



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ESTRUCTURA DEL SUBSUELO Y EFECTOS DE SITIO EN LA  
CUENCA DE NARI, REPÚBLICA DE COREA.**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEOFÍSICO**

**PRESENTA:**

**ADRIANA GONZÁLEZ LÓPEZ**

**DIRECTOR DE TESIS  
Dr. Francisco J. Chávez García**



Ciudad de México

Mayo 2012

## DEDICATORIA

*A mis padres, Concepción y Pedro, por ser los mejores maestros que pude haber tenido. Este trabajo es para ustedes, donde quiera que se encuentren. Con todo mi amor.*

*A mis hermanas, Rocío, Patricia, Verónica e Isabel, por mantenernos unidas todo este tiempo a pesar de las circunstancias.*

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es el resultado de la constancia y perseverancia para conseguir mi objetivo, ser profesionista. Para llegar a esta meta muchas personas colaboraron de manera directa o indirecta en mi desarrollo como profesionista. Por ese motivo mi deseo es agradecer a aquellas personas que ocupan un lugar importante en mi vida.

A mi papá Pedro, por convertirme en una persona perseverante y por no dejarme caer nunca, por hacer de mí una persona con metas y sueños por cumplir sea como sea.

A mi mamá Concepción, por darme la vida y por haber sido mi mejor amiga. Por la fortaleza que me brindaste en los momentos difíciles y por todo tu cariño, comprensión, confianza y amor que siempre me diste. Por convertirme en una persona responsable, consciente de sus actos y autosuficiente. Y por creer en mí siempre.

A mis hermanas Rocío, Patricia, Verónica e Isabel por su apoyo incondicional. Rocío tu sabes que has sido mi admiración y me ejemplo a seguir, gracias por nunca dejarnos solas y por haber hecho muy bien tu papel de hermana mayor. Patricia gracias por el apoyo que me has brindado este tiempo y por los consejos que con mucho cariño me ofreces. Vero, aprovecho para agradecerte por ser también mi amiga, por tenerme confianza y compartir conmigo momentos importantes. Isabel tu sabes que estoy muy agradecida por todo lo que has hecho por mí en muchos aspectos, por tu apoyo incondicional y por cuidarme. Gracias por ser mi amiga y no dejarme sola.

A mi tío Alfredo López C. por el apoyo incondicional que me ha brindado desde que era una niña en distintos aspectos, por creer en mí y en mis hermanas. Mil gracias tío, en verdad que usted ha representado un papel importante en mi desarrollo.

A mis tías, Tomy y Reyna, que siempre nos han brindado su apoyo y confianza. Gracias por estar al pendiente de mí y de mis hermanas.

A mi director de tesis Francisco J. Chávez-García por permitirme colaborar en este proyecto. Por creer en mí y por tener la paciencia, apoyo y confianza durante la realización de este trabajo. Gracias profesor por enseñarme tanto y hacer de mí una mejor persona.

Al personal del Servicio Sismológico Nacional, al Dr. Carlos Valdés González por brindarme la oportunidad de pertenecer al grupo de guardias y por compartir sus conocimientos conmigo. A

los ingenieros Jesús Pérez, Víctor Espíndola, Casiano Jiménez, Iván Rodríguez, Jorge Estrada, José L. Cruz, Caridad Cárdenas y Sara Franco por la ayuda que me han brindado en mi estancia por el Sismológico todo este tiempo. A mis compañeros de guardias, Gema, Margarita, Jonatán y Leo, por brindarme apoyo y ayuda incondicional cuando lo he necesitado.

A César Godínez H. por ser un apoyo importante en mi vida durante estos siete años, por creer en mí y por darme ánimos todos los días. Por estar conmigo en momentos difíciles y por darme su paciencia y comprensión. Por haberme abierto las puertas de su hogar pero sobretodo por haberme abierto las puertas de su corazón.

Finalmente agradezco a mis compañeros de la carrera, Miriam, Mayra y Miguel, porque siempre estuvieron con la mejor disposición para apoyarme en distintos aspectos cuando éramos estudiantes, por su amistad y por los momentos agradables que compartimos.

Mil gracias a todos.

Con cariño: Adriana

# ÍNDICE GENERAL

<b>DEDICATORIA</b>	<b>i</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>ii</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>vi</b>
<b>PREFACIO</b>	<b>ix</b>
<b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
I.1.Objetivo	3
I.2.Organización de la tesis	4
<b>CAPÍTULO II. TÉCNICAS DE ANÁLISIS</b>	<b>5</b>
II.1.Cocientes Espectrales H/V	5
II.2.Correlación Espacial (SPAC, Spatial AutoCorrelation)	7
II.3.Interferometría Sísmica	<b>10</b>
<b>CAPÍTULO III. DATOS</b>	<b>12</b>
III.1.Zona de estudio	12
III.2.Geología	14
III.3.Adquisición de datos	14
III.4.Geometría de los arreglos	15
<b>CAPÍTULO IV. ANÁLISIS Y RESULTADOS</b>	<b>20</b>
IV.1.Cocientes Espectrales H/V	20
IV.1.1.Estaciones MT	20
IV.1.2.Arreglo SP	22
IV.1.3.Arreglo XC	24
IV.1.4.Arreglo ULD	25
IV.1.5.Mapas de amplificación máxima y frecuencia dominante	25

IV.2. Correlación Espacial (SPAC, Spatial AutoCorrelation)	27
IV.2.1. Arreglo SP	28
IV.2.2. Arreglo XC	31
IV.2.3. Arreglo ULD	34
IV.3. Interferometría Sísmica	36
IV.3.1. Arreglo SP	37
IV.3.2. Arreglo XC	37
IV.3.3. Arreglo ULD	38
<b>CAPÍTULO V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>40</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>42</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Modelo simple propuesto por Nakamura (1989) para la interpretación de medición de microtremores. Tomada de Lermo y Chávez-García 1994.	6
Figura 2	Las ondas que se propagan hacia la derecha tienen una correlación con un tiempo de retraso positivo ( $\tau > 0$ ) mientras que las ondas que se propagan hacia la izquierda tienen un tiempo de retraso negativo ( $\tau < 0$ ). Tomada de Snieder R. 2004.	10
Figura 3	Ubicación de la isla de Ulleung al Este de la República de Corea. Señalada en un círculo amarillo. Tomada de Google Earth 2012.	12
Figura 4	Topografía de la isla Ulleung. Tomada de Chávez-García et al., 2011.	13
Figura 5	Cuenca de Nari.	13
Figura 6	Equipo instalado temporalmente para el registro de ruido ambiental (correspondiente a la red de estaciones MT).	15
Figura 7	Ubicación de las cinco estaciones de la red permanente ULD (ULD0, ULD11, ULD21, ULD31, ULD41) y distancias entre cada una de ellas. Tomada de Google Earth 2012.	16
Figura 8	Distribución de estaciones para el arreglo XC (XC01, XC02, XC03 y XC04) así como distancias entre cada una de ellas. Tomada de Google Earth 2012.	17
Figura 9	Ubicación de estaciones del arreglo SP (SP01, SP02, SP03, SP04) y distancias entre ellas. Tomada de Google Earth 2012.	18
Figura 10	Distribución de estaciones MT en la cuenca de Nari. Tomada de Google Earth 2012.	18
Figura 11	Ejemplo de dos ventanas de distinto tamaño para la estación MT04. En la parte superior se presenta una ventana de 10 segundos y en la parte inferior una ventana de 120 segundos.	21
Figura 12	Ejemplo de funciones de amplificación local estimadas con cocientes espectrales para cuatro estaciones de la red MT.	22
Figura 13	Funciones de amplificación local para las estaciones SP02 y SP03 localizadas en la parte central de la cuenca.	23
Figura 14	Ejemplo de funciones de amplificación para las estaciones XC01 y XC03 correspondientes al arreglo de mediana apertura. Se presenta el resultado de ambas componentes horizontales y cada curva es el resultado de promediar cocientes espectrales para 30 ventanas.	24

Figura 15	Ejemplo de funciones de amplificación para la estación ULD31 y ULD41 correspondientes a la red permanente.	25
Figura 16	A) Mapa de amplificación máxima correspondiente a la componente NS. B) Mapa de amplificación máxima componente EW. Los cuadros negros representan las 38 estaciones MT.	26
Figura 17	A) Mapas de frecuencia predominante componente NS. B) Mapa de distribución de frecuencia dominante en el interior de la cuenca, componente EW. La escala de colores se truncó a 1.5 Hz con el fin de mostrar detalles.	27
Figura 18	Coefficientes de correlación para cuatro parejas de estaciones del arreglo SP. Primer ventana compatible en tiempo. Cada línea en verde indica los resultados a partir de ventanas individuales, la línea en negro representa la curva promedio. Las parejas de estaciones ULD01-SP04 y SP03-SP04 sólo muestran la sección de puntos elegidos para la inversión de coeficientes.	29
Figura 19	Coefficientes de correlación para cuatro parejas de estaciones del arreglo SP. Segunda ventana compatible en tiempo con la estación ULD0. Las parejas ULD0-SP04 y ULD0-SP03 sólo muestran los puntos seleccionados de la curva promedio utilizados para la inversión.	30
Figura 20	Curva de dispersión de velocidad de fase para el arreglo pequeño SP obtenida de la inversión de los coeficientes de correlación mostrados en la figura 18 y 19. Cada línea en verde corresponde a la inversión a partir de un modelo inicial diferente.	31
Figura 21	Coefficientes de correlación para la combinación entre las estaciones XC01, XC03 y las cuatro estaciones de la red permanente ULD.	32
Figura 22	Coefficientes de correlación para la combinación de las cuatro estaciones del arreglo temporal XC más la estación central ULD0.	33
Figura 23	Curva de dispersión de velocidad de fase estimada a partir de la inversión de coeficientes de correlación para el arreglo XC. Cada línea corresponde a la inversión a partir de un modelo inicial diferente.	34
Figura 24	Coefficientes de correlación para distintas combinaciones correspondientes a la red permanente. Las cuatro estaciones en roca y la estación central. Cada línea azul representa el resultado de ventanas individuales, la curva negra representa el promedio.	35
Figura 25	Curva de dispersión de velocidad de fase obtenida de la inversión de los coeficientes de correlación elegidos de la curva promedio mostrados en la figura 24, correspondiente a la red permanente de cuatro estaciones ULD.	36



Figura 26	Sección sísmica obtenida de la correlación de registros de ruido ambiental en las estaciones del arreglo pequeño SP. Velocidad de grupo, alrededor de 147 m/s.	37
Figura 27	Sección sísmica obtenida de la correlación entre pares de estaciones para el arreglo de mediana apertura XC. Velocidad de fase estimada 627 m/s.	38
Figura 28	Sección sísmica obtenida de la correlación entre parejas de estaciones para el arreglo de la red permanente ULD. Se observa un pulso que se va separando hacia la parte causal y anti causal conforme aumenta la distancia con una velocidad de fase estimada de 1.6 km/s.	39

## **PREFACIO**

En esta tesis se presentan los resultados de un estudio sobre efectos de sitio y estructura del subsuelo realizado en la cuenca de Nari, ubicada en la isla de Ulleung, República de Corea. El estudio se realizó utilizando mediciones de ruido ambiental adquiridas con sensores de banda ancha. Se utilizaron datos de una red permanente de 5 estaciones en la cuenca. Adicionalmente, se instalaron dos arreglos temporales con estaciones portátiles con aperturas de 60 m y 500 m respectivamente. Finalmente se realizaron mediciones en 38 puntos distribuidos en la cuenca.

Los datos se analizaron con distintas técnicas. Para estimar funciones de transferencia en distintos sitios en el valle aluvial se utilizó la técnica de Nakamura (cocientes espectrales de los componentes horizontales divididos por el componente vertical registrado en el mismo sitio). Para estimar la estructura del subsuelo se analizaron los datos de vibración ambiental registrados con arreglos de estaciones con las técnicas de SPAC e interferometría sísmica.

Los resultados obtenidos permiten caracterizar la cuenca con tres técnicas distintas. Los cocientes espectrales indican un contraste importante en los sedimentos blandos ubicados en la parte oeste y sur de la cuenca, al obtener valores de amplificación que rebasan un factor 20. La correlación entre pares de estaciones en el dominio del tiempo y de la frecuencia permitió estimar velocidades de fase y/o de grupo para tres arreglos de distinta apertura. Las velocidades obtenidas no fueron compatibles entre los tres arreglos, sin embargo sí estuvieron en buen acuerdo al compararlas en ambos dominios.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

Los sismos representan uno de los fenómenos naturales con un impacto importante para algunas civilizaciones debido a los efectos que éstos ocasionan a las grandes ciudades. El ejemplo más cercano para comprender esto es el sismo de Japón en marzo de 2011 ( $M_w=9.0$ ), el cual se ha convertido en el más grande que haya tenido ese país así como el cuarto más grande a nivel mundial. Las consecuencias de este sismo y del tsunami que posteriormente ocurrió fueron devastadoras para algunas ciudades en la costa norte de Japón, dejando 15 845 muertes, 3380 personas desaparecidas y 5893 heridos a lo largo de 18 prefecturas de ese país. Por otra parte la energía eléctrica también se vio afectada al dejar a 4.4 millones de casas sin electricidad en el noroeste de Japón. Muchos reactores nucleares y plantas de energía convencional quedaron fuera de servicio luego del terremoto, los reactores de Fukushima Dai-ichi y Fukushima Dai-ni automáticamente fueron desconectadas pues tuvieron daños a causa del tsunami. Posteriormente fueron declaradas como zona de emergencia al generar fugas radiactivas.

El terremoto y en mayor parte el tsunami crearon un estimado de 24 a 25 millones de toneladas de escombros y desechos en Japón. Se estima que los costos del daño ascienden a diez billones de dólares.

El ejemplo de Japón deja claro que aún no conocemos lo suficiente para comprender en su totalidad este fenómeno. El conocer más sobre los sismos ayudará de manera considerable a prevenir que los niveles de daño que éstos tengan sobre las ciudades se vean disminuidos. Si bien no se puede evitar que sucedan, sí se puede contribuir con estudios que permitan caracterizar de qué manera un sismo puede afectar una zona en particular, por ejemplo conociendo efectos de sitio y estructura del subsuelo. Actualmente la colaboración entre ingenieros y sismólogos representa un avance importante en aspectos relacionados con los reglamentos de construcción y con la cultura de prevención. Ya que al conocer las características del fenómeno sísmico y las repercusiones que éste pueda tener en una estructura, contribuye a que no se vea afectada en caso de sismo.

Los avances en ingeniería sísmica son el resultado de un proceso de investigación que nos permiten comprender características de sismos de gran magnitud y la contribución de los efectos de la fuente, el trayecto y el sitio. Para predecir el movimiento sísmico para sismos futuros es necesario caracterizar cada uno de estos tres factores, En este trabajo se consideran sólo los efectos de sitio.

Los efectos de sitio son un factor importante del movimiento sísmico en sitios sedimentarios. Es frecuente que la amplificación debida a sedimentos blandos superficiales sea un factor determinante en la distribución de daños. Por ello los efectos de sitio reciben mucha atención que se demuestra por el elevado número de publicaciones sobre el tema en revistas especializadas y en la organización de conferencias específicas sobre este tema.

En este trabajo se estudiarán los efectos de sitio en un pequeño valle aluvial en la isla de Ulleung, República de Corea. La actividad sísmica en la República de Corea es baja en comparación con países como México o incluso con su vecino Japón. Sin embargo una de las fuentes de generación de electricidad para Corea son las centrales nucleares. Una falla en una central nuclear debida a la ocurrencia de sismos puede ocasionar efectos catastróficos. El ejemplo más reciente de ello es nuevamente el caso de la central nuclear de Fukushima, Japón a consecuencia del sismo de magnitud  $M_w = 9.0$  de marzo de 2011. Por tanto, Corea ha impulsado la operación de una red permanente así como también ha promovido la realización de estudios que permitan predecir el movimiento sísmico para sismos futuros.

La instrumentación sísmica en Corea comenzó en 1905. Sin embargo, existen registros de sismos importantes, previos a la etapa instrumental, que demuestran que a pesar de la baja tasa de sismicidad, Corea sí se ha visto afectado por sismos en su historia. Ejemplo de esto se relata en escritos elaborados durante tres dinastías (Silla, Paegche y Koguyo, (936-1391)) en donde se describen 16 sismos con intensidad máxima de VII y 10 sismos de intensidad máxima de VIII. Adicionalmente, existe el registro de un sismo importante que ocurrió en el año 779. A causa de ese evento se dañaron varias casas y cerca de 100 personas fallecieron en la provincia de Kyongju. Otro registro histórico que se tiene en Corea es un sismo que ocurrió en la ciudad de Hongsong en Octubre de 1978, este sismo tuvo una magnitud de 5.2 y una intensidad máxima de VIII. Actualmente Corea colabora en la realización de estudios que estimen el movimiento sísmico para sismos futuros. Para llevar a cabo este objetivo la cuenca de Nari facilita explorar la estructura del subsuelo y el movimiento sísmico observado, debido a su pequeño tamaño (1 km

de diámetro). De esta manera la zona de estudio funcionará como un laboratorio natural en donde los resultados obtenidos permitirán una mejor comprensión del fenómeno no sólo en Nari sino en otras zonas que compartan características similares.

### **I.1.Objetivo**

El objetivo del estudio que se presenta en esta tesis es estimar efectos de sitio y su relación con la estructura del subsuelo en la cuenca de Nari. Para ello se utilizan distintas técnicas para estimar efectos de sitio y estructura del subsuelo a partir de un conjunto de datos de ruido ambiental en estaciones individuales y arreglos de estaciones.

Este trabajo fue posible gracias a la colaboración entre el KIGAM (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM, que permitió realizar una campaña de registro de ruido ambiental en la cuenca de Nari. Esa campaña permitió obtener datos de vibración ambiental de una red permanente de 5 estaciones de banda ancha, 38 estaciones independientes y dos arreglos de pequeña y mediana apertura instalados posteriormente.

Los datos se analizaron con tres distintas técnicas. Por un lado la técnica de cocientes espectrales H/V, para la cual se utilizaron mediciones de 38 estaciones individuales y mediciones de los tres distintos arreglos, permitiendo así estimar funciones de transferencia de la estratigrafía local en el sitio de medición. Por otro lado se hace uso de correlación entre pares de estaciones en el dominio de la frecuencia (SPAC) y correlación en el dominio del tiempo (interferometría sísmica) para los distintos arreglos entre estaciones. Las dos técnicas basadas en el análisis de la correlación cruzada de registros de vibración ambiental permiten estimar la estructura del subsuelo. Si conocemos dicha estructura, es posible predecir la respuesta sísmica en el sitio de medición mediante la simulación numérica de propagación de ondas en la estructura determinada.

## **I.2.Organización de la tesis**

En el capítulo II se explican las técnicas utilizadas para el procesamiento de las mediciones de ruido ambiental. Se mencionan de los antecedentes de los métodos y las aplicaciones que tienen.

En el capítulo III se describe la zona de estudio (incluyendo su geología), la adquisición de los datos y la geometría de cada uno de los arreglos provisionales y de las 38 estaciones independientes que se instalaron. Se mencionan la distancia entre pares de estaciones, en el caso de los dos arreglos y la red permanente y el tiempo que grabaron información cada uno de ellos.

En el capítulo IV se presenta el análisis y los resultados obtenidos para cada arreglo y para las 38 mediciones independientes. Se explica el procedimiento que se llevó a cabo para cada técnica (cocientes espectrales H/V, SPAC e interferometría sísmica) así como una interpretación de los resultados obtenidos (estimación de los efectos de sitio y estructura del subsuelo). Finalmente se incluye comparación entre los resultados obtenidos con la técnica de correlación en tiempo con los obtenidos en frecuencia.

Finalmente en el capítulo V se realizan las conclusiones del trabajo elaborado y algunas recomendaciones para mejorar la comprensión entre la estructura del subsuelo y el movimiento sísmico observado.

## **CAPÍTULO II**

### **TÉCNICAS DE ANÁLISIS**

En este capítulo se presenta las bases teóricas de las técnicas de análisis que se emplearon con los datos de vibración ambiental registrados en la cuenca de Nari. Es importante comprender las bases de los métodos, pues lo que se pretende es que estas técnicas permitan explicar las observaciones realizadas.

Este capítulo presenta primeramente la técnica de cocientes espectrales H/V, la cual permite estimar la amplificación local haciendo uso de registros de ruido ambiental o microtremores. Por otra parte se mencionan dos técnicas de correlación, una en el dominio de la frecuencia y otra en el dominio del tiempo, ambas permiten estimar la estructura del subsuelo conociendo características como la velocidad de fase o velocidad de grupo.

#### **II.1. Cocientes espectrales H/V**

El método se utilizó primeramente en Japón (Nogoshi e Igarashi, 1971) pero se dio a conocer internacionalmente por Nakamura (1989). Este método consiste en calcular la función de transferencia realizando el cociente espectral de la componente horizontal con respecto a la vertical (Bard et al. 2001). La función de transferencia es análoga a un modelo matemático que entrega la respuesta de un sistema frente a una excitación exterior. En este concepto la función de salida de un sistema se define como la operación de la función de transferencia sobre una función de entrada.

Retomando lo que Nakamura (1989) presenta en su publicación es que la propuesta de un método en el análisis de microtremores para efectos de sitio depende de la interpretación de microtremores como ondas Rayleigh que se propagan en una capa sobre un semiespacio (Ver figura 1). Se consideran cuatro espectros de Fourier involucrados tomando en cuenta la componente vertical y horizontal en superficie y en el semiespacio (Lermo y Chávez-García, 1994).

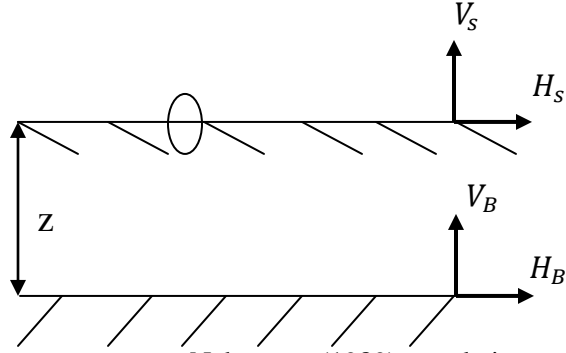


Figura 1. Modelo simple propuesto por Nakamura (1989) para la interpretación de medición de microtremores. Tomada de Lermo y Chávez-García 1994.

Si se asume que la fuente no afecta el movimiento en la base de la capa de suelo, es posible estimar el espectro de la fuente del microtremor  $A_S$ , como función de la frecuencia de la siguiente manera:

$$A_S(\omega) = \frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)} \quad (1)$$

en donde  $V_S$  y  $V_B$  representan los espectros de amplitud de Fourier de las componentes verticales en superficie y en la base de la capa de sedimentos respectivamente. Una estimación de los efectos de sitio está definido por  $S_E(\omega)$  como se muestra enseguida:

$$S_E(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \quad (2)$$

donde  $H_S$  y  $H_B$  corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales en superficie y en la base de la capa de sedimentos. Ahora con el fin de compensar los efectos de sitio por el espectro de la fuente se calcula un cociente espectral modificado para efectos de sitio de la siguiente forma:

$$S_M(\omega) = \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)}}{\frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)}} \quad (3)$$

Una consideración final es que para todas las frecuencias de interés,

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \quad (4)$$



Por lo que finalmente se tiene que para estimar efectos de sitio basta con realizar el cociente espectral de la componente horizontal con respecto a la componente vertical en superficie. De esta manera la ecuación (3) queda definida como:

$$S_M(w) = \frac{H_S(w)}{V_S(w)} \quad (5)$$

Esta técnica se ha presentado distintas publicaciones. Por ejemplo Lermo y Chávez-García (1993) utilizan la técnica propuesta inicialmente por Nakamura (1989) para registros de ruido ambiental, aplicándola a registros de sismos en México. Obteniendo así la frecuencia y la amplitud del pico de resonancia. Por su parte Field y Jacob (1993b) también encuentran la frecuencia fundamental del pico de resonancia para incidencia de ondas S (Field y Jacob, 1995).

Por otra parte también se ha conseguido estimar el nivel de amplificación máxima como lo presenta Lermo y Chávez-García 1994 en tres zonas distintas, Ciudad de México, Oaxaca y Acapulco. La amplificación local estimada a partir de cocientes espectrales es confiable cuando esa amplificación se debe a un fuerte contraste de impedancia en una única interface y el nivel de amplificación es grande (Horike et al. 2001 y Chávez-García, 2009). Si por el contrario, la amplificación que arrojan los cocientes espectrales fueran pequeñas entonces esto podría estar indicando dos posibles soluciones, o bien no existe una amplificación significativa o la amplificación es importante y se debe a un contraste de impedancias resultado de una geología compleja (Chávez-García et al. 2011). Por este motivo es recomendable utilizar técnicas independientes que permitan obtener estimaciones más precisas.

## **II.2. Correlación Espacial (SPAC, SPatial AutoCorrelation)**

Una de las técnicas utilizadas para investigar la estructura del subsuelo es el método de correlación espacial. Este método fue presentado en 1957 por Keiiti Aki y en donde parte de dos hipótesis para formular este método: el campo de ondas debe ser estacionario en tiempo y espacio y debe estar constituido por ondas dispersivas que se propagan en la superficie libre.

La esencia del método es si se cuenta con registros sísmicos de distintas estaciones espaciadas a una distancia constante y formando parejas de estaciones a lo largo de diferentes acimuts es posible estimar la velocidad de fase de las ondas que cruzan el arreglo. El método considera que el campo de ondas que es registrado en el arreglo de estaciones debe cumplir con ambas condiciones.

A continuación se describe el método siguiendo la formulación original de Aki (1957). Si se considera un campo de ondas formado por la superposición de ondas propagándose en muchas direcciones en un plano horizontal, no polarizado y propagándose con una velocidad constante  $c$ . Aki (1957) define la función de autocorrelación como:

$$\phi(\xi, \eta, t) = \overline{u(x, y, t)u(x + \xi, y + \eta, t)} \quad (6)$$

en donde  $u(x, y, t)$  y  $u(x + \xi, y + \eta, t)$  representan los registros de ruido ambiental obtenidos en dos lugares en superficie  $(x, y)$  y  $(x + \xi, y + \eta)$ . La barra indica el promedio y  $t$  el tiempo. Considerando que el campo de ondas es estacionario, Aki (1957) muestra que el promedio acimutal de la función de autocorrelación se escribe de la siguiente manera:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(r, \psi) d\psi \quad (7)$$

donde  $r$  y  $\psi$  son coordenadas polares definidas como:

$$\xi = r \cos \psi \quad y \quad \eta = r \sin \psi \quad (8)$$

Por otra parte Aki (1957) muestra que el promedio acimutal de la función de autocorrelación espacial  $\bar{\phi}(r)$  y el espectro de densidad de potencia de un campo de ondas  $u, \Phi(\omega)$  donde  $\omega$  es la frecuencia angular se puede escribir como:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) d\omega \quad (9)$$

donde  $J_0$  es la función de Bessel de primera especie y de orden cero. El argumento de la función de Bessel también se puede expresar de la siguiente forma:

$$\frac{\omega}{c} r = kr = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (10)$$

En donde  $k$  representa el número de onda y  $\lambda$  la longitud de onda. Si se aplica un filtro pasa bandas a las señales, entonces el espectro de potencia queda como:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0)\delta(\omega - \omega_0) \quad (11)$$

$P(\omega_0)$  es el espectro de densidad de potencia a una frecuencia  $\omega_0$  y  $\delta$  es la función delta de Dirac. Por lo que el promedio acimutal de la función de autocorrelación se escribe de la siguiente manera:

$$\bar{\phi}(r) = \bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0)J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) \quad (12)$$

Ahora, se define el coeficiente de correlación de acuerdo con Aki (1957)

$$p(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \psi, \omega_0)}{\phi(0, \psi, \omega_0)} \quad (13)$$

así como  $P(\omega_0)$  no depende de la posición entonces finalmente se puede escribir el coeficiente de autocorrelación espacial como:

$$p(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) \quad (14)$$

La deducción de la ecuación (14) se ha presentado a detalle en Aki (1957), Metaxian (1994) y Chouet et al. (1998) entre otros. La única incógnita en esta ecuación es la velocidad de fase, por lo cual es posible determinarla si se estima el promedio acimutal de la autocorrelación espacial para varias estaciones separadas a una distancia  $r$ .

En la inversión de los coeficientes de correlación se consideraron dos modelos: una parábola y una recta. Esto permite obtener resultados que no dependan del modelo inicial. Cuando ello ocurre, concluimos que la inversión fue correcta y que la curva de dispersión que se obtuvo es válida.

Este método se ha aplicado en diversos estudios. Por ejemplo esta técnica se aplicó para inferir la composición del campo de ondas del temblor volcánico en Hawaii y la estructura de velocidades (Ferrazzini et al., 1991). También fue utilizado para caracterizar un campo de ondas de un temblor volcánico utilizando un arreglo de pequeña apertura instalado en el flanco norte del Estrómboli (Italia) en donde se analizaron velocidades de fase para ondas Rayleigh y Love (Chouet et al., 1998). Otro volcán en el que se aplicó la técnica de SPAC para caracterizar el campo de ondas

así como para obtener el modo fundamental de ondas de Rayleigh y Love, fue el Kilahuea, considerando un arreglo de pequeña apertura y sismómetros de periodo corto (Saccorotti et al. 2003). Por otra parte se realiza un experimento en Nueva Zelanda para obtener la estructura del subsuelo utilizando una geometría distinta en el arreglo, esta vez se hace uso de un arreglo en línea recta. Los resultados que se obtienen muestran que la geometría no es un limitante para lograr estimar la estructura del subsuelo (Chávez-García et al., 2006).

### II.3. Interferometría sísmica

La correlación en el dominio de la frecuencia permite obtener buenos resultados por lo cual es de esperar que la correlación en el dominio del tiempo también tendrá resultados útiles. El desarrollo de la interferometría sísmica (cálculo de la correlación cruzada en el dominio del tiempo) para conocer la estructura del subsuelo tiene una historia distinta pues sus inicios se relacionan con sismología de exploración (Claerbout, 1968), incluso antes de aparecer en el área de acústica o sismología se presentaron experimentos en el área de heliosismología (Duvall et al. 1993).

Para el cálculo de la correlación cruzada en el dominio del tiempo consideremos la función de correlación entre dos receptores que se encuentran en las posiciones  $r_1, r_2$  y  $v_i(r_1, t), v_j(r_2, t)$ , donde  $t$  es el tiempo. Por definición la correlación entre dos registros de ruido ambiental ubicados en esa posición queda definida como

$$C_{ij}(\tau) = \int_0^T v_i(r_1, t) v_j(r_2, t + \tau) \quad (15)$$

donde  $T$  es la duración del registro y  $\tau$  representa el tiempo de retraso (ver Figura 2).

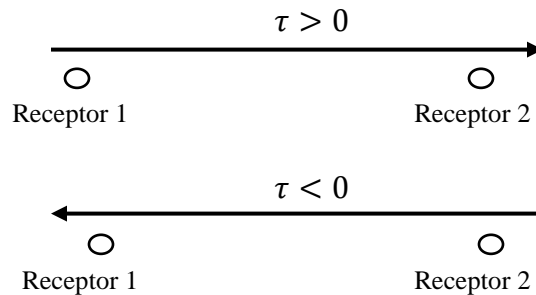


Figura 2. Las ondas que se propagan hacia la derecha tienen una correlación con un tiempo de retraso positivo ( $\tau > 0$ ) mientras que las ondas que se propagan hacia la izquierda tienen un tiempo de retraso negativo ( $\tau < 0$ ). Tomada de Snieder R. 2004.

Sabra et al. (2005) mostraron que la derivada con respecto al tiempo de la correlación cruzada entre pares de estaciones se escribe de la siguiente forma

$$\frac{dC}{dt} \approx -G_{ij}(r_1; r_2; t) + G_{ji}(r_2; r_1; -t) \quad (16)$$

en donde  $G_{ij}$  representa la función de Green en el dominio del tiempo. Si tenemos estaciones que registran el movimiento en las tres componentes espaciales, utilizaremos los subíndices  $i$  y  $j$  para referirnos a la orientación del registro utilizado para las estaciones en  $r_1$  y  $r_2$  respectivamente.

Este método teóricamente debería permitir recuperar la función completa de Green al realizar la correlación cruzada entre pares de estaciones. Pues algunos autores muestran que la función de Green de un cuerpo irregular o de un campo aleatorio se puede obtener al realizar la correlación cruzada de registros de ruido ambiental de un campo de ondas entre dos receptores. El resultado de la función de Green es un campo de ondas que puede ser observado en alguno de estos dos receptores. Esto teóricamente ha sido demostrado con éxito, sin embargo para que la reconstrucción de la función de Green sea exacta, depende de los parámetros del medio y de la duración del registro (Wapenaar, 2004). Otra forma de determinar la función de Green es utilizar la coda de las ondas, esto tiene la ventaja de proporcionar información de la propagación de onda entre los dos receptores sin ser necesaria una fuente (Snieder, 2004). Algunas de las aplicaciones que ha tenido este método para conocer la estructura de la Tierra es recuperar el modo fundamental de ondas Rayleigh al analizar las componentes verticales de los registros de ruido ambiental en un amplio rango de periodos (Shapiro y Campillo, 2004). También se ha aplicado en sismología de exploración a través de la técnica de “Passive imaging” (técnica que consiste en la correlación de registros de ondas entre dos receptores) y en sismología al hacer uso de registros de sismos a través de ondas superficiales.

Con el método de Interferometría se puede estimar velocidad de fase o de grupo así como, curvas de dispersión. De este modo es posible invertir un perfil de velocidades de ondas de cortante para el sitio de medición.

## CAPÍTULO III

### DATOS

En este capítulo se describe la zona de estudio y la adquisición de los datos. Se presentan la ubicación de los arreglos y las distancias entre estaciones, así como también la duración de los registros de ruido ambiental que se grabaron durante la campaña de trabajo.

#### III.1.Zona de estudio

Ulleung es una isla que pertenece a la República de Corea del sur, a 120 km de la península. Se localiza en las coordenadas 130.8°E y 37.5°N en el mar del Este (mar de Japón). El área de la isla es de 7315 km<sup>2</sup> y su población es de 10 000 habitantes.

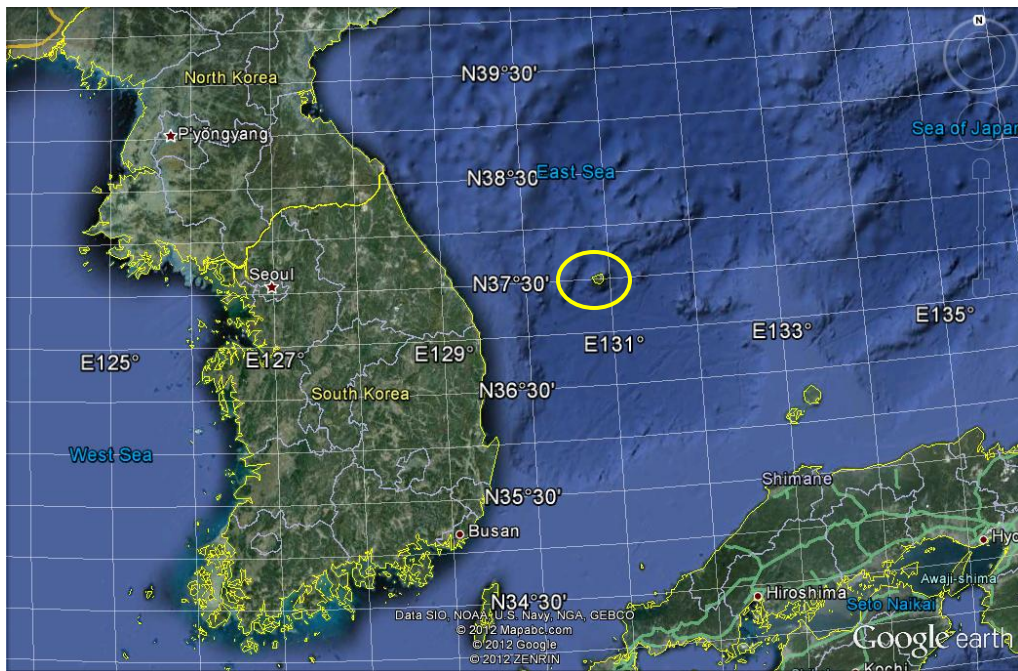


Figura 3. Ubicación de la isla de Ulleung al Este de la República de Corea. Señalada en un círculo amarillo. Tomada de Google Earth 2012.

Nari es un pequeño valle aluvial producto de la última actividad volcánica de la isla Ulleung. Las mediciones analizadas en este trabajo se realizaron en la cuenca de Nari, en la isla Ulleung. En

este proyecto participaron el KIGAM (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources) y el Instituto de Ingeniería (II) de la UNAM.

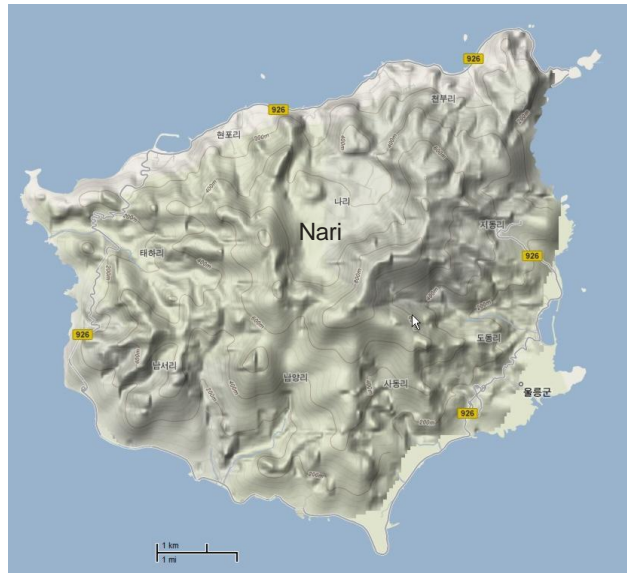


Figura 4. Topografía de la isla Ulleung. Tomada de Chávez-García et al., 2011.



Figura 5. Cuenca de Nari.

## **III.2.Geología**

Ulleung es una isla de origen volcánico en la que el monte Seonginbong representa el pico más elevado (984 m). Al norte de Seonginbong se encuentra la caldera llamada cuenca de Nari, la cual tiene una forma casi circular y un diámetro de aproximadamente 1 km. La forma actual de la caldera es el resultado de la última etapa de actividad volcánica.

La historia geológica de la isla distingue cinco secuencias de material volcánico, clasificado principalmente con base en el tipo de actividad volcánica y en la naturaleza de los productos volcánicos (Lee, 1987). En la primera etapa el tipo de erupción que presenta el volcán es estromboliana y el material que la acompaña son rocas basálticas, brecha y lapilli. En la segunda etapa encontramos tobas de traquita y lapilli, así como aglomerados. La siguiente etapa consta de traquitas de plagioclasa y tobas de augita. En el cuarto periodo, el tipo de erupción que tiene el volcán es pliniano, comienza la formación de la caldera y los depósitos que encontramos son tefra, escoria y tobas de lapilli. Finalmente en la quinta etapa el material que se presenta son rocas como pómez, tobas de lapilli, traquitas y material piroclástico (Yun, 1986).

Las fallas que formaron la caldera tienen una orientación NE-SO y NO-SE (Kim y Lee, 2008). A través del análisis K-Ar se obtuvo la edad de las rocas volcánicas que componen la isla, la cual varía entre  $8.07 \pm 0.39$  Ma y  $0.51 \pm 0.07$  Ma (Song et al, 2006). No se conoce la estructura del subsuelo en la cuenca de Nari, sin embargo se estima que por su edad y su tamaño las capas de sedimentos tengan poco espesor.

## **III.3.Adquisición de datos**

Si bien Corea no se encuentra en las zonas más vulnerables ante fenómenos sísmicos, este país ha impulsado la realización de estudios que permitan predecir el movimiento sísmico para sismos futuros. Actualmente este país tiene instalada una red permanente (ULD) de cinco sismógrafos de banda ancha en la cuenca de Nari que registran de forma continua.

Las mediciones de ruido obtenidas con la red permanente son parte de los datos analizados en este trabajo. Adicionalmente se realizaron mediciones en una campaña de dos días. En ese lapso se instalaron dos arreglos temporales (XC y SP) y 38 estaciones individuales (MT) (Ver Figura



6). Para garantizar una base de tiempo común, se utilizaron antenas GPS para sincronizar las estaciones instaladas en los arreglos. De esta manera es posible seleccionar ventanas de registro simultáneas para el análisis.



Figura 6. Equipo instalado temporalmente para el registro de ruido ambiental (correspondiente a la red de estaciones MT)

#### **III.4. Geometría de los arreglos**

La red permanente ULD consta de cinco estaciones de las cuales cuatro se encuentran en roca en los bordes de la cuenca (ULD11, ULD21, ULD31, ULD41) y una más en el centro del valle (ULD01). La figura 7 muestra la ubicación de la red ULD así como las distancias entre estaciones. La distancia más pequeña entre estaciones de esta red corresponde a las estaciones

ULD01-ULD11 y es de 360 m. La distancia más grande entre estaciones corresponde a ULD21-ULD41 y es de 1.05 km. Dado que esta red registra de manera permanente se seleccionaron ventanas de tiempo que coincidieran con los registros obtenidos en los arreglos temporales de estaciones.

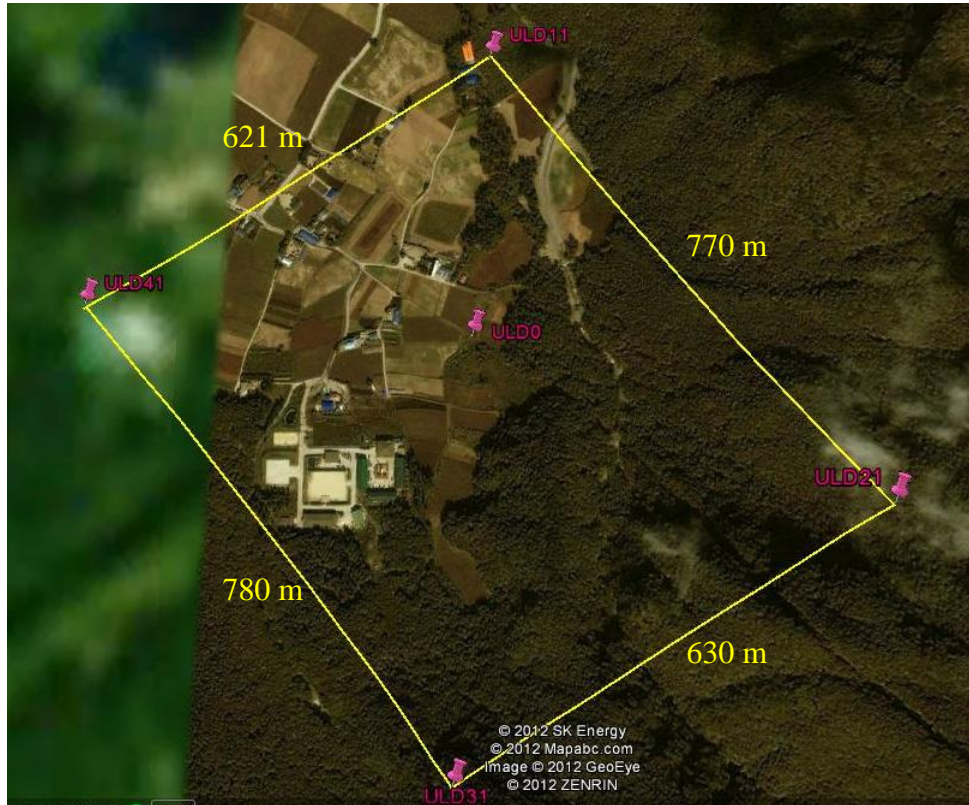


Figura 7. Ubicación de las cinco estaciones de la red permanente ULD (ULD0, ULD11, ULD21, ULD31, ULD41) y distancias entre cada una de ellas. Tomada de Google Earth 2012.

El arreglo XC o arreglo temporal de mediana apertura está integrado por cuatro estaciones (XC01, XC02, XC03 y XC04) las cuales grabaron ruido ambiental durante 15 horas continuas. En la figura 8 se presenta la distribución del arreglo XC y las distancias entre estaciones que varían entre 270 m y 490 m (para la combinación de parejas de estaciones XC02-XC04).



Figura 8. Distribución de estaciones para el arreglo XC (XC01, XC02, XC03 y XC04) así como distancias entre cada una de ellas. Tomada de Google Earth 2012.

El arreglo temporal SP es el más pequeño. Consta de cuatro estaciones (SP01, SP02, SP03 y SP04) que registraron vibración ambiental durante 2 horas. Este arreglo se encuentra ubicado en la parte central del valle. La distancia entre pares de estaciones varía entre 30 m y 60 m. La figura 9 muestra la distribución de las cuatro estaciones en la cuenca así como la distancia entre ellas.

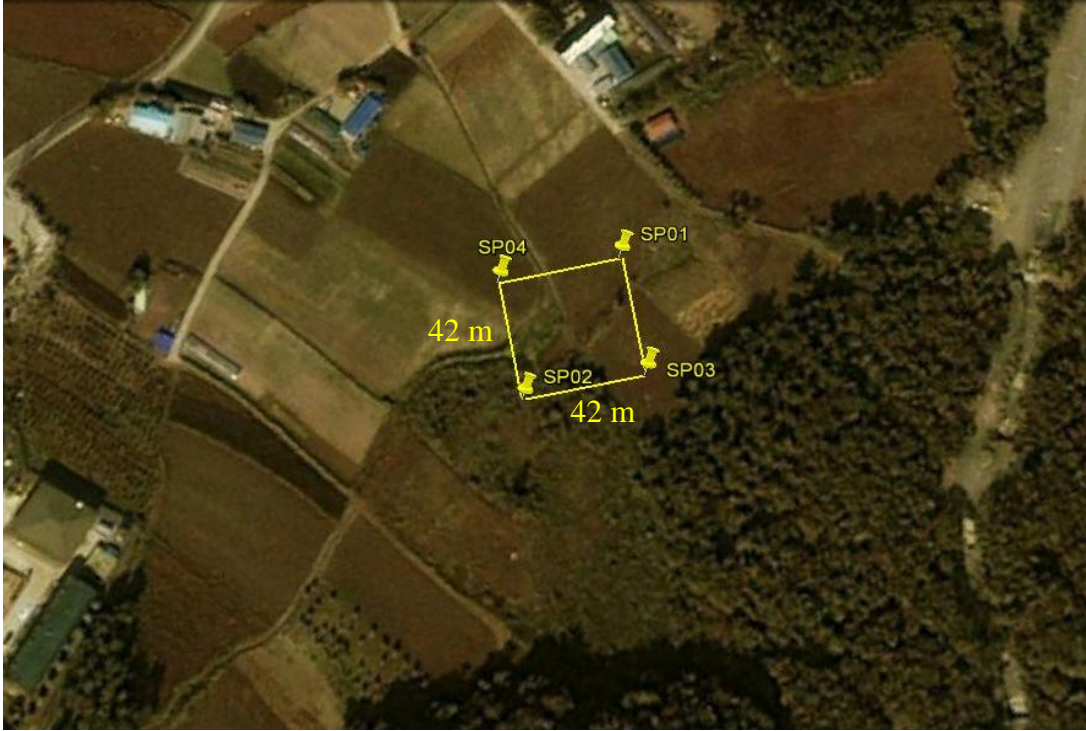


Figura 9. Ubicación de estaciones del arreglo SP (SP01, SP02, SP03, SP04) y distancias entre ellas.  
Tomada de Google Earth 2012.

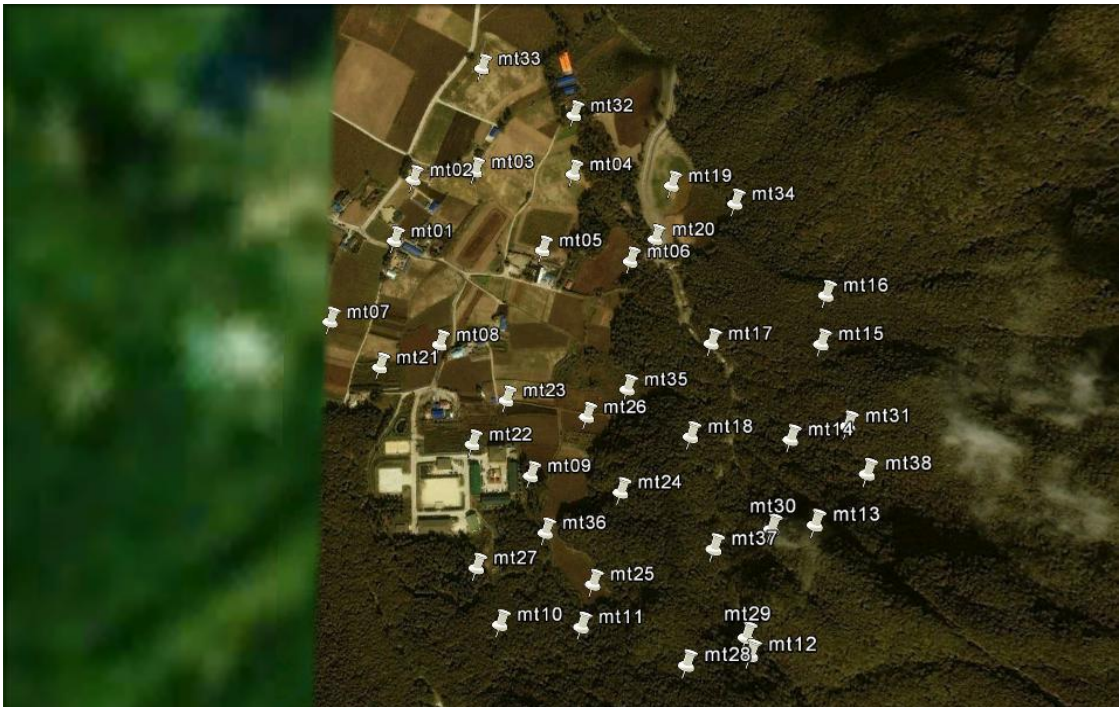


Figura 10. Distribución de estaciones MT en la cuenca de Nari. Tomada de Google Earth 2012.

Como se mencionó anteriormente, además de las mediciones de microtemores con arreglos de estaciones, se registró vibración ambiental en 38 puntos independientes distribuidos en la cuenca de Nari. La Figura 10 muestra la localización de esos puntos de medición. En cada uno de ellos se registró vibración ambiental durante poco más de 15 minutos. Los registros obtenidos en esos 38 puntos de medición individuales se utilizaron para estimar la amplificación local, mediante cocientes espectrales H/V. Estimaciones de la amplificación local se obtuvieron también de los datos registrados en las estaciones de los arreglos, permanentes y temporales, de estaciones.

La red permanente ULD, el arreglo XC y el arreglo SP, se analizaron en dos grupos, el primero consistió combinar parejas de estaciones entre el arreglo ULD y el arreglo XC. El siguiente grupo consistió en combinar pares de estaciones para el arreglo ULD y SP en este caso en particular sólo fue posible combinar la estación central de la red permanente ULD con las 4 del arreglo pequeño SP. Con todas las posibles combinaciones entre pares de estaciones se realizó el cálculo de correlación en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia.

## **CAPÍTULO IV**

### **ANÁLISIS Y RESULTADOS**

En este capítulo se presenta el procedimiento para analizar los datos de cada arreglo de estaciones y para los datos registrados en las 38 mediciones independientes. Se presenta en primer lugar la técnica de Nakamura aplicada a todos los registros de ruido ambiental. Posteriormente se presenta la técnica SPAC e interferometría sísmica aplicadas a los datos de la red permanente (ULD) y a las dos redes temporales (XC y SP). Los resultados permitieron obtener mapas de amplitud máxima y distribución espacial del periodo dominante. Por otra parte, el cálculo de correlación en los dominios del tiempo y de la frecuencia permitió estimar velocidades de fase entre pares de estaciones.

#### **IV.1.Cocientes Espectrales H/V**

##### **IV.1.1.Estaciones MT**

La técnica de Nakamura se aplicó a todos los registros de ruido ambiental con el propósito de conocer la amplificación local de la cuenca. El procesamiento de estos datos se realizó con el programa SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein et al. 1998).

El procedimiento para analizar los datos consistió en seleccionar ventanas de 10 segundos de duración a partir del registro completo de aproximadamente 17 minutos. El programa SAC utilizado permitió leer los archivos de entrada (las tres componentes de cada una de las 38 estaciones), para luego asignar el número de ventanas que se calcularán y el tamaño de cada una de ellas. Se eliminó la media y la tendencia lineal de los registros antes de aplicar la transformada de Fourier. Se conservó únicamente el espectro de amplitud. Con los espectros de amplitud de Fourier se calcularon los cocientes espectrales de las componentes horizontales con respecto a la vertical.

Para cada estación se analizaron 99 ventanas de 10 segundos. Se realizaron pruebas variando parámetros tales como el tamaño de la ventana, el tipo de ventana de suavizado aplicada (hanning, hamming), el tamaño del traslape y el número de ventanas, para corroborar que los resultados no dependían de los parámetros del cálculo.

En la Figura 11 se presenta un ejemplo de comparación entre resultados obtenidos utilizando dos ventanas de distintos tamaños. La parte superior muestra los resultados obtenidos con ventanas de 10 segundos mientras que en la parte inferior se encuentra el resultado al calcular los cocientes espectrales con ventanas de 120 segundos. Observamos que la forma del cociente espectral no varía, estamos obteniendo lo mismo aún si la ventana utilizada para el cálculo es de un tamaño distinto.

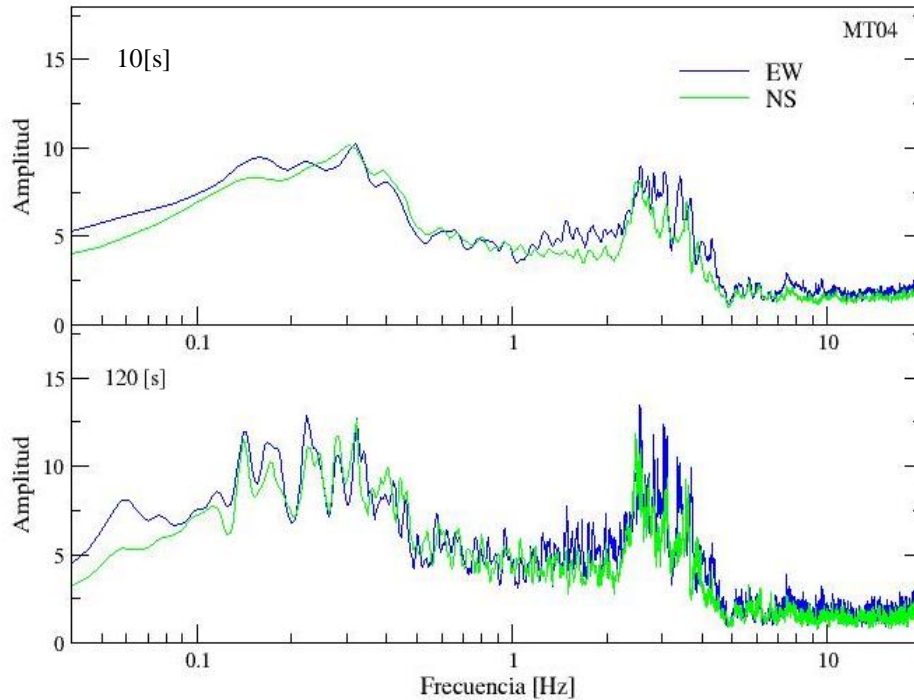


Figura 11. Ejemplo de dos ventanas de distinto tamaño para la estación MT04. En la parte superior se presenta una ventana de 10 segundos y en la parte inferior una ventana de 120 segundos.

Cuando la duración de la ventana analizada es pequeña la función de amplificación se suaviza más en comparación con la ventana de mayor duración. . Esto se debe al número de puntos del espectro, que disminuye conforme disminuye la duración de la ventana analizada. Sin embargo la diferencia no es crítica. Los resultados presentados más adelante se basan en el cálculo para ventanas de 10 segundos de duración. Dado que tenemos 99 ventanas por componente (NS y EW), calculamos espectros para 198 ventanas por estación, o bien 7524 ventanas para las 38 estaciones MT. Para cada estación se calculó el promedio para todos los cocientes espectrales H/V por componente. La Figura 12 muestra las funciones de amplificación estimadas para cuatro estaciones. Se observa que las estaciones MT06 y MT35, ubicadas en la parte central de la

cuenca presentan valores distintos de amplificación, por un lado se tiene un factor 25 para la estación MT06 y un valor 8 para MT35. Las estaciones MT07 y MT33 presentan valores de un factor 14 para la primera mientras que para MT33 sólo se observa un pico a altas frecuencias lo que estaría indicando que el contraste de sedimentos en ese punto es muy pequeño.

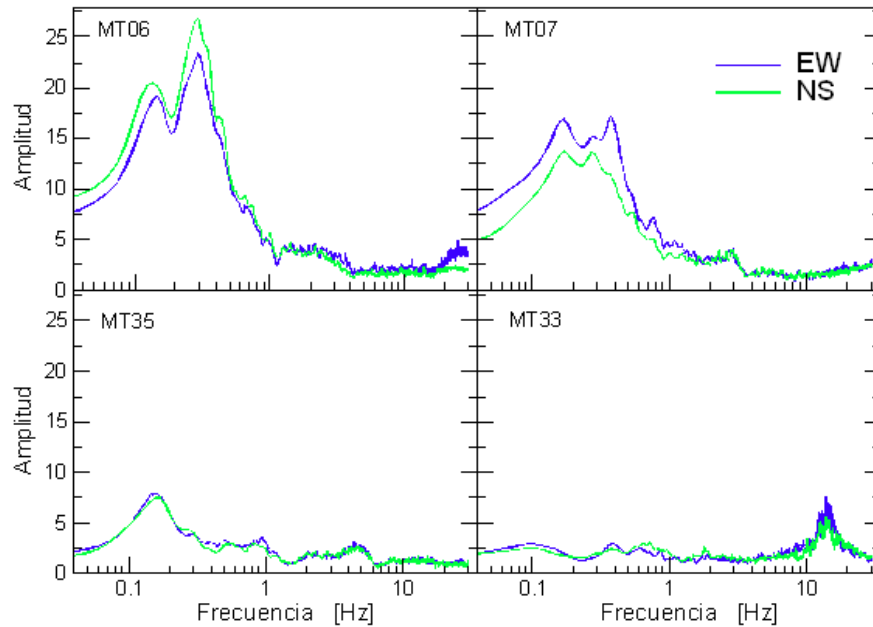


Figura 12. Ejemplo de funciones de amplificación local estimadas con cocientes espectrales para cuatro estaciones de la red MT.

El rango de frecuencias en los cuales se presentan estos valores de amplificación para las estaciones MT06, MT07, MT35 se encuentra entre 0.1 Hz y 1 Hz. Con los valores obtenidos para cada estación y la variación que existe entre ellos, concluimos que existen variaciones laterales importantes en la cuenca. La amplitud de los valores de amplificación máxima sugiere que los resultados son confiables (Chávez-García et al., 2007).

#### IV.1.2.Arreglo SP

Los datos registrados por el arreglo de pequeña apertura SP se utilizaron también para estimar una función de transferencia local con la técnica de Nakamura. En este caso el tiempo de registro que se tenía era mucho mayor en comparación con las estaciones MT, 2 horas. Por ello fue posible hacer el cálculo de cocientes espectrales con ventanas de 5 minutos.



El procedimiento para realizar el cálculo fue el mismo que se utilizó para las estaciones MT, en SAC. Los archivos de entrada fueron nuevamente las tres componentes de cada estación. Se realizó el cálculo para un total de 20 ventanas de 5 minutos por cada componente horizontal, y se calculó un promedio que representara la función de transferencia para cada estación.

En la Figura 13 se presenta la función de amplificación obtenida para dos de las cuatro estaciones que componen el arreglo SP. Este arreglo se encuentra en la parte central de la cuenca. La amplitud máxima que alcanza la estación SP02 corresponde a un valor de 20, mientras que para SP03 las componentes muestran un valor superior a 20 alcanzando un valor máximo cercano a 50. La frecuencia en la que se encuentra el pico de máxima amplitud es de 0.1 Hz y 0.3 Hz respectivamente para las estaciones SP02 y SP03.

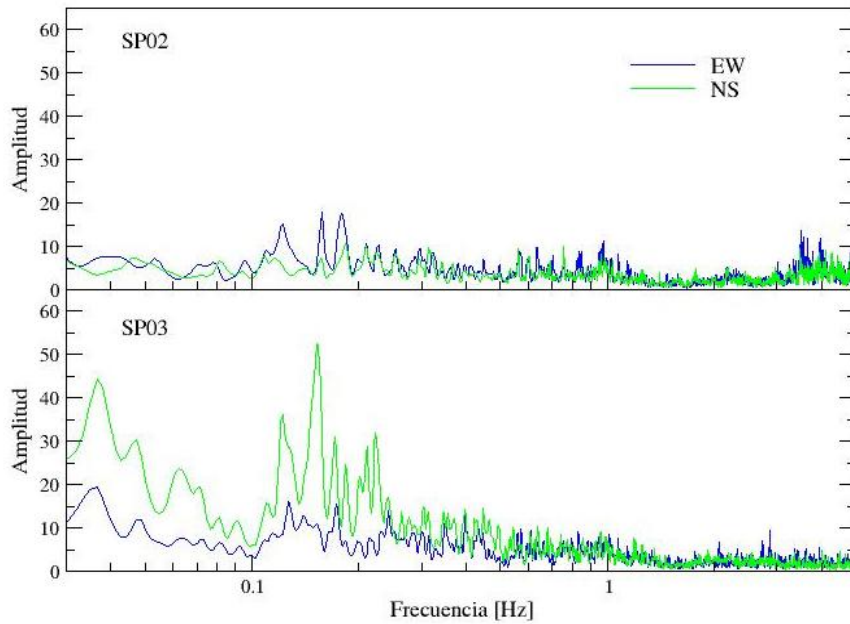


Figura 13. Funciones de amplificación local para las estaciones SP02 y SP03 localizadas en la parte central de la cuenca.

### IV.1.3.Arreglo XC

Los registros para el arreglo de mediana apertura XC se procesaron de la misma manera que los de las estaciones MT y SP. En este caso la duración de los registros era de 15 horas, mucho mayor en comparación con la duración de los arreglos mencionados anteriormente. Para este arreglo se utilizaron 30 ventanas de 15 minutos, por cada componente. También se verificaron los resultados con distintos tamaños de ventana así como con diferente número de ventanas y variando parámetros como el número de ventanas, el tipo de ventana de suavizado y el traslape. La estimación de la amplificación se obtuvo como el promedio de los cocientes para todas las ventanas.

Un ejemplo de los resultados se presenta en la Figura 14. La cual presenta la amplificación estimada para dos de las cuatro estaciones del arreglo XC. Las estaciones XC01 y XC03 se encuentran cercanas a los bordes de la cuenca. En la figura 14 se observa que hay un pico no muy bien definido entre 0.08 Hz y 0.2 Hz, que alcanza amplitudes superiores a 40. Lo cual está indicando que aún cerca de los bordes se pueden encontrar capas de sedimentos que no necesariamente sean pequeños sino que son lo suficientemente grandes para generar estas amplificaciones.

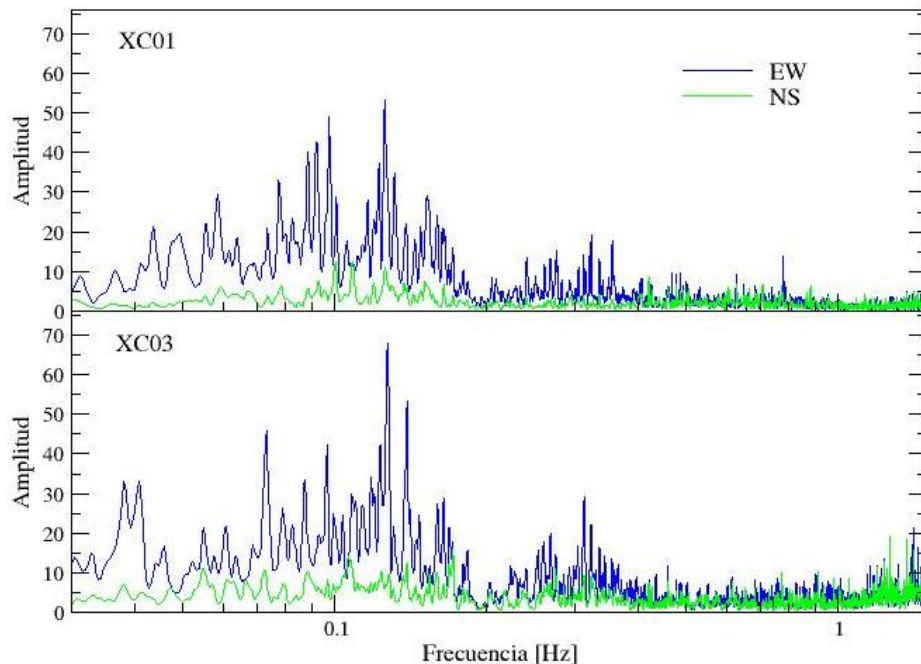


Figura 14. Ejemplo de funciones de amplificación para las estaciones XC01 y XC03 correspondientes al arreglo de mediana apertura. Se presenta el resultado de ambas componentes horizontales y cada curva es el resultado de promediar cocientes espectrales para 30 ventanas.

#### IV.1.4.Arreglo ULD

La red permanente ULD comprende cuatro estaciones en roca y una estación en el centro de la cuenca. Para analizar los datos se consideró un total de 6 horas de registro como datos para analizar con la técnica de Nakamura. Siguiendo el mismo procedimiento descrito anteriormente se utilizaron 30 ventanas de 10 minutos por cada componente para cada una de las cinco estaciones.

En la figura 15 se presentan las funciones de amplificación obtenidas para dos estaciones, ULD31 y ULD41. Se observa claramente que no se presenta amplificación alguna. Sólo se distingue un pequeño pico a frecuencias cercanas a 10 Hz.

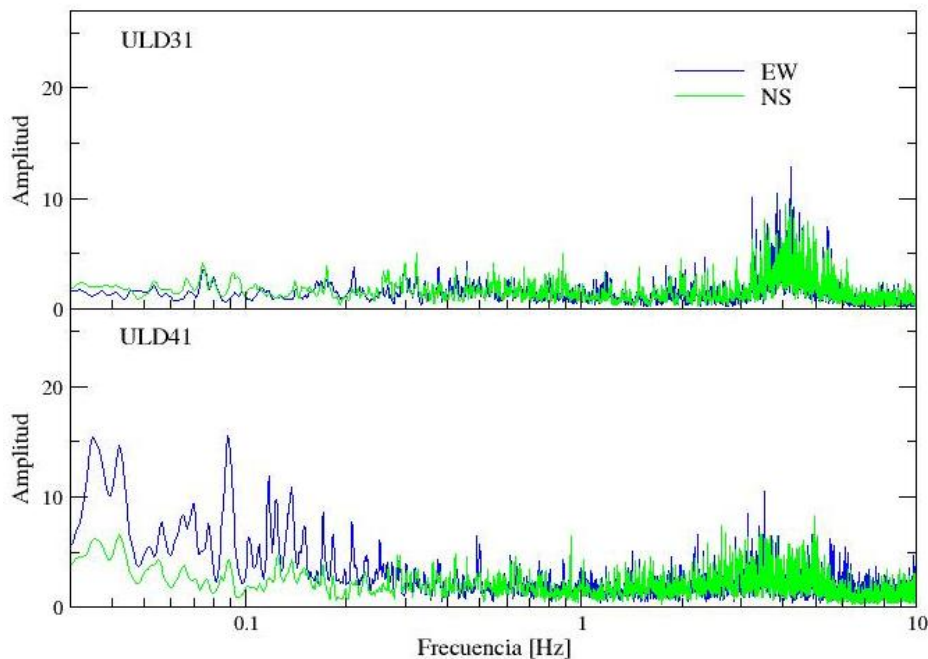


Figura 15. Ejemplo de funciones de amplificación para la estación ULD31 y ULD41 correspondientes a la red permanente.

La presencia de los picos a frecuencias altas es un indicador de que los resultados corresponden a la respuesta de estaciones que se encuentran en roca o lo que se esperaría obtener en un lugar con estas características.

#### IV.1.5.Mapas de amplificación máxima y frecuencia dominante.

Una vez obtenidas todas las funciones de amplificación máxima para los distintos arreglos así como para las 38 estaciones independientes se procedió a elaborar una lista de valores con las lecturas de amplitud máxima así como de frecuencia para los picos presentes en cada cociente

espectral. Al contar con una lista de valores por cada componente (E-W y N-S) y considerando las coordenadas de cada estación se hizo uso de un programa (PV-Wave). Este se basa en método la interpolación para generar una malla a través de un conjunto de datos, el cual posteriormente será representado como una superficie. Dado un conjunto de observaciones, PV-Wave estima los valores de Z para los nodos de una malla regular. El método utilizado para la interpolación depende de la localización de un plano para seleccionar un subconjunto. Cada valor de este subconjunto se convertirá en un punto de origen que a su vez conformará de nuevo un subconjunto, eligiendo los dos puntos más cercanos que tenga. Posteriormente este valor considerado como el nuevo origen tomará el valor de Z. Este proceso se repite utilizando cada punto de entrada como un origen. GTGRID intenta asignar todos los nodos que no se consideraron en la primera malla durante el segundo proceso.

La figura 16 muestra los mapas de amplitud máxima para la componente NS y EW considerando los valores obtenidos para los tres arreglos y para las 38 mediciones independientes. La escala de colores se truncó para amplitudes mayores a 20 con el fin de mostrar los detalles de la figura correspondientes a valores más pequeños. Los cuadros pequeños en color negro representan la localización de las estaciones consideradas para la elaboración del mapa.

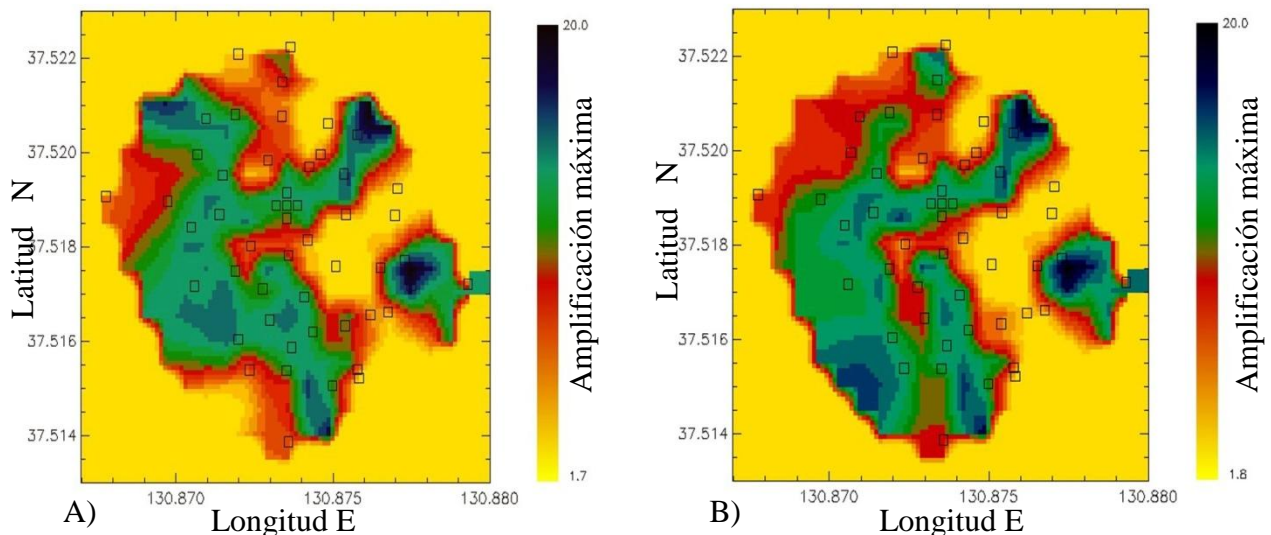


Figura 16. A) Mapa de amplificación máxima correspondiente a la componente NS. B) Mapa de amplificación máxima componente EW. Los cuadros negros representan las 38 estaciones MT.

Los mapas de amplitud máxima indican claramente la presencia de sedimentos blandos en la zona oeste y sur de la cuenca para ambas componentes. En los bordes de la cuenca la amplificación es mínima. En la parte central de la cuenca la amplificación es mayor a un factor 10.

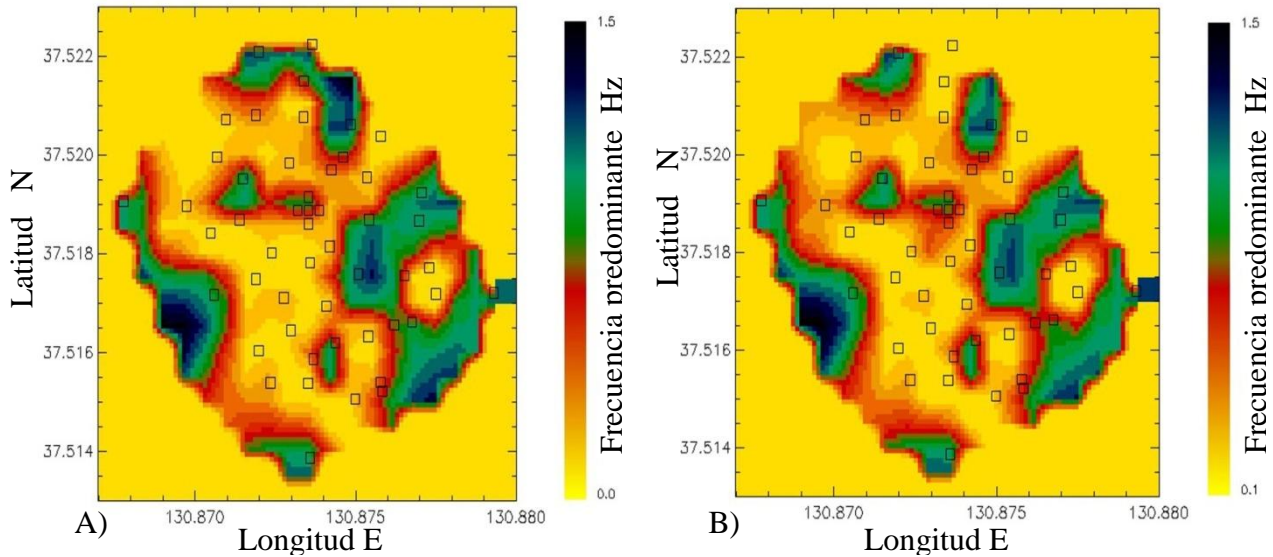


Figura 17. A) Mapas de frecuencia predominante componente NS. B) Mapa de distribución de frecuencia dominante en el interior de la cuenca, componente EW. La escala de colores se truncó a 1.5 Hz con el fin de mostrar detalles.

Los mapas de frecuencia predominante se presentan en la Figura 17. Observamos que las zonas en las que se encuentran frecuencias bajas corresponden a las zonas en las que la amplificación es máxima. Es posible que la contribución de material depositado en la cuarta etapa de la actividad volcánica sea parte de la respuesta que se busca al interpretar los resultados en los mapas, pues al formarse la caldera hay una presencia importante de lapilli así como de tobas y material piroclástico.

#### **IV.2. Correlación Espacial (SPAC, SPatial AutoCorrelation)**

La caracterización de la cuenca de Nari no consiste sólo en conocer cuál es su amplificación máxima sino en conocer la estructura del subsuelo. Para ello se cálculo la correlación en el

dominio de la frecuencia para complementar los resultados obtenidos en la técnica de cocientes espectrales. El análisis que se llevó a cabo en el método SPAC. A continuación se presenta una descripción del procedimiento utilizado para los arreglos SP, XC y ULD.

Nuevamente se utilizó el programa SAC. Se definió el tamaño de las ventanas para cada arreglo así como el traslape entre ventanas sucesivas. A cada ventana se le removió la media y la tendencia lineal, se aplicó un taper y un filtro pasa bandas. Finalmente se calculó la correlación entre ventanas de registro simultáneas para todos los pares de estaciones.

Después de calcular la correlación entre parejas de estaciones para cada ventana, se calculó el promedio de los coeficientes de correlación así como la desviación estándar de los datos respecto al promedio. Los coeficientes de correlación promedio se analizaron para elegir los puntos que se utilizarán para realizar el proceso de inversión y de esta manera obtener la curva de dispersión. Es un hecho que no todos los cálculos de correlación arrojan resultados que sean útiles para la inversión, por lo que sólo se eligen los resultados en el rango de frecuencia en el que las curvas se aproximan a la forma de la función de Bessel de primera especie y de orden cero.

#### **IV.2.1.Arreglo SP**

La técnica de SPAC se aplicó a los registros de ruido ambiental del arreglo de pequeña apertura. Se consideraron todas las posibles combinaciones entre pares de estaciones incluyendo las cuatro estaciones SP más la estación central ULD01. Fue necesario buscar registros simultáneos de las estaciones del arreglo SP con la estación ULD01. Esto fue posible para dos ventanas de tiempo, la primera de 1 hora y la segunda de 55 minutos.

En ambas ventanas se analizaron 10 ventanas de 15 minutos. La figura 18 muestra los resultados obtenidos para la correlación de cuatro distintos pares de estaciones. Cada línea verde representa los resultados estimados a partir de ventanas individuales mientras que la línea en color negro representa el promedio. En el caso de las parejas de ULD01-SP04 y SP03-SP04 se presenta sólo los puntos seleccionados para el proceso de inversión.

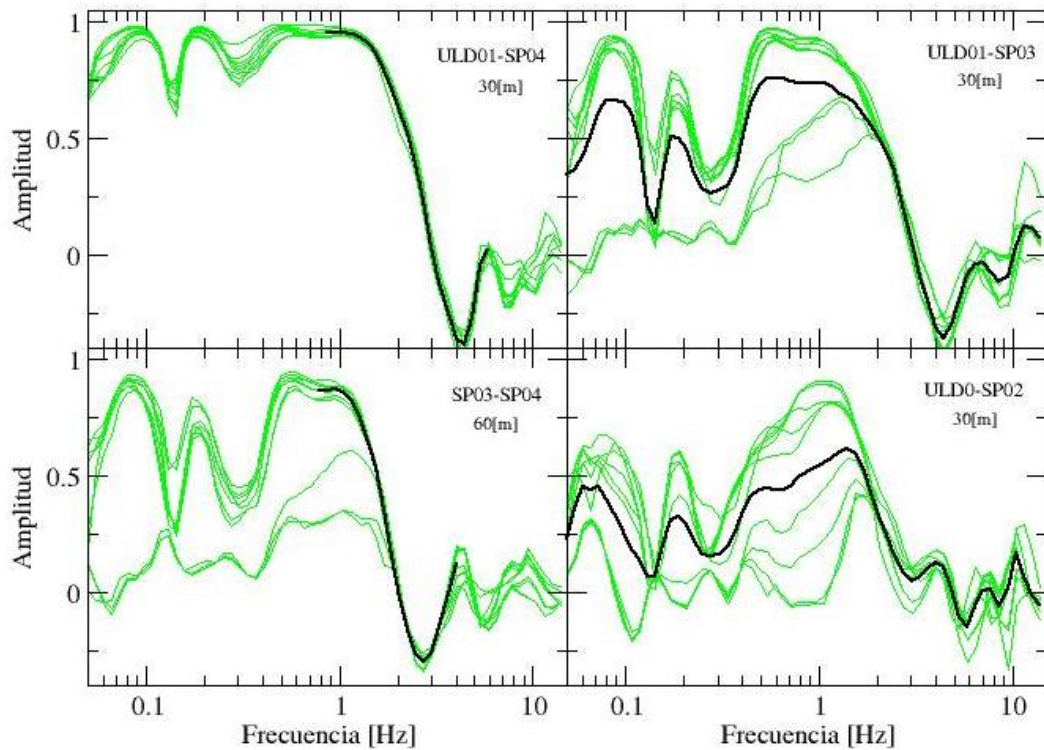


Figura 18. Coeficientes de correlación para cuatro parejas de estaciones del arreglo SP. Primer ventana compatible en tiempo. Cada línea en verde indica los resultados a partir de ventanas individuales, la línea en negro representa la curva promedio. Las parejas de estaciones ULD01-SP04 y SP03-SP04 sólo muestran la sección de puntos elegidos para la inversión de coeficientes.

Los resultados para las parejas de estaciones ULD01-SP04 y SP03-SP04 son los que se asemejan más a la forma de una función de Bessel de primera especie y de orden cero. Alcanzan amplitudes cercanas a 1 y de acuerdo a la distancia que existe entre el par de estaciones involucradas en el cálculo se observa que para distancias de 60 m la curva alcanza un mínimo a 2.5 Hz para la pareja de estaciones SP03-SP04. Por otra parte que se observa que el siguiente mínimo se encuentra a 4 Hz para la pareja ULD01-SP04 a 30 m de distancia.

El resultado para las parejas de estaciones ULD01-SP03 y ULD0-SP02 no toma la forma de una función de Bessel, por lo cual se descartan para ser utilizados en el proceso de inversión. Sólo las curvas promedio que se muestran incompletas son las que se eligieron para llevar a cabo la inversión.

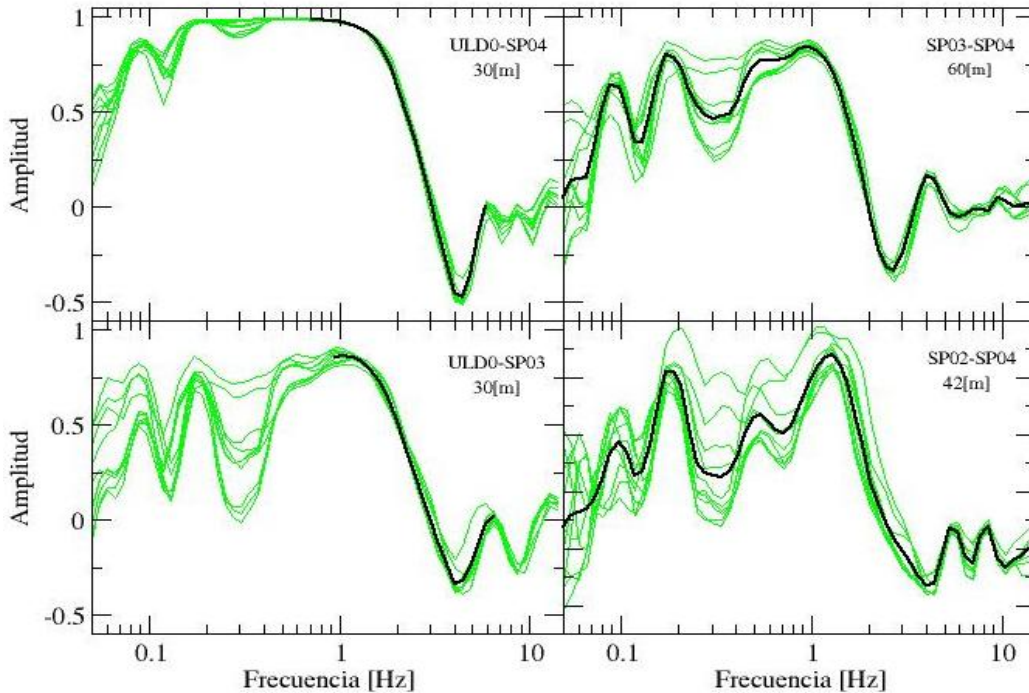


Figura 19. Coeficientes de correlación para cuatro parejas de estaciones del arreglo SP. Segunda ventana compatible en tiempo con la estación ULD0. Las parejas ULD0-SP04 y ULD0-SP03 sólo muestran los puntos seleccionados de la curva promedio utilizados para la inversión.

La Figura 19 muestra los resultados de coeficientes de correlación para la segunda ventana. Esta figura muestra que para las parejas ULD0-ULD04 y ULD0-SP03 se obtienen resultados similares a la función de Bessel deseada. Los resultados para la pareja SP02-SP04 se descartan para el proceso de inversión debido a que no se parecen a una función  $J_0$ .

A pesar de que la distancia entre la pareja ULD0-ULD04 es igual a la distancia entre la pareja ULD0-SP03, para la primera los resultados son mejores. La curva promedio que se encuentra incompleta en estas dos figuras muestra los puntos elegidos para realizar la inversión de los coeficientes de correlación.

En el proceso de inversión sólo se eligieron los mejores resultados obtenidos para todas las posibles combinaciones entre pares de estaciones. Para el arreglo SP se eligieron los resultados de la segunda ventana de tiempo compatible con la estación ULD0. La figura 20 presenta el resultado de la inversión de los coeficientes.



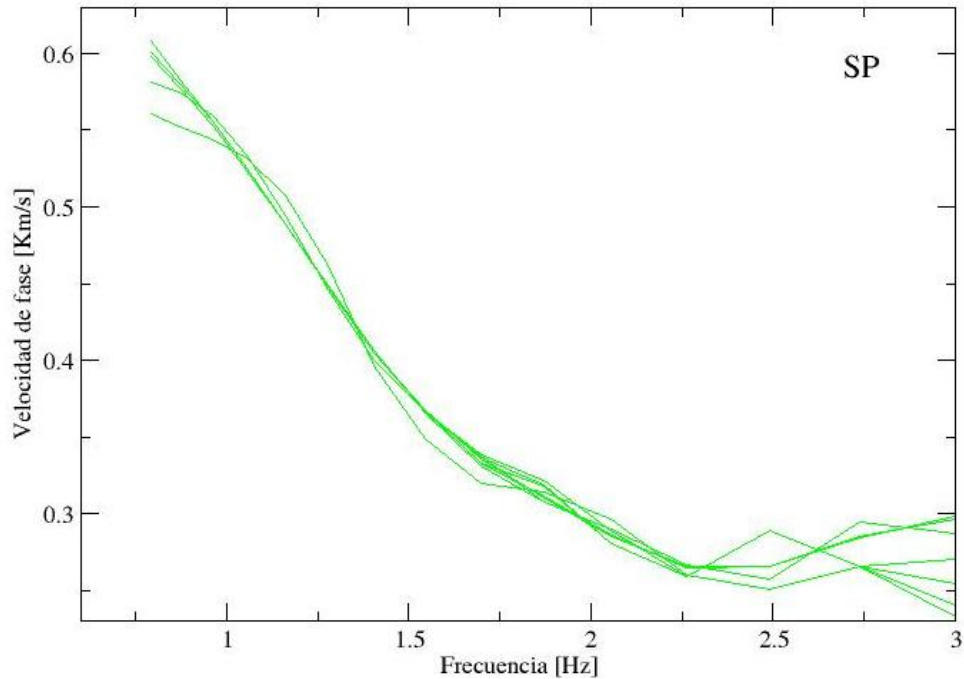


Figura 20. Curva de dispersión de velocidad de fase para el arreglo pequeño SP obtenida de la inversión de los coeficientes de correlación mostrados en la figura 18 y 19. Cada línea en verde corresponde a la inversión a partir de un modelo inicial diferente.

Las curvas de dispersión que se muestran en la Figura 20 sugieren que a frecuencia de 1 Hz la velocidad de fase es de 600 m/s. Al aumentar la frecuencia, la velocidad disminuye. Estos resultados son independientes del modelo inicial de velocidades.

#### IV.2.2.Arreglo XC

El arreglo de mediana apertura se analizó de dos maneras. En primer lugar, se consideró la combinación de las cuatro estaciones XC más las cuatro estaciones de la red permanente ULD, un total de 8 estaciones. Por otra parte se consideró la combinación de las cuatro estaciones XC incluyendo la estación central ULD0.

En el primer análisis se calcularon 20 ventanas de 30 minutos. El resultado para la combinación entre pares de estaciones se presenta en la Figura 21 se puede observar cuáles parejas de estaciones producen resultados que se asemejan a una función J0. Las líneas de color naranja

representan los coeficientes de correlación para distintas ventanas mientras que en color negro se presenta el promedio. Aquellas líneas promedio trazadas para un rango de frecuencias menor al graficado representan los valores elegidos para la inversión.

Los resultados para las parejas de estaciones ULD04-XC01 y ULD03-XC01 representan bien la forma de una función de Bessel. En cambio, los resultados para las parejas de estaciones ULD02-XC01 y ULD01-XC03 no tienen parecido a la forma de una función  $J_0$ , por lo cual fueron descartadas. Para la primer pareja de estaciones (ULD04-XC01), la distancia entre estaciones es de 330 m y la función de Bessel alcanza un mínimo a 1.8 Hz. Para la pareja de estaciones ULD03-XC01, la distancia entre estaciones es de 460 m y la función de Bessel presenta su primer mínimo a la frecuencia de 1.5 Hz.

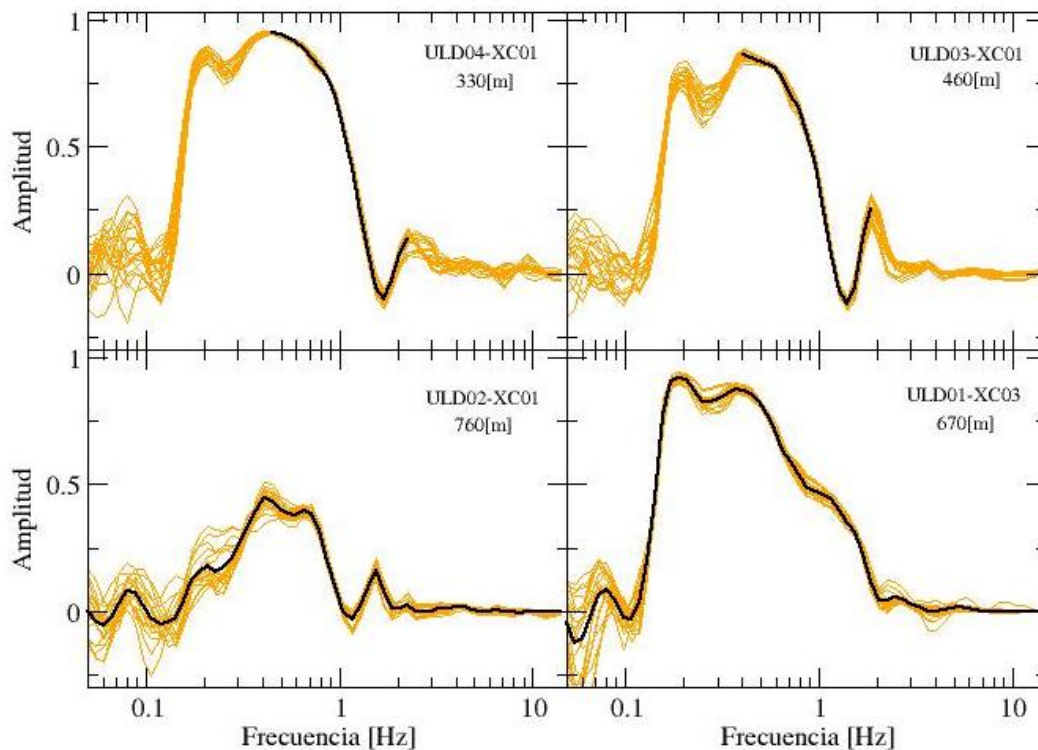


Figura 21. Coeficientes de correlación para la combinación entre las estaciones XC01, XC03 y las cuatro estaciones de la red permanente ULD.

En el segundo análisis de SPAC se consideró la combinación de las cuatro estaciones XC más la estación ubicada en el centro de la cuenca ULD0. Se analizaron 20 ventanas de 30 minutos. El resultado se presenta en la Figura 22. Las líneas negras en esa figura representan el promedio utilizado para calcular la inversión. Únicamente los resultados para las parejas XC02-XC01 y

ULD0-XC02 presentan una forma semejante a la función J0. Los resultados para las parejas ULD0-XC04 y XC04-XC03 no son adecuados y fueron descartados para la inversión. El primer mínimo de los coeficientes de correlación para las dos parejas XC02-XC01 y ULD0-XC02 ocurre en ambos casos alrededor de 1.6 Hz. Esto se debe a la semejanza entre la distancia que separa ambos pares de estaciones.

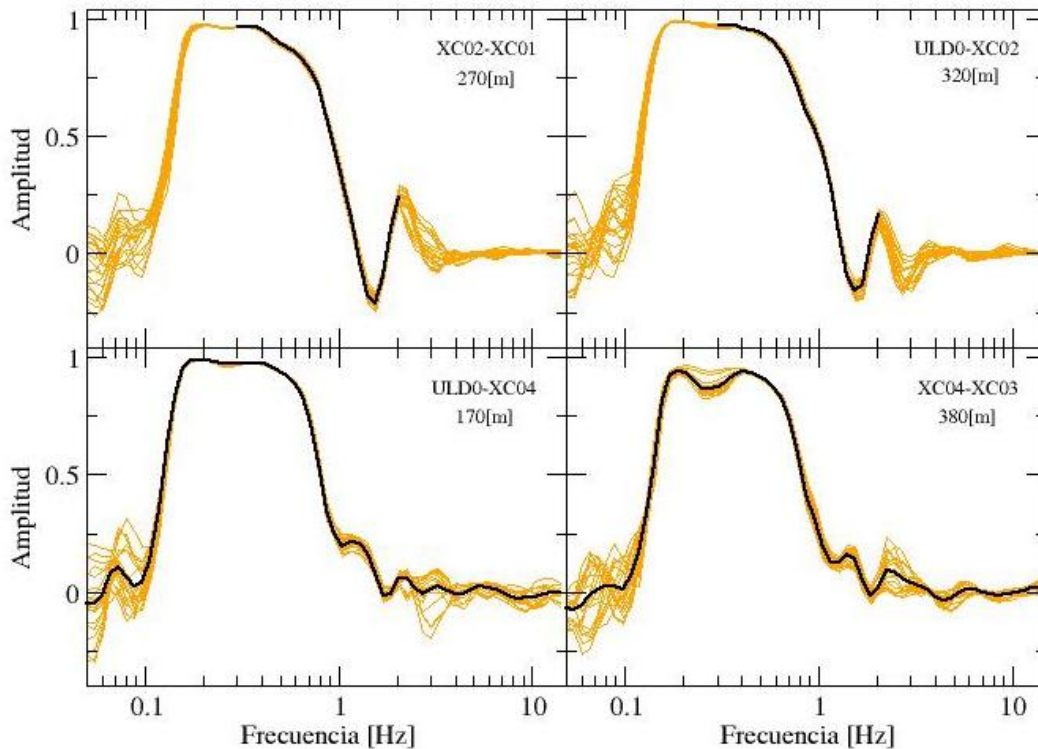


Figura 22. Coeficientes de correlación para la combinación de las cuatro estaciones del arreglo temporal XC más la estación central ULD0.

Los resultados de la inversión de los coeficientes de correlación seleccionados para el arreglo XC se presentan en la Figura 23. La curva de dispersión invertida muestra velocidades de fase más altas en comparación con lo que se observó en la inversión del arreglo de pequeña apertura, incluso a frecuencias similares. Por ejemplo, a 0.5 Hz, los resultados para el arreglo XC indican una velocidad de fase de 1.6 km/s, mientras que para esa frecuencia, el arreglo SP indica velocidad de fase de 600 m/s.

Observamos que a frecuencias bajas la velocidad de fase aumenta. Sin embargo no se observa que esa velocidad tienda a un valor constante. Esto indica que es posible que alcance un valor de aproximadamente 2 km/s como lo indican los resultados de inversión de la red permanente.

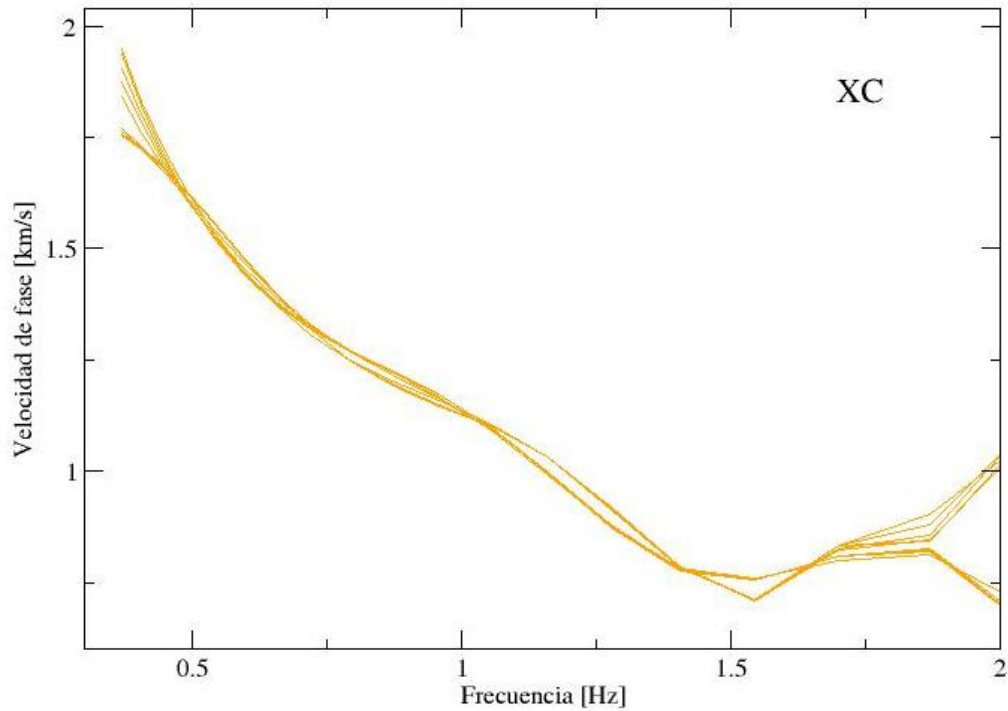


Figura 23. Curva de dispersión de velocidad de fase estimada a partir de la inversión de coeficientes de correlación para el arreglo XC. Cada línea corresponde a la inversión a partir de un modelo inicial diferente.

### IV.2.3. Arreglo ULD

Se utilizaron registros de las cinco estaciones de la red permanente para analizarlos con el método SPAC. Para este arreglo se utilizaron 20 ventanas de 30 minutos. Los coeficientes de correlación observados para cada ventana analizada se presentan en la figura 20 en color azul, mientras que en color negro se representa el promedio.

Se observa que para tres de las cuatro parejas de estaciones mostradas el resultado toma la forma de la función J0. El primer mínimo de la función J0 aparece a 1.2 Hz para la pareja ULD0-ULD03, a 560 m de distancia entre ambas estaciones.

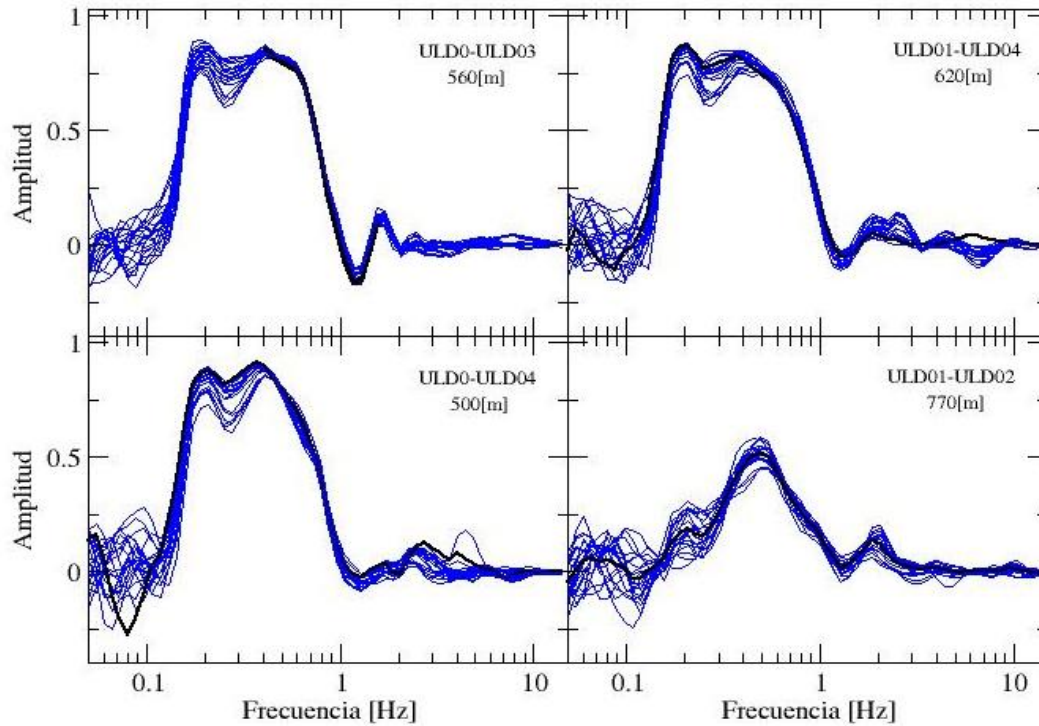


Figura 24. Coeficientes de correlación para distintas combinaciones correspondientes a la red permanente. Las cuatro estaciones en roca y la estación central. Cada línea azul representa el resultado de ventanas individuales, la curva negra representa el promedio.

El resultado de invertir los coeficientes de correlación seleccionados para el arreglo permanente se muestra en la Figura 25. Observamos que la velocidad de fase tiende a un valor constante, de 2 km/s, para frecuencias menores a 0.8 Hz. Esto indica que el análisis de los datos del arreglo permanente permite observar la velocidad de ondas de cortante del basamento bajo los sedimentos que cubren la cuenca de Nari. Esto es importante pues la amplificación debida a efectos de sitio es función no de la velocidad de ondas de cortante de los sedimentos sino del contraste de impedancia que presentan éstos con el basamento. Por ello, para estimar la amplificación es necesario conocer la velocidad de ondas de cortante tanto de los sedimentos como del basamento. Los resultados de los arreglos SP y XC permitieron medir velocidad de ondas Rayleigh en los sedimentos (de donde será posible estimar la velocidad de ondas de cortante). Los resultados para el arreglo permanente complementan esos resultados pues permitirán estimar la velocidad de ondas de cortante del basamento.

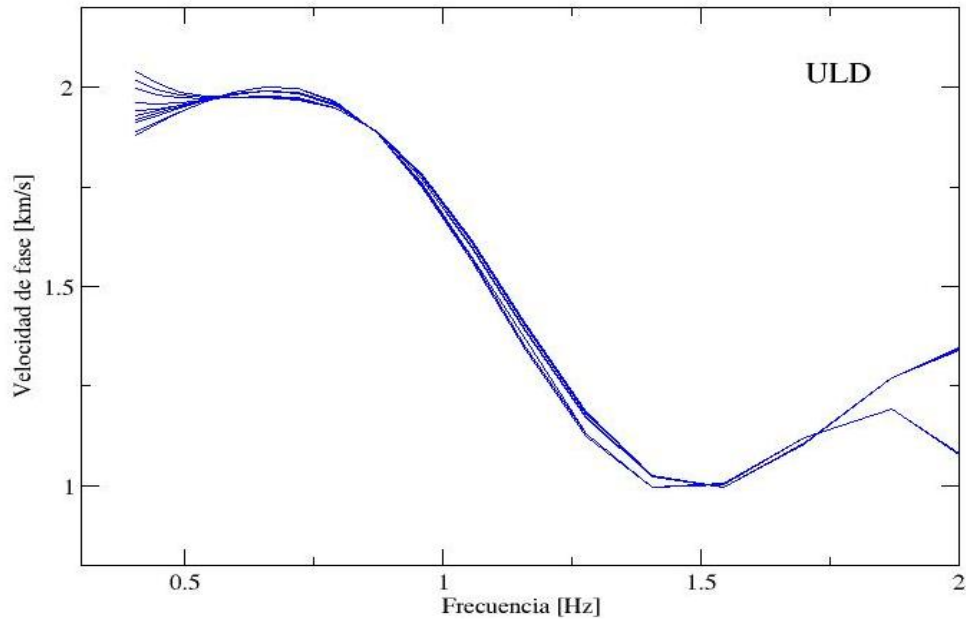


Figura 25. Curva de dispersión de velocidad de fase obtenida de la inversión de los coeficientes de correlación elegidos de la curva promedio mostrados en la figura 24, correspondiente a la red permanente de cuatro estaciones ULD.

### **IV.3. Interferometría Sísmica**

Finalmente se utilizó el método de interferometría sísmica para analizar los datos adquiridos en la cuenca de Nari. Este análisis consiste en calcular correlaciones entre pares de estaciones en el dominio del tiempo. El procesamiento consistió en seleccionar ventanas de registro simultáneas entre pares de estaciones, eliminar la media y la tendencia lineal obtenida por regresión, aplicar un taper y calcular la correlación. La correlación se calculó usando ventanas traslapadas entre sí y se aplicó un filtro pasa altas con frecuencia de corte de 0.1 Hz. El resultado para cada par de estaciones se obtuvo de apilar los resultados para cada ventana individual. En este trabajo se presenta como resultado final las secciones sísmicas trazadas con las correlaciones apiladas.

### IV.3.1.Arreglo SP

Las ventanas utilizadas fueron aquellas seleccionadas anteriormente para su análisis con el método SPAC. Se utilizaron finalmente 11 ventanas de 10 minutos con traslape de 5 minutos. La Figura 26 muestra la sección sísmica obtenida para la segunda ventana. Las trazas mostradas están filtradas entre 2 y 10 Hz. Se observa un pulso que presenta un retraso en tiempo que aumenta con la distancia. La velocidad de grupo para ese pulso se tiene un valor de 147 m/s. Lo que se observa con este pulso corresponde al modo fundamental de ondas Rayleigh recuperado a través de la correlación cruzada. Este resultado es compatible con el obtenido del método SPAC.

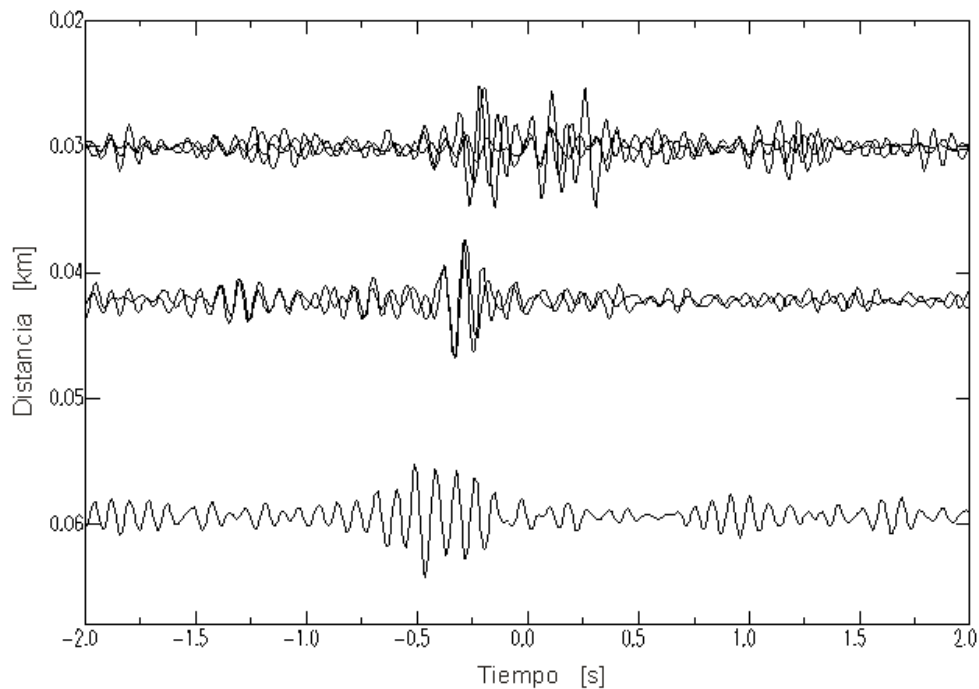


Figura 26. Sección sísmica obtenida de la correlación de registros de ruido ambiental en las estaciones del arreglo pequeño SP. Velocidad de grupo, alrededor de 147 m/s.

### IV.3.2.Arreglo XC

Para las estaciones XC en combinación con las de la red ULD se realizaron distintas pruebas. Se realizó el análisis con ventanas de tiempo de 5, 10 y 45 minutos. Los resultados no fueron buenos, pues no se observó el pulso correspondiente a la función de Green. La Figura 27 muestra el mejor resultado obtenido, calculado con 10 ventanas de 1 hora con 15 minutos de traslape. Las trazas mostradas están filtradas en pasa bajas con una frecuencia de corte de 2 Hz. Se observa un

pulso asimétrico con velocidad de fase de 627m/s. Nuevamente, este resultado confirma los resultados obtenidos con el método SPAC.

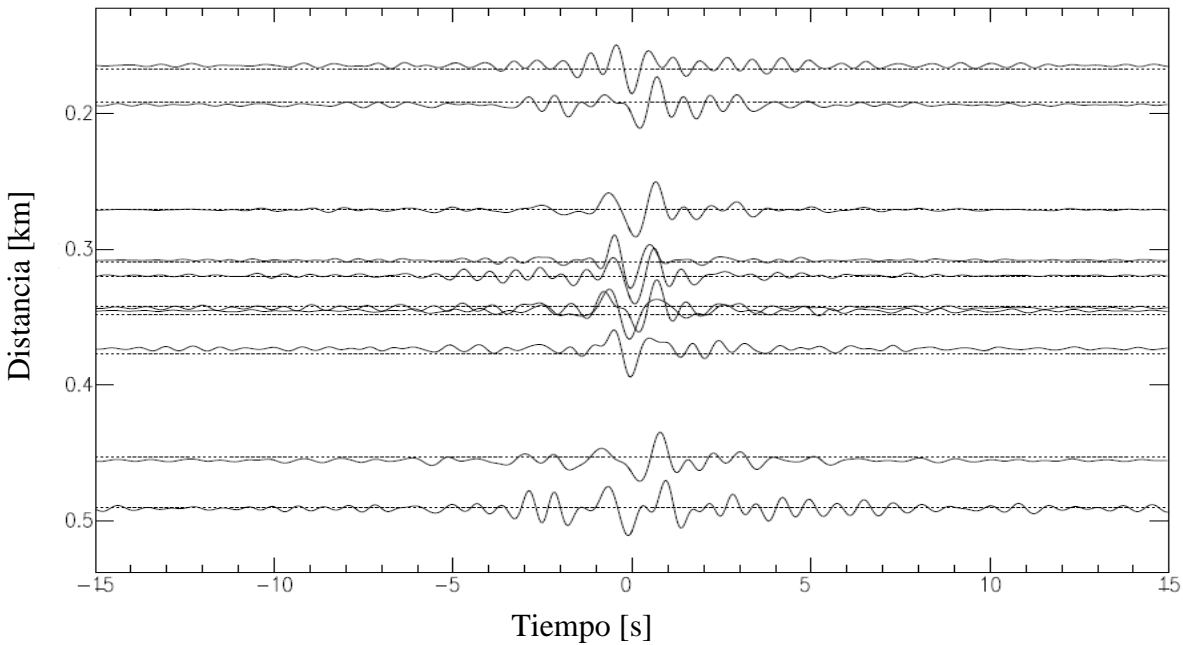


Figura 27. Sección sísmica obtenida de la correlación entre pares de estaciones para el arreglo de mediana apertura XC. Velocidad de fase estimada 627 m/s.

### IV.3.3.Arreglo ULD

El análisis de los registros obtenidos con la red permanente requirió nuevamente probar distintos tamaños de ventana. Las ventanas de corta duración no dieron resultados adecuados. Finalmente, se utilizaron 10 ventanas de 75 minutos de duración con 10 minutos de traslape. El resultado se presenta en la Figura 28. Las trazas mostradas están filtradas en pasa altas con una frecuencia de corte de 0.5 Hz. La sección sísmica de la figura 28 permite estimar una velocidad de fase de 1.6 km/s. Nuevamente compatible con los resultados del método de SPAC.



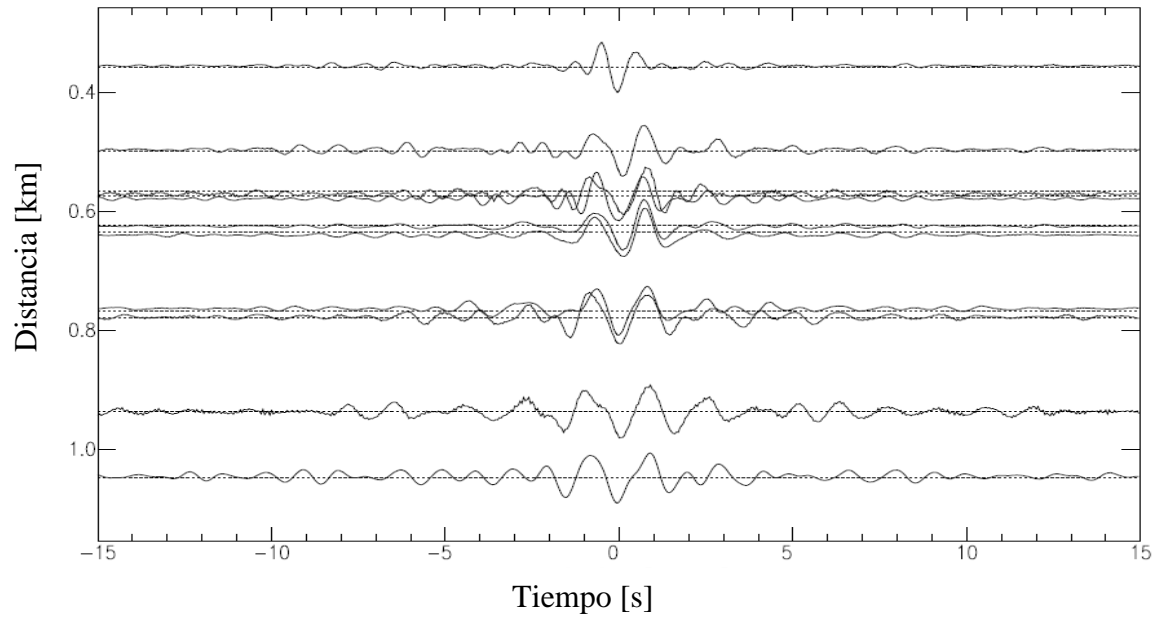


Figura 28. Sección sísmica obtenida de la correlación entre parejas de estaciones para el arreglo de la red permanente ULD. Se observa un pulso que se va separando hacia la parte causal y anti causal conforme aumenta la distancia con una velocidad de fase estimada de 1.6 km/s.

## **CAPÍTULO V**

### **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

En este trabajo se presentó los resultados de un estudio experimental de efectos de sitio realizado en la cuenca de Nari, República de Corea. Los datos utilizados para el estudio se obtuvieron de una red permanente que se encuentra instalada en el valle. Posteriormente durante una campaña de dos días se realizaron mediciones de ruido ambiental para dos arreglos de distintas aperturas y en 38 puntos independientes. Los conjuntos de datos se analizaron con tres técnicas distintas. Cocientes espectrales H/V para estimar efectos de sitio, correlación entre pares de estaciones en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia utilizando exclusivamente registros de componente vertical.

La técnica de Nakamura aplicada a todos los registros de ruido ambiental permitió conocer la amplificación local de la cuenca. Los valores de amplificación máxima que se obtuvieron superaban un factor 20, lo cual indica que los resultados son confiables y que el contraste de impedancias en la base de los sedimentos blandos es grande. Por otra parte lo que se observa en los mapas de frecuencia predominante y amplitud confirman que la heterogeneidad en la cuenca es importante. Pues las variaciones en el espesor de los sedimentos no es lo único que cambia sino también la velocidad de la onda de cortante.

Para caracterizar los efectos de sitio de forma más precisa en Nari, no es suficiente conocer la amplificación local, se necesita comprender la relación entre el movimiento incidente, la estructura del subsuelo y el movimiento sísmico observado. Para esto fue necesario realizar correlación en frecuencia (SPAC) entre parejas de estaciones, de esta manera fue posible estimar velocidad de fase para las curvas de dispersión obtenidas en cada uno de los arreglos. Sin embargo al realizar de manera conjunta la inversión de las curvas de coeficientes de correlación, éstas fueron incompatibles pues a pesar de que las tres curvas se encuentran en un rango de frecuencias similar no es posible obtener un resultado aceptable. Ante este problema se pueden plantear dos posibles soluciones, por un lado al ser incompatibles las tres curvas de dispersión puede ser que cada uno de los arreglos esté observando una estructura diferente lo cual estaría indicando una estructura compleja. La segunda solución que se plantea consiste en sugerir que es posible que lo que se observe sean tres modos de onda de Rayleigh.

Por otra parte la curva de dispersión de la red permanente permitió obtener el valor de velocidad de ondas de cortante lo cual fue posible a que los datos que se utilizaron fueron proporcionados por las 4 estaciones que se encontraban en roca lo que de esta manera será posible calcular correctamente la amplificación esperada sobre los sedimentos blandos.

Con respecto a la correlación en tiempo (Interferometría Sísmica) fue posible estimar velocidad de grupo para el arreglo de pequeña apertura (SP) el cual muestra un buen acuerdo al comparar la velocidad de fase estimada en la técnica de SPAC. Se recuperó el pulso correspondiente al modo fundamental de ondas de Rayleigh. Por su parte el arreglo de mediana apertura (XC) permitió estimar velocidad de fase compatible con lo observado en SPAC en un rango de frecuencias de hasta 2 Hz. La red permanente (ULD) presenta una velocidad de fase superior a 1 km/s a frecuencias bajas, sin embargo no es compatible en su totalidad con lo que se observó en correlación en frecuencia.

Algunas sugerencias que se tienen para continuar con el estudio de la cuenca de Nari es en primer lugar realizar una tomografía con los resultados de correlación entre pares de estaciones en el dominio de la frecuencia. Ya que consideramos que a través de la combinación de los resultados de los tres arreglos sea posible determinar la estructura 3D de la cuenca. Con respecto a los resultados de interferometría sísmica se contempla invertir curvas de dispersión, de esta manera se conocerá un modelo de velocidades para Nari. Trabajar en estas propuestas permitirá entender la relación entre estimaciones de la respuesta sísmica basada en modelos 1D y la respuesta real de una cuenca con estructura 3D. Las contribuciones que se obtengan de este trabajo tienen como finalidad ser útiles en otros sitios que compartan características similares, por ejemplo el valle de México.

## REFERENCIAS

Aki, K. 1957, “**Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors**”, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 25,415–457.

Bard, P.Y. 2001, “**Site Effect Study in urban area: experimental results in Grenoble (France)**”, Pure app.geophys. 2543-2557.

Campillo, M. 2006, “**Phase and correlation in ‘random’ seismic fields and the reconstruction of the Green function**”, Pageoph, 163, 475-501.

Chávez-García, F.J., Rodríguez, M. y Stephenson, W.R. 2005, “**An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise**”, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 277-293, doi: 10.1785/0120030179.

Chávez-García, F.J., Domínguez, T., Rodríguez, M. y Pérez, F. 2007, “**Site effects in a volcanic environment: a comparison between HVSR and array techniques at Colima, Mexico**”, Bull. Seism. Soc. Am., 97, 591-604. doi: 10.1785/0120060095.

Chávez-García, F.J. 2009, “**Ambient noise and site response: from estimation of site effects to determination of the subsoil structure**”, en M. Mucciarelli, M. Herak y J. Cassidy (eds.) Increasing seismic safety by combining engineering technologies and seismological data, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security, ISBN 978-1-4020-9193-3, Springer Science+Business Media B.V., 53-71.

Chávez-García, F.J. 2011, González López, A. y Tae-Seob, K. “**Estructura del subsuelo y efectos de sitio en un pequeño valle aluvial**”, Soc. Mexicana de Ingeniería Sísmica.

Chouet, B.C., DeLuca, G., Milana, P., Dawson, M., Martin, C. y Scarpa, R. 1998, “**Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor**”, Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 653-666.

Claerbout, J.F. 1968, “**Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response**”, Geophysics, 33, 264-269.

Cruz, J. H. y Chávez-García, J.F., 2011, “**Simulación numérica del movimiento sísmico: aplicaciones a Colima y al valle de México**”. México, UNAM (tesis de doctorado).

Cuadra, M. P. 2007, “**Aplicaciones de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtemores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio**”, Sartenejas, Universidad Simón Bolívar.

Duvall, T.L., Jefferies, S.M., Harvey, J.W. y Pomerantz, M.A. 1993, “**Time-distance helioseismology**”, Nature, 362, 430-432.

Ferrazzini V., Aki. K. 1991, “**Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array**”, Journal of Geophysical Research, vol. 96, No. B4, 6199-6209.

Field, H. E., Klaus H. J. 1995, “**A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent**” Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 85. 1127-1143.

Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and R. Stan (1998). “**Electronic seismologist: what’s new in sac2000**”. Enhanced processing and database access, Seism. Res. Lett. 69, 202–205

Horike, M., Zhao, B. y Kawase, H 2001, “**Comparison of site response characteristics inferred from microtemores and earthquake shear waves**”, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 1526-1536.

Kim, K.-B. y Lee, G.-D. 2008, “**A study on volcanic stratigraphy and fault of Ulleung-do, Korea**”, The Journal of Engineering Geology, 18(3), 321-330 (in Korean with English abstract).

Lee, D.-S. 1987, "**Geology of Korea**", Geological Society of Korea, Kyohak-sa, Seoul, 514 pp.

Lermo, J. Chávez- García, F. J. 1993, "**Site effect evaluation using spectral ratios with only one station**", Bull. Seism. Soc. Am. Vol 83. No. 5. 1574-1594.

Lermo, J. y Chávez-García, F.J. 1994, "**Are microtremors useful in site effect evaluation?**", Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1350-1364.

Martínez, C. R., Cárdenas S. M. 2010, "**Tomografía de Interferometría Sísmica de fuente activa. Aplicación al mapeo de cavidades subterráneas en ambientes urbanos**", México, UNAM (tesis de licenciatura).

PV-WAVE: GTGRID. User's Guide. Visual Numerics, Inc.1993

Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. y Fehler, M.C. 2005, "**Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise**", Geophys. Res. Lett., 32, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.

Saccorotti, G., Chouet, B., Dawson, P., 2003, "**Shallow-velocity models at the Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields**", Geophys. J. Int. 152, 633-648.

Shapiro, N.M, Campillo, M. 2004, "**Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise**", Geophys. Res. Lett. 31, L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.

Snieder, R. 2004, "**Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase**", Phys. Rev. E, 69, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.

Wapenaar, K. 2004, "**Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation**", Phys. Rev. Lett. 93, 254301.

4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering. 53-72, 2007 Springer.

[http://es.wikipedia.org/wiki/Terremoto\\_y\\_tsunami\\_de\\_Jap%C3%B3n\\_de\\_2011#Maremoto](http://es.wikipedia.org/wiki/Terremoto_y_tsunami_de_Jap%C3%B3n_de_2011#Maremoto)