con una serie de bandas de registro de datos, las cuales varían en resolución espacial y rango de frecuencia de registro (Figura 2.7).

Como se mencionó en el párrafo anterior, ASTER ha recopilado información a partir del año 2000, logrando registrar 515 escenas por día y ha mostrado ser una herramienta adaptable,

dirigible y acelerada.

Los registros de este radiómetro y los DEMs desarrollados a partir de el se encuentran disponibles a una resolución de 1 arco-segundo, vienen en un sistema de coordenadas geográfico y alcanzan una cobertura global entre las latitudes 83N y 83S.

Según una serie de estudios que se han realizado con el objetivo de comparar los registros entre los DEMs SRTM, ASTER GDEM y otros modelos digitales de elevación en sus distintas resoluciones espaciales (Burgos (2012), Athmania y Achour (2014), entre otros), los resultados son muy similares mostrando una clara ventaja en terminos de errores verticales por parte del DEM SRTM version 4.1, cuya resolución es de 3 arco-segundos, por lo que nuestro énfasis en esta tesis estará principalmente enfocado a esta base de datos.

Por otra parte, Athmania y Achour (2014) muestra también una mayor precisión para el DEM SRTM versión 4.1 con un menor error vertical promedio encontrado entre sus dos regiones de estudio. Athmania y Achour (2014) sugiere que los resultados de ASTER GDEM 2.0 muestran una suave subestimación de las alturas, mientras que no observa la misma tendencia en SRTM ni en GMTED2010, sin embargo, el hecho de haber obtenido diferencias significativas entre sus dos regiones de estudios, caracterizadas por un diferente contenido de vegetación, le permiten sugerir que ambos sensores, tanto ASTER como SRTM son sensibles a la parte superior del dosel arbóreo.

ASTER Users Handbook



Subsystem	Band No.	Spectral Range (μm)	Spatial Resolution, m	Quantization Levels
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
	9	2.360-2.430		
TIR	10	8.125-8.475	90	12 bits
	11	8.475-8.825		
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

Figura 2.7: Características de los 3 sistemas de sensores de ASTER ((Abrams y otros, 2002)).

2.3.3. Índice de Multiresolución para la Llanura del fondo del valle (MRVBF).

El índice MRVBF es un índice de multiresolución que fue introducido por Gallant y Dowling (2003), diseñando un algoritmo que utiliza modelos digitales de elevación (DEM) para identificar fondos de valle basados en su marca topográfica como regiones recostadas, bajas y planas comparados con las regiones aledañas del paisaje.

La aplicación de este método en el estudio de distintos fenómenos físicos representa una relación empírica, por ejemplo, para el caso del análisis de amplificación sísmica, sabiendo que los fondos de valles son en general ambientes de depósito cuyo material se acumula con el tiempo, la hipótesis de que las ondas sísmicas se amplifican más en los valles que en los cerros producto de la gran acumulación de sedimentos amerita además considerar los efectos de la fuente sísmica, la trayectoria, la composición del suelo, entre otros, por lo que la magnitud de dicha amplificación no puede ser simplemente representada por una relación topográfica.

Debido a lo anterior es que resulta sumamente necesario hacer muestras de campo para correlacionar los resultados obtenidos del procesamiento topográfico con las mediciones en el lugar.

En su metodología, el algoritmo identifica fondos del valle usando las siguientes suposiciones:

- a) Los fondos de valles son bajos y planos relativo a su entorno.
- b) Los fondos de valle ocurren en rangos de escalas.
- c) Grandes fondos de valle son mas planos que los fondos de valle más pequeños.

Para lograrlo, utiliza una clasificación de pendientes limitada a áreas convergentes. la que es aplicada a múltiples escalas mediante una generalización progresiva del DEM, combinado con una progresiva reducción del umbral de la clase de pendiente, para luego combinar los resultados a diferentes escalas en un único índice.

Metodología del Índice MRVBF

El índice MRVBF utiliza las características de llanura y depresión relativa del fondo del valle. La llanura es medida como el inverso de la pendiente topográfica, mientras que la depresión topográfica relativa es medida mediante un ranking de elevaciones con respecto a una región contigua circular.

Además, con el fin de ajustar los valores de entrada de un rango de valores $x > 0$ a un rango acotado entre 0 y 1 se introduce una transformación no lineal de la forma:

$$N(x, t, p) = \frac{1}{1 + (\frac{x}{t})^p} \quad (2.9)$$

Donde x representa al valor de entrada de la función, t corresponde al valor umbral del valor de entrada y p a un parámetro de forma.

Esta función decrece a medida que x aumenta su valor, tomando un valor de 1 cuando $x=0$ y 0.5 cuando $x=t$. Mayores valores de p dan una transición más abrupta entre 1 y 0.

El proceso de cálculos y transformaciones desarrollado en el algoritmo antes mencionado puede ser

descrito en dos etapas, las cuales son resumidas en los siguientes diagramas de flujo, elaborados para facilitar su comprensión.

La combinación de los resultados obtenidos luego de la primera etapa del algoritmo logra que

Diagrama de flujo Nº 1 del algoritmo del índice MRVBF.

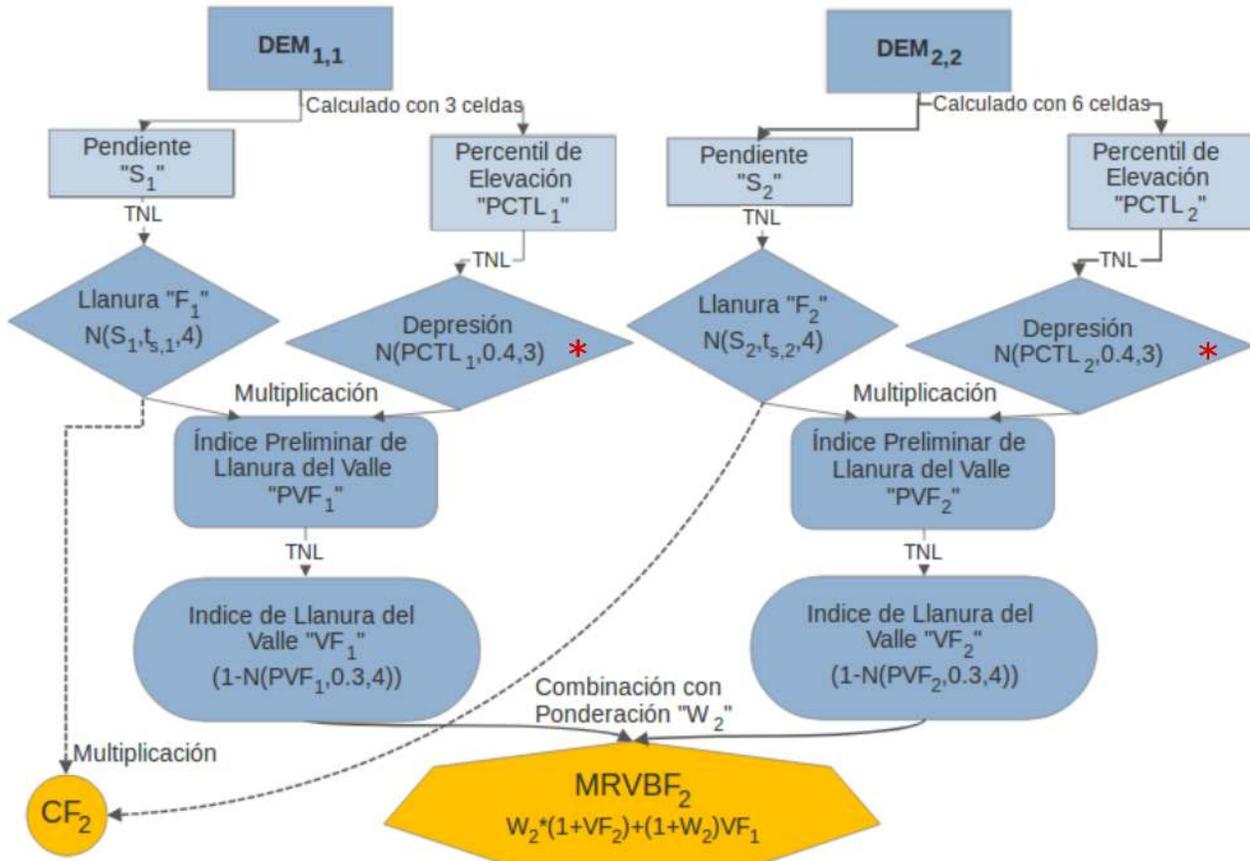


Figura 2.8: Primera etapa del algoritmo para determinar el índice MRVBF usando como base los modelos digitales de elevación $DEM_{1,1}$ y $DEM_{2,2}$, ambos idénticos y correspondientes al DEM original.

los valles reconocidos por VF_2 sean representados por el índice $MRVBF_2$ con valores entre 1.5 y 2.0 y, por otra parte, las áreas excluidas por VF_2 , pero incluidas por VF_1 sean representados por $MRVBF_2$ con valores entre 0.5 y 1.0. Para lograr los resultados mencionados Gallant y Dowling (2003) utilizó una combinación de pesos tal que " VF_1 " está entre 0 y 1 y " $1 + VF_2$ " está entre 1 y 2.

Para determinar el peso " W_2 " Gallant y Dowling (2003) utilizó la transformación no lineal, mencionada en los párrafos, anteriores de la siguiente forma:

$$W_2 = 1 - N(VF_2, t, p_2) \quad (2.10)$$

Los parámetros fueron elegidos con el fin de dar una transición razonablemente rápida de cerca de 0 para $VF_2 < 0,3$ a cerca de 1 para $VF_2 > 0,6$ y para asegurar que $MRVBF_2 = 1,5$ cuando $VF_2 = 0,6$

y $VF_1 = 0$. De lo anterior se eligieron $t = 0,4$, por lo que se obtiene un valor de $p_2 = 6,68$.

Diagrama de flujo Nº2 del algoritmo del índice MRVBF.

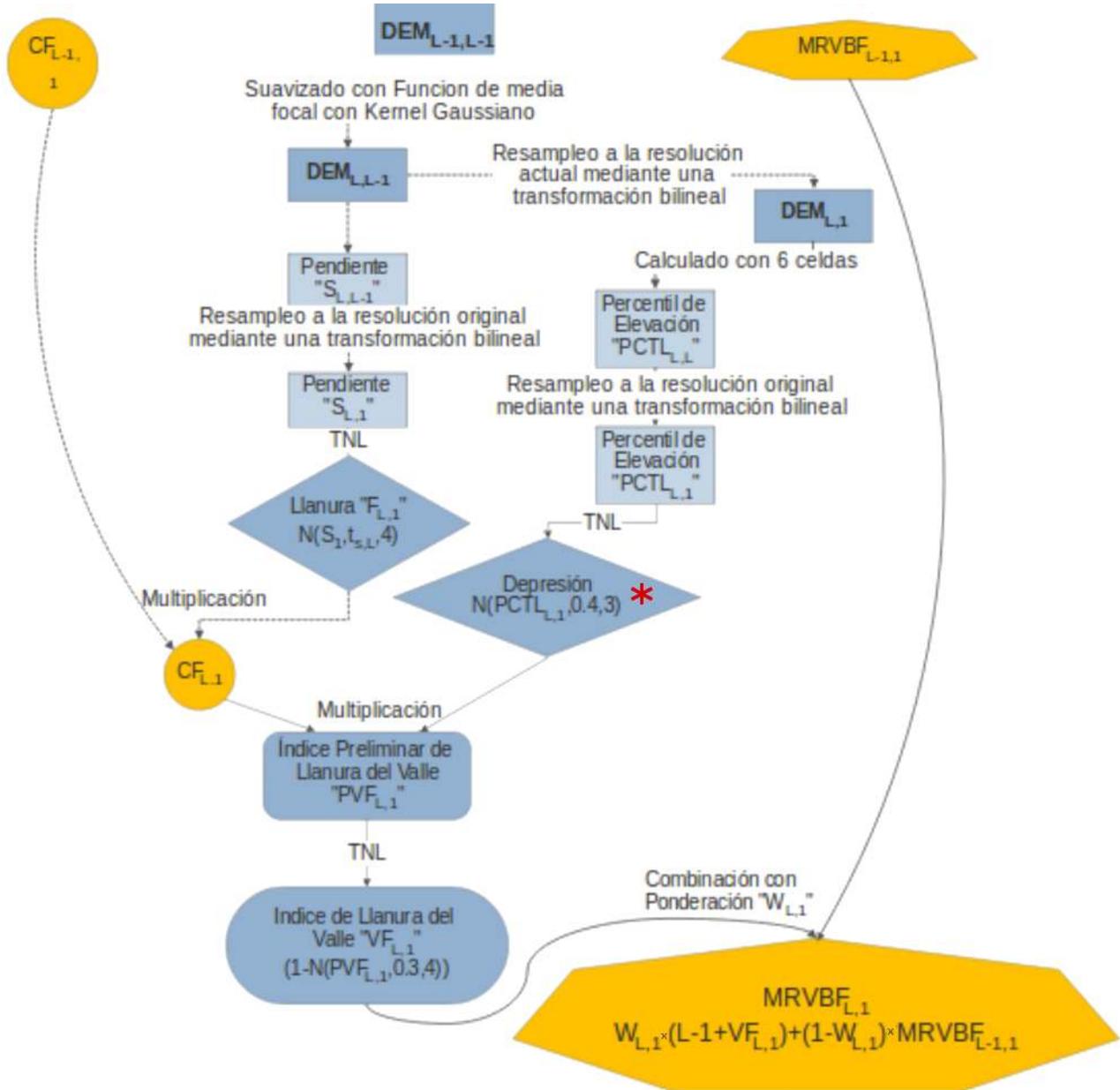


Figura 2.9: Segunda etapa del algoritmo para determinar el índice MRVBF realizando variaciones del nivel de generalización (escala) y del tamaño de la celda de trabajo (resolución) del DEM original.

En la segunda parte del algoritmo, para el suavizado del DEM se utiliza una función de media focal con un kernel gaussiano de 11x11, con un σ efectivo de 3 celdas, con el fin de corresponder con el factor de cambio de resolución de 3. La función gaussiana elegida fue la siguiente:

$$g(r) = 4,3565e^{-\left(\frac{r}{3}\right)^2} \quad (2.11)$$

Donde r es la distancia en celdas desde el centro del kernel.

En cada iteración del algoritmo, el tamaño de la celda del DEM se incrementa por un factor de 3, y el umbral de pendiente " t " se reduce por un factor de 2, por lo que el tiempo de computación va disminuyendo progresivamente.

Además, el percentil de elevación " $PCTL_{L,L}$ " se calcula luego del engrosamiento del DEM con el objetivo de reducir el tiempo de computación del algoritmo y posteriormente se resampla a la resolución original " $PCTL_{L,1}$ ", sin embargo, esto no afecta significativamente los resultados debido al gran número de celdas.

Para calcular el índice $MRVBF_{L,1}(VF_{L,1}, MRVBF_{L-1,1}, W_{L,1})$ se utiliza el peso descrito en la primera parte, tal que:

$$W_{L,1} = 1 - N(VF_{L,1}, t, p_L) \quad (2.12)$$

Donde se conserva el valor de $t = 0,4$ y p_L varía para que la contribución del $VF_{L,1}$ sea siempre " $L - 0,5$ " en $VF_{L,1} = 0,6$. Este parámetro es calculado de la siguiente forma:

$$p_L = \frac{\log\left(\frac{L-0,5}{0,1}\right)}{\log(1,5)} \quad (2.13)$$

Finalmente, utilizando una leve variación en la metodología anterior se determina el índice complementario de llanura en las crestas (MRRTF), el cual busca identificar los lugares planos, pero que se encuentran altos relativo a su entorno. Para lograr este efecto se realiza una modificación en las transformaciones no lineales que involucra la sustitución del parámetro PCTL por "1-PCTL" en las etapas del algoritmo resaltadas con un asterisco (*). Además, se modificó los valores de t y p por 0.35 y 0.3 respectivamente de la siguiente forma.

$$N(1 - PCTL_{L,1}, 0,35, 0,3) \quad (2.14)$$

A modo de interpretación de los resultados del algoritmo, de los índices descritos anteriormente se pueden identificar algunos resultados:

1. Si MRVBF o MRRTF son menores a 0.5 nos encontramos en un valle o en una cresta plana respectivamente.
2. Si MRVBF y MRRTF son menores a 0.5 nos encontramos en lugares de altas pendientes.
3. Si MRVBF y MRRTF son similares nos encontramos en lugares ambiguos, donde el índice mayor puede ser el más representativo.

2.3.4. Determinación del V_{s30} a partir de datos topográficos.

El V_{s30} topográfico es un parámetro introducido por Wald y Allen (2007), quienes promueven el uso de la pendiente topográfica como una aproximación rápida para reconocer las condiciones sísmicas y amplificaciones del sitio alrededor de todo el mundo.

Este parámetro se basa en la correlación entre la pendiente topográfica y el valor de V_{s30} medido en puntos donde se conoce la tectónica involucrada, pudiendo ser estas de carácter tectónico activo o continental estables. Dichas correlaciones fueron realizadas utilizando DEMs de 30 arcossegundos (Wald y Allen (2007), Figura 2.10) y fueron posteriormente recalculadas basadas en DEMs de 9 arcossegundos (Allen y Wald (2009)).

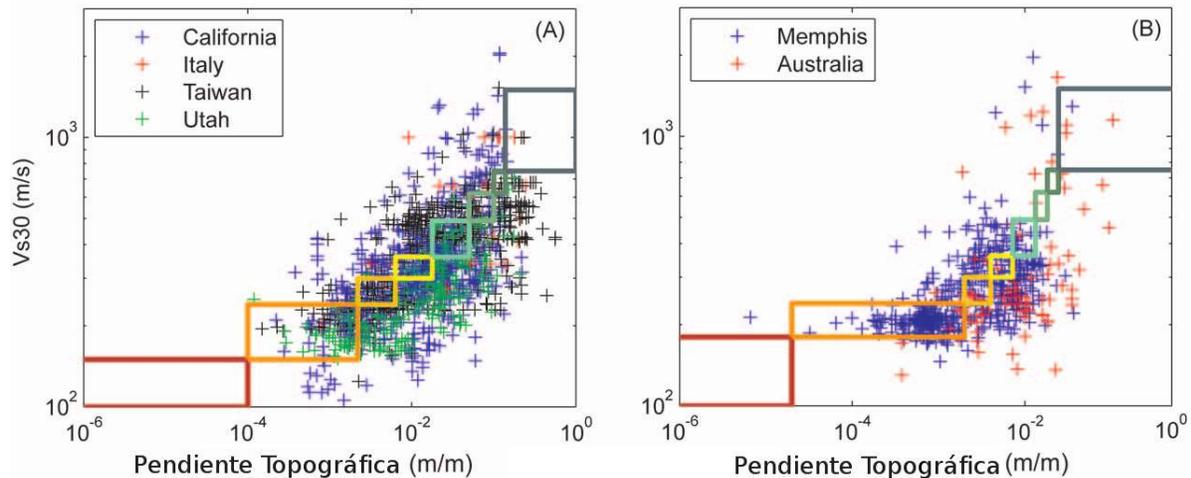


Figura 2.10: Correlaciones entre V_{s30} medido y pendiente topográfica realizadas por Wald y Allen (2007) en lugares con caracter tectónico activo **A** y continental estable **B**.

Una de las incertidumbres implícitas en este método es la falta de mediciones de V_{s30} en regiones de grandes pendientes, ya que el objetivo de realizar estas mediciones es caracterizar la amplificación en sitios de bajo V_{s30} , en vez de analizar sitios de roca firme, por lo que los V_{s30} situados en la roca tienden a mostrar mayor dispersión (Wills y Clahan, 2006). Sin embargo, a pesar de que exista una gran dispersión entre los datos de V_{s30} medido y pendiente topográfica, si existe una tendencia clara que sostiene que el V_{s30} incrementa con el aumento de la pendiente.

Como no es esperada de forma directa una relación entre la pendiente y el V_{s30} , el método caracteriza esta relación en terminos de pasos discretos basados en los limites de V_{s30} del Consejo de Seguridad Sísmica de Construcción (Council (2004). Tabla 2.1) del Programa Nacional de Reducción del Riesgo de Terremotos (NEHRP). Además, para lograr mejorar la resolución Wald y Allen (2007) subdividieron la clasificación del BSSC de 1995 en nuevos rangos de V_{s30} (Council, 2004), los cuales son mostrados en la misma tabla (Tabla 2.1).

BSSC, 1995		Categorías de Vs30
Clase	$V_{30}(\frac{m}{s})$	Rango de $V_{30}(\frac{m}{s})$
E	163	<180
		180 - 240
		240 - 300
D	301	300 - 360
		360 - 490
		490 - 620
C	464	620 - 760
		>760
B	686	

Tabla 2.1: En la parte izquierda de esta tabla se encuentra la clasificación de V_{s30} del Consejo de Seguridad Sísmica de Construcción (BSSC, 1995) y a la derecha los valores subdivididos por [Wald y Allen \(2007\)](#).

Rango de $V_{30}(\frac{m}{s})$	Rango de Gradiente (m/m) usando DEM de 9c (Tectónica Activa)	Rango de Gradiente (m/m) usando DEM de 9c (Continental Estable)
<180	$<3.0 \times 10^{-4}$	$<1.0 \times 10^{-4}$
180 - 240	$3.0 \times 10^{-4} - 3.5 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-4} - 4.5 \times 10^{-3}$
240 - 300	$3.5 \times 10^{-3} - 1.0 \times 10^{-2}$	$4.5 \times 10^{-3} - 8.5 \times 10^{-3}$
300 - 360	$1.0 \times 10^{-2} - 2.4 \times 10^{-2}$	$8.5 \times 10^{-3} - 1.3 \times 10^{-2}$
360 - 490	$2.4 \times 10^{-2} - 8.0 \times 10^{-2}$	$1.3 \times 10^{-2} - 2.2 \times 10^{-2}$
490 - 620	$8.0 \times 10^{-2} - 1.4 \times 10^{-1}$	$2.2 \times 10^{-2} - 3.0 \times 10^{-2}$
620 - 760	$1.4 \times 10^{-1} - 2.0 \times 10^{-1}$	$3.0 \times 10^{-2} - 4.0 \times 10^{-2}$
>760	$>2.0 \times 10^{-1}$	$>4.0 \times 10^{-2}$

Tabla 2.2: En esta tabla se presentan las correlaciones entre los rangos de V_{s30} y el rango de gradiente (m/m) asociado, calculadas por [Allen y Wald \(2009\)](#), para zonas tectónicamente activas y zonas continentales estables.

Los rangos de pendiente mostrados en la tabla 2.2 fueron determinados mediante un análisis de regresiones de los datos, sin embargo, incluyen una modificación subjetiva donde existían menos cantidades de datos, para restringir las regresiones.

La pendiente topográfica obtenida a partir los datos de topografía se puede clasificar dentro de los distintos rangos, a la cual se le asigna un valor de V_{s30} , determinado mediante una interpolación entre los valores de V_{s30} límites de cada subventana.

[Allen y Wald \(2009\)](#) mencionan que existe una buena correlación entre la elevación y la pendiente, sin embargo, la elevación por si sola no es un buen predictor del V_{s30} , por lo que el análisis combinado entre la elevación y la pendiente entrega un resultado mucho más débil comparado con el uso de la pendiente.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Base de Datos

Las bases de datos requerida en este trabajo consisten en información topográfica de las regiones de estudio y de la región de validación, correspondiente al valle Kyeamba de Australia, ya que esta región fue elegida por Gallant y Dowling (2003), para diseñar los índices MRVBF y MRRTF utilizando una topografía de resolución espacial de 25 metros. Debido a que la base de datos topográfica utilizada por Gallant y Dowling (2003) no existe para todo el globo resulta necesario verificar el correcto funcionamiento de dicho índice con los distintos DEMs que nosotros disponemos, recalculándolo en el mismo lugar.

Se cuenta con los siguientes modelos digitales de elevación, los cuales vienen en formato Geotiff, en coordenadas geográficas basadas en el datum WGS84.

1. Modelo de elevación digital *SRTM1v3*. Este DEM tiene una resolución de 1 arco segundo, se encuentra en la tercera versión del producto y está disponible en [/gdex.cr.usgs.gov/gdex](http://gdex.cr.usgs.gov/gdex).
2. Modelo de elevación digital *SRTM3v4,1*. Este DEM tiene una resolución de 3 arco segundos, se encuentra en la versión 4.1 del producto y está disponible en la página del Consorcio para la Información Espacial (CGIAR-CSI) y pueden ser descargados del siguiente link [/cgiar-csi.org/data](http://cgiar-csi.org/data).
3. Modelo de elevación digital *SRTM 6 arco-segundos* Obtenidos a partir del sitio Rulamahue.cl (Albers (2012)).
4. Modelo de elevación digital *SRTM30v2,0*. Este DEM tiene una resolución de 30 arco segundo, se encuentra en la segunda versión del producto y está disponible en [/dds.cr.usgs.gov/srtm/](http://dds.cr.usgs.gov/srtm/).

Se utilizaron también datos de profundidades para la zona que comprende el centro de la comuna de Concepción, datos que fueron proporcionados por [Montalva y otros \(2016\)](#), obtenidos a partir de la inversión de un análisis gravimétrico.

Coordenadas Geográficas Unidad: Arco segundo (c)	Coordenadas UTM Unidad: Metro (m)
$\frac{1}{3}$	≈ 10
1	≈ 30
2	≈ 60
3	≈ 90
9	≈ 270
30	≈ 900

Tabla 3.1: La siguiente tabla ilustra algunas resoluciones espaciales típicas de los diferentes mapas topográficos en el ecuador (latitud 0), la cual aumenta hacia los polos. Esta tabla nos permite relacionar la unidad geográfica en arco segundos con la unidad UTM en metros.

3.1.1. Descripción de los Sitios de Interés y Manipulación Previa.

En este trabajo se requiere analizar las siguientes zonas de estudio:

- Región de validación del índice MRVBF: Valle de Kyeamba, Australia.

En Chile nos enfocamos en las siguientes regiones.

- Región 1: Zona centro de la comuna de Concepción, Región del Biobío.
- Región 2: Cuenca de Santiago, Región Metropolitana.

También aplicamos la metodología utilizada en Mexico, en un estado caracterizado por grandes desastres sísmicos.

- Región 3: Ciudad de México.

Por otra parte, para poder utilizar los DEMs es necesario realizar una manipulación previa mediante el uso del software SAGA GIS. Esta manipulación puede involucrar diversos procesos, tales como:

- Unir grillas (Herramienta Mosaiking)
- Eliminar los vacíos de datos (Herramienta Close Gaps)
- Reducir las dimensiones del DEM (Herramienta Clip Grid)
- Establecer un sistema de referencia (Herramienta Set Coordinate Reference System)
- Realizar una transformación de sistema coordenado (Coordinate Transformation)

Cabe mencionar que no se requiere el uso de todos los procesos mencionados anteriormente en todos los casos, sino que depende de cada situación.

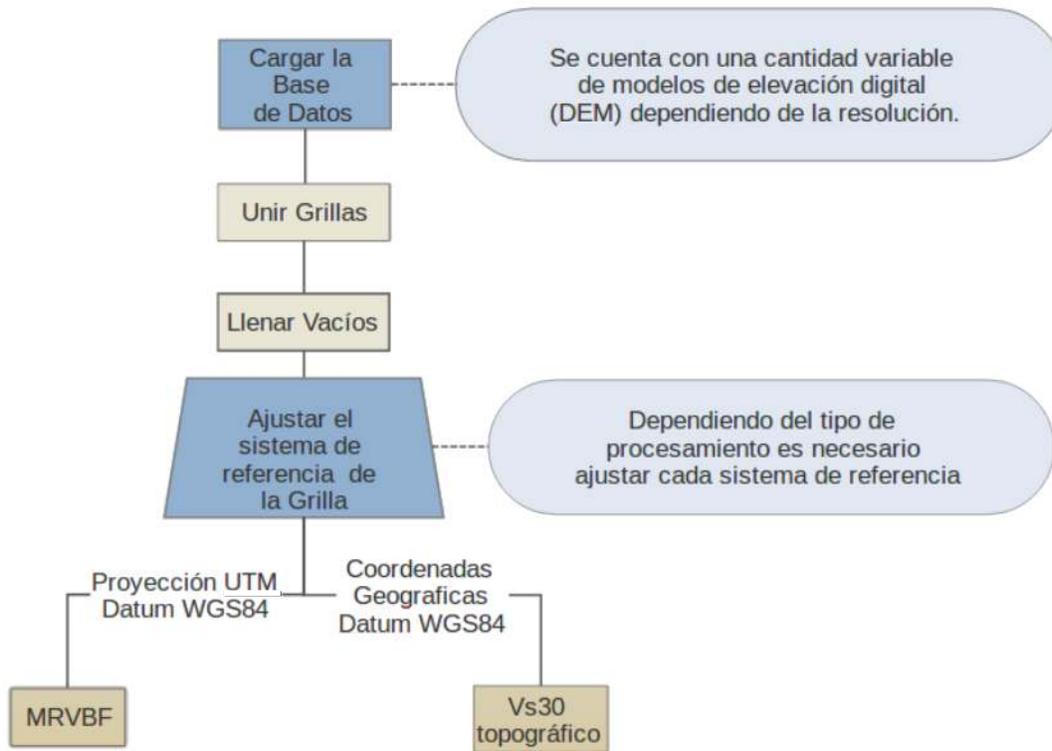


Figura 3.1: Diagrama de la manipulación previa utilizada para los DEMs en este trabajo.

3.1.2. Validación del uso de los DEMs de libre acceso para el cálculo del índice MRVBF.

Para llevar a cabo esta clasificación se consideró calcular el índice topográfico MRVBF en la región del arroyo Kyeamba, Australia, con la intención de evaluar si es posible replicar la metodología desarrollada por Gallant y Dowling (2003) con la base de datos disponible abiertamente para la mayor parte de nuestro planeta y que contempla las regiones de enfoque de este documento. Además, nos interesa comparar a través de un análisis visual cual de las bases de datos nos permitía recuperar de la mejor forma el resultado obtenido por Gallant y Dowling (2003).

Como se mencionó en el marco teórico de este documento, Gallant y Dowling (2003) utilizó una base de datos con resolución espacial de 25 metros, por lo que esperamos que el DEM SRTM de 1 arco segundo de resolución obtenga los mejores resultados, sin embargo, es necesario verificar esta hipótesis, pues dicha topografía utiliza datos satelitales obtenidos por otros modelos topográficos para corregir sus vacíos (Burgos, 2012).

La metodología utilizada para hacer una primera evaluación de las variaciones en los resultados producto de la resolución de la base de datos se encuentra en esta parte del trabajo y se puede ver en el siguiente mapa conceptual.

Metodología para Verificar la Base de Datos a Utilizar.

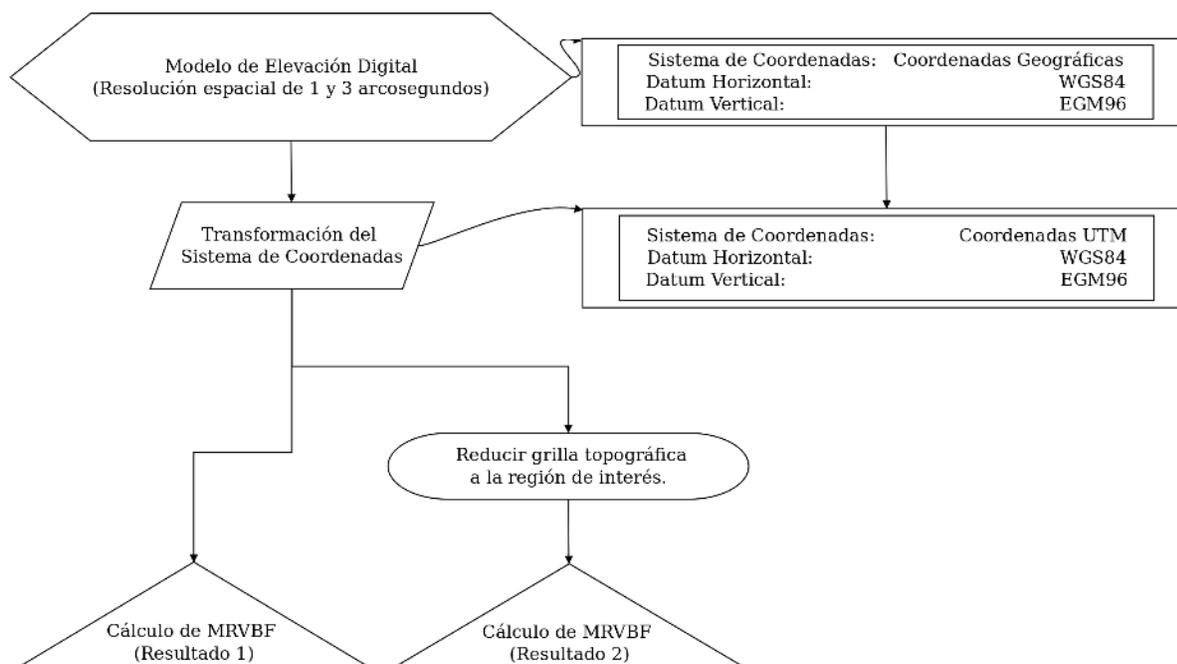


Figura 3.2: La prueba se realizó con las topografías de 1, 3 y 30 arco-segundos con el fin de observar el procesamiento y la base de datos que mejor representaran los resultados a lo largo de este trabajo.

Este modelo se aplicó para los DEMs de 1, 3 y 30 arco-segundos de resolución y, como se puede ver en la figura número 3.3, el procedimiento que considera al DEM cortado (Figura 3.3-c) altera los resultados en el borde aumentando su valor, lo que no tiene que ver con una estimación real, sino que más bien, un problema ocasionado porque en los bordes del DEM el método se queda sin la información necesaria para mejorar sus resultados estimaciones.

Este test permitió determinar que es mejor utilizar, de ser posible, un DEM más extenso que el área de interés, evitando reducir el tamaño de la grilla de datos ajustándolo a una región de interés en particular.

El uso de una base de datos de suelo más extensa permite que el código del índice MRVBF propuesto por Gallant y Dowling (2003) realice más iteraciones, ya que su metodología es reducir gradualmente la resolución para determinar los efectos topográficos sobre los depositos a distintas resoluciones y, por ende, una grilla de mayor dimensión permitirá afinar aún más los resultados en las últimas iteraciones.

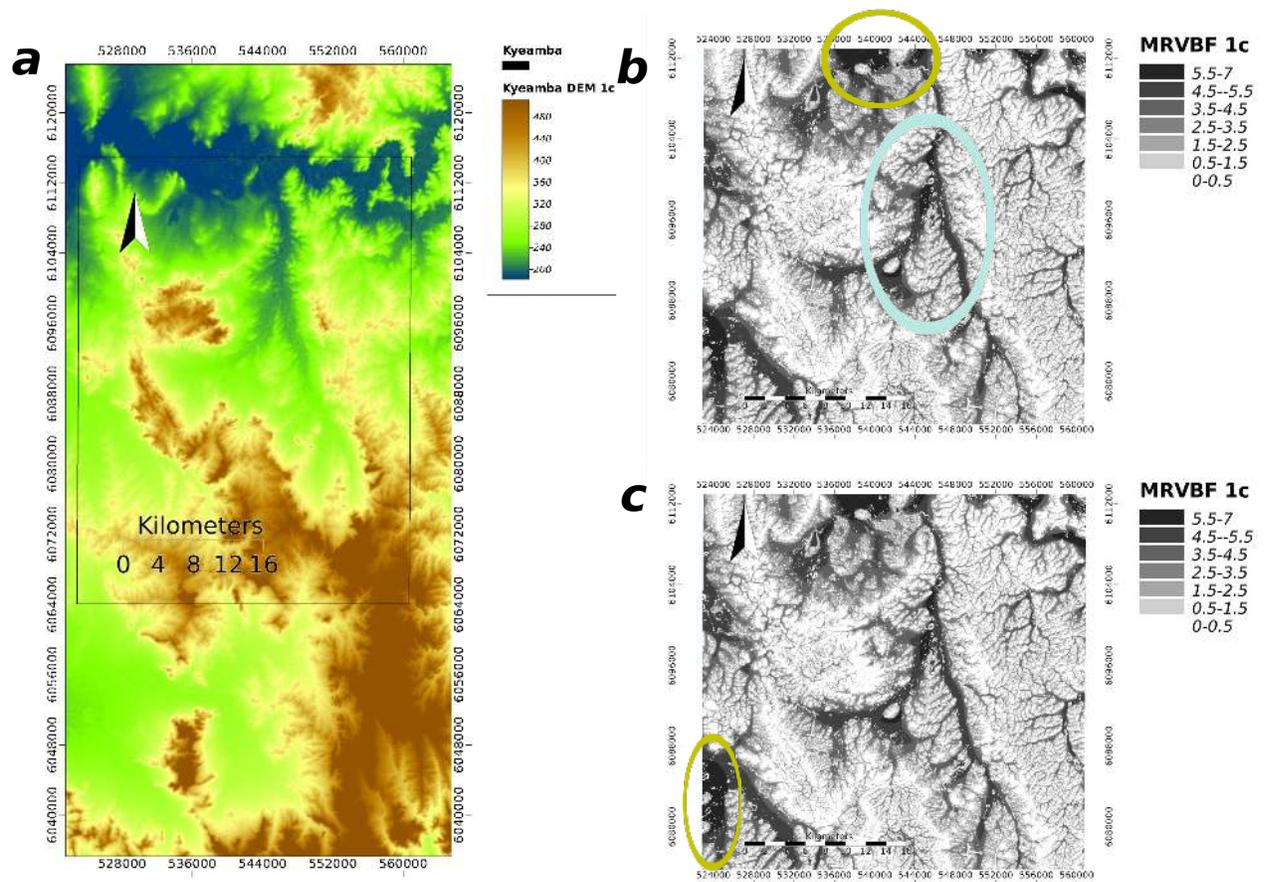


Figura 3.3: a) DEM con resolución espacial de 1 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Elipses cafés muestran las diferencias en los resultados usando base de datos de distintas dimensiones (misma figura) mientras que las celestes muestran la diferencia entre la continuidad de los resultados para las distintas resoluciones del DEM (Figuras 3.4 y 3.5).

El efecto que produce este factor en los resultados es notoriamente visible y podemos observarlo en las figuras 3.3, 3.5 y 3.5, donde es posible apreciar que el resultado del índice MRVBF es mejor ajustado en los bordes, para el resultado obtenido usando una topografía más extensa que el área de interés.

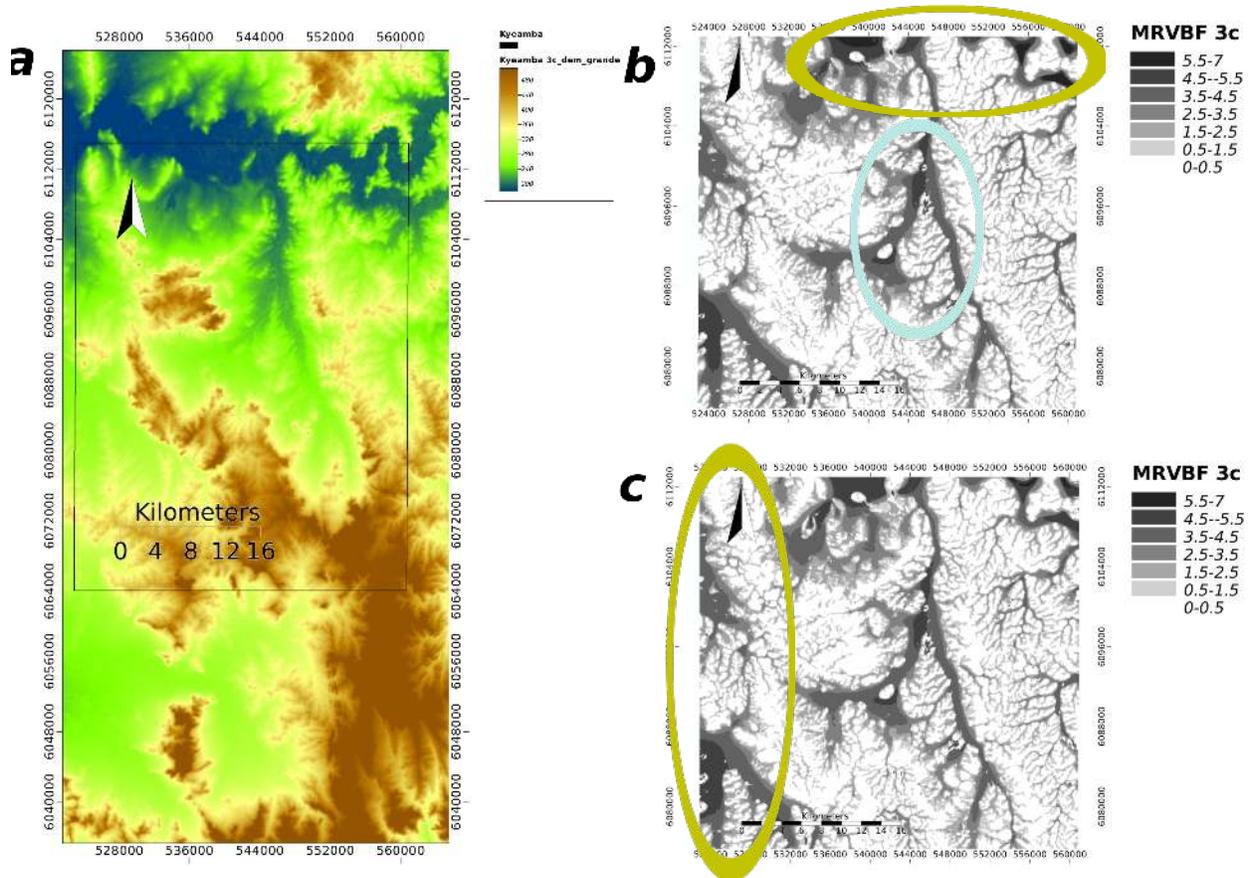


Figura 3.4: a) DEM con resolución espacial de 3 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Las elipses están explicadas en la figura 3.3.

Cuando en el proceso se reduce el tamaño de la grilla de topografía, el resultado del índice MRVBF sobrestima sus valores en los límites del área de interés con respecto al resultado usando la grilla original, por lo que resulta necesario utilizar DEM de mayor dimensión para evitar, en la medida que sea posible, este efecto. Por otra parte, eventualmente es necesario considerar que el tiempo de procesamiento del programa también está asociado a las dimensiones del DEM utilizado, por lo que puede ser conveniente buscar una grilla un poco más grande a la region de interes y de esa forma darle una baja relevancia a los valores del borde.

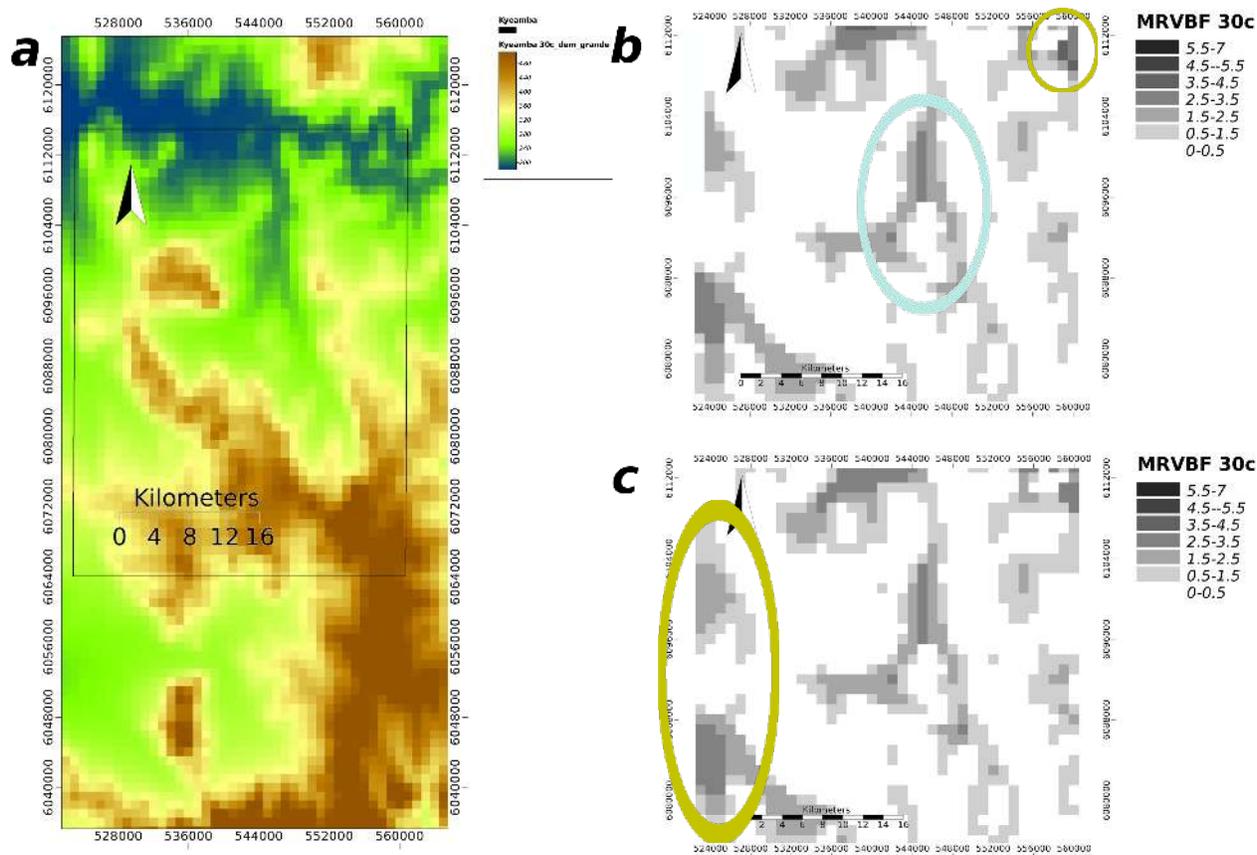


Figura 3.5: a) DEM con resolución espacial de 30 arcosegundo, b) Índice MRVBF usando DEM de mayor dimensión que el área de interés y c) Índice MRVBF usando DEM ajustado a las dimensiones del área de interés. Las elipses están explicadas en la figura 3.3.

Como primera consideración, los mapas que se generaron en este trabajo consideraban un area con margen de error en los bordes, para no perder información relevante en las areas interiores.

Además, se pudo apreciar en primera instancia que el DEM de 3 arcosegundos reproducen de mejor manera el índice MRVBF calculado por Gallant y Dowling (2003) y permitió que los resultados varíen de una forma suave, a diferencia del resultado con la topografía de 1 arcosegundo, la cual presenta muchos datos incoherentes espacialmente, ya que hay lugares puntuales en los cuales el valor del índice cambia abruptamente.

Índice MRVBF de referencia obtenido por Gallant y Dowling (2003) en el Arroyo Kyeamba, Australia

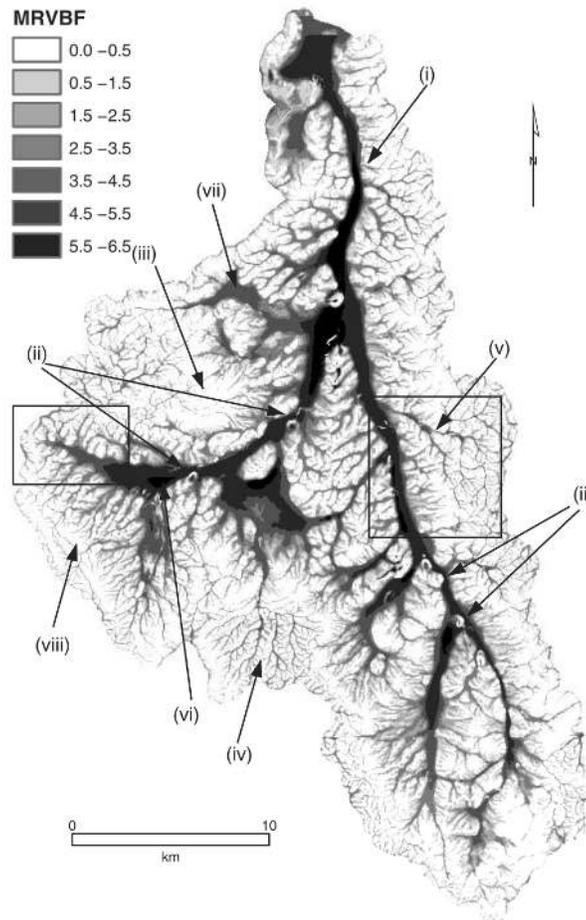


Figura 3.6: Índice calculado usando un DEM con resolución espacial de 25 metros en los alrededores del arroyo Kyeamba, Australia (Gallant y Dowling (2003)).

3.2. Procesamiento de los datos

3.2.1. Cálculo del Vs_{30} topográfico.

En este apartado utilizamos los procesamientos topográficos descritos en el marco teórico con el fin de clasificar el suelo y asociar esta clasificación a una respuesta local en los lugares de interés utilizando modelos de elevación digital como base de datos de entrada.

En primer lugar se buscó obtener el índice de Vs_{30} topográfico, para lo cual es necesario primero determinar, a partir de datos de topografía satelital, la pendiente topográfica (Figura 3.7) del lugar de interés.

Modelo de elevación digital y Pendiente topográfica a lo largo de la red IMAD.

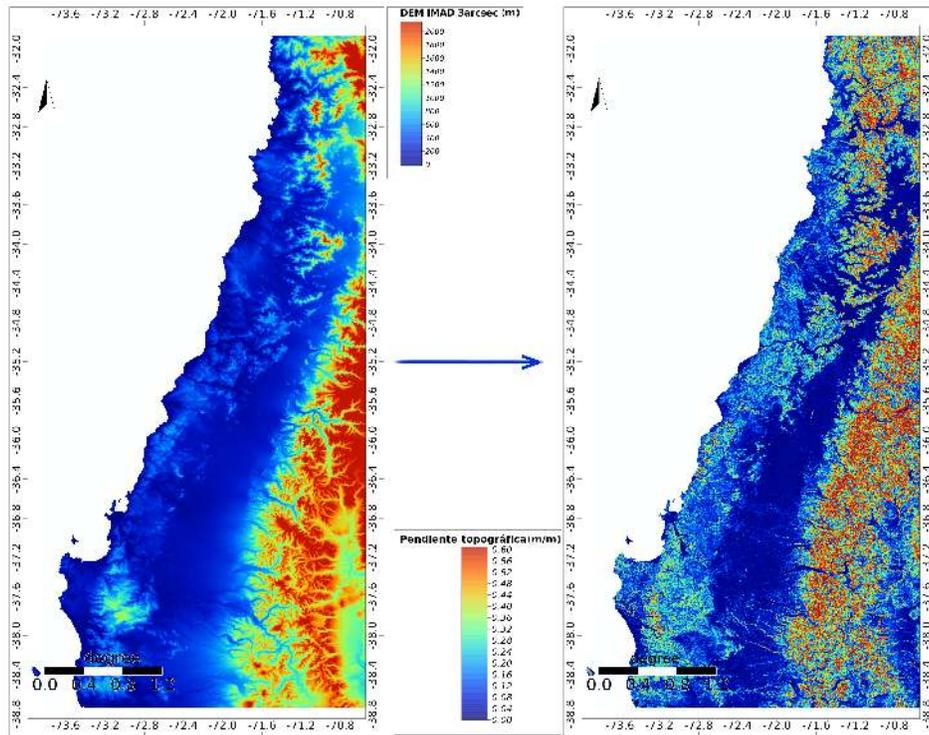


Figura 3.7: En la imagen se muestra el modelo de elevación digital de 3 arcosegundos (izquierda) y el mapa de pendientes topográficas obtenidas usando GMT.

Posteriormente, se utilizó la tabla de correlaciones de V_{s30} y pendiente topográfica propuestas por Allen y Wald (2009) mostrada en la figura 3.8 para obtener el mapa de V_{s30} topográfico en la región que abarca la red IMAD (Figura 3.9).

Correlaciones entre V_{s30} y Pendiente topográfica.

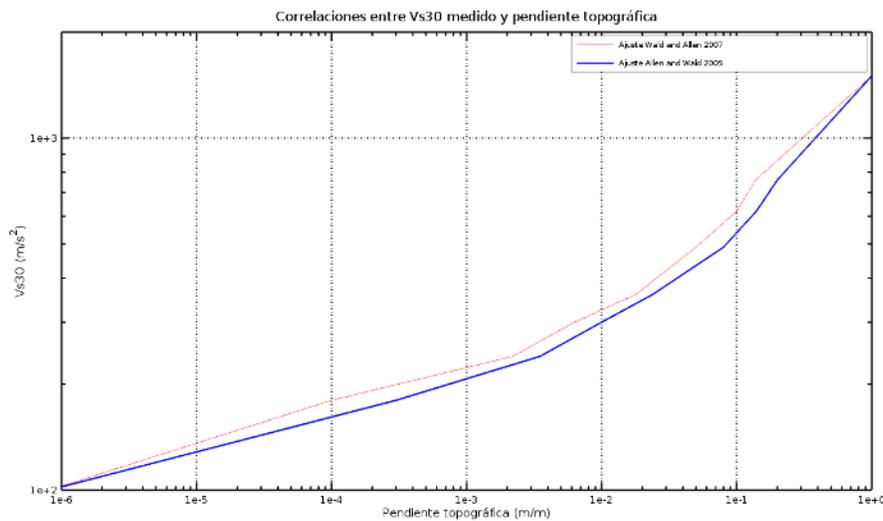


Figura 3.8: Gráfico creado en matlab utilizando valores de correlación propuestos por Wald y Allen (2007) y Allen y Wald (2009).

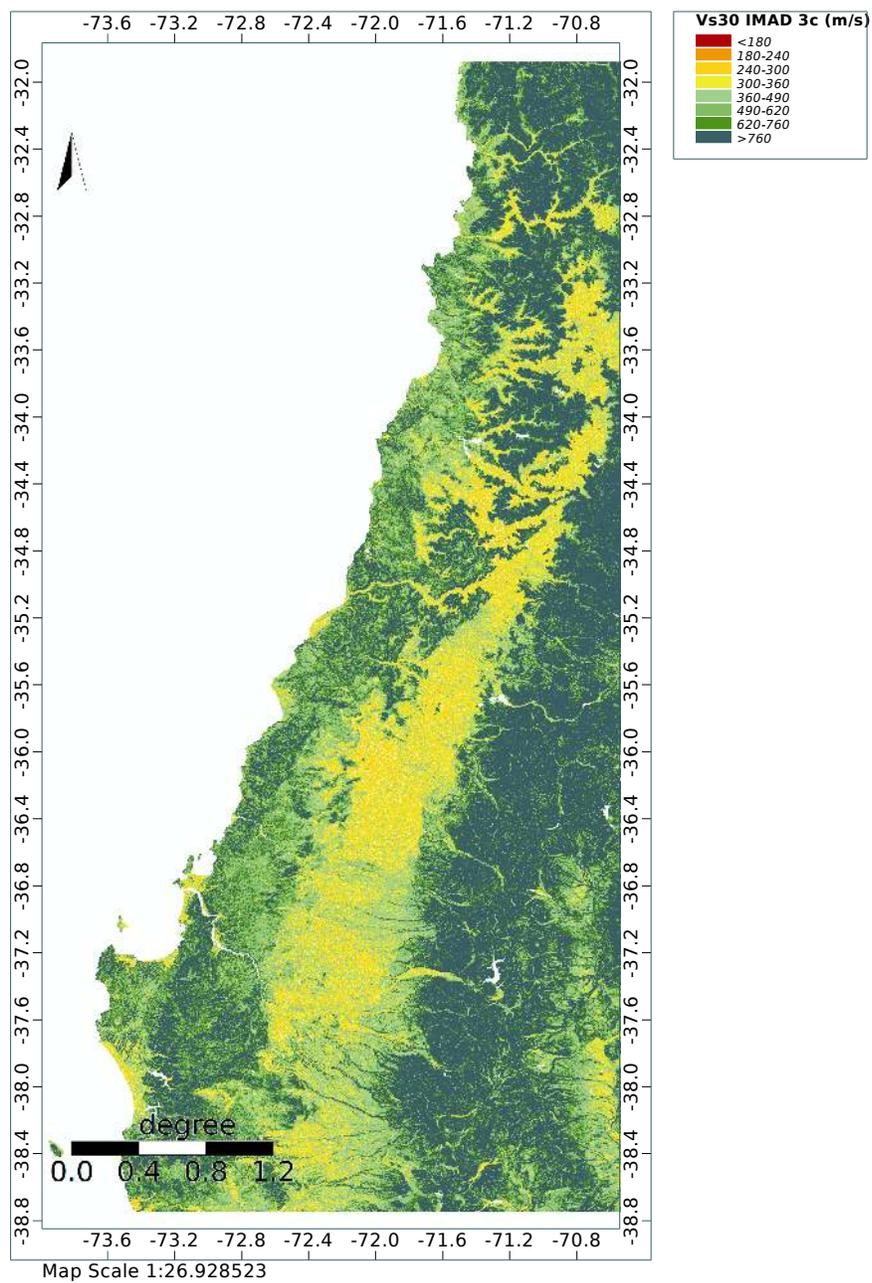


Figura 3.9: Mapa de Vs_{30} topográfico obtenido para el DEM de 3 arcosegundos de resolución para la región del Maule, Chile.

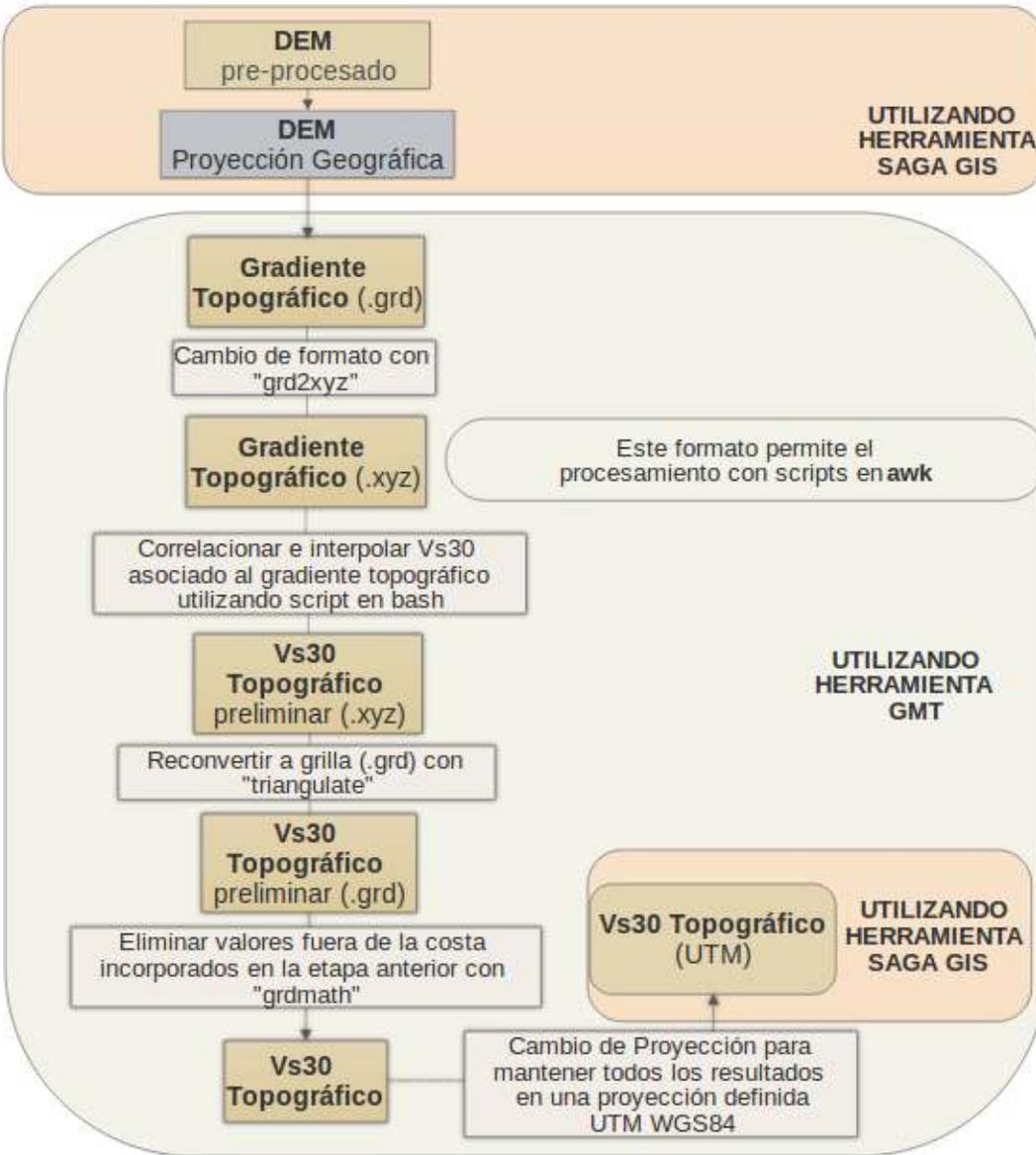


Figura 3.10: Diagrama de flujo del procedimiento utilizado para determinar el V_{s30} topográfico.

Con el fin de buscar una relación entre valores de efecto de sitio, periodo fundamental y V_{s30} topográfico se extrajeron los valores del V_{s30} centrados en los puntos donde se ubicaron las estaciones sísmicas de la red IMAD que sirvieron para determinar dichos parámetros característicos de cada sitio.

3.2.2. Cálculo de los índices MRVBF y MRRTF.

Los índices MRVBF Y MRRTF se obtienen mediante el software SAGA GIS, el cual tiene incorporado los algoritmos y requiere como parámetros de entrada el umbral inicial de las pendientes t_s , el parámetro de forma para las pendientes p , el umbral para el percentil de elevación de las llanuras para determinar el MRVBF, el umbral para el percentil de elevación de las cumbres para determinar el MRRTF y el parámetro de forma para el percentil de elevación.

Para determinar nuestros índices se eligieron los parámetros incluidos por defecto, salvo el umbral inicial de las pendientes, el cual varía dependiendo de la resolución del modelo de elevaciones a utilizar. Estos valores son indicados en diagrama de flujo de la figura 3.12, el cual representa al procedimiento y la configuración del programa para calcular los índices dependiendo de la resolución original.

El umbral inicial para la pendiente puede ser derivado del gráfico presente en la figura 3.11.

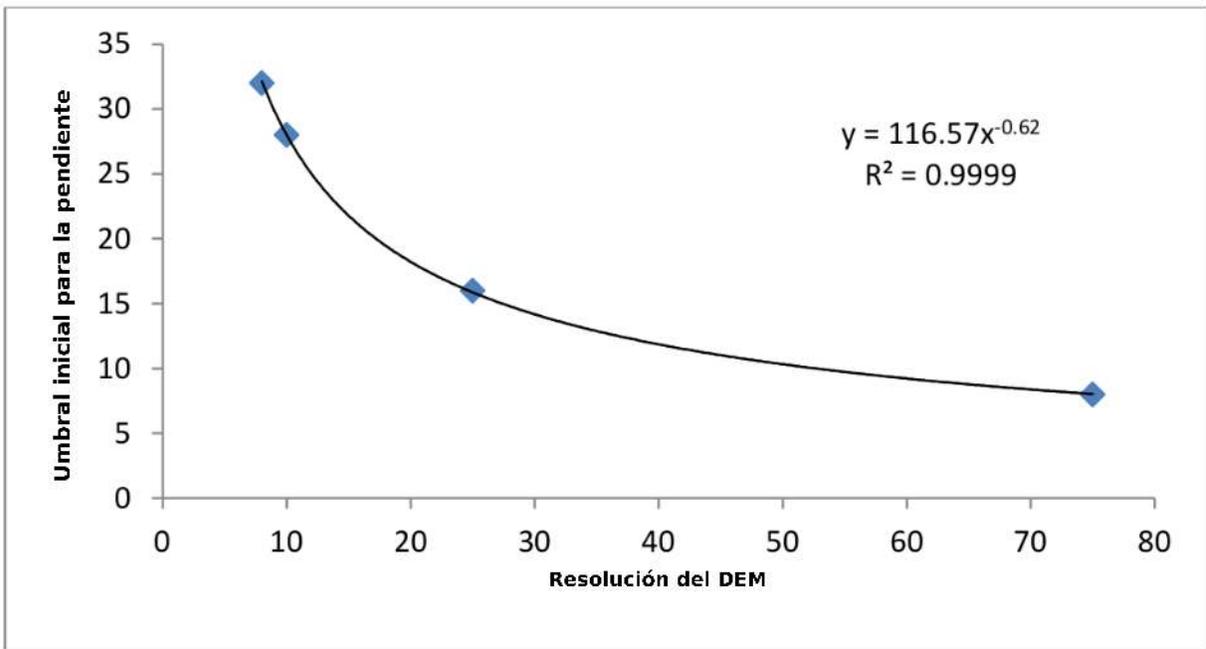


Figura 3.11: Gráfico que muestra la relación entre el umbral inicial para la pendiente y la resolución del modelo de elevaciones a utilizar.

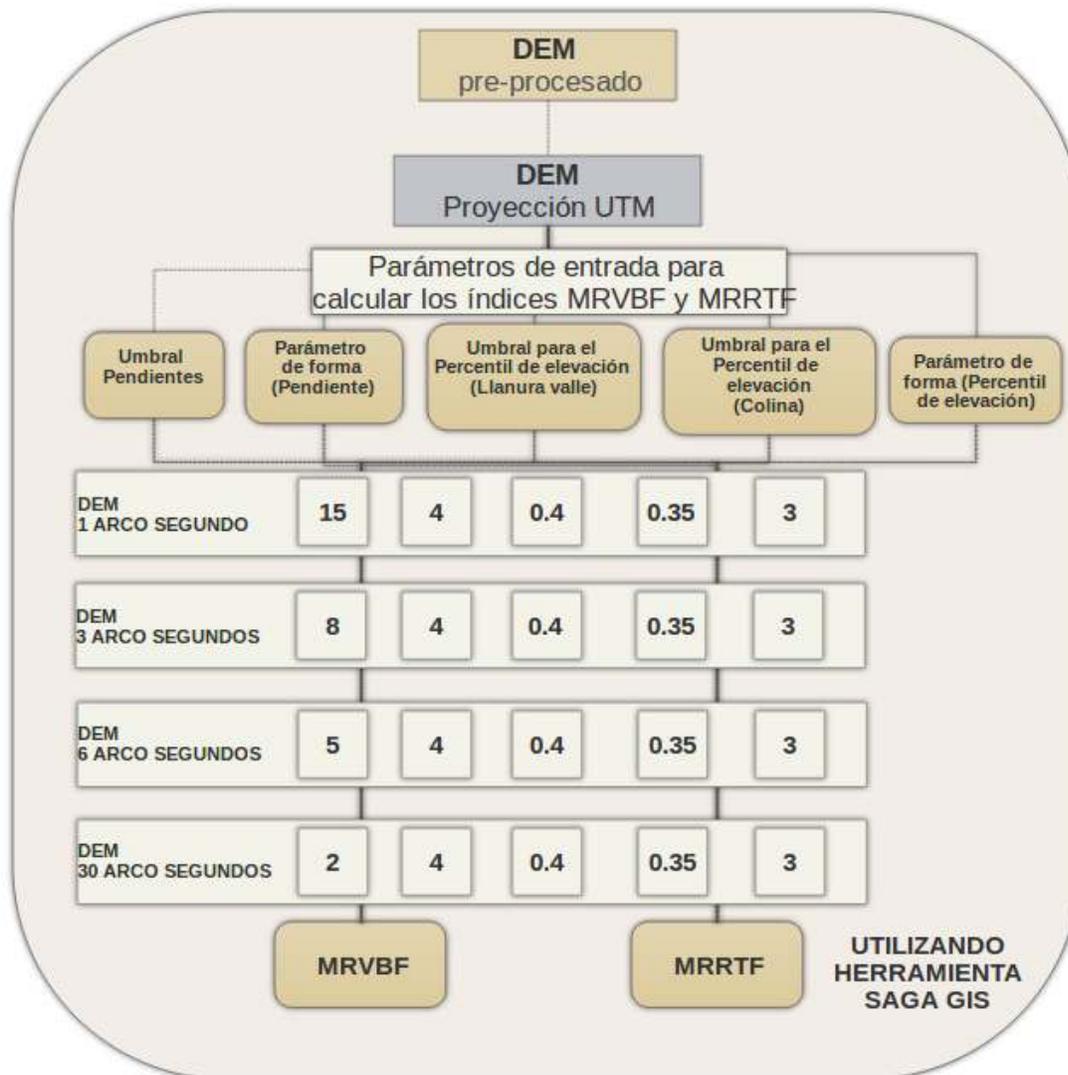


Figura 3.12: Diagrama de flujo del procedimiento utilizado para determinar los índices MRVBF y MRRTF.

En la imagen 3.13 podemos ver la interfaz utilizada por el software SAGA GIS para solicitar los parámetros que permitirán el cálculo de los índices, esta ventana incluye los valores recomendados para el cálculo en regiones similares al valle Kyeamba. Posteriormente, utilizando el software ARCGIS se elaboró un mapa choropleth bivariado entre los índices MRVBF y MRRTF.

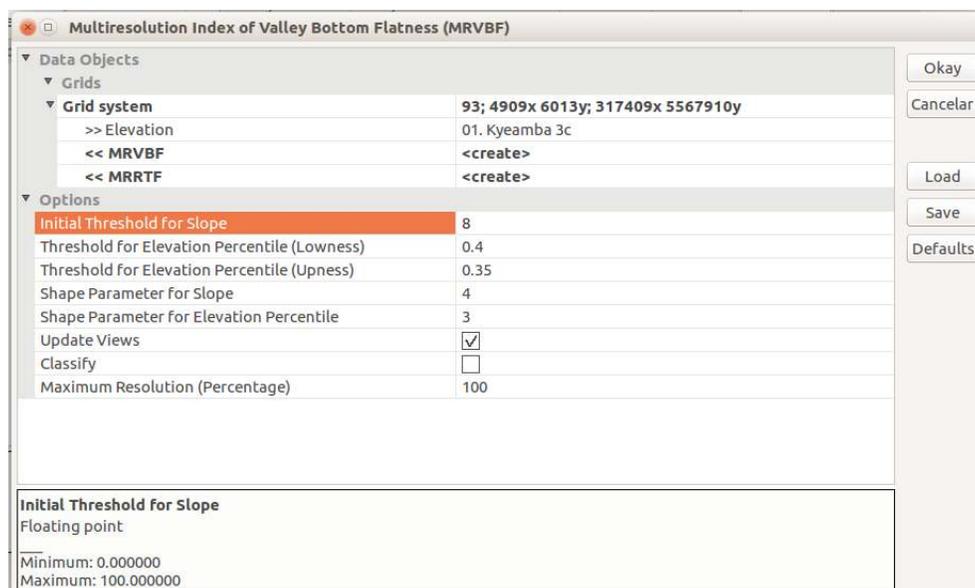


Figura 3.13: Interfaz del software SAGA GIS para definir los parámetros iniciales para determinar los índices MRVBF y MRRTF.

Al igual que para las grillas de V_{s30} topográfico, se estrajeron los valores de los índices MRVBF y MRRTF ubicados en las estaciones de la red IMAD con el fin de compararlos con otros parámetros utilizados para caracterizar el suelo.

Finalmente, estos mapas fueron graficados utilizando la herramienta ARCMAP de ARCGIS.

Capítulo 4

Resultados y Discusión

4.1. Mapas Topográficos de MRVBF, MRRTF, Choropleth Bivariado y V_{s30}

4.1.1. Primera zona de estudio, Concepción Centro

En primera instancia, para la primera región de interés, ubicada en la zona centro de la comuna de Concepción, se generaron los mapas de MRVBF y MRRTF según la metodología de [Gallant y Dowling \(2003\)](#) (Figura 4.1) y, utilizando estos resultados se construyó el mapa Choropleth Bivariado (Figura 4.2), el cual nos permitió observar en forma combinada los índices antes mencionados.

Posteriormente, a partir de nuestro modelo de elevación digital se construyeron las curvas de nivel y, utilizando el modelo de pendientes topográficas propuesto por [Allen y Wald \(2009\)](#), se construyó el mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.3).

Utilizando los resultados de periodos de sitio ($T_{site}(s)$), profundidad del basamento ($H(m)$) y V_{s30} obtenidos por [Montalva y otros \(2016\)](#) mostrados en las figuras 4.3 y 4.4 luego de un estudio de efectos de sitio basado en el terremoto del Maule 8.8 Mw, elegimos 6 regiones específicas para comparar nuestros resultados topográficos (Figura 4.2). Dichas regiones fueron elegidas según el periodo de sitio observado en cada una de ellas.

Análisis según regiones seleccionadas

Región N°1 Esta región presenta periodos de sitio menores a 0.4 segundos y profundidades del basamento menores a 40 metros (Figura 4.4). Según el modelo de elevaciones y las curvas de nivel construidas a partir de este, podemos observar en este punto la presencia de grandes pendientes, por lo cual, el índice Bivariado nos muestra acertadamente niveles mínimos tanto de MRVBF como de MRRTF, los cuales se concentran en encontrar zonas planas respecto de sus alrededores, ubicadas en valles o colinas respectivamente. Además, el mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.3) nos muestra valores altos, mayores a 760 (m/s), valores esperados de velocidad de onda de cizalle promedio para una región de baja amplificación sísmica.

Región N°2 Esta región presenta periodos de sitio entre 0.4 y 0.75 segundos y profundidades del basamento menores a 40 metros (Figura 4.4). Según las curvas de nivel y el modelo de V_{s30}

topográfico (Figuras 4.2 y 4.3), nos encontramos en una zona de intersección entre un valle y la ladera de un cerro, lugar propicio para permitir la acumulación moderada de sedimentos provenientes de las partes más altas del cerro. Pudimos notar que los resultados evidenciados por el mapa bivariado (Figura 4.2) en el borde de esta zona altos valores de MRVBF y bajos valores de MRRTF, lo que significa que corresponde a un lugar plano limitado al sureste por una zonas de mayores alturas, y por el noroeste por zonas más planas. Cabe señalar que las regiones 1, 2 y 4 se encuentra en el extremo

Mapas MRVBF y MRRTF DEM 3 arco-segundos Concepción centro, Chile

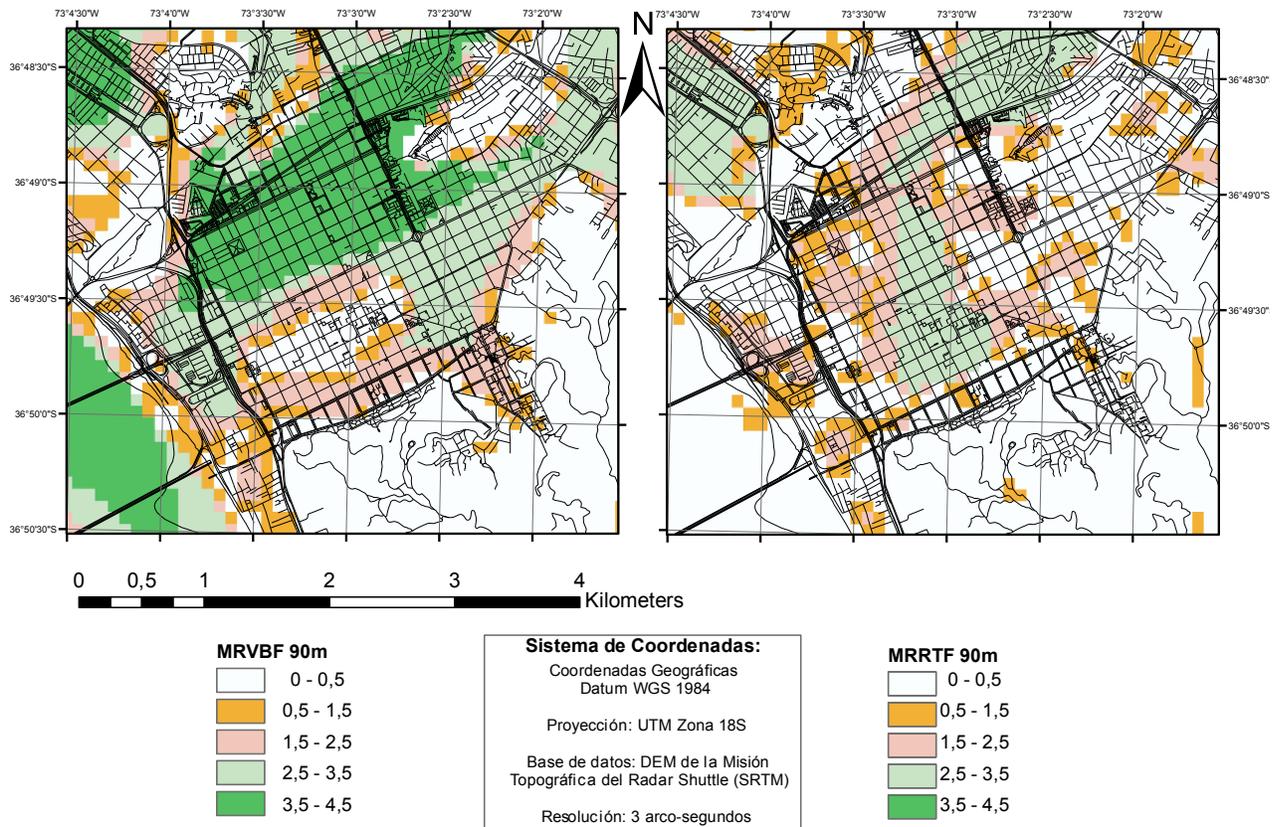


Figura 4.1: Mapas de los índices MRVBF y MRRTF para el centro de Concepción.

del área de estudio elegida por [Montalva y otros \(2016\)](#).

Región N°3 Esta región presenta periodos de sitio menores a 0.4 segundos y profundidades del basamento menores a 40 metros (Figura 4.4). A partir del mapa bivariado (Figura 4.2) pudimos observar valores altos tanto de MRVBF como de MRRTF, lo que da evidencia de una zona plana pero alta, características que la convierten en un lugar poco expuesto a la acumulación de sedimentos y, por ende, de baja amplificación sísmica. En el modelo de elevaciones ((Figura 4.2) no se logra evidenciar una zona de altas pendientes. Además, el mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.3) nos muestra una zona de velocidades medias, entre 300 y 490 (m/s), valores que son acordes al al resto

de los resultados obtenidos para una región de amplificación sísmica moderada, debido al efecto de sitio.

Mapa Choropleth Bivariado MRVBF / MRRTF y DEM 3 arco-segundos Concepción centro, Chile

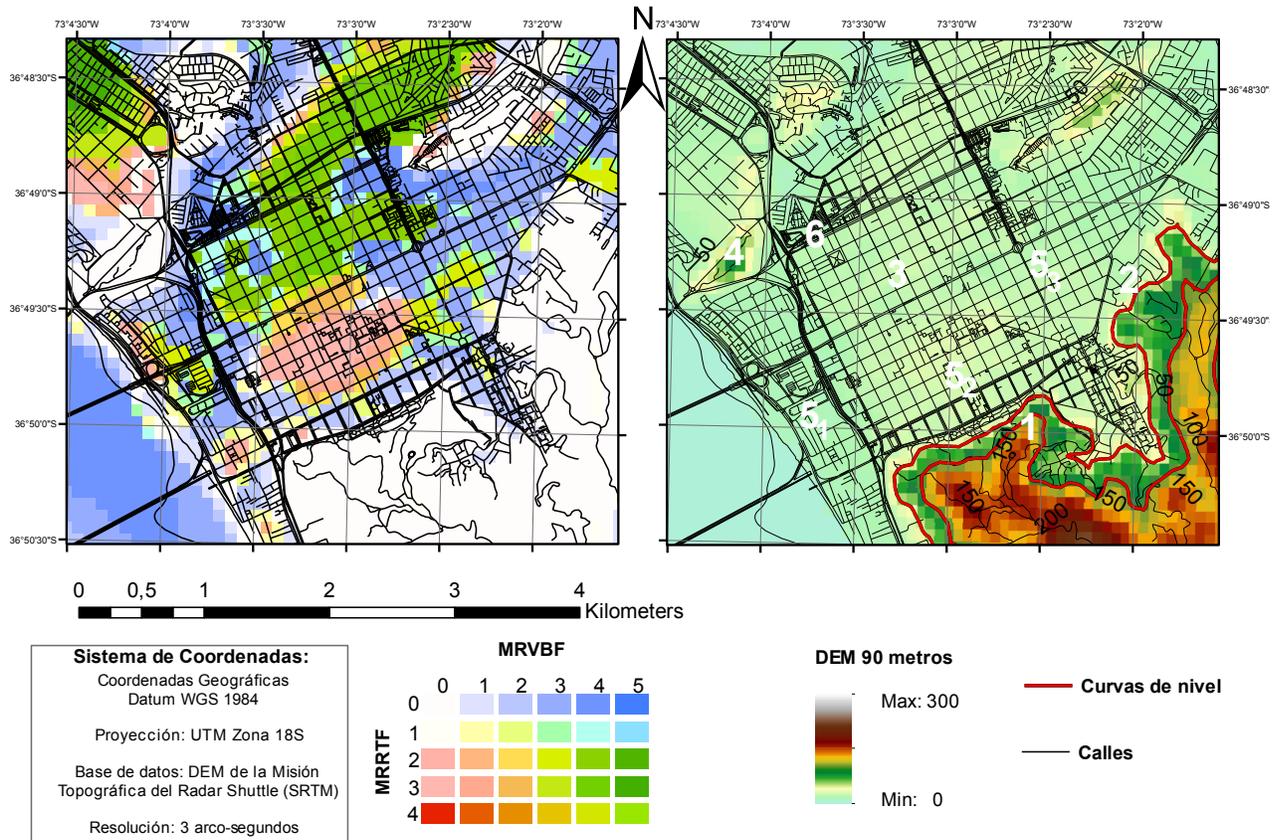


Figura 4.2: Mapas del índice Bivariado y Modelo de Elevación Digital (DEM) para el centro de Concepción.

Región N°4 Esta región presenta periodos de sitio menores a 0.4 segundos y profundidades del basamento mayores a 105 metros (Figura 4.4). Se logra observar una coherencia entre todos los resultados topográficos obtenidos, con altos valores de V_{s30} (Figura 4.3), valores mínimos de MRVBF y MRRTF y una gran pendiente, sin embargo, los resultados de profundidad del basamento (H) obtenidos por Montalva y otros (2016) para esta región con valores de aproximadamente 105 metros (Figura 4.4), son inesperados para esta región de bajos periodos de sitio. Como se indicó anteriormente, al igual que las regiones 1 y 2, esta región también se encuentra en el límite de la región de estudio de Montalva y otros (2016).

Mapa Choropleth Bivariado MRVBF / MRRTF y DEM 3 arco-segundos Concepción centro, Chile

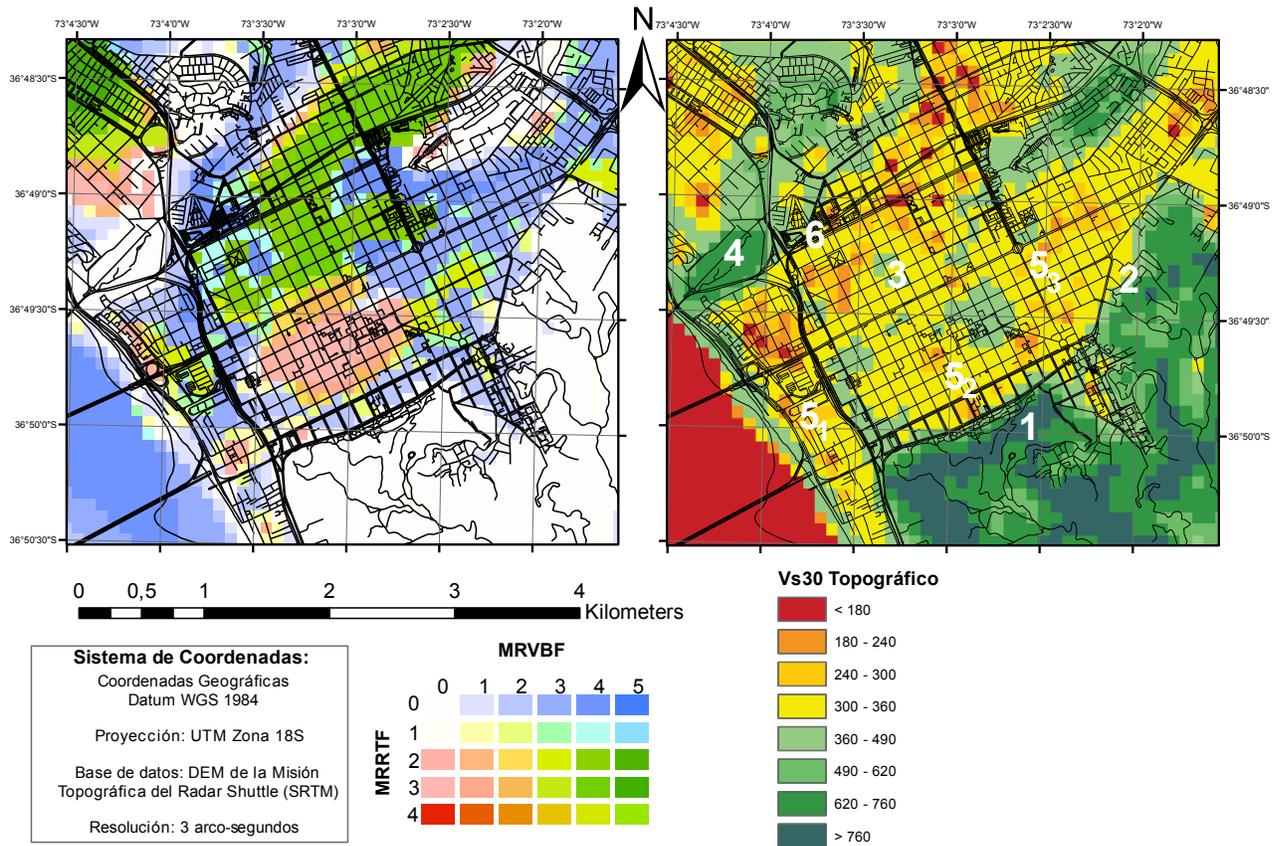


Figura 4.3: Mapas del V_{s30} Topográfico y mapa con datos de velocidad V_{s30} medidos para el centro de Concepción.

Región N°5 Esta región es bastante extensa, con periodos de sitio cercanos a 0.5 segundos (Figura 4.4). Debido a su gran extensión y a valores no esperados de los índices topográficos en algunas secciones es que dentro de esta zona se subdividió en 3 áreas.

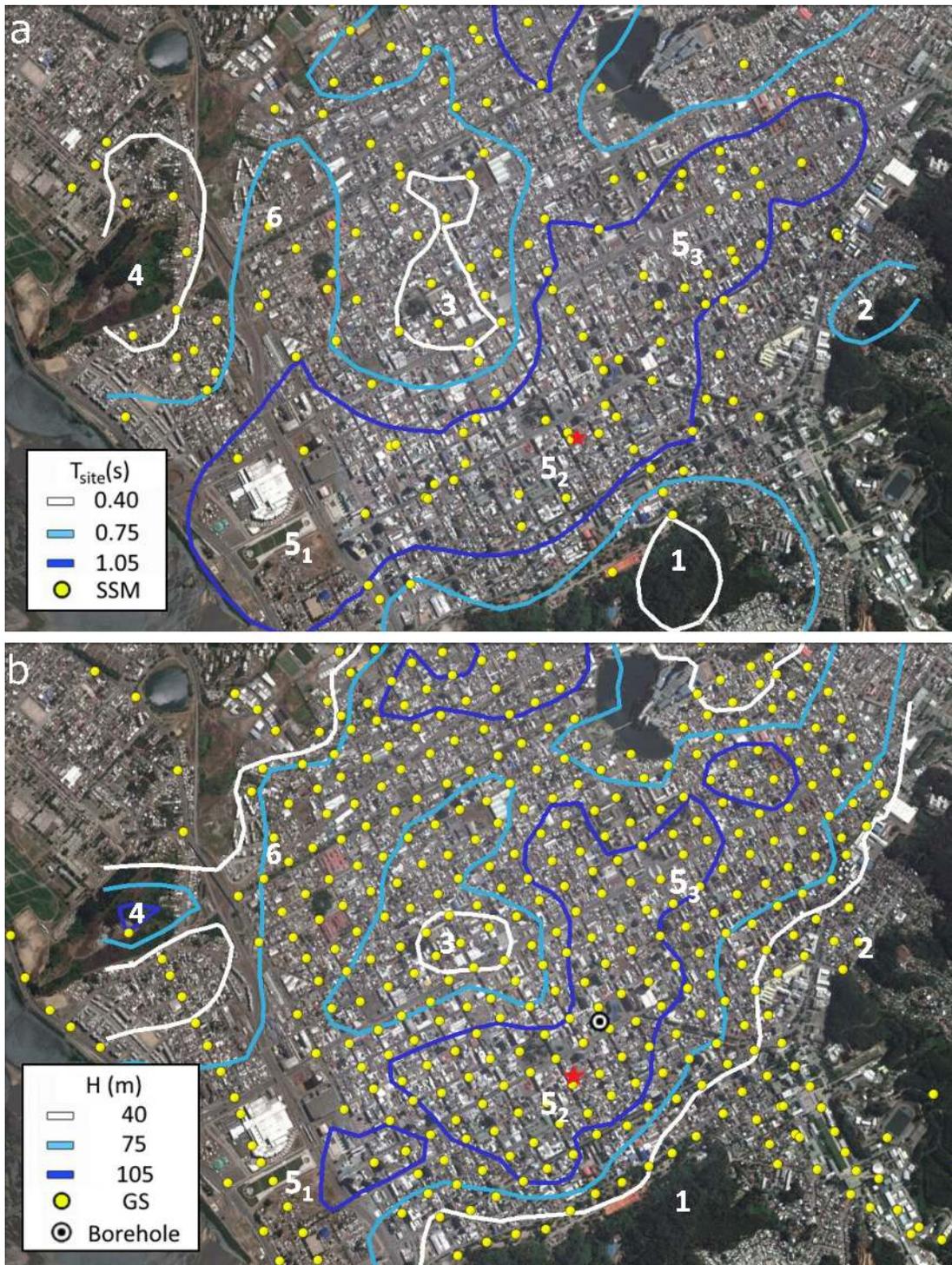


Figura 4.4: Resultados de Profundidad del basamento y Periodos fundamentales en el centro de Concepción, [Montalva y otros \(2016\)](#).

Región N°5.1 Esta región presenta periodos de sitio mayores a 1.05 segundos y profundidades del basamento ligeramente menores a 105 metros (Figura 4.4). Es una zona bien representada por el mapa bivariado (Figura 4.2), con valores altos de MRVBF y mínimos de MRRTF, lo que hace referencia a un lugar plano y bajo, con alta probabilidad de gran amplificación sísmica. Valores de V_{s30} (Figura 4.3) entre 180 y 490 m/s y sin pendientes significativas.

Región N°5.2 Esta región presenta periodos de sitio mayores a 1.05 segundos y profundidades del basamento mayores a 105 metros (Figura 4.4). El mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.3) muestra valores de V_{s30} entre 180 (m/s) en algunos pixeles y 490 (m/s), sin embargo, a pesar de que dichos valores de V_{s30} se corresponden en parte con los valores de periodo de sitio (T_{sitio}), el mapa bivariado (Figura 4.2) muestra bajos niveles de MRVBF y altos de MRRTF, lo que da cuentas de una región con presencia de áreas planas, las que se encontrarían en zonas elevadas respecto de los alrededores. Esto último no se corresponde con los resultados de profundidad del basamento y periodos de sitio obtenidos por Montalva y otros (2016) para esta zona. En la esquina de Tucapel

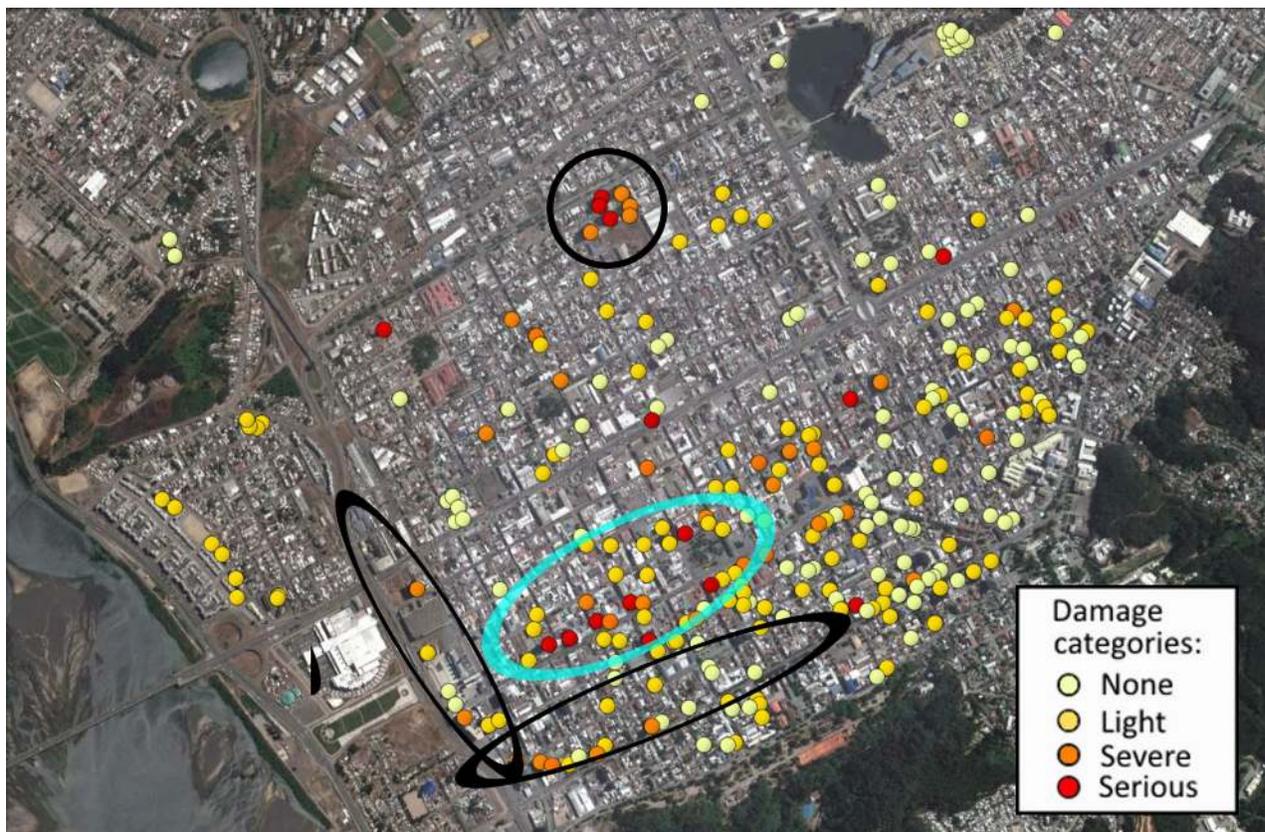


Figura 4.5: Mapa de daños en la ciudad de Concepción (Montalva y otros (2016)).

con Manuel Rodríguez (círculo en la parte superior, figura 4.5) se puede observar un conjunto de observaciones que muestran daños categorizados como severos y serios, en esta misma región el índice bivariado muestra colores verdes, celestes y azules, lo que permite asociarla a una zona que puede presentar amplificación sísmica debido a que se encuentra en el límite de un valle bastante plano (lugares azules en la figura 4.3 del lado izquierdo).

Podemos ver que el mapa bivariado también muestra una buena relación a lo largo de la calle Chacabuco (óvalo paralelo al puente), y en Pratt (óvalo perpendicular al puente 4.5), presentando en ambos mapas una especie de región continua, que en el caso del mapa bivariado se aprecia con colores azules. Por otra parte, los resultados del mapa bivariado no logran reconocer zonas de posible amplificación sísmica en la parte más central de la comuna de Concepción (óvalo celeste), lo que puede deberse a errores de la base de datos topográfica utilizada, probablemente producto de la frecuente presencia de edificios por esa zona.

Región N°5.3 Esta región presenta periodos de sitio mayores a 1.05 segundos y profundidades del basamento mayores a 105 metros (Figura 4.4). Esta zona, al igual que la región 5.1 es bien representada por el mapa bivariado (Figura 4.2), por el de V_{s30} (Figura 4.4) y por el modelo de elevaciones, mostrándose en la mayoría del espacio como una región relativamente plana.

Región N°6 Ubicada en la transición entre valores de periodo de 0.75 y 1.05Hz (Figura 4.4). Esta región presenta valores de V_{s30} (Figura 4.3) entre 240 y 360 m/s y valores de MRVBF altos combinados con bajos valores de MRRTF (Figura 4.2). Todas las observaciones anteriores convergen en la idea de una zona de amplificaciones relativamente altas.

4.1.2. Segunda zona de estudio, Provincia de Santiago

En este punto, los mapas topográficos creados del índice bivariado y del V_{s30} topográfico (Figura 4.9) son comparados con el mapa de frecuencia fundamental (Figura 4.6) obtenido por PASTEN (2007) utilizando el método de Nakamura (1989). A partir de la comparación de ambos resultados se obtuvieron las siguientes observaciones.

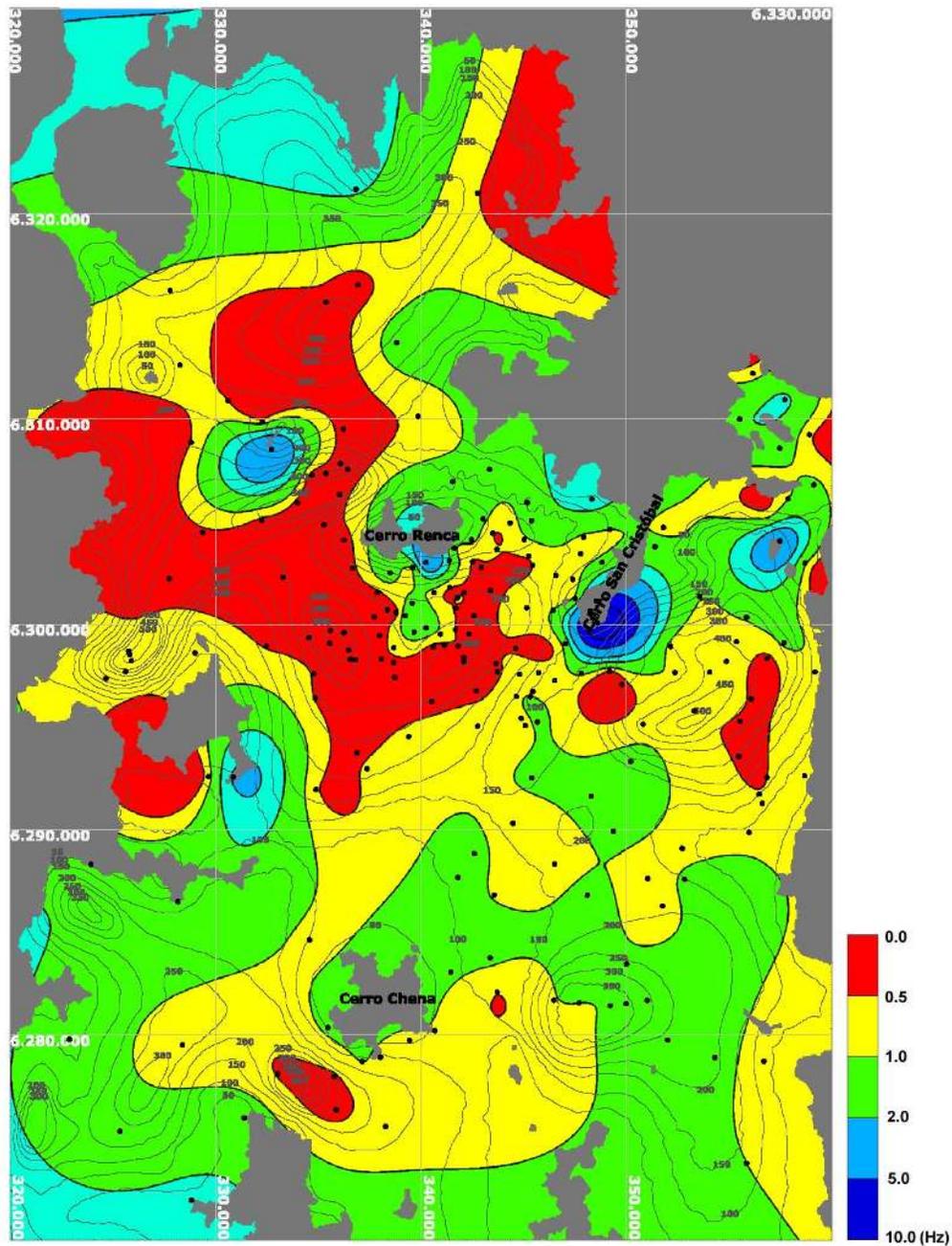


Figura 4.6: Mapa de Frecuencias fundamentales y profundidades del basamento para la cuenca de Santiago (PASTEN, 2007).

En un análisis general del mapa, la provincia de Santiago se puede diferenciar la presencia de 3 macrozonas de respuesta de sitio. La primera macrozona abarca desde el centro de la comuna de Maipú (latitud 33 30 minutos) hacia el norte, presentando mayores tonalidades amarillas y rojas en el mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.9), con valores predominantes menores a 300 m/s. Además, en el mapa Bivariado (Figura 4.9) podemos notar que esa misma región tiene una mayor presencia de valores del índice MRVBF sobre 3.

Con respecto al párrafo anterior, según los valores de PGA obtenidos por Sekiguchi y otros (2011) mostrados en la figura 4.7, podemos notar que la estación instalada en Maipú se ubica en la primera macrozona mostrada. Esta estación presenta un valor alto de PGA de 478 (cm/s^2) que se corresponde con los resultados del V_{s30} topográfico ubicados a los alrededores de esa posición, con tonalidades mayormente rojas asociadas al menor rango de este parámetro ($V_{s30} < 180$). Además, este valor también se corresponde con el obtenido en el mapa bivariado, alcanzando los valores más altos de MRVBF (4-5) y los más bajos de MRRTF (0) representados en el mapa por tonos azules, lo que habla de una región baja y plana respecto de su entorno.

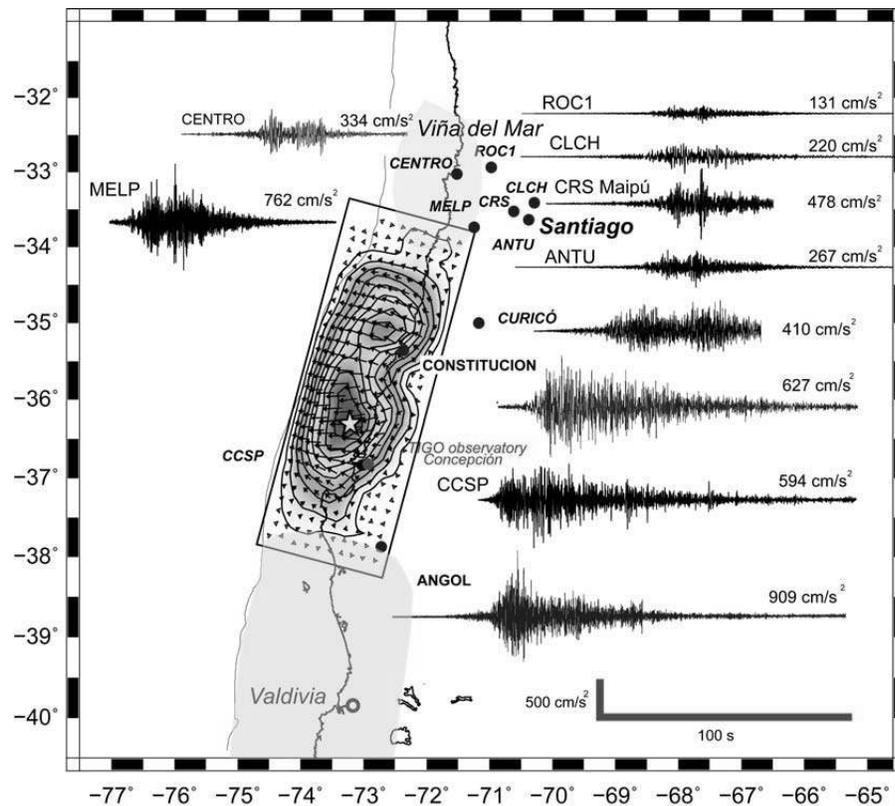


Figura 4.7: Valores de PGA calculados para el terremoto 8.8 Mw del Maule el 2010 (Sekiguchi y otros (2011))

Lo anterior coincide con los resultados de frecuencias fundamentales bajas obtenidas por PASTEN (2007) mostrados en la figura 4.6, las que en su mayoría presentan valores de hasta 1 Hz, lo que nos permite intuir que se trata de regiones más susceptibles a la acumulación de sedimentos y, por ende, a mayor amplificación sísmica por efecto de sitio.

La segunda zona abarca desde el centro de la comuna de Maipú hacia el sur donde se pueden ver tonos amarillos y verdes en el mapa de V_{s30} topográfico (Figura 4.9), y colores amarillos y rojos en el mapa bivariado (Figura 4.9), que coincide con la presencia de frecuencias fundamentales predominantemente entre 0.5 y 2 Hz (Figura 4.6).

La última zona corresponde una barrera natural topográfica de grandes alturas que contiene a los cerros, colinas y montañas presentes en esta región. Estas zonas son dominadas por valores bajos o nulos en el mapa bivariado y por altos valores de V_{s30} topográfico. Algunos ejemplos son el Cerro San Cristóbal, el Cerro Chena y el Cerro Renca. Por otra parte, en escala más pequeña es difícil notar patrones y similitudes entre los distintos mapas generados, sin embargo, se seleccionaron

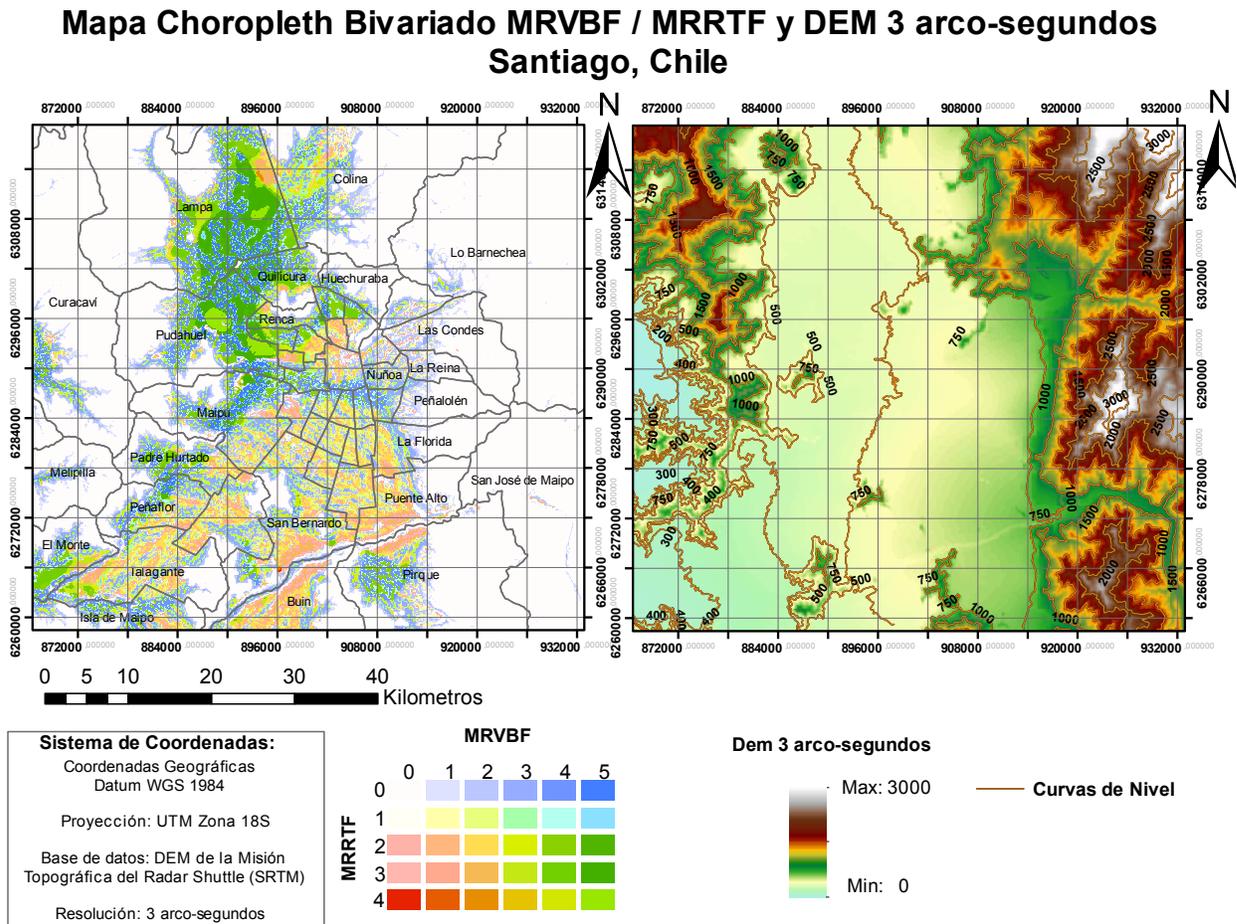


Figura 4.8: Mapas del índice Bivariado y DEM para la cuenca de Santiago.

algunas comunas y localidades para hacer un análisis más específico, las cuales serán mencionadas en los próximos párrafos.

Mapa Choropleth Bivariado MRVBF / MRRTF y Vs30 Topográfico DEM 3 arco-segundos, Santiago, Chile

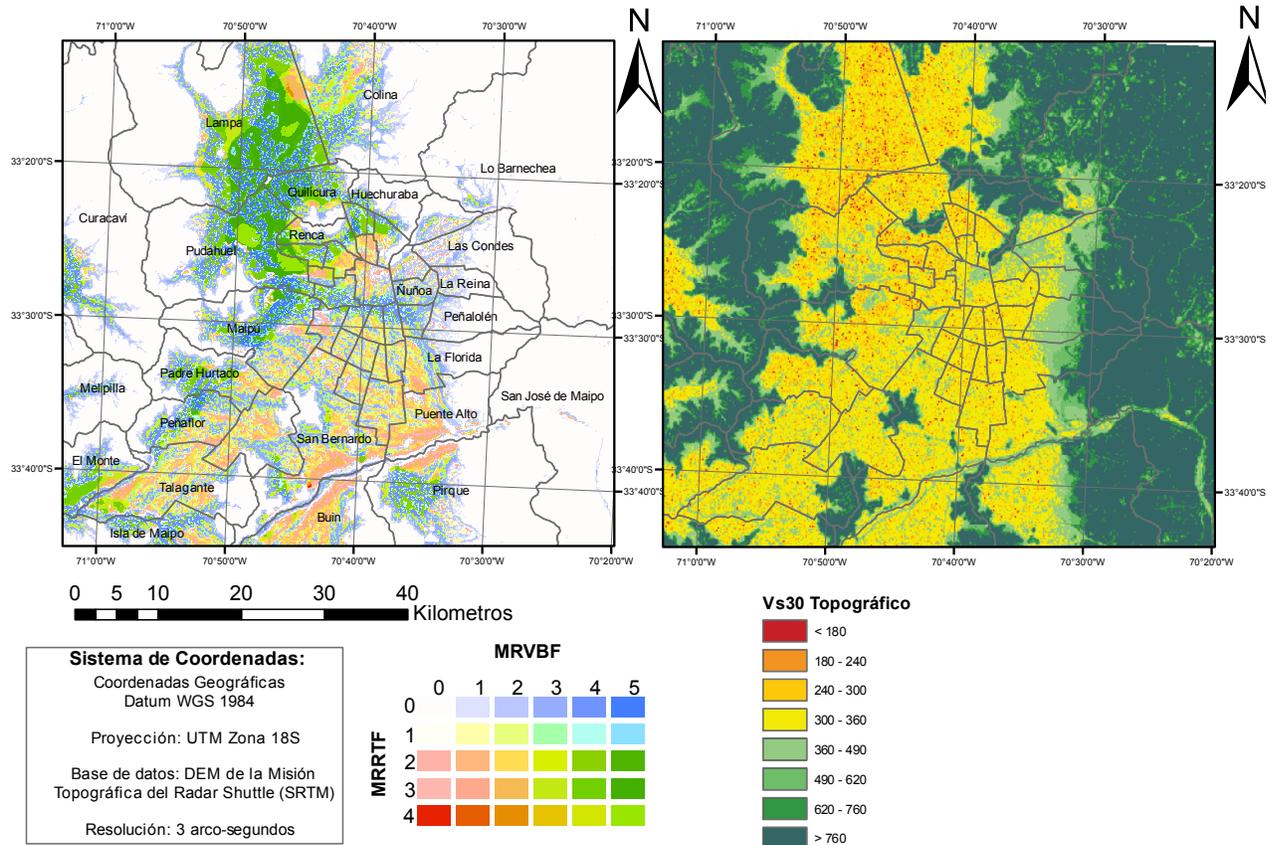


Figura 4.9: Mapas del índice Bivariado y Vs₃₀ para la cuenca de Santiago.

Análisis según regiones seleccionadas.

Comuna de Puente Alto Al oeste esta comuna presenta frecuencias fundamentales que oscilan entre 1 y 2 Hz y valores de Vs₃₀ topográfico que van desde los 300 m/s, lo que nos habla acerca de una zona de baja amplificación. Por otra parte, el mapa bivariado muestra en esa misma parte, valores altos de MRRTF (entre 3 y 4) y bajos de MRVBF (menores a 3) en la mayor parte, lo que se asocia a zonas de pendiente moderada y poca acumulación de sedimentos, consistente a los periodos entre 1 y 2 Hz para esta parte de la comuna. En la parte mas central de Puente Alto podemos ver una disminución en los valores del índice MRRTF y una alza en los valores de MRVBF, con tonalidades azuladas, además, los valores de frecuencia fundamental también bajan a valores entre 0.5 y 1 Hz, lo que es consistente y asociado a un sector de mayor acumulación de sedimentos y, por consiguiente, una mayor amplificación sísmica. En el mapa de Vs₃₀ no se logra observar las

variaciones mencionadas, sino que nos permite hacer un análisis más global de lo que sucede en la provincia de Santiago.

Cerro San Cristóbal En el mapa de frecuencias fundamentales (Figura 4.6) se puede apreciar altas frecuencias a los alrededores de este cerro, las que van de 1 a 10Hz, el mapa bivariado muestra tonos predominantemente anaranjados y el mapa de V_{s30} topográfico muestra valores mayores a 300 m/s. En resumen, todas las observaciones hechas anteriormente son coherentes entre si, por lo que los resultados topográficos en esta zona son bastante consistentes, con baja amplificación.

Comuna de Maipú En el mapa de frecuencias fundamentales, se pueden observar con tonos rojos valores de este parámetros que oscilan entre 0 y 1Hz al este del cerro de Maipú. También se puede observar en este mismo sector valores bajos de MRRTF y altos de MRVBF con tonalidades azules, y valores bajos de V_{s30} , que van hasta los 300 m/s. Todas las observaciones realizadas en esta region evidencian un sector con gran capacidad de acumulación de sedimentos y mayores amplificaciones naturales o de sitio.

Comuna de Talagante Esta comuna presenta la mayor parte de su territorio con frecuencias altas, que van de 1 a 5 Hz, lo que coincide bastante bien con los resultados del mapa bivariado, con el color predominante naranja ($MRVBF < 2$), De igual manera, el mapa de V_{s30} presenta mayormente valores superiores a 300 m/s, lo que coincide con las otras observaciones.

4.1.3. Tercera zona de estudio, Ciudad de México

Se puede observar que los resultados topográficos obtenidos para la Ciudad de México, tanto el mapa de V_{s30} (Figura 4.10) como el mapa Bivariado (Figura 4.11), logran evidenciar las regiones con mayor riesgo de amplificación sísmica, que corresponde principalmente a terrenos ubicados sobre zonas lacustres, las que podemos observar también en la figura referencial 4.12, aportada por el sismólogo mexicano Carlos Valdés al noticiero Sites México ((sit, acceso enero 2018)), la cual nos permite ubicar solo de forma ilustrativa las distintas zonas de amplificación presentes en esta zona geográfica. En los terrenos lacustres, el mapa de V_{s30} topográfico muestra valores menores a 360

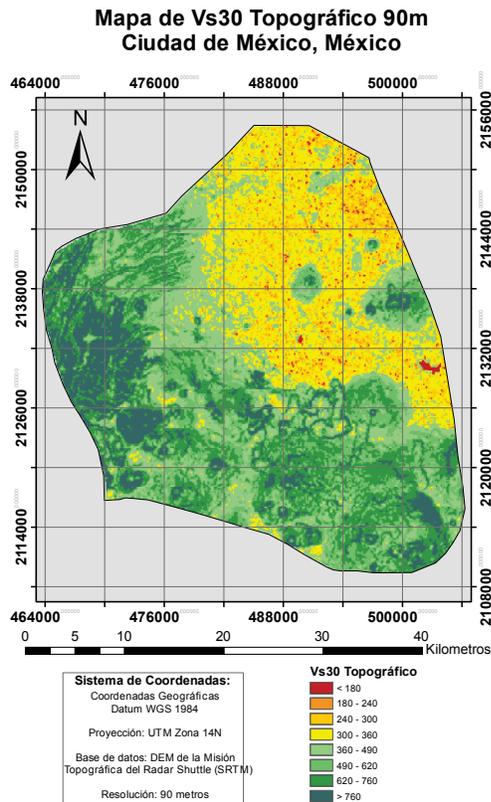


Figura 4.10: Mapa de V_{s30} Topográfico para la Ciudad de México.

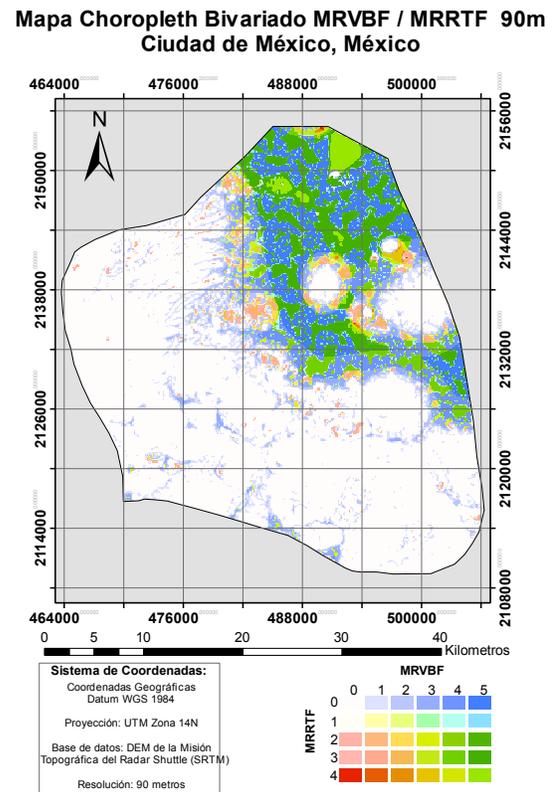


Figura 4.11: Mapa Bivariado para la Ciudad de México.

m/s, sin embargo, este mapa no permite diferenciar de forma muy clara las zonas de transición, las cuales si pueden ser identificadas de mejor manera por el mapa bivariado, mostrándose en colores naranja y amarillo, principalmente a las faldas de los cerros presentes en el mapa.

Zonificación sísmica de la Ciudad de México

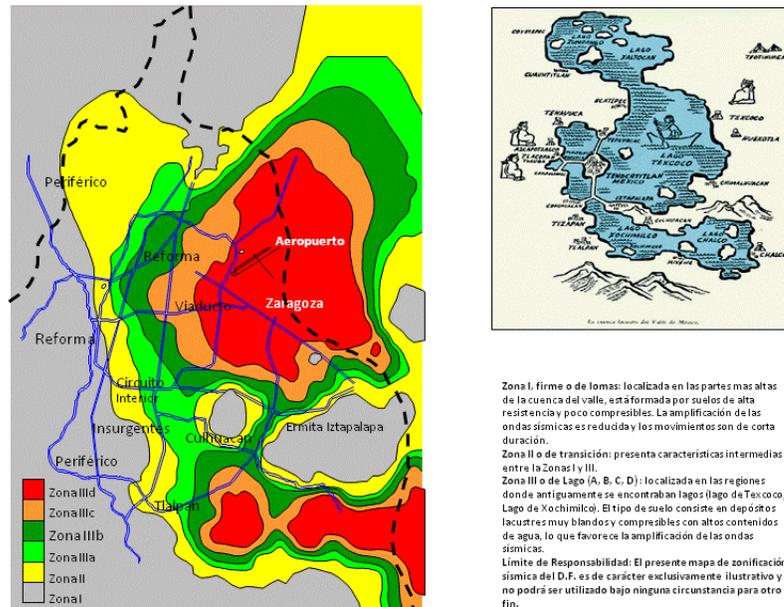


Figura 4.12: Mapa de Microzonificación Sísmica para la Ciudad de México.

Por otra parte, en base a observaciones de intensidad sísmica obtenidas a partir del terremoto de México 8.2 Mw ocurrido el 7 de septiembre del 2017 (Figura 4.13), también se logra observar una correspondencia con los parámetros topográficos obtenidos en este estudio, basados en el modelo de elevación digital SRTM de 3 arcosegundos.

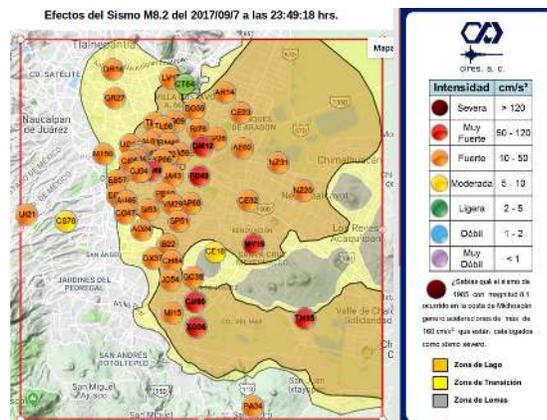


Figura 4.13: Mapa de Intensidades Sísmicas percibidas en Ciudad de México durante el Terremoto de México 8.2Mw del 7 de septiembre del 2017.

4.1.4. Correlaciones

Relación entre efectos de sitio y mapas topográficos de V_{s30} y MRVBF.

Tanto los resultados obtenidos a partir de la correlación para el efecto de sitio versus V_{s30} topográfico como para el efecto de sitio versus MRVBF, considerando las estaciones pertenecientes a la red IMAD y el DEM de 3 arco-segundos, no existe una correlación importante, alcanzando un valor máximo del 11 %, por otra parte, se obtiene una gran correlación inversa del 65,31 % entre el V_{s30} topográfico y MRVBF (Figura 4.14) para la misma base de datos. Esta relación era esperada debido a que el V_{s30} aumenta a medida que aumentan las pendientes, mientras que el MRVBF busca resaltar zonas más planas, por otra parte, también nos confirma una gran relación entre ambas metodologías topográficas.

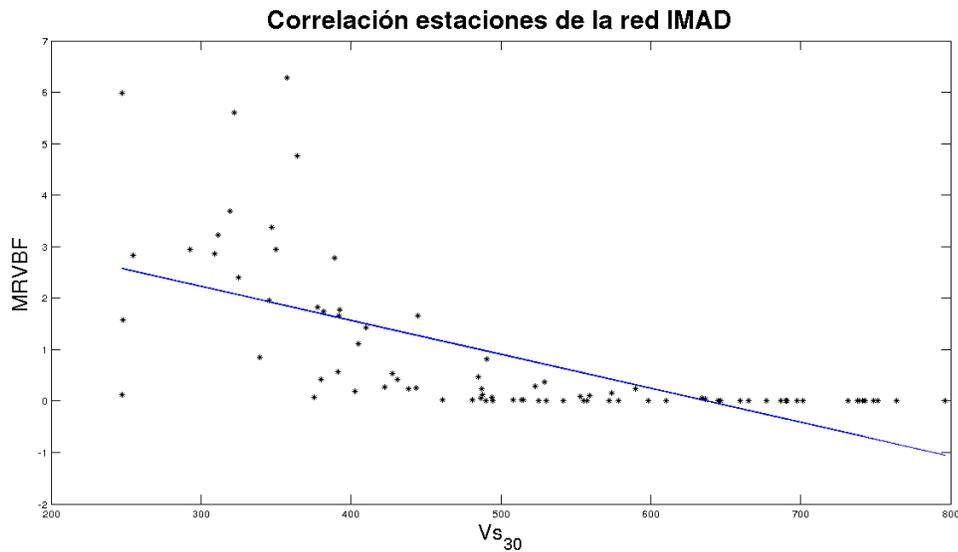


Figura 4.14: Correlaciones entre MRVBF y V_{s30} Topográfico para las estaciones de la red IMAD

Correlaciones con parámetros sísmicos medidos.

Se utilizaron los valores de V_{s30} y PGA derivados por [Kayen \(2014\)](#) para correlacionarlos con los resultados topográficos desarrollados en este estudio para las distintas resoluciones de los DEMs.

DEM	PGA (g) y V_{s30} (m/s)	PGA (g) y MRVBF	PGA (g) y MRRTF
1 arco-segundo	0.049	0.009	0.073
3 arco-segundos	-0.099	0.154	0.210
6 arco-segundos	-0.154	-0.044	0.108
30 arco-segundos	-0.240	-0.046	-0.123

Tabla 4.1: Correlaciones entre los parámetros topográficos y el PGA obtenido para 82 estaciones pertenecientes a la red IMAD.

DEM	PGA (g) y Vs ₃₀ (m/s)	PGA (g) y MRVBF	PGA (g) y MRRTF
1 arco-segundo	-0.245	0.005	-0.398
3 arco-segundos	-0.051	-0.160	-0.468
6 arco-segundos	-0.021	-0.324	-0.054
30 arco-segundos	0.328	-0.088	0.005

Tabla 4.2: Correlaciones entre los parámetros topográficos y el PGA obtenido para un conjunto de estaciones ubicados en la zona más céntrica de la Región Metropolitana situadas relativamente cercanas entre sí.

Se obtuvo una leve correlación entre el Vs₃₀ topográfico con resoluciones de 1 y 3 arcossegundos y el Vs₃₀ medido en las estaciones considerando las estaciones de [Kayen \(2014\)](#), con un valor máximo del 46.5 %, lo que nos indica que la estimación con datos topográficos no es bastante buena y es necesario realizar ajustes para mejorarla, sin embargo, esta leve correlación se atenúa incluso más para las resoluciones de 6 y 30 arcossegundos. Por otra parte, la correlación obtenida entre el PGA considerando el terremoto 8.8 Mw del Maule 2010 y los resultados topográficos obtenidos es muy baja, lo que se puede deber al efecto de atenuación diferente para las distintas estaciones, ya que los resultados mostrados en la tabla 4.1 fueron calculados basandose en los datos del terremoto 8.8 Mw del Maule el 2010 y considera estaciones que presentan diferentes distancias fuente-receptor.

Podemos notar también que las correlaciones obtenidas entre el Vs₃₀ topográfico y el MRRTF, considerando todos los DEMs y todas las estaciones con datos de PGA ([Kayen \(2014\)](#)) son inversas y con magnitudes considerables entre 50,9 % y 65,4 %. Esto no debería ser así debido a que el índice MRRTF busca resaltar terrenos planos ubicados en zonas altas, los cuales deberían estar asociados a altos valores de Vs₃₀ y, por ende, se debería observar una relación positiva entre dichos parámetros. Esto nos hace dudar de los resultados obtenidos por el Vs₃₀ topográfico y muestra que esta metodología considera a las regiones planas y altas con bajos valores de Vs₃₀ a pesar de que se puedan encontrar en montañas o colinas. Por lo anterior resulta necesario proponer alguna metodología que mejore esta estimación, la cual puede considerar al índice MRRTF, que notoriamente presenta una relación negativa con el Vs₃₀ topográfico.

Por otra parte, comparando las correlaciones obtenidas para todas las estaciones que cuentan con un valor de PGA y los parámetros topográficos (Tabla 4.1) y las obtenidas posteriormente para estaciones ubicadas relativamente cercanas entre sí (Tabla 4.2) podemos notar que la correlación con el índice MRRTF mejora considerablemente, obteniéndose la relación inversa esperada para las resoluciones de 1 y 3 arco-segundos con valores de correlación de 39,8 % y 46,8 % respectivamente, sin embargo, no se observan correlaciones para estos parámetros considerando los DEMs de 6 y 30 arcossegundos. Por otra parte, la correlación entre el PGA y el Vs₃₀ topográfico mejora para la resolución de 1 arco-segundo pasando de un valor positivo de 4.9 % a un valor negativo de 24.5 %, sin embargo, disminuye para el resto de las resoluciones.

Correlaciones entre diferencias de V_{s30} topográfico y el V_{s30} medido versus PGA e índices de multiresolución.

En la figura 4.15 se observa que la diferencia entre el V_{s30} topográfico y el V_{s30} medido presenta una correlación positiva con respecto al PGA, lo que significa que valores positivos de esta diferencia (V_{s30} topográfico > V_{s30} medido) están asociados a mayores PGA y a medida que esta diferencia va disminuyendo y cambia de signo, disminuye también el PGA. Por otra parte, cuando correlacionamos

Mapa de dispersión entre diferencia de V_{s30} topográfico y medido y PGA.

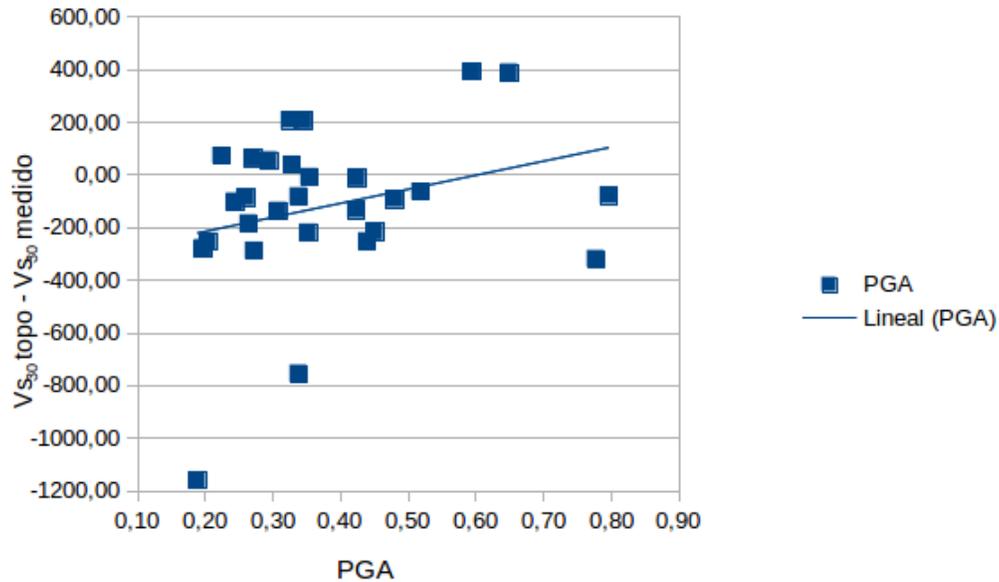


Figura 4.15: Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por [Kayen \(2014\)](#). El mapa muestra una tendencia positiva seguida por la nube de datos.

estas diferencias con el índice complementario MRRTF (Figura 4.16), obtenemos una relación inversa, mostrando valores bajos de MRRTF cuando esta diferencia es positiva mientras que cuando se hace negativa (V_{s30} topográfico < V_{s30} medido) el valor de este índice aumenta. Esta relación es la esperada ya que como se mencionó anteriormente, el V_{s30} topográfico no diferencia a las zonas planas y altas de las zonas planas y bajas, por lo que los casos en que el V_{s30} topográfico subestima los resultados respecto el V_{s30} medido (V_{s30} topográfico < V_{s30} medido) pueden deberse a que se encontraban en zonas sin pendientes, pero relativamente altas, que corresponden a las mismas zonas que busca resaltar el índice MRRTF para descartarlas del índice MRVBF como posibles valles. Sin embargo, cuando consideramos la correlación entre las diferencias de V_{s30} topográfico y medido con el índice MRVBF (Figura 4.17) notamos una relación similar a la encontrada con el índice MRRTF, pero en este caso la línea de tendencia muestra una menor pendiente, confirmando una relación mucho más débil.

Mapa de dispersión entre diferencia de V_{s30} topográfico y medido y el índice MRRTF.

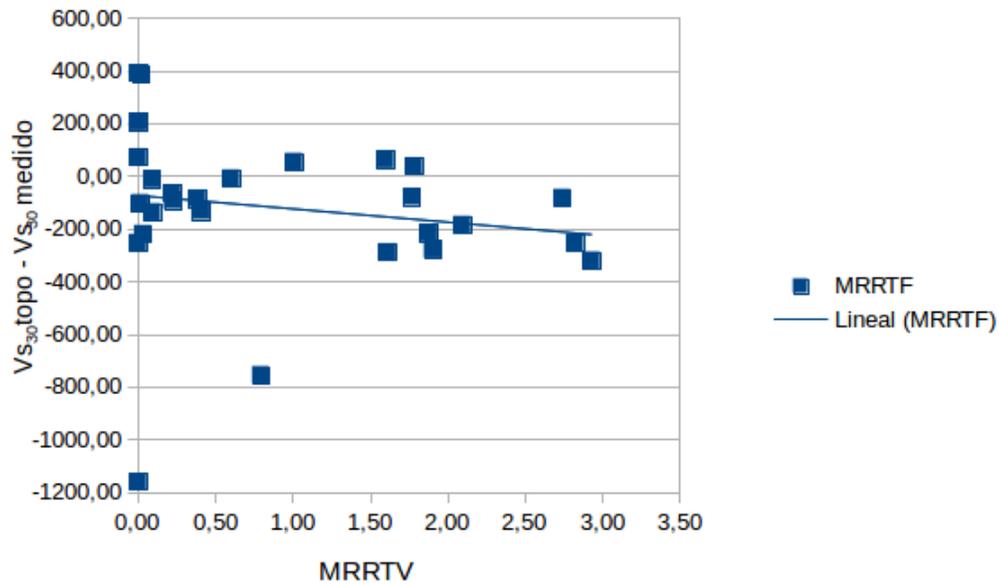


Figura 4.16: Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por [Kayen \(2014\)](#). El mapa muestra la tendencia levemente negativa entre las variables.

Mapa de dispersión entre diferencia de V_{s30} topográfico y medido y el índice MRVBF.

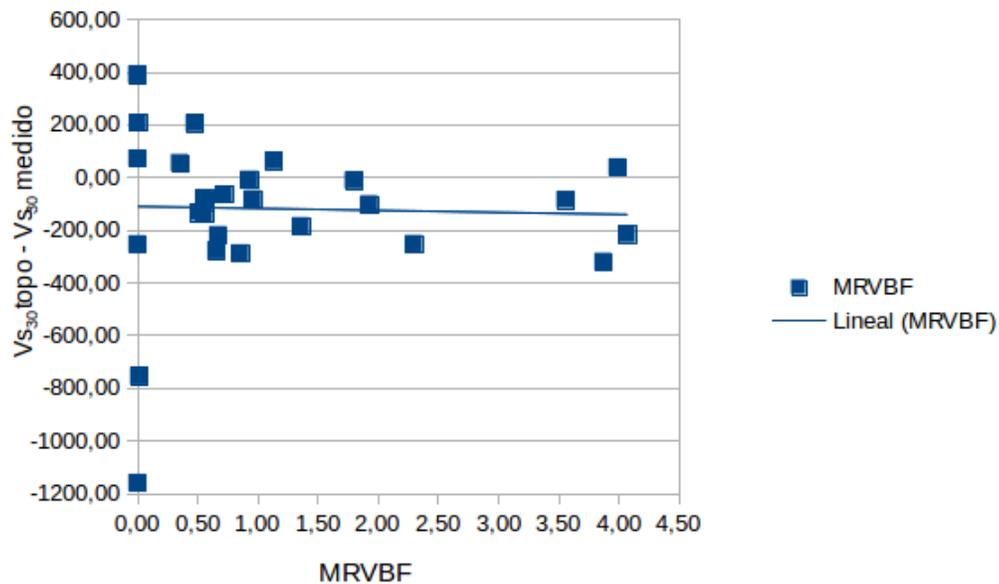


Figura 4.17: Mapa de dispersión obtenido utilizando las estaciones consideradas por [Kayen \(2014\)](#). El mapa muestra una tendencia levemente negativa, pero no muy marcada entre las variables y menos importante que el caso que considera al índice MRRTF.

Según la figura 4.18, las estaciones que presentan un alto Vs_{30} medido, sin embargo, el Vs_{30} topográfico subestima el valor real son MELP, MET, ANTU, HSOR, CURI y TAL. Aquí podemos notar que estas mismas estaciones presentan en general un valor alto de MRRTF, sin embargo, el índice de MRVBF y el PGA no logran presentar esta misma relación “compensativa” en la mayoría de los casos. También podemos ver que las estaciones que presentan un bajo Vs_{30} medido y el método

Variación de los diversos parámetros considerados en función de la posición geográfica.

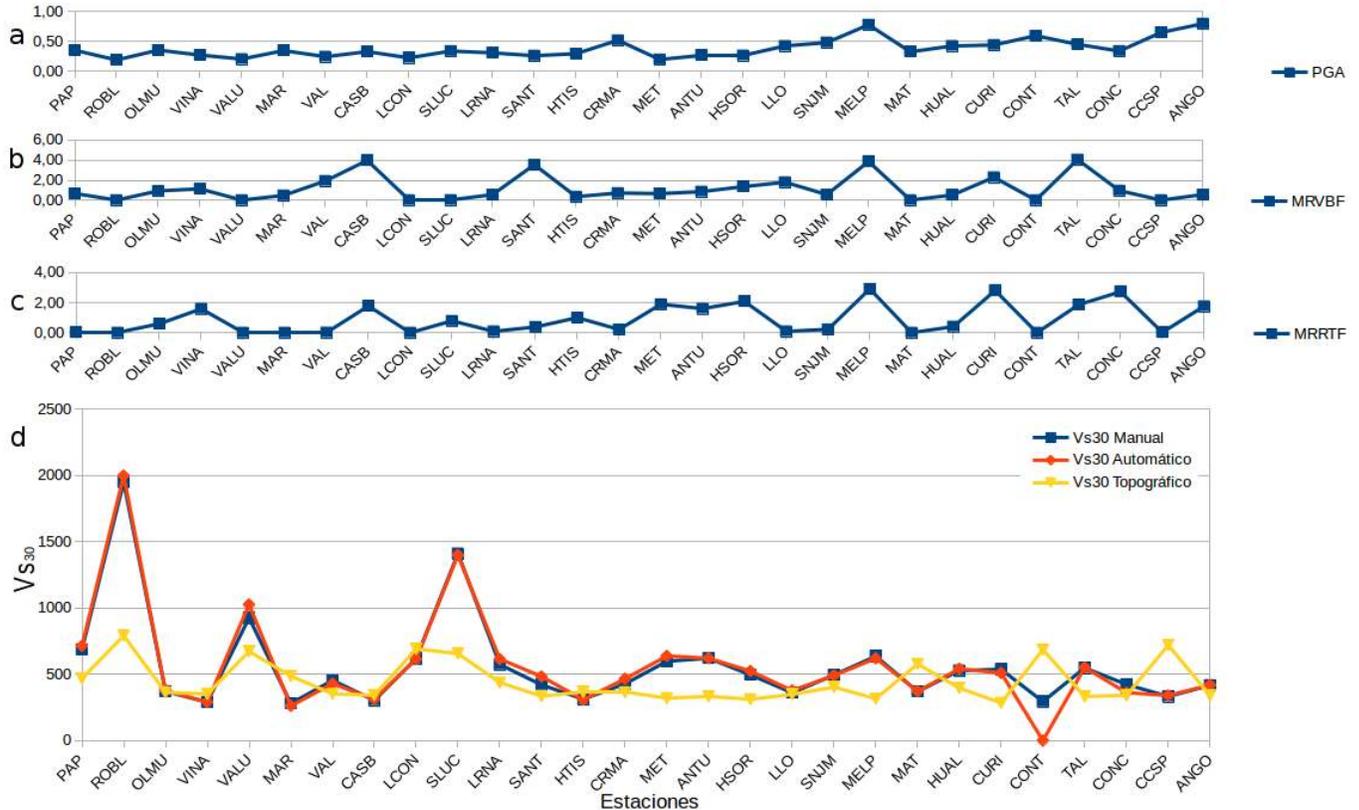


Figura 4.18: Conjunto de gráficos que muestran los valores del PGA (letra **a**), los índices MRVBF y MRRTF (letras **b** y **c**) y los Vs_{30} topográficos y medidos (letra **d**), utilizando las estaciones consideradas por [Kayen \(2014\)](#)

Vs_{30} topográfico sobreestima el valor real son CCSP, MAT, CONT, MAR. En este caso podemos observar un bajo índice MRRTF y que nuevamente el valor del PGA no logra esta misma relación, sin embargo, el índice MRVBF si muestra valores bajos similares, asociados a una geología que no debería presentar amplificación, lo que no corresponde con los valores bajos de Vs_{30} medidos. Considerando los dos casos anteriores, podemos notar que el índice MRRTF particularmente muestra una clara relación compensativa en la mayoría de los casos para las estaciones analizadas, la que puede observarse más claramente en la figura 4.19, la cual permite comparar valores muy distintos utilizando la función de normalización presente en la ecuación 4.1.

$$Z = \frac{X - \mu}{\sigma} \tag{4.1}$$

Donde Z corresponde a la variable normalizada, X corresponde a los valores que se desean transfor-

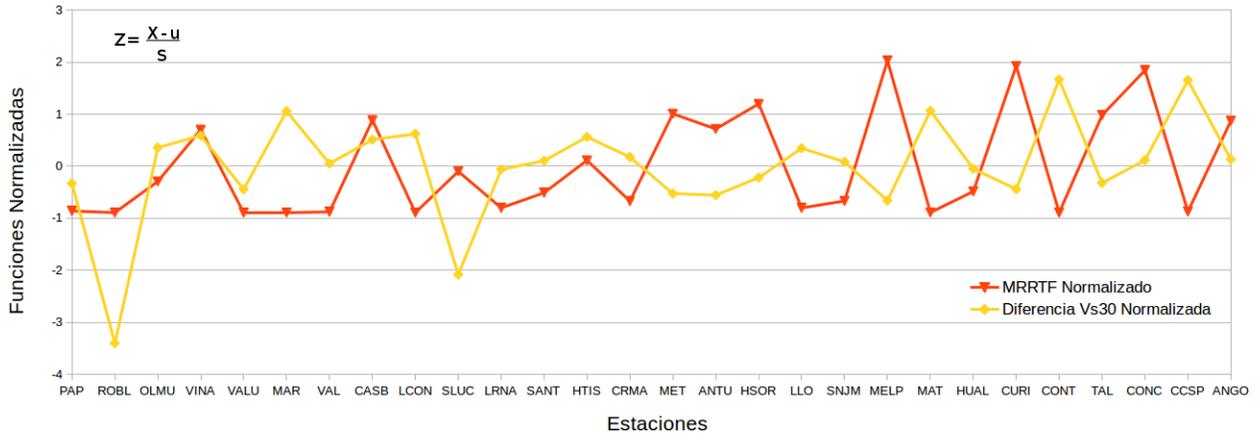


Figura 4.19: Gráfico comparativo entre la diferencia de V_{s30} Topográfico y manual versus el índice MRRTF. Ambos valores fueron normalizados usando la transformación mostrada en la ecuación 4.1.-

mar, μ y σ corresponden al promedio y a la desviación estandar entre las muestras de las variables a normalizar.

Por otra parte, las estaciones que presentan un valor similar entre el V_{s30} topográfico y el V_{s30} medido y, además, con un valor bajo del índice MRRTF son SANT, PAP, VAL, LLO, CRMA, HTIS, LRNA, SNJM, OLMU y CON. En estos casos, al igual que en el caso anterior, el índice MRRTF es bajo y no logra diferenciar por si solo estas dos situaciones.

Finalmente, las estaciones que presentan bajos valores del índice MRRTF, valores muy altos del V_{s30} medido y valores relativamente altos del V_{s30} topográfico pero que no alcanza el valor medido son ROBL, VALU, HUAL y SLUC. Estas estaciones no permiten considerar al índice MRRTF por si solo para compensar sus deficit. Con respecto a este último caso, podemos notar que la estación ROBL justifica su gran V_{s30} medido ya que esta se encuentra a gran altura y, por consiguiente, debe encontrarse sobre suelos muy consolidados. Debido a esto se considera que la elevación podría ser un factor clave en el análisis de resultados topográficos en muchos casos como este.

En la tabla 4.3 Para las estaciones más cercanas de la región Metropolitana que presentaron una alta correlación entre el PGA y el V_{s30} topográfico respecto de las correlaciones con todas las estaciones, se encontró un rango de valores de PGA asociado a ciertos índices del mapa bivariado. Valores del mapa bivariado 0-0, 2-0 y 2-1, donde el primer número está asociado al índice MRRTF y el segundo al índice MRVBF, presentan un PGA entre 0,197 y 0,264 (rango 1). Valores del mapa bivariado 1-0 presentan un PGA entre 0,294 y 0,338 (rango 2) y valores del mapa bivariado 0-1 presentan un PGA entre 0,308 y 0,518 (rango 3).

Podemos ver que el menor rango de PGA corresponde a sitios que presentan un índice MRRTF superior al MRVBF (primeros dos rangos mencionados) y, cuando el índice MRVBF se hace mayor (rango 3) el rango de PGA también aumenta. Por otra parte, podemos observar también un caso particular para la estación "SANT" ubicada al sur de la comuna de Santiago, el cuál presenta un valor 1-5 en el mapa bivariado, el cuál no se corresponde con el valor de PGA observado de 0,260, valor

que no es posible justificar.

Estación	Clasificación NEHRP	V _{s30} topográfico	MRVBF	MRRTF	PGA	Bivariado
MET	C	320	0,66	1,90	0,20	32
LCON	C	692	0,00	0,00	0,22	11
HSOR	C	312	1,36	2,09	0,26	32
SANT	C	335	3,56	0,38	0,26	15
ANTU	C	333	0,85	1,61	0,27	31
HTIS	D	367	0,35	1,01	0,29	21
LRNA	C	437	0,56	0,09	0,31	12
SLUC	B	656	0,01	0,79	0,34	21
SNJM	C	402	0,56	0,22	0,48	12
CRMA	C	364	0,72	0,22	0,52	12

Tabla 4.3: Tabla de parámetros de interés para el conjunto de estaciones ubicados en la zona más céntrica de la Región Metropolitana situadas relativamente cercanas entre sí.

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

5.1. En la generación de mapas topográficos.

Se concluye que al utilizar DEMs de 3 arco-segundos se logra obtener mapas de MRVBF y de MRRTF con variaciones más continuas y suaves respecto a los resultados obtenidos utilizando DEMs de 1 arcosegundo (Diferencias entre las figuras 3.3 y 3.4). Por otra parte, al utilizar los DEMs de 6 y 30 arcosegundos se pierde mucha resolución, por lo que tampoco permiten caracterizar en detalle las regiones de interés (Figura 3.5).

5.1.1. Mapas de V_{s30} topográfico.

El V_{s30} topográfico permite hacer una rápida primera estimación del V_{s30} real en grandes regiones sin la necesidad de hacer ningún tipo de salida a terreno, sin embargo, este mismo punto, y el hecho de no considerar otros factores geológicos y geográficos, como lo son la profundidad y consolidación del depósito superficial, si se encuentra en un valle o en una cresta, el contraste de impedancia entre la capa superficial y el basamento, entre otros, induce impresiones a estas estimaciones. Agregando además la necesidad de contar con un modelo de elevaciones más confiable para mejorar las estimaciones topográficas, como el utilizado por Gallant et al. (2003) basados en registros aéreos con resolución de 25 metros.

Los cálculos estadísticos obtenidos entre el V_{s30} topográfico y los medidos en el lugar muestran una diferencia promedio negativa de $-117,7 \text{ m/s}^2$ y una desviación estandar entre las diferencias de 306 m/s^2 . Las correlaciones entre el V_{s30} topográfico y la aceleración peak efectiva (PGA), utilizando los datos del terremoto 8.8 Mw del Maule el año 2010, varían según las resoluciones del DEM utilizado, sin embargo, no se logra tener un valor representativo para ninguna en particular.

5.1.2. Índices MRVBF, MRRTF y Mapa choropleth bivariado.

El mapa de MRVBF logra determinar las zonas ubicadas en ambientes deposicionales, pero solo si se analiza en forma conjunta con el índice complementario MRRTF. Este análisis en conjunto se logra a través del mapa choropleth bivariado, el cual permite analizar de forma conjunta ambos índices, confirmando de esta forma ser una buena herramienta para el análisis multivariado según la posición geográfica de los registros.

El índice MRRTF presenta una buena correlación inversa con los valores de PGA obtenidos en las estaciones cercanas dentro de la región Metropolitana mostrando una correlación del 46,8 % considerando el DEM de 3 arco-segundos, seguido del -39,8 % considerando el DEM de 1 arco-segundo. Estos resultados son bastante interesantes puesto que se confirma que al considerar estaciones con aproximadamente la misma distancia fuente-receptor se elimina el efecto de atenuación que presentaba en las correlaciones que consideran todas las estaciones. Sin embargo, los DEMs de 6 y 30 arco-segundos no comparten esta gran relación, por lo que se concluye que dichos modelos de elevación no son una buena base para la estimación de parámetros asociados al riesgo sísmico, ya que poseen una resolución tan baja que no logra captar el detalle suficiente de la topografía.

No se logra encontrar buenas correlaciones entre los resultados topográficos MRVBF o V_{s30} topográfico y el índice de efectos de sitio proporcionado por Vera (2014), con valores del 10,29 y -2,86 % respectivamente, pero si se obtiene una excelente correlación del -65,31 % entre el índice MRVBF y el V_{s30} topográfico, lo que muestra una buena relación inversa entre ambas metodologías.

Para las estaciones cercanas dentro de la región Metropolitana se puede observar también una relación directa entre los rangos de PGA con el índice bivariado, como se muestra en la tabla 4.3, sin embargo, no existe una relación observable entre el PGA y los índices topográficos MRVBF y MRRTF independientemente, lo que refuerza la idea de que ambos índices en conjunto permiten hacer una clasificación más clara del tipo de suelo.

5.2. Recomendaciones y proyecciones.

Se puede observar que el índice MRRTF permitiría compensar en la mayoría de los casos los valores subestimados por parte de V_{s30} topográfico respecto del V_{s30} medido (Kayen (2014)), sin embargo, existen dos situaciones en las que el MRRTF reduciría los valores del V_{s30} topográfico, no necesariamente cuando estos son sobreestimados. Estas situaciones se detallarán a continuación:

- El primer caso es cuando el V_{s30} medido es inferior al V_{s30} topográfico y el índice MRRTF es bajo, lo que es bueno ya que el V_{s30} topográfico se acercaría más al valor medido.
- El segundo caso ocurre cuando el V_{s30} medido es similar al V_{s30} topográfico y el índice MRRTF también es bajo, lo que resultaría en una reducción mayor a los valores del V_{s30} topográfico, en este caso alejándolo del valor medido.

Debido a lo anterior, se propone al índice MRRTF como un buen factor de compensación para el V_{s30} topográfico debido a la relación mostrada en los gráficos de las figuras 4.3 y 4.19, sin embargo, es necesario definir una función que permita mejorar la estimación del V_{s30} topográfico evitando perder precisión en las estimaciones que actualmente logran valores cercanos a los reales. Además, sería interesante incorporar métodos de multiresolución para mejorar la estimación de los efectos de sitio, sin embargo, considerando DEMs de mejor resolución.

Finalmente, se considera que los DEMs de 3 arcos segundos permiten obtener mapas bivariados que identifican con gran precisión, tanto para la comuna de Concepción, la región Metropolitana y Ciudad de México; las zonas que presentan mayor riesgo de amplificación sísmica comparados con los resultados obtenidos por Montalva y otros (2016) y, a diferencia del V_{s30} topográfico que permite hacer un análisis más global, estos mapas bivariados permiten reconocer con gran detalle

las características de planitud y altura correspondientes a las distintas sub-áreas presentes en las regiones de estudio.

Por lo anterior se concluye que el DEM de 3 arcosegundos resulta ser, entre las consideradas, la base de datos más recomendada para estudios de parámetros sísmicos topográficos y podrán ayudar a mejorar las predicciones realizadas por shakemaps.

Bibliografía

(acceso enero 2018). «Sitesmexico».

<http://www.sitesmexico.com>

ABRAMS, MICHAEL; HOOK, SIMON y RAMACHANDRAN, BHASKAR (2002). «ASTER user handbook, version 2». *Jet propulsion laboratory*, **4800**, p. 135.

AHNERT, FRANK O (1998). *Introduction to geomorphology*. John Wiley & Sons Inc.

ALBERS, C (2012). «Coberturas SIG para la enseñanza de la Geografía en Chile». *Universidad de La Frontera. Temuco*.

ALLEN, TREVOR I y WALD, DAVID J (2009). «On the use of high-resolution topographic data as a proxy for seismic site conditions (VS 30)». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99(2A)**, pp. 935–943.

ANDERSON, NEIL; THITIMAKORN, THANOP; ISMAIL, AHMED y HOFFMAN, DAVID (2007). «A comparison of four geophysical methods for determining the shear wave velocity of soils». *Environmental & Engineering Geoscience*, **13(1)**, pp. 11–23.

ARDUINO, PEDRO; ASHFORD, SCOTT; ASSIMAKI, DOMINIC; BRAY, JONATHAN; ELDRIDGE, TERRY; FROST, DAVID; HASHASH, YOUSSEF; W¿HUITCHINSON, TARA; JOHNSON, LAURIE; KELSON y KEITH (2010). «Geo-engineering reconnaissance of the 2010 Maule, Chile earthquake». *Report No. GEER-022 of the NSF Sponsored GEER Association Team*, **1**.

ATHMANIA, DJAMEL y ACHOUR, HAMMADI (2014). «External validation of the ASTER GDEM2, GMTED2010 and CGIAR-CSI-SRTM v4.1 free access digital elevation models (DEMs) in Tunisia and Algeria». *Remote Sensing*, **6(5)**, pp. 4600–4620.

BECK, SUSAN; RIETBROCK, ANDREAS; TILMANN, FREDERIK; BARRIENTOS, SERGIO; MELTZER, ANNE; ONCKEN, ONNO; BATAILLE, KLAUSE; ROECKER, STEVEN; VILOTTE, JEAN-PIERRE y RUSSO, RAYMOND M (2014). «Advancing subduction zone science after a big quake». *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **95(23)**, pp. 193–194.

BORCHERDT, RD (1992). «Simplified site classes and empirical amplification factors for site-dependent code provisions». En: *Proc. NCEER, SEAOC, BSSC Workshop on Site Response during Earthquakes and Seismic Code Provisions*, University of Southern California, Los Angeles, California.

BORCHERDT, ROGER D (1994). «Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification)». *Earthquake spectra*, **10(4)**, pp. 617–653.

- (2012). «VS30—A site-characterization parameter for use in building Codes, simplified earthquake resistant design, GMPEs, and ShakeMaps». En: *The 15th World Conference on Earthquake Engineering*, .
- BURGOS, VÍCTOR H (2012). «Evaluación de ASTER GDEM y SRTM-C/X para modelación hidráulica de la rotura de presa El Carrizal, Mendoza». *Instituto Nacional del Agua-Centro Regional Andino*.
- CHÁVEZ, ALEJANDRO CLEMENTE (2010). *Ley de Atenuación de Aceleración (PGA) y Escalamiento de Forma Espectral Sísmica para Querétaro, deducidos por Análisis de Trayectorias: Aplicada a Guerrero-Querétaro*. Tesina o Proyecto, Universidad Autónoma de Querétaro, Facultad de Ingeniería..
- COSSOLINO, LC y PEREIRA, AHA (2010). «Amortecimento: classificação e métodos de determinação». *Universidade de São Carlos*.
- COUNCIL, BUILDING SEISMIC SAFETY (2004). «Federal Emergency Management Agency, National Earthquake Hazards Reduction Program». *NEHRP Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA450), Part, 1*.
- FARR, TOM G y KOBRICK, MIKE (2000). «Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data». *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **81(48)**, pp. 583–585.
- GALLANT, JOHN C y DOWLING, TREVOR I (2003). «A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas». *Water resources research*, **39(12)**.
- GARCÍA, JD (2001). «Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México Central». *Trabajo*.
- KAYEN, ROBERT E (2014). *Seismic velocity site characterization of thirty-one Chilean seismometer stations by spectral analysis of surface wave dispersion*. Pacific Earthquake Engineering Research Center.
- MONTALVA, GONZALO A; CHÁVEZ-GARCIA, FRANCISCO J; TASSARA, ANDRÉS y JARA WEISSER, DARÍO M (2016). «Site effects and building damage characterization in Concepción after the Mw 8.8 Maule earthquake». *Earthquake Spectra*, **32(3)**, pp. 1469–1488.
- NAKAMURA, YUTAKA (1989). «A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface». *QR Railway Tech. Res. Inst.*, **30(1)**, pp. 25–33.
- NAVA, ALEJANDRO (1998). «terremotos». <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/terrem.html>. Accessed: 2016-07-30.
- NORMACHILENA (2012). «Norma Chilena NCh 433-of. 96 (2012)». *Diseño sísmico de edificios*. Instituto Nacional de Normalización, INN-CHILE, Santiago, Chile.
- PASTEN (2007). «RESPUESTA SISMICA DE LA CUENCA DE SANTIAGO».
- PEREZ, L.; OSOP, SA y 2014 (2014). «IMPLEMENTACIÓN YAFINACIÓN DE ShakeMap PARA LATINOMÉRICA -EL CASO DE PANAMÁ-».
- RAMOS, E. (2005). «Caracterización geotécnica del subsuelo en la zona del nuevo hospital de la Santa Creu i Sant Pau».

- REID, H. F. (1910). *The Mechanism of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Informe de la Comisión Senatorial de Investigación*. volumen 2. Carnegie Institution, Washington, D. C., pp. 16-28.
- REUTER, HANNES ISAAK; NELSON, ANDY y JARVIS, ANDREW (2007). «An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data». *International Journal of Geographical Information Science*, **21(9)**, pp. 983–1008.
- REYNOLDS, JOHN M (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- RODRÍGUEZ, M (2005). «Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona». *Tesina de especialidad, Universidad Politécnica de Catalunya, Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica, Barcelona*.
- SANCHEZ, PEDRO A; AHAMED, SONYA; CARRÉ, FLORENCE; HARTEMINK, ALFRED E; HEMPEL, JONATHAN; HUISING, JEROEN; LAGACHERIE, PHILIPPE; MCBRATNEY, ALEX B; MCKENZIE, NEIL J; DE LOURDES MENDONÇA-SANTOS, MARIA y otros (2009). «Digital soil map of the world». *Science*, **325(5941)**, pp. 680–681.
- SEKIGUCHI, TORU; PULIDO, NELSON; SHOJI, GAKU; ALBA, JORGE y LÁZARES, FERNANDO (2011). «Strong ground motions and site effects of the 2010 Chile earthquake». En: *Proceedings of 8th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, pp. 425–432.
- SLATER, JAMES A; GARVEY, GRAHAM; JOHNSTON, CAROLYN; HAASE, JEFFREY; HEADY, BARRY; KROENUNG, GEORGE y LITTLE, JAMES (2006). «The SRTM data “finishing” process and products». *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **72(3)**, pp. 237–247.
- SPEIGHT, JOHAN GARRY (1990). «Landform». *Australian soil and land survey field handbook*, pp. 9–57.
- TRIGO, TANIA ALEJANDRA (2007). *Influencia de la Amplificación Local de las Ondas Sísmicas y la Interacción Suelo-Fundación en el Puente Marga-Marga*. Tesina o Proyecto, Universidad de Chile.
- WALD, DAVID J y ALLEN, TREVOR I (2007). «Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97(5)**, pp. 1379–1395.
- WILLS, CJ y CLAHAN, KB (2006). «Developing a map of geologically defined site-condition categories for California». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96(4A)**, pp. 1483–1501.
- ZINCK, JA (2016). «The geomorphic landscape: criteria for classifying geofoms». En: *Geopedology*, pp. 77–99. Springer.