

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA  
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL**



**APLICACIÓN DEL MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN  
ESPACIAL (SPAC) PARA LA OBTENCIÓN DE PERFILES DE  
ONDAS DE CORTE DEL SUELO**

**TESIS**

**Para optar el Título Profesional de:**

**INGENIERO CIVIL**

**ROCÍO DEL PILAR URIARTE BERRÍOS**

**Lima- Perú**

**2014**

**Digitalizado por:**

**Consortio Digital del  
Conocimiento MebLatam,  
Hemisferio y Dalse**

## **Dedicatoria**

**A mi madre, Victoria, a mi padre, Raúl,  
Quiénes siempre han tenido fe en mí  
A mis hermanos Raúl y Carlos  
por su valioso tiempo y apoyo incondicional.**

## **AGRADECIMIENTOS**

Por sobre todo, a mis padres, quienes son y serán los forjadores de todos mis logros y modelo de mis acciones.

A mis hermanos, que siempre me ofrecieron su amor, comprensión y apoyo.

A la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería y a los grandes profesionales que han sido y continúan siendo mis maestros.

Al Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), que sin cuyo apoyo esta investigación no hubiera podido ser culminada.

Al MSc Ing. Fernando Lázares y al Dr. Zenón Aguilar, por sus enseñanzas, consejos que compartieron desinteresadamente conmigo, mi más sincero agradecimiento.

A la Agencia de Cooperación Internacional del Japón - JICA y a los profesores Dr. Shoichi Nakai y Dr. Toru Sekiguchi profesores de la Universidad de Chiba, por el tiempo valioso entregado en transmitir mucho del conocimiento empleado en esta investigación.

A la Dra. Diana Calderón por sus valiosos consejos, a la Ing. Selene Quispe por haber compartido una valiosa información y a la Ing. Silvia Alarcón por su solidaridad y estímulo, a ustedes gracias por el apoyo durante el desarrollo de la presente tesis.

A mis grandes amigos Armando Sifuentes y Carlos Gonzales quienes siempre compartieron unas de las cosas más importantes para mí, el conocimiento y sobre todo por brindarme su amistad.

## ÍNDICE

	Pág.
<b>RESUMEN.....</b>	<b>3</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>4</b>
<b>LISTA DE TABLAS.....</b>	<b>7</b>
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>9</b>
<b>CAPÍTULO I: GENERALIDADES .....</b>	<b>10</b>
1.1. ANTECEDENTES.....	10
1.2. OBJETIVOS.....	11
1.3. CONTENIDO DEL ESTUDIO.....	11
<b>CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>13</b>
2.1. ONDAS SÍSMICAS .....	13
2.1.1. Ondas sísmicas de cuerpo.....	13
2.1.1.1. Ondas Primarias (P).....	13
2.1.1.2. Ondas Secundarias (S).....	14
2.1.2. Ondas Sísmicas de Superficie.....	14
2.1.2.1. Ondas Love (L).....	15
2.1.2.2. Ondas Rayleigh (R).....	15
2.1.2.3. Característica de las Ondas Superficiales.....	16
2.1.2.4. Ondas Rayleigh en un Semiespacio Elástico y Homogéneo.....	17
2.1.2.5. Dispersión de las Ondas Rayleigh.....	18
<b>CAPÍTULO III: MÉTODOS DE ANÁLISIS .....</b>	<b>21</b>
3.1. MICROTREMORES.....	21
3.2. ARREGLOS DE MICROTREMORES .....	23
3.2.1. Métodos Activos.....	24
3.2.1.1. Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW).....	24
3.2.1.2. Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de Onda (F-K) Activo .....	27
3.2.2. Métodos Pasivos.....	29
3.2.2.1 Método de Nakamura (H/V).....	29
3.2.2.2 Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) .....	31
3.2.2.3 Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de Onda (F-K) Pasivo .....	35
3.3. ADQUISICIÓN DE DATOS .....	37

3.3.1. Funcionamiento del GEODAS: .....	38
3.4. PROCESAMIENTO .....	39
3.4.1. Curva de Dispersión .....	41
3.4.1.1. Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de onda (F-K) Activo .....	42
3.4.1.2. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) .....	42
3.4.2. Inversión.....	43
3.4.2.1. El algoritmo de Vecindario .....	44
<b>CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....</b>	<b>49</b>
4.1. GEOLOGÍA LOCAL DE LA MOLINA.....	49
4.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL DISTRITO DE SAN ANDRÉS .....	52
4.3. GEOLOGÍA LOCAL DE VILLA EL SALVADOR .....	54
<b>CAPÍTULO V: METODOLOGÍA DE TRABAJO .....</b>	<b>57</b>
5.1. EQUIPO E INSTRUMENTOS UTILIZADOS .....	57
5.2. PROCEDIMIENTO EN CAMPO.....	58
<b>CAPÍTULO VI: PRESENTACIÓN DE RESULTADOS .....</b>	<b>63</b>
6.1 CURVAS DE DISPERSIÓN OBSERVADA .....	69
6.2 COMPARACIÓN ENTRE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN OBSERVADA – TEÓRICA.....	71
6.3 COMPARACIÓN DE PERFILES DE ONDAS DE CORTE DEL SUELO .....	73
6.4 COMPARACIÓN DEL ESPECTRO H/V OBSERVADA- TEÓRICA.....	76
<b>CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>79</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	

## **ANEXOS**

## RESUMEN

En los últimos años la aplicación de los microtremores ha presentado un gran auge en nuestro país, destacándose una parte de su investigación en la aplicación y análisis de ensayos geofísicos, así tenemos los ensayos de arreglos de microtremores, los cuales son usados para estimar la velocidad de ondas de corte para la caracterización dinámica del suelo. Uno de los métodos geofísicos utilizado es el método de Autocorrelación Espacial (SPAC) desarrollado por Aki (1957) que tiene como objetivo estimar las velocidades de propagación de ondas de corte en el suelo, a partir de información registrada de ondas superficiales. El método aprovecha la naturaleza dispersiva de las ondas Rayleigh por la cual ondas de diferentes frecuencias se propagan a diferentes velocidades. De esta manera se puede obtener una curva de dispersión y evaluar las propiedades del suelo.

La presente investigación aplica este método en tres puntos distintos, el distrito de La Molina, Villa El Salvador y San Andrés en Pisco, en los cuales se compara los perfiles de suelo obtenidos con el método SPAC con perfiles realizados con otros métodos (ensayos geofísicos o excavaciones a cielo abierto).

En la ejecución de ensayos, se usó los métodos F-K activo y SPAC, para la obtención de la curva de dispersión, esta curva se determinó a través de los registros de onda, con una fuente activa para el caso del método F-K activo y pasivo para el caso del método SPAC. Como parte final del análisis se realizó la inversión y se obtuvo un perfil de velocidad. Adicionalmente, se comparó el espectro H/V observado y teórico con la finalidad de verificar el perfil de ondas de corte, resultado del análisis de inversión.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Deformaciones producidas por las onda P.	14
Figura 2.2. Deformaciones producidas por las onda S.	14
Figura 2.3 Deformaciones producidas por las onda L.	15
Figura 2.4. Deformaciones producidas por las onda R.	16
Figura 2.5. Propagación de la onda Rayleigh. (a) Influencia de longitud de onda corta, (b) Influencia de longitud de onda larga.	17
Figura 2.6. Órbita de las partículas de ondas Rayleigh.	18
Figura 2.7. Modelo de las capas de suelo.	19
Figura 3.1. Fuente del arreglo en el ensayo SASW	25
Figura 3.2. Esquema del receptor común con la fuente invertida en el ensayo del SASW	26
Figura 3.3. Configuración experimental para el método F-K activo multi-estación	28
Figura 3.4. Definición del sistema de coordenadas.	32
Figura 3.5. Configuración del arreglo de observación. Seis sensores son usados para el registro. El radio de 5 sensores es contraído o expandido según el radio de observación en el mismo lugar.	36
Figura 3.6. Ejemplo del espectro F-K y su correspondiente velocidad de fase - Curva de Dispersión	37
Figura 3.7. Sistema de observación para la medición de arreglos de microtremores. GEODAS 15-HS.	38
Figura 3.8. Esquema de funcionamiento del GEODAS- 15HS.	39
Figura 3.9. Tiempo historia, registro de microtremor.	39

Figura 3.10. Curva de Dispersión; comparación entre los métodos F-K y SPAC	41
Figura 3.11 Definición de un problema de inversión.	44
Figura 3.12. Celdas de Voronoi para un espacio de parámetro de dos dimensiones.	46
Figura 3.13. Modelo estratificado del suelo con parámetros de velocidades de ondas compresionales ( $V_p$ ), ondas de corte ( $V_s$ ), densidades ( $\rho$ ), y espesores ( $h$ )	47
Figura 4.1. Geología Local del distrito de La Molina	51
Figura 4.2. Geología Local del distrito de San Andrés	53
Figura 4.3. Geología Local del distrito del distrito de Villa El Salvador.	56
Figura 5.1. Equipo de adquisición de datos GEODAS 15 HS y sensor de 1 HZ de frecuencia tipo CR4.5-1S.	57
Figura 5.2. Equipo instalado	58
Figura 5.3. (a) Arreglo lineal, (b) Arreglos Lineales	59
Figura 5.4. Representación gráfica del arreglo circular (a) y lineal (b)	60
Figura 6.1. Ejecución del programa BIDO 2.0 del registro de ondas usadas para el análisis espectral	64
Figura 6.2. Ejecución del programa LFK2.exe, para el método F-K activo.	65
Figura 6.3. Curva de Dispersión obtenida por los métodos SPAC y F-K activo.	65
Figura 6.4. Procedimiento del programa GEOPSY.	66
Figura 6.5. Curva de dispersión - Distrito de La Molina.	69
Figura 6.6. Curva de dispersión – Distrito de San Andrés.	70
Figura 6.7. Curva de dispersión - Distrito de Villa El Salvador.	70

Figura 6.8. Curvas de comparación observada- Teórica, Distrito de La Molina.	71
Figura 6.9 Curvas de comparación observada- Teórica, Distrito de San Andrés.	72
Figura 6.10 Curvas de comparación observada- Teórica, Distrito de Villa El Salvador.	72
Figura 6.11 Comparación de perfiles- Distrito de La Molina.	73
Figura 6.12 Comparación de perfiles- Distrito de San Andrés.	74
Figura 6.13 Comparación de perfiles- Distrito de Villa El Salvador.	75
Figura 6.14 Comparación de H/V- Distrito de La Molina.	77
Figura 6.15 Comparación de H/V-Distrito de San Andrés.	77
Figura 6.16 Comparación de H/V-Distrito de Villa El Salvador.	78

## LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1. Clasificación de los Métodos para ondas Rayleigh	24
Tabla 5.1. Tabla de ubicación de los estudios realizados.	59
Tabla 5.2. Valores para el arreglo- Distrito La Molina	61
Tabla 5.3. Valores para el arreglo- Distrito de San Andrés	62
Tabla 5.4. Valores para el arreglo- Distrito de Villa El Salvador	62
Tabla 6.1. Matriz de inicialización para el distrito de La Molina.	67
Tabla 6.2. Matriz de inicialización para el distrito de San Andrés.	67
Tabla 6.3. Matriz de inicialización para el distrito de Villa El Salvador.	68

## LISTA DE PLANOS

- Plano P-01 : Ubicación perfil de onda de corte A1 y estudios recopilados-  
distrito La Molina.
- Plano P-02 : Ubicación perfil de onda de corte A2 y estudios recopilados-  
distrito San Andrés
- Plano P-03 : Ubicación perfil de onda de corte A3 y estudios recopilados-  
distrito Villa El Salvador

## INTRODUCCIÓN

El comportamiento del suelo frente a eventos sísmicos viene siendo una preocupación latente en nuestro país. Esto convierte el desarrollo de la ingeniería sísmica en una herramienta de vital importancia frente al desarrollo y expansión de ciudades.

Después del sismo de Pisco ocurrido el 15 de agosto del 2007 (Mw 8.0) se han incrementado las investigaciones de los fenómenos naturales destacando la importancia de la evaluación del riesgo sísmico para mitigar los efectos negativos en lugares donde se presente algún evento sísmico de gran magnitud. Por tanto es tarea de los ingenieros geotécnicos continuar con las investigaciones, y brindar recomendaciones para el comportamiento dinámico de los suelos.

Tomando en cuenta lo mencionado, la presente investigación estudia los alcances del método de Autocorrelación Espacial (SPAC), en su aplicación en ondas superficiales Rayleigh y a través de ello obtener el perfil de ondas de corte del suelo. De esta forma analizar el comportamiento dinámico de los depósitos de suelo.

Así mismo, aportar con un nuevo método geofísico para nuestro país, y poner en práctica no solo este método sino también otros que se mencionan en la presente investigación.

## **CAPÍTULO I: GENERALIDADES**

### **1.1. ANTECEDENTES**

En los últimos años el uso de los microtremores se ha incrementado, por su facilidad de ejecución así como por la cantidad de información que este ensayo brinda; su mayor aplicación está dirigido a determinar el periodo de oscilación del suelo, sin embargo actualmente usando los métodos adecuados se puede obtener la caracterización dinámica del suelo a través de la determinación de su perfil, es decir de la estratigrafía del subsuelo, entre otros usos, para estudios de microzonificación sísmica y para la obtención de modelos dinámicos.

La gran mayoría de los métodos para ondas superficiales involucran las ondas Rayleigh para su análisis, utilizando para ello la teoría de dispersión de ondas en medios estratificados. Dentro de los trabajos pioneros en el campo se encuentra el de Aki (1957) donde expone el método de Autocorrelación Espacial (Spatial Autocorrelation- SPAC). Adicionalmente, existen otros métodos como el Análisis Espectral de Alta Resolución Frecuencia – Número de onda (F-K) planteado por Capón (1969); Medición de Microtrepidaciones en Arreglos Multicanal (MAM) por Okada (2003), y por último Nazarian et al. (1983) con el método llamado Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW).

En nuestro país, estudios como los de Quispe (2009) utilizaron el método MASW y MAM. Recientemente, el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) ha aplicado los métodos F-k, SPAC en los proyectos: “Estudio De Microzonificación Sísmica Vulnerabilidad en la ciudad de Lima” (2010) que involucra los distritos de La Molina, Chorrillos, Villa El Salvador, Comas, Puente Piedra, y San Juan de Lurigancho, y el “Estudio de Microzonificación Sísmica para El Ámbito De Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas” (2012).

## 1.2. OBJETIVOS

El objetivo principal de la presente investigación es la aplicación del método de Autocorrelación Espacial (SPAC) para la obtención de los perfiles de ondas de corte del suelo.

Adicionalmente, se comparan los resultados obtenidos utilizando el método SPAC con los resultados obtenidos con otros métodos (Calicatas, Ensayo de Penetración Estándar - SPT, MASW y Down Hole) para poder Identificar ventajas y desventajas del método SPAC frente a otros métodos.

## 1.3. CONTENIDO DEL ESTUDIO

La presente investigación comprende 6 capítulos y se divide de la siguiente manera:

El Capítulo II: "Marco Teórico" presenta una explicación del comportamiento de las ondas sísmicas de cuerpo y de superficie.

El Capítulo III: "Métodos de Análisis" expone el concepto de los microtemores y describe algunos métodos de ondas superficiales usados en la ingeniería geotécnica sísmica.

El Capítulo IV: "Geología de la zona de Estudio" presenta la geología de las tres zonas de estudio: La Molina, San Andrés y Villa El Salvador.

El Capítulo V: "Metodología del trabajo" describe el equipo usado y el trabajo realizado en campo.

El Capítulo VI: "Presentación de Resultados" presenta las curvas de dispersión obtenidas a partir de los ensayos de campo, de acuerdo a la siguiente secuencia: curva de dispersión obtenida de campo, análisis de inversión, comparación de las curvas de dispersión observada y teórica, y la verificación del perfil usando el espectro H/V.

Finalmente, se presenta las conclusiones y recomendaciones de la presente investigación.

## **CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO**

### **2.1. ONDAS SÍSMICAS**

Las ondas sísmicas son ondas elásticas que se propagan en la estructura de la Tierra, tanto en su interior como por su superficie. La velocidad de propagación dependerá del módulo de elasticidad y de la densidad del medio en el cual viaja.

Existen ondas sísmicas de cuerpo y de superficie: Las ondas de cuerpo son las ondas más rápidas, constituyen la parte inicial del registro de un evento sísmico y por diversas características como su menor amplitud poseen un menor poder destructivo.

Las ondas superficiales son las que viajan sobre la superficie de la Tierra y se desplazan a menor velocidad que las ondas de corte

#### **2.1.1. Ondas sísmicas de cuerpo**

Las ondas de cuerpo son aquellas que se propagan en el interior de la Tierra siguiendo caminos curvos debido a la variada densidad y composición de esta. La información brindada por las ondas de cuerpo es la fuente usada para representar el interior de la Tierra.

Las ondas de cuerpo son divididas en dos grupos: ondas primarias (P) y secundarias (S).

##### **2.1.1.1. Ondas Primarias (P)**

Llamadas también ondas comprensivas, primarias o longitudinales. Las ondas P se propagan más rápido que cualquier otro tipo de onda, y producen sucesivas compresiones y dilataciones a través de los materiales por los que se propagan, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. (Figura 2.1).

Las ondas P, pueden viajar a través de cualquier tipo de material análogamente como las ondas sonoras.

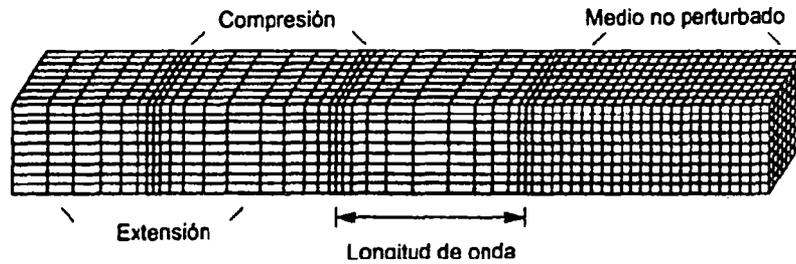


Figura 2.1. Deformaciones producidas por las onda P. (Bolt, 1993)

#### 2.1.1.2. Ondas Secundarias (S)

Llamadas también transversales, secundarias o de corte, el movimiento de las partículas es en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación (Figura 2.2). La dirección del movimiento de una partícula se puede utilizar para dividir las ondas S en dos componentes, SV (movimiento en un plano vertical) y SH (movimiento en un plano horizontal). La velocidad a la que viajan las ondas de corte varía en función de la rigidez del material en el cual viajan.

Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la P.

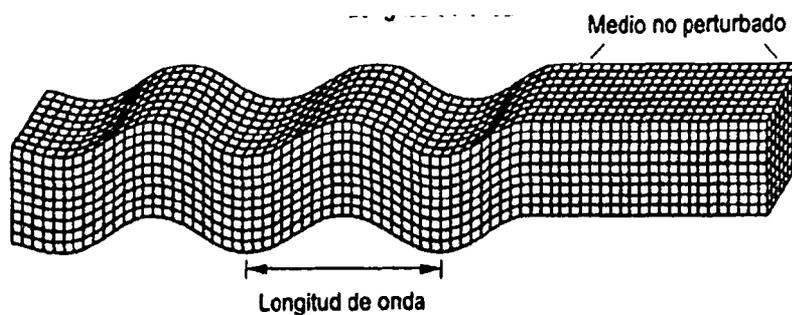


Figura 2.2. Deformaciones producidas por la onda SV. (Bolt, 1993)

#### 2.1.2. Ondas Sísmicas de Superficie

Las ondas superficiales se propagan sobre la superficie de la Tierra. Cuando las ondas generadas en el foco alcanzan la superficie son influidas por esta

discontinuidad y aparecen las ondas superficiales, que en la superficie tienen amplitudes largas, pero estas disminuyen exponencialmente con la profundidad. De esta manera las ondas superficiales son producidas por las ondas de cuerpo y se dividen en ondas Rayleigh (R) y ondas Love (L).

Estas ondas tienen la particularidad de propagarse a diferentes velocidades esto se debe a las diferentes componentes de frecuencias que las constituyen. Lo cual se conoce como dispersión.

Debido al comportamiento dispersivo de las ondas R y L, esta característica es usada para inferir propiedades del subsuelo superficial.

#### 2.1.2.1. Ondas Love (L)

Las ondas Love son ondas superficiales que provocan cortes horizontales en la tierra. Se originan en la interfase de dos medios con propiedades mecánicas diferentes y se propagan de manera similar a las ondas S haciendo vibrar las partículas horizontalmente en sentido perpendicular al de propagación (Figura 2.3), sin movimiento vertical, generando grandes esfuerzos de corte.

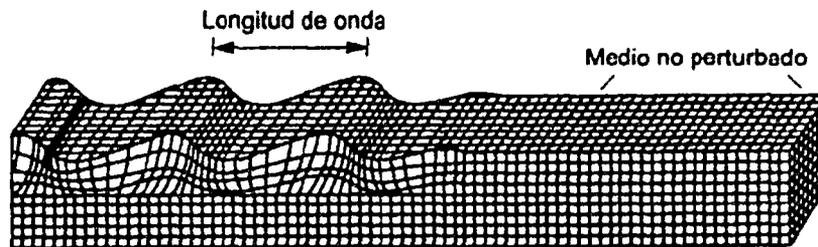


Figura 2.3. Deformaciones producidas por la onda L. (Bolt, 1993)

#### 2.1.2.2. Ondas Rayleigh (R)

Las ondas Rayleigh son el resultado de la interferencia de ondas P y SV. En un medio homogéneo, el movimiento de las partículas del modo fundamental de las ondas R se desplaza de izquierda a derecha, es elíptico a lo largo de la superficie libre, en dirección contraria a las agujas del reloj (retrógrado). El movimiento está limitado a un plano vertical consistente con la dirección de propagación de la onda (Figura 2.4).

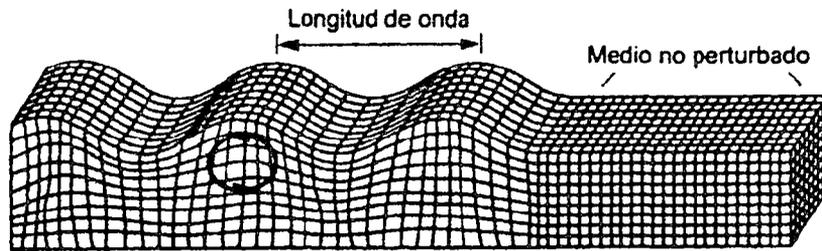
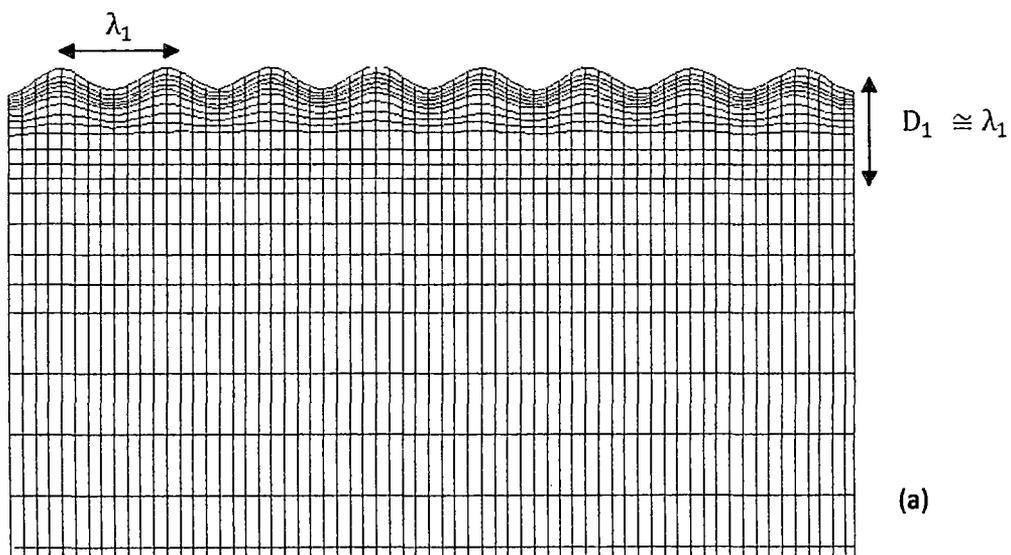


Figura 2.4. Deformaciones producidas por la onda R. (Bolt, 1993)

### 2.1.2.3. Característica de las Ondas Superficiales

Las ondas superficiales son clasificadas en ondas Rayleigh y Love, cada uno de ellos se propaga a lo largo de la superficie de un medio (Superficie del suelo en contacto con el aire). En la Figura.2.5 se muestra la propagación de las ondas Rayleigh, en la cual  $\lambda$  es la longitud de onda y  $D$  es la profundidad afectada. La onda Rayleigh consiste de dos componentes, una vertical y otra radial horizontal, esta onda puede existir en un semiespacio elástico y en un semiespacio estratificado. La onda Love al contrario, consiste solo de una componente transversal horizontal, y solo puede existir en un semiespacio estratificado. La mayoría de los métodos de ondas superficiales observan las ondas Rayleigh. (Tokimatsu, 1997) Por lo tanto, se explicaran con más detalle, las propiedades de estas.



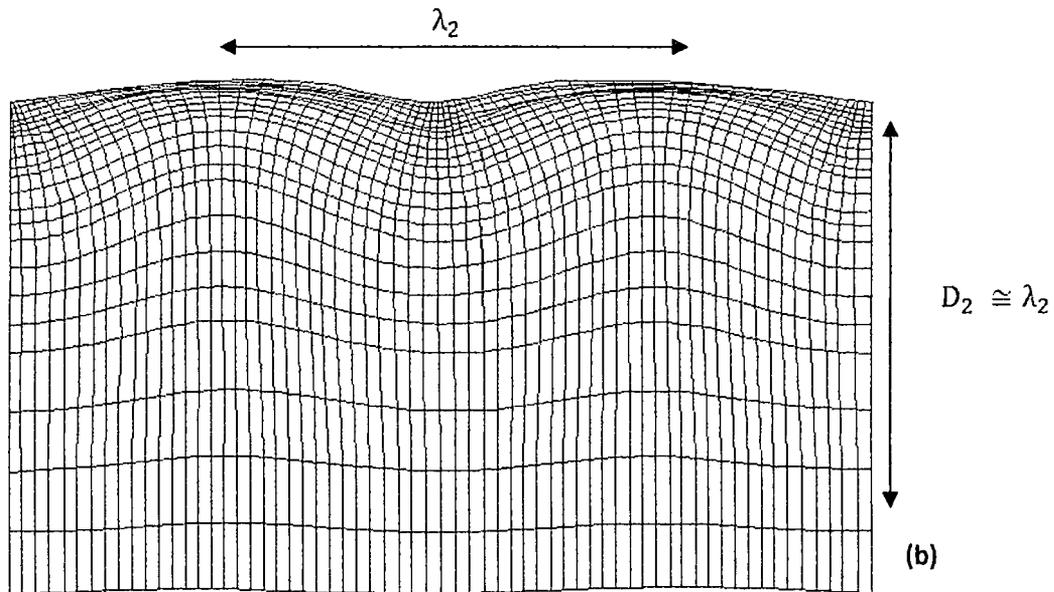


Figura 2.5. Propagación de la onda Rayleigh. (a) Influencia de longitud de onda corta, (b) Influencia de longitud de onda larga. (Tokimatsu, 1997)

#### 2.1.2.4. Ondas Rayleigh en un Semiespacio Elástico y Homogéneo

La velocidad de las ondas Rayleigh,  $V_R$ , en la superficie de un semiespacio homogéneo, isotrópico y elástico, es independiente de la frecuencia o de la longitud de onda, y está definido por:

$$\left\{2 - \left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2\right\} = 16 \left\{1 - \left(\frac{V_R}{V_P}\right)^2\right\} \left\{1 - \left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2\right\} \quad (2.1)$$

Donde  $V_S$  y  $V_P$  son la velocidad de onda S y de onda P, respectivamente. El valor del cociente  $V_R/V_P$  depende de la relación de Poisson  $\nu$ , en el semiespacio y que se obtiene de la sustitución de la siguiente ecuación en la expresión (2.1)

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{2(1-\nu)/(1-2\nu)} \quad (2.2)$$

Por otro lado, el cociente de amplitud del movimiento horizontal y vertical de las ondas Rayleigh en la superficie de un semiespacio es también independiente de la frecuencia, y está dado por:

$$\frac{\dot{u}}{\dot{w}} = -2 \sqrt{\frac{\{1 - (V_R/V_S)^2\}}{\{2 - (V_R/V_S)^2\}}} \quad (2.3)$$

En donde  $\dot{u}$  y  $\dot{w}$  son las velocidades de las partículas en las componentes horizontal y vertical, respectivamente. Dado que  $\dot{u}/\dot{w}$  es un número imaginario negativo, las componentes horizontal y vertical están fuera de fase, con una diferencia de  $90^\circ$ . Por esta razón el movimiento de la partícula en un punto del terreno durante la propagación de las ondas Rayleigh es elíptico y retrógrado (Figura 2.6a). Por otro lado, el valor de  $\dot{u}/\dot{w}$  varía entre 0.54 y 0.79, dependiendo del cociente de Poisson, de la estratificación del terreno y del periodo.

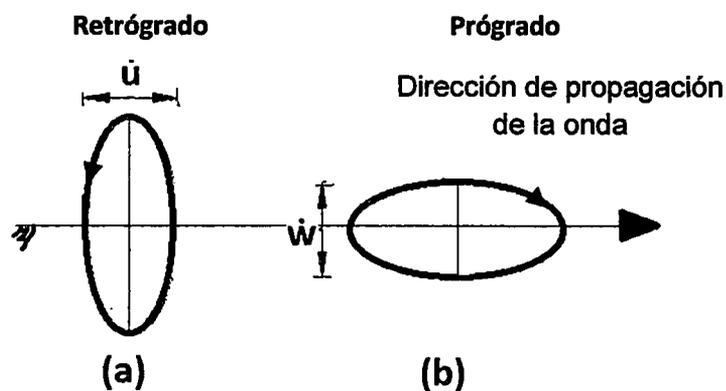


Figura 2.6. Órbita de las partículas de ondas Rayleigh. (Tokimatsu, 1997)

La velocidad de las partículas de las ondas Rayleigh en un semiespacio o en un medio estratificado decae con la profundidad, siendo casi nula a profundidades mayores que la longitud de onda ( $\lambda$ ); por esta razón las ondas Rayleigh con longitud de onda corta muestra las características del suelo superficialmente, mientras que las ondas con longitud de onda larga pueden llegar a mostrar a grandes profundidades.

#### 2.1.2.5. Dispersión de las Ondas Rayleigh

Para un medio elástico estratificado en el que la rigidez aumenta con la profundidad, mientras más grande es la longitud de onda ( $\lambda$ ) también la

velocidad de fase ( $c$ ) es más grande. La velocidad de la onda, generalmente llamada velocidad de fase, tiene una relación con la longitud de onda y con la frecuencia ( $f$ ) definida por:

$$c = f\lambda \quad (2.4)$$

Entonces, para un medio estratificado conforme la frecuencia disminuye la velocidad de fase aumenta; la relación con la cual la velocidad de fase varía respecto a la frecuencia se conoce como dispersión. La dispersión es una característica distintiva de las ondas superficiales que se propagan en la superficie de un medio estratificado, y no se observa en las ondas de cuerpo. La gráfica que muestra el cambio de la velocidad de fase respecto a la frecuencia recibe el nombre de curva de dispersión.

A diferencia de las ondas Rayleigh en un medio homogéneo elástico, en un medio estratificado las ondas muestran distintos modos de propagación y cada uno de ellos tiene velocidad de fase diferente. Estas características han sido definidas mediante el método de la matriz de propagación propuesto por Thomson y Haskell en la década de los 50 del siglo pasado. En la formulación de la matriz de propagación se asume un medio estratificado de  $N$  capas (ver Figura 2.7), homogéneas e isotrópicas, y caracterizadas por su espesor  $H$ , su densidad  $\rho$ , su velocidad de ondas P  $V_P$ , y de ondas S  $V_S$ . (Tokimatsu, 1997).

1	$H_1$	$\rho_1$	$V_{P1}$	$V_{S1}$
2	$H_2$	$\rho_2$	$V_{P2}$	$V_{S2}$
3	$H_3$	$\rho_3$	$V_{P3}$	$V_{S3}$
.	.	.	.	.
.	.	.	.	.
N-1	$H_{N-1}$	$\rho_{N-1}$	$V_{PN-1}$	$V_{SN-1}$
N	$H_N$	$\rho_N$	$V_{PN}$	$V_{SN}$

Figura 2.7. Modelo de las capas de suelo. (Tokimatsu, 1997)

La velocidad de fase  $c_m$  o el número de onda  $k_m$ , para el modo fundamental ( $m=0$ ) o para modos superiores ( $m>0$ ) a una frecuencia  $f$  está definida implícitamente por:

$$\frac{\dot{u}}{\dot{w}} = \frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}} \quad (2.5)$$

O bien:

$$F_R = (J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42}) \quad (2.6)$$

En donde  $J_{ij}$  son los elementos de la matriz de propagación, y es función de  $H$ ,  $\rho$ ,  $V_P, V_S$  y  $c_m$  o  $k_m$ ;  $(\dot{u}/\dot{w})_m$  es un numero imaginario del modo  $m$ -ésimo que define el cociente entre las velocidades de las componente horizontal y vertical en la superficie. Las relaciones entre  $c$ ,  $k$ ,  $f$  y  $\lambda$  están definidas por:

$$\begin{aligned} \lambda_m &= \frac{2\pi}{k_m} \\ c_m &= \frac{2\pi f}{k_m} \end{aligned} \quad (2.7)$$

## CAPÍTULO III: MÉTODOS DE ANÁLISIS

### 3.1. MICROTREMORES

El uso de microtremores desde el Siglo XX ha llevado a muchos a realizar investigaciones sobre las vibraciones del suelo con el propósito de poder conocer el comportamiento de la corteza terrestre debido a la ocurrencia de eventos sísmicos. Omori (1909) fue el pionero en realizar ensayos y concluyó que existían vibraciones naturales en el suelo que no correspondían a las sísmicas. Kanai y Tanaka (1961) concluyeron que el período predominante de un movimiento sísmico se relaciona con el periodo frecuente de los microtremores.

Nakamura (1989, 2000) consideró la componente vertical de un registro de microtremores medidos en superficie como la componente horizontal del movimiento en el basamento rocoso. En base a lo anterior propuso una técnica para hallar el periodo fundamental del suelo, obtenido del espectro que resulta al dividir los espectros de Fourier de las componentes horizontales sobre la vertical.

Aki (1957), Toksoz (1964), Lacoss et al. (1969) y Capon (1969) desarrollaron los métodos de arreglos de microtremores, cuales son usados para desarrollar perfiles estratigráficos.

Los microtremores se caracterizan por contener básicamente ondas superficiales en rangos de frecuencias de 0.01 a 30 Hz. pero la banda de interés para los estudios geofísicos es de 0.1 a 10 Hz. es en este rango de frecuencias que se encuentran las ondas Rayleigh, y para poder estimar sus modos y velocidades de propagaciones estas son medidas haciendo uso de los arreglos de microtremores y de esta manera conocer los parámetros elásticos de las corteza terrestre. (Asten, 1976).

En forma general estas vibraciones del suelo difieren principalmente por su estabilidad, por el rango de periodos de las ondas que están constituidos y por las fuentes que los generan.

Bard (1998) señaló fuentes para microtremores según la frecuencia de estos:

- A bajas frecuencias (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de gran escala en el océano.
- A frecuencias intermedias (entre 0.3-0.5 Hz. y 1 Hz.) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor,
- Para altas frecuencias (mayores a 1 Hz.), las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de esta, y que se ponen de manifiesto por cambios en la amplitud de los espectros.

Existen dos métodos para el uso de microtrepidaciones, el método espectral y el método de velocidad de fase. Estos dos métodos se diferencian tanto en sus procedimientos como en su análisis.

El método espectral medido en un punto usando un sensor de tres componentes, caracteriza al suelo basándose en factores tales como el periodo predominante, el cual es determinado del análisis del espectro de Fourier del movimiento horizontal del microtremor. El mayor problema asociado a este método es el efecto de la fuente no identificada en la medición del espectro. Consecuentemente, el pico del espectro no siempre refleja la característica del lugar pero, si la función existente de la fuente (Finn, 1991).

El método de velocidad de fase observa simultáneamente el movimiento vertical de los sensores usando arreglos de microtremores.

La estructura de velocidad de sitio se estima a través del espectro de análisis de estos dos métodos y esto se basa en el análisis de inversión de la curva dispersiva.

### 3.2. ARREGLOS DE MICROTREMORES

Los métodos de exploración de arreglos de microtremores fue establecido por Asten y Henstridge (1984), Horike (1985), Okada y Matsushima (1986), luego del trabajo pionero realizado por Aki (1957). Ellos usaron microtremor de periodo largo para estimar la estructura de ondas de corte a profundidad. Posteriormente, Sato et al. (1991) y Malagnini et al. (1993) usaron microtremor de periodo corto para estimar estructuras de ondas de corte de capas superficiales. Recientemente, Kawase et al. (1998) y Satoh et al. (2001) exitosamente estimaron estructuras de ondas de corte profundas y superficiales en muchos lugares de América y en la cuenca de Sendai en Japón usando microtremor de periodo largos y cortos. Sin embargo, este método se basa en asumir que los microtremores son dominados por las ondas Rayleigh y que los lugares de medición no presentan una variación horizontal. Esto quiere decir que se trabaja con las componentes verticales de los sensores de microtremor.

Los métodos de medición de ondas superficiales consiste en:

- (1) Observación de ondas superficiales,
- (2) Determinación de sus características dispersivas, y
- (3) Estimación del perfil de ondas de corte basado en análisis de inversión de la curva dispersiva.

Para determinar una curva de dispersión hay esencialmente dos métodos: los métodos activos y pasivos. En la Tabla 3.1 se resume el procedimiento de campo de observación, tipo de fuente, rango de periodos y la profundidad de exploración de estos métodos.

Tabla 3.1. Clasificación de los Métodos para ondas Rayleigh (Tokimatsu, 1997)

Métodos	Fuente	Rango de Periodos	Dimensión del Arreglo	Profundidad Aplicable	Referencias
Activo	Punto fijo de la carga	menos de 0.2-0.5s	Lineal	Menos de 10-20m	Jones
	Punto aleatorio de la carga				Nazarian y Stoke
Pasivo	Periodos Cortos Microtremores	menos de 1s	2 dimensiones	Menos de 50-100m	Tokimatsu et. al
	Periodos Largos Microtremores	1-5s			Gran Profundidad

### 3.2.1. Métodos Activos

La medición de los métodos activos para ondas Rayleigh, en vibraciones verticales del suelo es inducida por una fuerza impulsada (Nazarian y Stokoe, 1984; Gabriels et al. ,1987; Stokoe et al., 1988; Barker y Stevens, 1991) o una oscilación excitante con un movimiento armónico (Jones, 1958; Tokimatsu et al., 1991). En los métodos activos, los sensores son ubicados en la superficie del suelo en línea con la fuente, y la velocidad de fase se calcula en base al análisis espectral. El método es apropiado para explorar superficies del suelo a profundidades menores a 10 ó 20 metros. Su aplicación para profundidades mayores es restringida, porque es difícil sin un peso que genere longitudes de ondas mayores, que son requeridas para determinar los perfiles de ondas de corte del suelo.

#### 3.2.1.1. Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW)

En 1980 se dio un gran impulso al uso de las ondas superficiales para los ensayos geotécnicos por Stokoe y sus colegas (Heisey et al, 1982; Stokoe II et al, 1988; Nazarian and Stokoe II, 1984; Nazarian, 1984; Sánchez-Salineró, I., 1987). Ellos proponen un método usando una fuente impulsiva para la

generación de varias frecuencias. La idea era detectar la perturbación de dos estaciones en la superficie libre y luego calcular el desfase entre las dos señales  $y_1(t)$  y  $y_2(t)$ , medidos en los dos receptores que se utilizaron para la evaluación experimental de velocidad de fase. Los sensores fueron colocados de acuerdo a dos diferentes esquemas. El primer esquema es la fuente común del arreglo (Figura 3.1), el segundo es el receptor común del arreglo en el punto medio (Figura. 3.2). Se ha comprobado a nivel experimental que asumiendo la misma distancia entre el primer receptor, la fuente y los dos receptores, por ejemplo  $d_1 = d_2$ , la velocidad de fase muestra un comportamiento más suave, sin alteraciones, que se encuentra normalmente con otras configuraciones (Sanchez-Salineró, 1986).

La configuración que muestra la Figura 3.2 del arreglo es usualmente preferida, porque la posición de la fuente respecto a los receptores se invierte y se cree que los efectos perturbadores debido a irregularidades horizontales e inclinación de curvatura pueden ser mitigados.

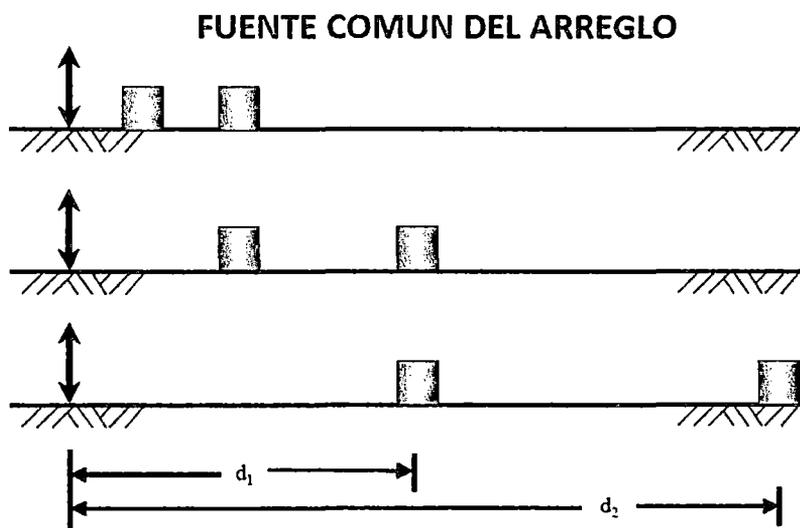


Figura 3.1. Fuente del arreglo en el ensayo SASW (Hebeler, 2001)

### RECEPTOR COMÚN DEL ARREGLO EN EL PUNTO MEDIO

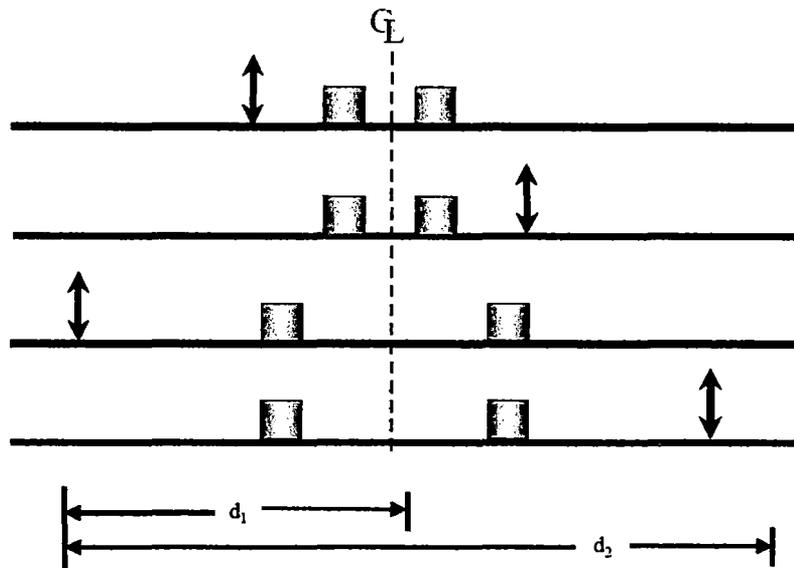


Figura 3.2. Esquema del receptor común con la fuente invertida en el ensayo del SASW (Heberler, 2001)

De las señales registradas  $y_1(t)$  y  $y_2(t)$  en los receptores se puede calcular lo siguiente:

$$Y_1(f) = FFT[y_1(t)] \quad (3.1a)$$

$$Y_2(f) = FFT[y_2(t)] \quad (3.1b)$$

Las cuáles son las Transformadas de Fourier de las señales en el dominio del tiempo, luego el auto espectro de potencia (Auto Power Spectra):

$$G_{11} = Y_1(f) \cdot Y_1^*(f) \quad (3.2a)$$

$$G_{22} = Y_2(f) \cdot Y_2^*(f) \quad (3.2b)$$

Y el espectro cruzado de potencia (Cross Power Spectrum) (3.3) y la función de coherencia (3.4).

$$G_{12} = Y_1(f) \cdot Y_2^*(f) \quad (3.3)$$

$$\gamma_{12}^2 = \frac{|G_{12}|^2}{G_{11} \cdot G_{22}} \quad (3.4)$$

El auto espectro de potencia nos da una estimación de la energía contenida en las señales tomadas independientemente, la medición de la coherencia nos da la correlación existente entre dos señales e indica la relación entre la señal y el ruido. La coherencia varía de 0 a 1, dependiendo de la calidad detectada de la señal. Si la coherencia es cercana a 1 eso quiere decir que la medición ha sido muy buena, pero por varios factores, como la interferencia de las ondas de cuerpo, el ruido, la variabilidad espacial, la cual puede causar que el valor de la coherencia sea un poco menor a 1. Finalmente la fase del espectro de potencia cruzado es (Vitantonio Roma, 2001):

$$\Delta\varphi = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(G_{12})}{\text{Re}(G_{12})} \right) \quad (3.5)$$

El desfase entre las dos señales de las dos estaciones se usa para calcular la velocidad de fase:

$$c(f) = \frac{2\pi f \cdot \Delta x}{\Delta\varphi} \quad (3.6)$$

Donde  $\Delta x$  es la distancia entre los dos receptores y  $f$  es la frecuencia en cual la velocidad de fase es calculada.

#### 2.1.2.6. Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de Onda (F-K)

##### Activo

El espectro F-K usa el espectro cruzado entre cada par de sensores como un factor para calcular el espectro de poder F-K. Esto se puede ver en la formula (3.7). En la Figura 3.3 muestra una disposición del ensayo típico con un arreglo lineal de seis sensores. El espectro F-K para el arreglo,  $P(f,k)$  se define por :

$$P(f, k) = \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^M A_i^*(f, k) A_j(f, k) G_{ij}(f) \exp[ik(X_i - X_j)] \quad (3.7)$$

Donde (\*) denota el complejo conjugado,  $f$  es la frecuencia,  $k$  es el número de onda en ciclos por metro,  $M$  = número de sensores,  $X_j$  = posición del  $j$ -esimo sensor, y  $G_{ij}$  = Espectro cruzado entre  $i$ -esimo y  $j$ -esimo sensor, dado por:

$$G_{ij}(f) = \frac{1}{f} \sum_{n=1}^N S_{in}(f) S_{jn}^*(f) \quad (3.8)$$

En la cual  $N$  es el número total de segmentos de datos  $q$  no se superponen, y  $S_{in}$  es la transformada de Fourier de los datos en el  $i$ -ésimo sensor y en el  $n$ -ésimo segmento; por el método convencional  $A_j(f, k)=1$ ; o por el método de Alta Resolución,

$$A_j(f, k) = \frac{\sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)} \quad (3.9)$$

En el cual  $q_{ij}(f, k)$  es la inversa de la matriz  $\exp[ik(X_i - X_j)]G_{ij}(f)$ . Conociendo que  $k_p$  produce el espectro de máxima potencia y sustituyendo su valor en la ecuación 2.7, un conjunto de valores de velocidades de fase y longitudes de onda pueden ser determinados.

Para obtener valores razonables, la configuración del arreglo deberá satisfacer lo siguiente (Tokimatsu et al., 1992b)

$$D_{Max} > \frac{\lambda_{Max}}{3} \quad (3.10)$$

$$D_{Min} > \frac{\lambda_{Min}}{2} \quad (3.11)$$

En cual  $D_{Max}$  y  $D_{Min}$  son el espaciamiento máximo y mínimo entre los sensores respectivamente;  $\lambda_{Max}$  y  $\lambda_{Min}$  son la longitud de onda efectiva máxima y mínima. La ecuación 3.10 es consistente con la recomendación por Sheu et al. (1989) para el método SASW, y la ecuación 3.11 satisface la condición para evitar el aliasing en el análisis espectral.

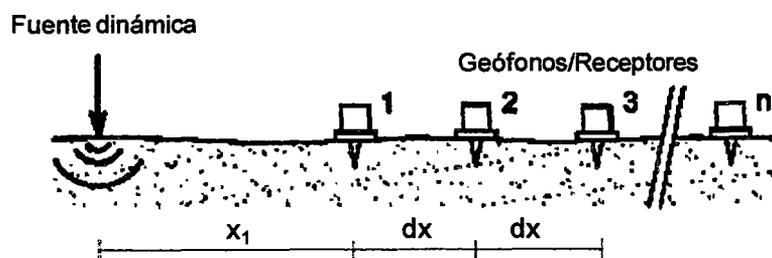


Figura 3.3. Configuración experimental para el método F-K activo multi-estación (Foti, 2000, Zywicki, 1999, Hebel, 2001).

### 3.2.2. Métodos Pasivos

Los métodos pasivos observan el movimiento vertical del microtremor o de las tres componentes usando un arreglo de sensores en dos dimensiones, distribuidos sobre la superficie del suelo, sin ninguna actividad de vibración. Entre los métodos más comunes se encuentra el análisis espectral frecuencia-número de onda (Capón 1969; Lacoss et al. 1969) o el análisis de Autocorrelación Espectral (Aki, 1957; Osaka y Matsushima, 1986), donde la característica dispersiva de las ondas Rayleigh puede ser determinada (Lacoss et al. 1969, Liaw y McEvelly, 1979; Asten y Henstridge, 1984; Horike, 1985; Okada y Matsushima, 1986). Si una versión del análisis se aplica a las tres componentes del movimiento, la curva de dispersión de ambas ondas Rayleigh y Love puede ser obtenida (Matsushima y Okada, 1990).

El método ha sido utilizado para realizar mediciones de largos periodos, generalmente mayores a 1s (Toksöz, 1964; Lacoss et al. ,1969; Asten y Henstridge, 1984; Horike, 1985; Okada y Matsushima, 1986). Sin embargo rara vez ha sido aplicado para obtener perfiles de ondas de corte cercanos a la superficie, que requieren observación de microtremores en un rango menor a 1s. Esto en parte porque los modos superiores de las ondas superficiales que tienden a dominar este rango de periodo, dificulta la determinación de la inversión y de la curva de dispersión.

Recientemente, muchos estudios han sido llevados a cabo para arreglos, Okada (2003) ha desarrollado un gran número de ensayos de medición de arreglos de microtremores, usando periodos largos de microtremores. Para arreglos irregulares (por ejemplo Yokoi et al., 2006).permite la aplicación del método en formas irregulares de L y lineales.

#### 3.2.2.1 Método de Nakamura (H/V)

El método de Nakamura (1989) se basa en la relación de espectros de Fourier de las componentes horizontales y verticales del registro de microtremores en la superficie. El método propone estimar la respuesta empírica de las capas superficiales de suelo, se asume que el ruido de los microtremores está compuesto por varios tipos de onda, el método pretende eliminar el efecto de las

ondas Rayleigh. El método considera que las componentes horizontal y vertical del registro de microtremor son similares en la base rocosa.

Se define la función de transferencia  $S_t$  para estratos superficiales:

$$S_t = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.12)$$

Donde  $S_{HS}$  y  $S_{HB}$  son los espectros de amplitud de Fourier para la componente horizontal y vertical respectivamente.

Se asume que la componente vertical no es amplificada por el efecto del suelo, por lo tanto, se puede utilizar el cociente espectral de esta componente para evaluar la contaminación que provocan las ondas Rayleigh. Se define el cociente espectral de las componentes verticales.

$$S_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.13)$$

Donde  $S_{VS}$  y  $S_{VB}$  son los espectros verticales en la superficie y en el basamento rocoso respectivamente. Si no existe la contribución de ondas Rayleigh tendríamos  $S_{VS} = 1$ . Asumiendo que el efecto en la superficie de las ondas Rayleigh es igual en las componentes vertical y horizontal, este último cociente sirve para eliminar la amplificación aparente, que provocan estas en el cociente  $S_T$ . Así la función de amplificación del suelo sería:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{S_V} = \frac{S_{HS}/S_{HB}}{S_{VS}/S_{VB}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3.14)$$

Donde  $R_S = S_{HS}/S_{VS}$  y  $R_B = S_{HB}/S_{VB}$

Normalmente, para ruido ambiental,  $R_B \approx 1$ , por lo tanto  $S_{TT} = R_S$ .

Lo cual significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir, únicamente, del movimiento en superficie. En el trabajo original no se afirma que la máxima amplificación del terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical en la superficie. (Lermo y Chavez- Garcia, 1994)

En el estudio original tampoco se aclara que componente horizontal se debe considerar para calcular los cocientes espectrales, es por eso que algunos autores (Steidl, 1993; Tokimatsu, 1997; Bard, 1998; Flores- Estrella, 2001) han analizado el uso de las componentes horizontales por separado, o bien una combinación de estas como se observa en las siguientes expresiones:

$$H/V = \frac{S_{NS}}{S_V}$$

$$H/V = \frac{S_{EW}}{S_V}$$

$$H/V = \left( \frac{S_{NS} + S_{EW}}{2} \right) \quad (3.15)$$

$$H/V = \frac{\sqrt{(S_{NS})^2 + (S_{EW})^2}}{S_V}$$

$$H/V = \frac{\sqrt{S_{NS} * S_{EW}}}{S_V}$$

Los resultados de analizar las expresiones de (3.15) han llevado a la conclusión de que es más conveniente combinar el efecto de las componentes horizontales. (Steidl, 1993; Tokimatsu, 1997; Bard, 1998; Flores- Estrella, 2001)

Según Nakamura (1989), el método del cociente espectral permitirá obtener la función de transferencia completa del suelo (periodo y amplificación). Sin embargo, algunas investigaciones teóricas y trabajos experimentales (Lachet y Bard, 1994(b)) han demostrado que no es así, sino que el método únicamente permite la determinación del periodo predominante.

### 3.2.2.2 Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)

El método de Aki (1957) se basa teniendo en cuenta un arreglo circular de sensores con radio "r" asumiendo que las tres componentes del sensor están en una ubicación arbitraria (r,  $\Theta$ ) en la periferia de la circunferencia y en el origen de coordenadas "O" el cual es el centro del círculo, tal como se muestra en la figura 3.4, se tiene las componentes vertical, radial y transversal como Z, R y T respectivamente, con las direcciones vertical hacia arriba, centrífuga y sentido anti horario tomándose como positivas.

Se considera como incidentes a las ondas Rayleigh y Love, y que las componentes de ondas planas son independientes, determinísticas y armónicas, las cuales llegan al arreglo circular con un ángulo de llegada  $\varphi$ , con una frecuencia angular  $\omega$  y un número de onda  $k$  absoluto.

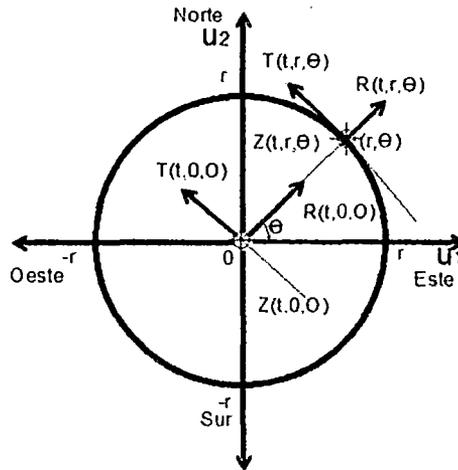


Figura 3.4. Definición del sistema de coordenadas. (Cho et al, 2006)

Tomando en cuenta la figura 3.4, a continuación se define previamente algunas ecuaciones para un mayor entendimiento.

La componente del sismograma R se obtiene sumando las contribuciones de las ondas Rayleigh (R) y Love (L).

$$R(t, r, \theta) = R^R(t, r, \theta) + R^L(t, r, \theta) \quad (3.16)$$

La representación general de la componente vertical Z y T de un campo aleatorio de microtremor:

$$Z(t, r, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \exp[-i\omega t - irk \cos(\varphi - \theta)] h(\omega, k) \zeta^R(dw, dk, d\varphi) \quad (3.17)$$

$$T^L(t, r, \theta) = \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \cos(\varphi - \theta) \exp[-i\omega t - irk \cos(\varphi - \theta)] \zeta^L(dw, dk, d\varphi) \quad (3.18)$$

$\zeta^l(dw, dk, d\varphi)$  Se denomina espectro integral o medida espectral aleatoria.  
( $l = R$  o  $L$ )

Donde la función compleja negativa  $h(w, k)$  describe la relación de amplitud y la diferencia de fase entre la componente horizontal y vertical de las ondas Rayleigh (ver Figura 2.6).

Se considera que los microtremores son un campo aleatorio estacionario en tiempo y espacio. Esto es equivalente asumir la siguiente relación de ortogonalidad para el espectro integral  $\zeta^R(dw, dk, d\varphi)$  y  $\zeta^L(dw, dk, d\varphi)$  con respecto a la frecuencia  $w$ , número de onda  $k$  y el ángulo de llegada  $\varphi$ :

$$\begin{aligned} & \langle \zeta^l(dw, dk, d\varphi) \zeta^{l*}(dw', dk', d\varphi') \rangle \\ &= \delta(w - w') \left[ \frac{\delta(\varphi - \varphi') \delta(k - k')}{k} \right] \times F^l(w, k, \varphi) dw dw' (k dk dk') (k' dk' d\varphi') \\ &= \delta(w - w') \delta(\varphi - \varphi') \delta(k - k') \times F^l(w, k, \varphi) dw dw' k dk dk' d\varphi d\varphi' \quad (l = R \text{ o } L) \end{aligned} \quad (3.19)$$

Donde el \* indica el complejo conjugado y  $\delta(\cdot)$  representa la función delta de Dirac. Las funciones  $F^R(w, k, \varphi)$  y  $F^L(w, k, \varphi)$  llamadas densidad espectral frecuencia – número de onda – dirección (FWD), representan la intensidad de las componentes de ondas planas Rayleigh y Love respectivamente, frecuencia  $w$ , número de onda  $k$  y el ángulo de llegada  $\varphi$ . La ortogonalidad representada por  $\delta(w - w')$  en la ecuación 3.19 corresponde al campo estacionario en el tiempo, mientras  $\delta(\varphi - \varphi') \delta(k - k')$  corresponde al estacionario en el espacio.

Si la energía de las ondas Rayleigh y Love están concentradas en sus modos discretos, la densidad espectral FWD puede ser expresado de la siguiente forma, ya que el número de onda se convierte en una función de múltiples valores de frecuencia:

$$F^l(w, k, \varphi) = \frac{\sum_{q=1}^{N^l} f^{l(q)}(w, \varphi) \delta(k - k^{l(q)}(w))}{k} \quad (l = R \text{ o } L) \quad (3.20)$$

Donde  $f^{R(q)}(w, \varphi)$  y  $f^{L(q)}(w, \varphi)$  son las densidades espectrales frecuencia-dirección (FD) representando la intensidad del (q-1) ésimo modo de las ondas Rayleigh y Love respectivamente, con número de onda  $k$  y el ángulo de llegada  $\varphi$ .

Se asume que la señal de las ondas Rayleigh y Love son mutuamente no correlacionadas, bajo la presunción que sus fuentes de vibración son mutuamente no correlacionadas en el sentido estadístico.

$$\langle \zeta^R(dw, dk, d\varphi) \zeta^{L*}(dw, dk, d\varphi) \rangle = 0$$

Tomando en cuenta lo anterior se detalla que El enfoque original de Aki (1957) radica en la idea de integrar toda la información de un campo de onda dado, representado por las ecuaciones 3.16 y 3.18, en una sola cantidad la cual es llamada el promedio azimutal de la función de autocorrelación espacial. A continuación se reformula la teoría original de Aki (1957) de la forma más clara posible.

Se define la función de autocorrelación espacial entre el registro del movimiento vertical en un punto  $(r, \theta)$  en la circunferencia y el punto obtenido en el mismo centro "O" como:

$$\rho_Z(w, r, \theta) = F \langle Z(s, r, \theta) Z^*(s - t, 0, \theta) \rangle \quad (3.21)$$

Sustituyendo las ecuaciones (3.17), (3.19) y (3.20) en la ecuación (3.21), tenemos:

$$\rho_Z = (w, r, \theta) = \sum_{q=1}^{N^R} \int_{-\pi}^{\pi} \exp[-irk^{R(q)}(w) \cos(\varphi - \theta)] |h^q(w)|^2 x f^{R(q)}(w, \varphi) d\varphi \quad (3.22)$$

Se define el coeficiente de autocorrelación espacial azimutalmente promediado  $\bar{\rho}_{z_0}(w, r)$  como el promedio azimutal  $\bar{\rho}_Z(w, r)$  de la función de autocorrelación espacial  $\rho_Z(w, r, \theta)$  normalizada por el valor  $\bar{\rho}_Z(w, 0)$  que es formada en el centro. Este denominador, casualmente es igual a la densidad del espectro de potencia del movimiento vertical en el centro.

$$\bar{\rho}_{z_0}(w, r) = \bar{\rho}_Z(w, r) / \bar{\rho}_Z(w, 0) \quad (3.23)$$

$$\bar{\rho}_Z(w, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \rho_Z(w, r, \theta) d\theta \quad (3.24)$$

Sustituyendo la ecuación (3.22) y (3.24) en la ecuación (3.23) y usando la relación (A1), tenemos:

$$\bar{\rho}_{z_0}(w, r) = \sum_{q=1}^{N^R} J_0 \left( rk^{R(q)}(w) \right) \alpha^{(q)}(w) \quad (3.25)$$

$$A1: \int_{-\pi}^{\pi} \exp[-irk \cos(\varphi - \theta) - im]d\theta = 2\pi J_m(rk) \exp[-im(\varphi + \pi/2)]$$

Donde  $J_m(\cdot)$  indica la función de Bessel de 1<sup>er</sup> tipo de orden m, y

$$\alpha^{(q)}(w) = \frac{|h^q(w)|^2 \int_{-\pi}^{\pi} f^{R(q)}(w, \varphi) d\varphi}{\sum_{q=1}^{N^R} |h^q(w)|^2 \int_{-\pi}^{\pi} f^{R(q)}(w, \varphi) d\varphi} \quad (3.26)$$

Es la relación de la energía dividida del (q - 1) ésimo modo de la energía total de las ondas R en el movimiento vertical, y satisface la siguiente relación:

$$\sum_{q=1}^{N^R} \alpha^{(q)}(w) = 1 \quad (3.27)$$

Es posible estimar el valor del argumento  $rk^{R(q)}(w)$  de la ecuación (3.25), porque el coeficiente de autocorrelación espacial azimutalmente promediado  $\bar{\rho}_{z_0}(w, r)$  puede ser estimado de la medición de registro del arreglo circular. De manera especial aquí es el caso donde solo el modo fundamental de la onda R domina ( $N^R = 1$ ). En este caso el valor de  $k^{R(q)}(w)$  (se suprime a partir de ese punto el subíndice (1); representa cantidades refereridas al modo fundamental, en el cual se asume que es el modo dominante) puede ser estimado de una simple inversión de la función  $J_0(\cdot)$  usando el valor observado de  $\bar{\rho}_{z_0}(w, r)$ . Posteriormente se puede estimar el número de onda  $k^R(w)$  ya que el radio r es conocido, y finalmente la velocidad de fase por  $c^R(w) = w/k^R(w)$ .

### 3.2.2.3 Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de Onda (F-K)

#### Pasivo

El análisis espectral de Frecuencia – Número de onda (F-K) desarrollado por Capón (1969). Asume que M sensores son disponibles y que i –ésimo sensor está localizado en una posición vectorial  $x_i$ , el espectro F- K, está definido como:

$$P(f, k) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_i^*(f, k) A_j(f, k) G_{ij}(f) \exp[ik(x_i - x_j)] \quad (3.28)$$

Donde el asterisco denota el complejo conjugado, f es la frecuencia, k es el vector número de onda en radianes por metro definido por:

$$k = |k| \exp(i\theta) \quad (3.29)$$

En cual  $\theta$  es el azimut del vector numero de onda  $k$ , tal como se muestra en la Figura 3.5.

Basado en el método del segmento directo (Capón, 1969), el espectro de potencia cruzada normalizada entre el  $i$ -esimo y el  $j$ -esimo sensor de frecuencia  $f$ ,  $G_{ij}(f)$ , se determina por:

$$G_{ij}(f) = \frac{\sum_{n=1}^N s_{in}(f) s_{jn}^*(f)}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |s_{in}(f)|^2} \sqrt{\sum_{n=1}^N |s_{jn}(f)|^2}} \quad (3.30)$$

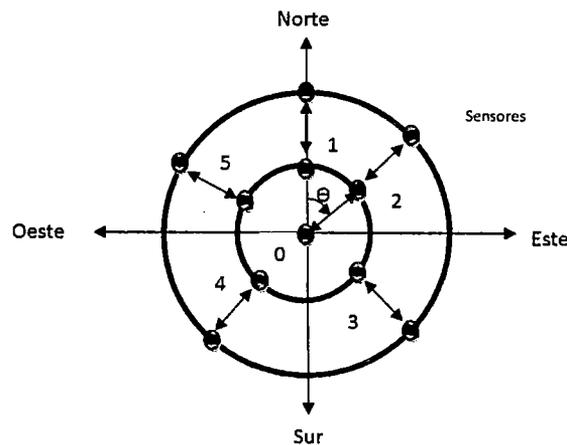


Figura 3.5. Configuración del arreglo de observación. Seis sensores son usados para el registro. El radio de 5 sensores es contraído o expandido según el radio de observación en el mismo lugar. (Arai, Yamazaki, 2002).

En cual  $N$  es el número total de segmentos de datos que no se superponen, y  $s_{in}(f)$  es la transformada de Fourier del  $n$ -esimo segmento de datos del  $i$ -esimo sensor. Por el método de Alta Resolución, un factor ponderado  $A_i(f, k)$  es dado por:

$$A_j(f, k) = \frac{\sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)} \quad (3.31)$$

Y donde  $q_{ij}(f, k)$  es la inversa de la matriz  $\{\exp[ik(x_i - x_j)]G_{ij}(f)\}$ .

El espectro F-K se dibuja en un espacio bidimensional de número de onda ( $k_x - k_y$ ) por cada valor de frecuencia, como se muestra en la Figura 3.6. Donde el eje de  $k_y$  hacia el norte es positivo. Los espectros son dibujados como curvas

de  $-10\log[P(f, k)/P_{max}(f)]$ , en cual  $P_{max}(f)$  es el máximo valor de  $P(f, k)$ . El máximo valor del espectro de potencia se indica por un asterisco y las curvas del espectro de potencia son dibujadas de 0 a 12 dB en espacio de 1dB. El pico del espectro F-K proporciona la información de la velocidad de fase y de la propagación del azimut del microtremor.

Cuando un pico ocurre a una distancia de  $|k_p|$  desde el origen en una frecuencia  $f$ , la correspondiente velocidad de fase  $c$ , y la longitud de onda  $\lambda$ , pueden ser halladas por:

$$c = \frac{2\pi f}{|k_p|} \qquad \lambda = \frac{2\pi}{|k_p|} \qquad (3.32)$$

En la Figura 3.6, teniendo  $c$ ,  $\lambda$  y el azimut de la fuente del microtremor. Se puede calcular para todos los datos de diferentes radios, y obtener la curva de dispersión.

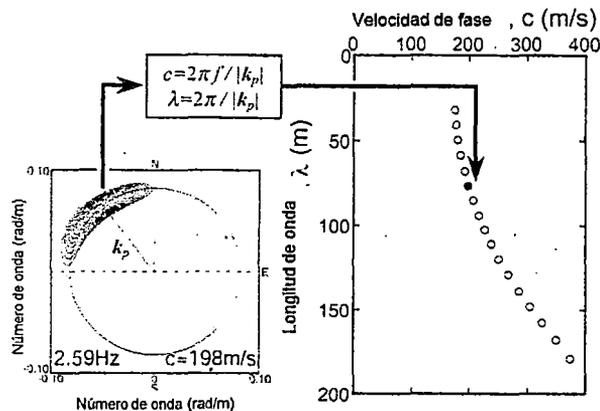


Figura 3.6. Ejemplo del espectro F-K y su correspondiente velocidad de fase – Curva de Dispersión. (Tokimatsu, 1997).

### 3.3. ADQUISICIÓN DE DATOS

Para el registro de las ondas de los arreglos de microtremores se usa un adquirente de datos GEODAS 15- HS (ver Figura 3.7). La metodología del registro de la información es la misma tanto para el F-K activo como para el SPAC.

En la Figura 3.7 se detalla los elementos necesarios para la realización del registro.

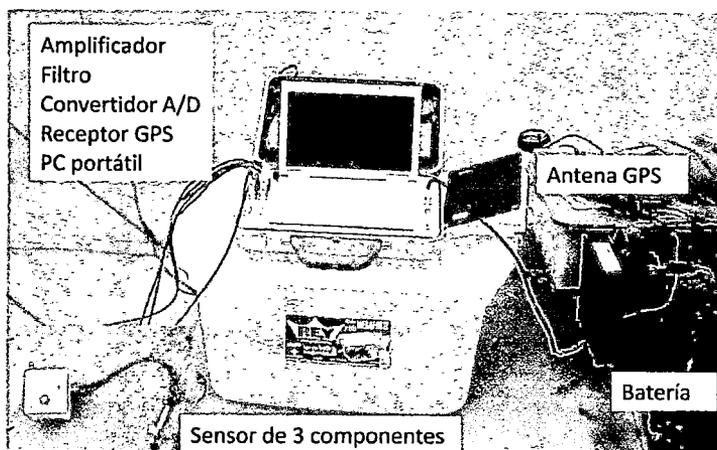


Figura 3.7. Sistema de observación para la medición de arreglos de microtemores. GEODAS 15-HS.

### 3.3.1. Funcionamiento del GEODAS:

El sistema de observación se compone principalmente por un instrumento de adquisición de datos y un conjunto de sensores.

El instrumento de adquisición de datos consiste del amplificador, filtro pasa baja (LPF), convertidor A/D y una PC portátil, que están incorporados en un maletín portátil, el instrumento fue construido por Buttan Service Co. Ltd., Japan. El instrumento de adquisición tiene incorporado un GPS.

Cada sensor tiene 3 canales (1 canal vertical, y 2 canales horizontales) de 1Hz de frecuencia para medición de velocidad del suelo tipo CR4.5-1S, también de Buttan Service Co. Ltd., Japan.

Cada observación consta de seis sensores de microtemor, en total 18 componentes, son registrados simultáneamente durante un determinado tiempo, y son digitalizados con una frecuencia de muestreo determinada (Figura 3.9), la cual depende del tamaño del arreglo (ver capítulo 5). Antes de la digitalización, a través del amplificador del GEODAS 15- HS, todas las señales análogas de los microtemores pasan por el filtro pasa baja (LPF) con una frecuencia de corte (HCF) de 25 HZ a 300 HZ. La frecuencia de corte depende de la frecuencia

Nyquist que es determinada de la frecuencia de muestreo durante la observación. En la Figura 3.8 se muestra un esquema del funcionamiento del GEODAS-15HS.

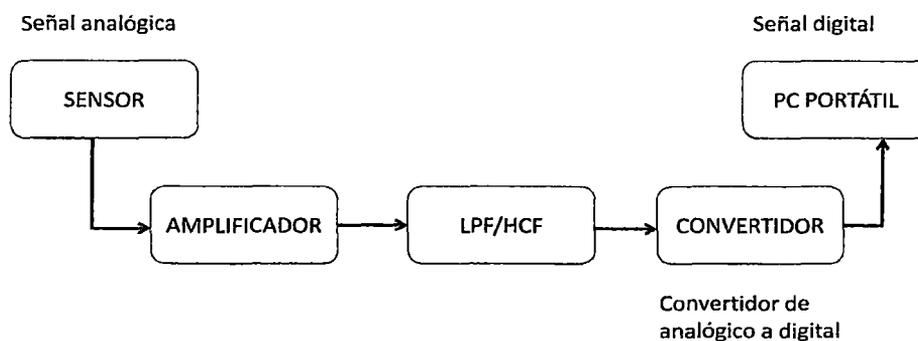


Figura 3.8. Esquema de funcionamiento del GEODAS- 15HS.

donde:

- LPF (Low Pass Filter) / HCF (High Cut Filter). Filtro pasa baja y frecuencia de corte ,en siglas en ingles, respectivamente.
- El sensor registra en voltios.
- $f\left(\frac{N}{2}\right) = \text{Frecuencia Nyquist} = \left(\frac{N}{2}\right) * \Delta f = 1/(2\Delta t)$

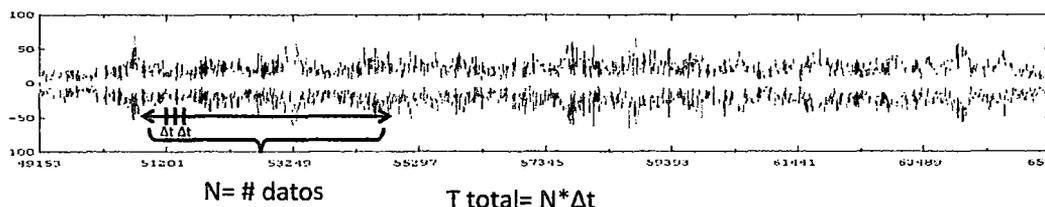


Figura 3.9. Tiempo historia aleatorio, registro de microtremor.

### 3.4. PROCESAMIENTO

La forma de adquisición de la señal de las ondas superficiales se registra por puntos con un espaciamiento de  $\Delta t$ .

Una forma de analizar las señales es aplicando transformaciones, una de las herramientas más conocidos es la Transformada de Fourier ( $X(\omega)$ ).

Teniendo en cuenta una determinada función continua de una sola variable  $x(t)$ .

A continuación la expresión matemática para  $X(\omega)$  :

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot \exp^{-i\omega t} dt \quad (3.33)$$

donde:

$t$ : Tiempo

$\omega$ : Frecuencia en Hz

$x(t)$ : Señal de prueba

$X(\omega)$ : Espectro en función de la frecuencia  $f$

La función en el dominio del tiempo indica como la amplitud de la señal cambia con el tiempo, y su representación en el dominio de las frecuencias permite conocer cuan a menudo es este cambio. Al realizar la transformación del dominio del tiempo al dominio de frecuencias se puede visualizar considerando que la señal en estudio está compuesto por la suma de ondas sinusoidales simples de amplitud y fase adecuada o de exponenciales complejas relacionadas armónicamente.

La representación de  $X(\omega)$  es una función de valor complejo, por lo que puede representarse ya sea en términos de su componente real e imaginaria o de forma más significativa de su amplitud y fase:

$$X(\omega) = \text{Re}(X(\omega)) + i \cdot \text{Im}(X(\omega)) = A(\omega) \cdot e^{i\phi(\omega)} \quad (3.34)$$

La representación de estas amplitudes y fases en función de las frecuencias es el llamado Espectro de Fourier que descompone la señal en diferentes ondas de diferentes frecuencias.

La razón de la transformación en el análisis de las mediciones de las ondas superficiales registradas en la superficie libre de un sitio, es que en el dominio transformado, es más fácil discernir todos los tipos de ondas y separar el llamado ground roll (Onda Superficial) del ruido o de las ondas reflejada y transmitida. Siendo, la característica más importante del ground roll es que está constituido principalmente por ondas Rayleigh, de ahí que la Transformada de Fourier es una de las herramientas más poderosas para aislar las ondas

Rayleigh del campo de onda global y poder ser utilizado con éxito para estimar experimentalmente la curva de dispersión (Foti, 2000, Zywicki, 1999, Gabriels et al., 1987).

### 3.4.1. Curva de Dispersión

Para obtener valores razonables, la configuración del arreglo deberá satisfacer lo propuesto por Tokimatsu et al. (1992) en las ecuaciones 3.10 y 3.11. Sin embargo cuando los métodos más convencionales como el Espectro F-K y el SPAC son aplicados para la obtención de conjuntos de datos de microtemores, la longitud de onda detectada varía dependiendo del método de análisis, el tamaño del arreglo, la estructura del suelo, etc. Miyakoshi et al. (1996) señalaron que la longitud de onda detectada por el método SPAC es cinco veces más larga que la distancia máxima entre los sensores. Por otro lado, la longitud de onda detectada es menos de tres veces la distancia por el método Espectral F-K. Hay que señalar, sin embargo, que esta orientación se obtiene a partir de simulaciones numéricas en condiciones ideales y simples. A partir de datos de observación de microtrepidaciones reales, la longitud de onda detectable es de tres a cuatro veces (ocasionalmente hasta ocho veces) la distancia máxima de los sensores por el método SPAC y hasta dos veces por el método espectral F-K. (Yamamoto, 1998).

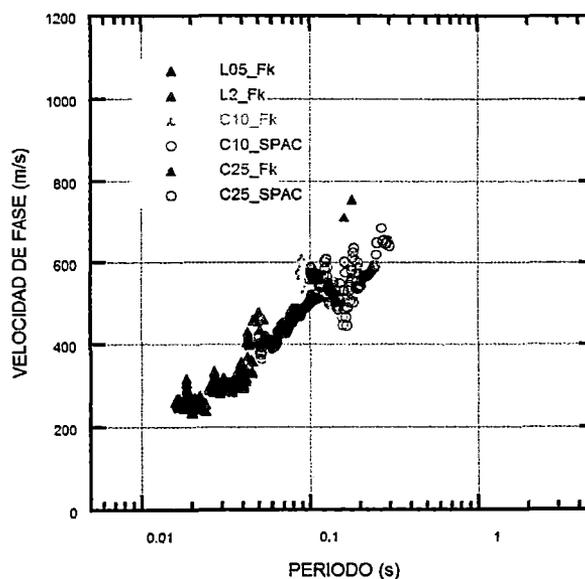


Figura 3.10. Curva de Dispersión; comparación entre los métodos F-K y SPAC.

### 3.4.1.1. Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de onda (F-K) Activo

Tal como se mostró en la Tabla 3.1, para obtener valores en los rangos de periodo menores a 0.2 s se debe aplicar métodos activos, en este caso un método activo teniendo la fuente en un punto fijo. De esta manera capturar los valores respectivos en la curva de dispersión y de forma siguiente realizar la inversión y observar estratos a una profundidad superficial.

En la sección 3.2.1.2 se explicó el Método de Análisis Espectral Frecuencia – Número de onda (F-K) Activo.

### 3.4.1.2. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)

Aki (1957) propone el método SPAC (Método de Auto-correlación Espacial), este método está basado en el registro de microtemores a partir de arreglos circulares, con el fin de definir la curva de dispersión en un rango de frecuencias, para la posterior inversión de ella, con el objeto de determinar el perfil de velocidades de ondas de corte ( $V_s$ ).

Para calcular la velocidad de fase en una frecuencia dada, y los parámetros que definen la curva de dispersión, Aki (1957) propone primero el cálculo de la función de Autocorrelación  $\rho_z(w, r, \theta)$ , la cual se define de la siguiente manera

$$\rho_z(w, r, \theta) = F \langle Z(s, r, \theta) Z^*(s - t, 0, \theta) \rangle \quad (3.35)$$

Donde  $F \langle \rangle$  denota promedio y  $(*)$  expresa el complejo conjugado. Si la función de correlación  $\rho_z(w, r, \theta)$  expresada en la ecuación (3.35) es el promedio de todos los azimuts, el promedio de la función de Autocorrelación espacial azimutal (o promedio de la función de correlación espacial)  $\bar{\rho}_z(w, r)$ , está dada como sigue:

$$\bar{\rho}_z(w, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \rho_z(w, r, \theta) d\theta \quad (3.36)$$

Si el espectro de potencia  $h_{(w)}$  se estima para la componente vertical de microtemores dentro del arreglo, el promedio de la función de autocorrelación espacial  $\bar{\rho}_z(w, r)$  puede ser relacionado con el espectro de potencia como:

$$\bar{\rho}_z(w, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \rho_z(w, r, \theta) d\theta \quad (3.37)$$

Cuando el registro de microtemores del arreglo es filtrado con un pasa banda sobre un ancho de banda estrecho centrado en  $w_0$ , se define la función de autocorrelación espacial (o coeficiente de autocorrelación espacial) normalizada con el espectro de potencia  $h_{(w)}$ ,  $\bar{\rho}_{z_0}(w, r)$  dado como:

$$\bar{\rho}_{z_0}(w, r) = \sum_{q=1}^{N^R} J_0 \left( r k^{R(q)}(w) \right) \alpha^{(q)}(w) \quad (3.38)$$

Donde  $w (= 2\pi f)$  es la frecuencia angular, y  $J_0$  la función de Bessel del primer orden cero.

### 3.4.2. Inversión

El estudio de la dispersión de ondas superficiales permite la extracción de un modelo estructural del subsuelo (en la forma de perfil de velocidades  $S - V_s$ ) a partir de registros de sismos, explosiones o microtemores (ondas Rayleigh y/o Love) y la inversión de su respectiva curva de dispersión. (Dorman y Ewing, 1962; Aki y Richards, 1980; Mari, 1984). Generalmente, la curva de dispersión obtenida por medio de ensayos geofísicos es una función no lineal de diferentes propiedades del suelo en estudio; entre ellas tenemos: velocidades de ondas P, velocidades de ondas S, densidades y espesores de las capas. (Xia, Miller, Park, 1999).

El procedimiento utilizado es denominado de inversión (efecto-*causa*), ya que en base a la curva de dispersión obtenida mediante ensayos geofísicos activos y pasivos, regresaremos a la obtención de los parámetros dinámicos que la generaron. Históricamente se han utilizado métodos de aproximación lineal del problema (linearización) mediante la expansión de la serie de Taylor. Sin embargo, estas inversiones linealizadas (aproximaciones a un problema inherentemente no-lineal) tienen dificultades numéricas tales como la dependencia a un modelo inicial que muchas veces tiene que ser asumido con total desconocimiento de las condiciones reales y a que la solución final pudo verse estancada en soluciones locales al problema, descartando así la solución global del mismo.

Para reducir estas dificultades, en lo últimos años se han adoptado métodos de optimización no lineal basados en el uso de algoritmos genéticos (Goldberg,

1989) y algoritmos de vecindario (Sambridge, 1999). Estos métodos de búsqueda directa están basados en el muestreo pseudo-aleatorio de las propiedades dinámicas del suelo dentro de ciertos rangos definidos por el usuario en donde se cree que la solución puede ser encontrado. En el caso de esta investigación el método de optimización por medio de algoritmos de vecindario fue utilizado.

Para obtener los perfiles de ondas de corte se usó el programa GEOPSY. Este fue desarrollado usando el método de Algoritmo de Vecindario (Sambridge (1999a,)) el cual a continuación se explicara brevemente.

En la Figura 3.11 se aprecia esquemáticamente en qué consiste el planteamiento de la inversión.

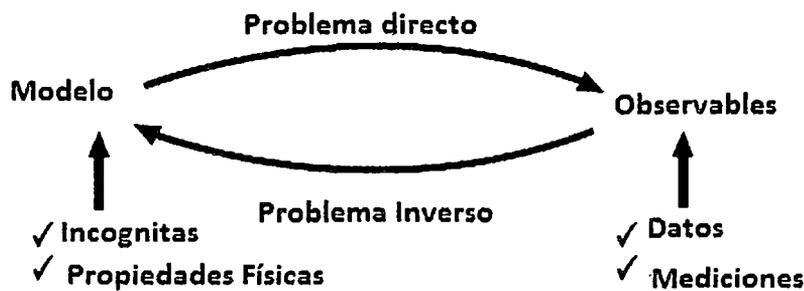


Figura 3.11 Definición de un problema de inversión. (Wathelet, 2007).

Los problemas directos pueden ser resumidos por:

$$O = [O_1, \dots, O_{n_{obs}}]^T = f \left( [p_1, \dots, p_{n_{param}}]^T \right) \quad (3.39)$$

Donde  $O_1$  son los valores observables y  $p_1$  son los parámetros de modelos.

Generalmente, una función nueva  $L$  (*misfit: error*)  $\in \mathbb{R}$  es construida cual desvanece cuando  $f$  tiende a cero.

#### 3.4.2.1. El algoritmo de Vecindario

La descomposición de Voronoi para el espacio de parámetros es la base de una aproximación de la función *misfit*  $L$  cual es progresivamente refinada durante el proceso de inversión. La aproximación se establece como una constante en cada celda y el valor del *misfit* calculado en el punto central que afecta a toda la

celda. Un espacio de parámetros de dos dimensiones es dado como un ejemplo en la figura 3.12 los puntos negros son algunos puntos modelos para los cuales un *misfit* es calculado.

EL algoritmo de Vecindario necesita cuatro parámetros definidos:

- ✓  $it_{max}$ : El numero de iteraciones para llevar a cabo
- ✓  $n_{s0}$ : Es el número de modelos escogidos al azar dentro del espacio de parámetros al comienzo de la inversión.
- ✓  $n_s$  : Es el número de modelos generados en cada iteración.
- ✓  $n_r$  : Es el número de la mejor celda (con el menor misfit), donde  $n_s$  modelos son generados.

El proceso de inversión está compuesto de las siguientes fases:

1. Un conjunto de modelos  $n_{s0}$  son generados aleatoriamente con una probabilidad uniforme en el espacio de parámetros;
2. La función *misfit* se calcula para los últimos modelos generados;
3. Los modelos  $n_r$  con el menor misfit de todos los modelos generados hasta este momento son seleccionados;
4. Generar un promedio de  $n_s / n_r$  muestras nuevas con una probabilidad uniforme en cada celda seleccionada;
5. Añadir las muestras nuevas  $n_s$  al conjunto previo de modelos y volver a (2).

La figura 3.12.a es un ejemplo de un parámetro de dos dimensiones mostrando los modelos (puntos negros) y el límite de la celda de Voronoi.  $n_{s0} = 9$ , (en este caso) modelos son generados y la celda gris tiene el menor *misfit*. En este ejemplo, siete nuevos modelos son generados en una celda ( $n_r = 1$ , y  $n_s = 7$ ). Figura 3.12 b deja ver la geometría de Voronoi después de la primera iteración.

El tamaño de la celda original decrece como la proporción de la muestra aumenta, si la celda con contorno gris tiene el menor *misfit*, la densidad de muestra no decrecerá sistemáticamente después de cada iteración. Esta es una interesante propiedad de la geometría de Voronoi que permite a la muestra

central salte de un lugar a otro, mientras que siempre se muestren las  $n_r$  regiones más prometedoras simultáneamente.

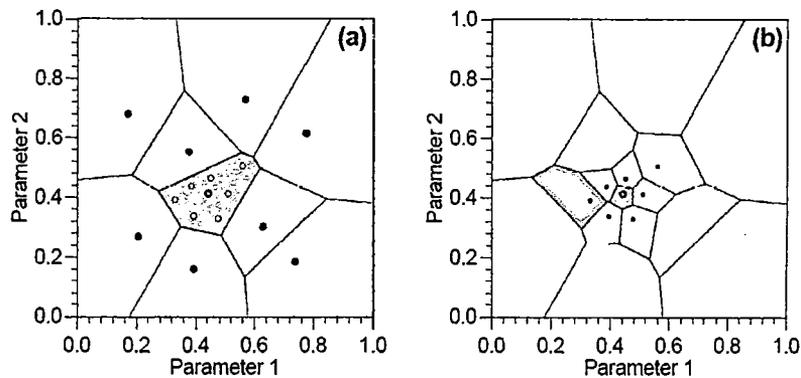


Figura 3.12. Celdas de Voronoi para un espacio de parámetro de dos dimensiones (Sambridge (1999<sup>a</sup>)).

En el algoritmo de vecindario, un camino aleatorio (Gibbs sampler: Algoritmo aleatorio para obtener muestras aleatorias) es desarrollado con una función de densidad de probabilidad uniforme, dentro de las celdas y fuera de estas un valor de 0. El cálculo completo de la geometría de Voronoi para espacios de grandes dimensiones será prácticamente imposible cuando el número de modelos se incrementa, Sambridge [199a] propuso un algoritmo original solo para calcular los límites a lo largo de las líneas cuales son paralelas a los ejes, en una forma precisa y eficiente. Estas líneas de apoyo son los segmentos sucesivos para los caminos aleatorios.

Existe solo unos pocos parámetros de control  $n_{s0}$ ,  $n_s$ ,  $n_r$  y  $it_{max}$  el cual es el número máximo de iteraciones. El algoritmo de vecindario es más exploratorio si  $n_s$  muestras nuevas son distribuidas en muchas celdas y ellos se optimizan si son restringidos a las mejores celdas. Los típicos valores para los parámetros definidos son 100 para  $n_{s0}$ ,  $n_s$ ,  $n_r$ . Para forzar una optimización,  $n_r$  se puede establecer para 5, 10 ó 50. Los ensayos muestran que generalmente los mejores *misfit* son obtenidos con menos iteraciones si  $n_r$  es un valor bajo, pero la inversión es mas encontrada en mínimos locales. El modo de exploración (es decir  $n_r = 100$  y  $n_s = 100$ ) usualmente provee el mejor *misfit* final, si la inversión se conduce con un gran número de iteraciones. El número de rango de iteraciones para 50 a 200. Esto hace un total de 5000 a 2000 modelos generados.

Comparado con métodos linealizados el número de cálculo directo es mucho mejor.

### Obtención de la Curva de Dispersión Teórica

La curva se calcula para modelos que posean propiedades, las cuales varían solo con la profundidad (una dimensión). Los perfiles se discretizan a lo largo del eje de profundidad por capas de suelo con propiedades uniformes como se muestra en la figura 3.13. Los parámetros de modelo son: Velocidad de onda de Comprensión ( $V_p$ ), Velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) y la densidad ( $\rho$ ) en las capas.

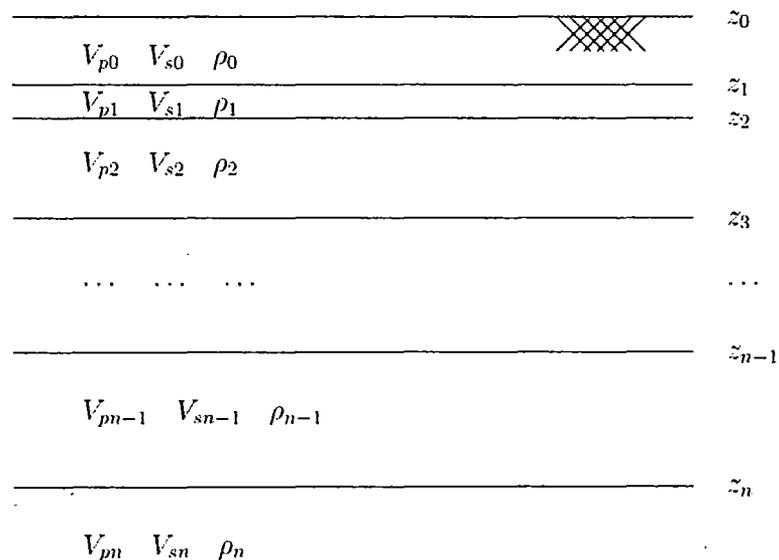


Figura 3.13. Modelo estratificado del suelo con parámetros de velocidades de ondas compresionales ( $V_p$ ), ondas de corte ( $V_s$ ), densidades ( $\rho$ ), y espesores ( $h$ ). (Wathelet, 2007).

La curva teórica ha sido calculada de los parámetros aleatorios dados por el algoritmo de vecindario, el valor de la función error debe ser calculado. Si la curva de dispersión consiste en un número finito de puntos, el error viene dado por:

$$Error = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_F}} \quad (3.40)$$

donde:  $x_{di}$  es la velocidad de fase experimental en la frecuencia  $f_i$ ,  $x_{ci}$  es la velocidad de fase en la frecuencia  $f_i$ ,  $\sigma_i$  es la desviación estándar de las muestras consideradas y  $n_F$  es el número de muestras utilizadas.

De los perfiles generados, por el método de Algoritmo de Vecindario, se escoge aquel que posea una menor función de error (ecuación 3.40). Además, como una manera de controlar que el perfil escogido refleje las características dinámicas del suelo y a la vez sea representativa, se obtiene el Espectro H/V Teórico y se compara con el obtenido en campo. De ésta manera, se debe reflejar una buena combinación entre estos últimos.

## **CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO**

En esta sección se detalla la Geología Local de La Molina, San Andrés y Villa El Salvador.

La información ha sido recopilada del “ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y VULNERABILIDAD EN LA CIUDAD DE LIMA” para los distritos de La Molina y Villa El Salvador (CISMID, 2010) y para el distrito de San Andrés perteneciente a la provincia de Pisco departamento de Ica se usó información recopilada del INGEMMET carta 28k.

### **4.1. GEOLOGÍA LOCAL DE LA MOLINA**

La secuencia estratigráfica de la región abarca las formaciones o superunidades que se ubican en el área de estudio. La geología de esta zona comprende rocas y suelos con edades que van desde el Cretáceo Superior, Terciario y Cuaternario, hasta la más reciente, en el siguiente orden:

Gabrodiorita pertenecientes a la Superunidad Patap. Esta unidad está compuesta por cuerpos de gabros y dioritas, las más antiguas del batolito, emplazados al lado occidental del mismo, con edad perteneciente al Cretáceo Superior, de color oscuro, debido a los magnesianos que contiene. La textura de la roca varía de grano medio a grueso, de alto peso específico, conteniendo hornblendas y biotitas.

Granodiorita – Granito, perteneciente a la Superunidad Santa Rosa. Está compuesta por granodioritas resistentes a la compresión, generalmente se encuentran disturbadas e intruyen a las Calizas Atocongo, a la formación Pamplona y al Volcánico Quilmaná.

Depósito Aluvial Pleistocénico. Constituido por acumulaciones aluviales desérticas del Cuaternario antiguo principalmente por la activación de la quebrada La Molina. La litología de estos depósitos aluviales pleistocénicos está conformada por bloques de roca de naturaleza intrusiva y volcánica y gravas con

formas que van de subangulosas a angulosas, arenas de diversas granulometrías y una matriz limosa a limo arcillosa.

Depósito Coluvio – Aluvial – Eluvial Pleistocénico. Conformado por bloques de roca de naturaleza pétreo del tipo intrusivo o volcánico, con formas que van desde angulosas a subangulosas, con gravas y/o gravillas de forma angulosa y arenas de diversa granulometría en una matriz limosa.

Depósito Coluvio – Aluvial – Eluvial Antiguo o Reciente. Estos depósitos del Cuaternario Antiguo – Reciente, se encuentran generalmente ubicados al pie de los taludes, evidenciando anteriores eventos de geodinámica externa, ya sea por huaycos y/o actividad sísmica. Estos depósitos están constituidos por bloques de roca de naturaleza pétreo intrusiva y/o volcánica, así como gravas o gravillas de formas que van desde angulosa a subangulosa, en poca o muy poca matriz limosa.

Los procesos de geodinámica interna relevantes en el área de estudio, están asociados a una primera fase de compresión (orogenia andina) ocurrida en el Cretáceo Inferior, al emplazamiento de cuerpos plutónicos del batolito de la costa del Cretáceo Superior y a una segunda fase de compresión en el Terciario Inferior (ruptura o fallamiento en bloque de rocas plutónicas del batolito de la costa).

Los eventos de geodinámica externa están enmarcados por los intensos procesos erosivos ocurridos en el Terciario Inferior y a comienzos del Cuaternario, que se prolongan hasta la actualidad asociadas a fenómenos de flujos (huaycos), derrumbes y caída de bloques de rocas (principalmente de material intrusivo disturbado) y a la ocurrencia de sismos.

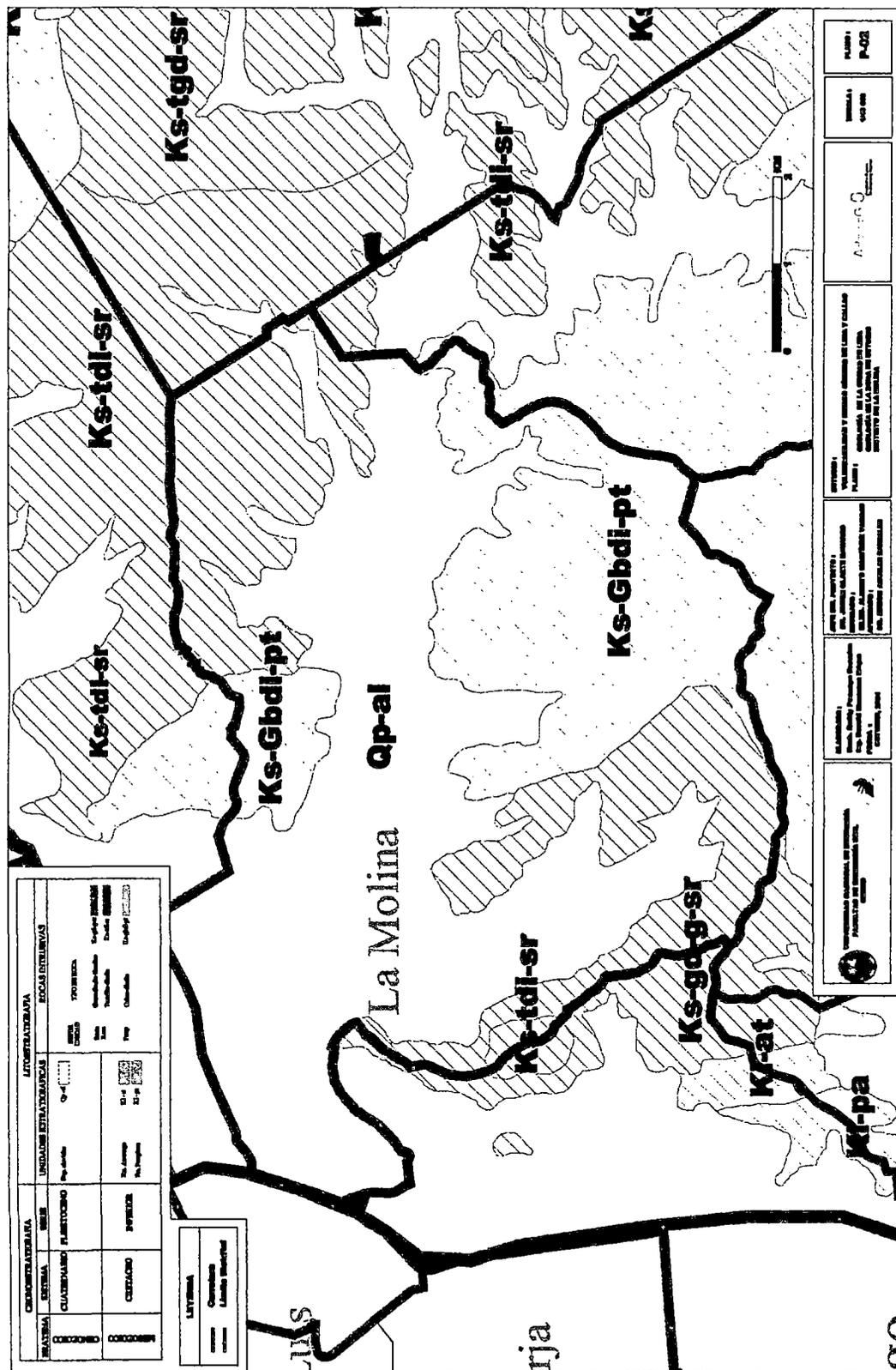


Figura 4.1. Geología Local del distrito de La Molina. (Fuente INGEMMET, 1992)

## 4.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL DISTRITO DE SAN ANDRÉS

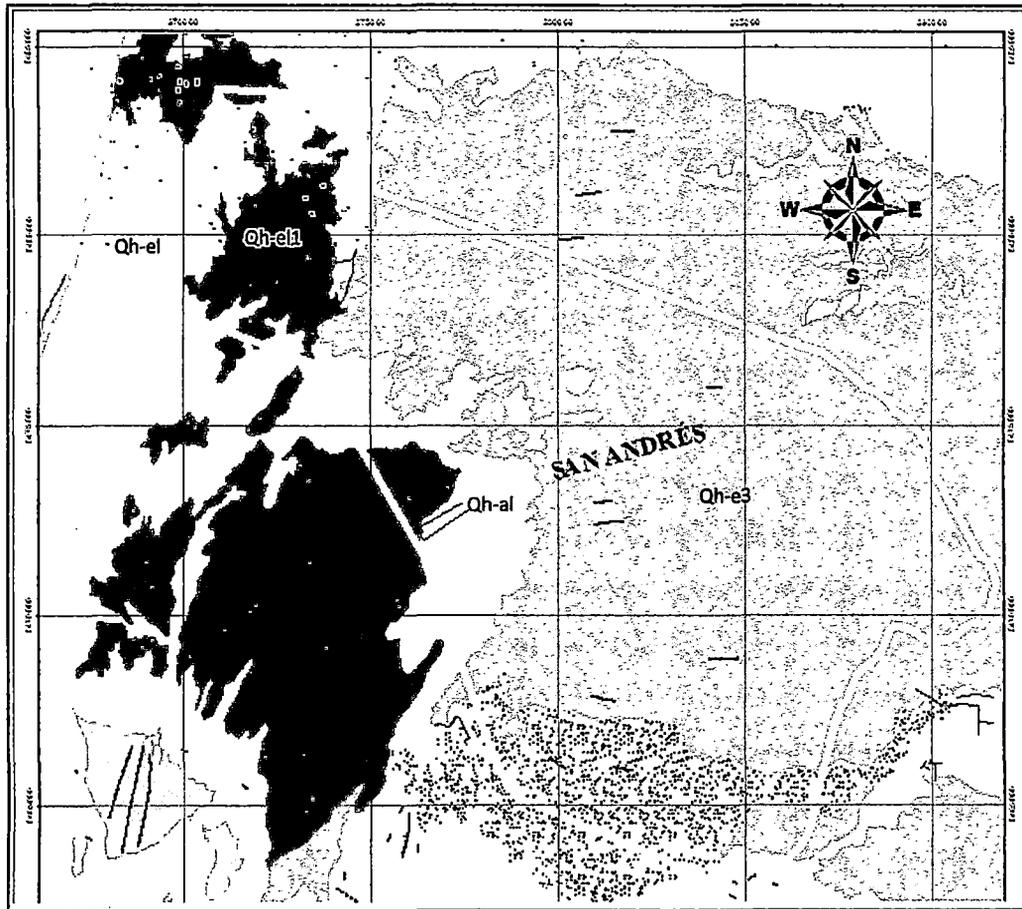
En el área en estudio y sus alrededores se identificaron grupos litológicos constituidos por depósitos cuaternarios de la serie del Holoceno al Pleistoceno. Las formaciones geológicas a nivel local encontradas en el área de estudio y que se presentan en la figura 4.2 son las siguientes:

**Deposito eluvial (Qh-el):** Estos depósitos se encuentran inmediatos a las formaciones rocosas que originaron los conos de deyección así como los materiales de pie de monte y cono de escombros.

**Deposito eólico (Qh-e3):** Acumulaciones de arena de gran volumen, presenta superficie ondulada

**Deposito eluvial (Qh-el1):** Materiales de pie de monte

**Deposito aluvial del holoceno (Qh-al):** Son acumulaciones fluviales de materiales sueltos o poco consolidados de naturaleza heterogénea. Están conformados por gravas gruesas redondeadas, cubiertas por una matriz areno-limosa, que se depositaron durante el Holoceno. Se ha identificado en el sector norte del área, en dirección a la ciudad de Pisco, con espesores medios, donde actualmente se desarrolla agricultura en pequeña escala. Se ha mapeado suelos gravosos de clastos redondeados y bien graduados. La matriz es arenosa, medianamente densa y posee una litología muy heterogénea con 15 a 20% de cantos y bolos de hasta 30cm. Estos clastos fueron depositados por el cono de deyección del antiguo cauce (paleocauce) del río Pisco, los cuales se encuentran próximos al área de estudio.



ERA/ETAPA	SISTEMA	SUB-SISTEMA	UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS
CENOZOICA	CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósito fluvial: Qh-1 Depósitos recientes en lecho de río, gravas arenales Depósito marino: Qh-m Arenas formando pequeñas terrazas Depósito eólico: Qh-e3 Atrilaciones de gran volumen, presentan superficies onduladas Depósito aluvial: Qh-e0 Material de río de montaña Qh-e1 Depósitos de aluvión con fragmentos de cerámica Depósito aluvial: Qh-e2 Material fino de arena, cercano a depósitos de río formando plataformas Qh-el Depósitos de material aluvial fino (cultivables)
		PLISTOCENO	Qh-2a Atrilaciones de conglomerados, volcánicos arenosos y limosos
		PLEISTOCENO	Qh-2b Interstratificación de arenosas y limosas para consolidación de un cono de gran altura en capas delgadas con estratificación delgado
		PLEISTOCENO	Qh-2c Localización de brechas de color beige en capas delgadas laminadas intercaladas con limosa de fino Atrilaciones de cono por las arenas y arenas en capas de grutas con matrices de limosa arenosas
PALEOZOICA	PERMIANO	PERMIANO SUPERIOR	Qh-3c Levas arenosas de textura porfirica, de color rojo a naranja
		PERMIANO MEDIO	
		PERMIANO INFERIOR	

Figura 4.2. Geología Local del distrito de San Andrés. (Fuente INGEMMET, carta 28k)

### 4.3. GEOLOGÍA LOCAL DE VILLA EL SALVADOR

Estudios realizados para la zona y áreas circundantes han determinado que la geología local está representada por el afloramiento de secuencias litológicas sedimentarias, intrusivas y depósitos eólicos

El distrito de Villa El Salvador, estudio se encuentra enmarcado dentro del cuadro morfotectónico de la costa y el borde occidental andino, habiendo sido afectado por la tectónica desarrollada durante la orogénesis andina, la misma que dio lugar a una deformación con plegamientos entre los que destaca el Sinclinal de Pachacamac, se trata de un pliegue abierto, con un plano axial vertical ligeramente inclinado al Sureste y un eje de dirección N30°O. Las rocas en las cuales se ha desarrollado, corresponden a la Formación Pamplona (Ki-pa), de composición arcillo-calcárea, por lo tanto plásticas. Al Sur del Cerro Lomo de Corvina, y a la altura del grifo Conchán se tiene afloramientos del flanco occidental. Gran parte de este sinclinal se encuentra cubierto por depósitos eólicos Cuaternarios.

#### Estratigrafía

Las unidades litoestratigráficas que afloran en el Cerro Lomo de Corvina y alrededores están conformados por rocas sedimentarias del cretáceo inferior representados por la Formación Pamplona (Ki-pa), depósitos inconsolidados del Cuaternario de origen marino (Qp-m) aluviales y eólicos (Qp-e/Qr-e).

#### A. Cretáceo Inferior:

- Formación Pamplona (Ki – pa).- esta secuencia se manifiesta por presentar paquetes de calizas de color gris a oscuras interestratificadas con delgados horizontes de color rojizo por la presencia de fierro, también se manifiestan afloramientos de lutitas gris verdosas y margas, intercalados con lutitas limolíticas amarillo a rojizas, por correlación estratigráfica se le ha asignado una edad cretáceo inferior.

## B. Cuaternario.

### Pleistoceno.-

- Depósitos Eólicos (Qp-e). Los depósitos eólicos pleistocénicos están conformados por acumulaciones eólicas antiguas y que en la actualidad se hallan estabilizadas, conformando lomadas y cerros de arena; como el Cerro Lomo de Corvina, extendiéndose al NE hasta la Tablada de Lurín donde ahora se asienta la población de Villa El Salvador cubierto por otros depósitos eólicos más recientes.
- Depósitos Aluviales (Qh-al). Este tipo de depósitos se posicionan al sur del Cerro Lomo de Corvina, en la cuenca del río Lurín y esta, constituidos por material acarreado cantos y gravas subredondeadas de diferentes tipos de roca de composición intrusiva y volcánica en una matriz arenosa limosa o arcillosa con buena selección, tiene espesores que alcanzan decenas de metros, sobre los que se asientan algunos centros urbanos y terrenos de agricultura, por lo que adquieren una significativa importancia para la región, ya que ellos contienen acuíferos notables que dan vida a numerosos pobladores y gran parte de la agricultura. La edad de estos depósitos es desconocida sin embargo dado su gran volumen es evidente que su deposición viene desde el Pleistoceno.

### Reciente.-

- Depósitos Eólicos (Qr-e). Están conformados por arenas móviles que proceden de las diversas playas del litoral, como Conchán y Lurín, en su movimiento adoptan variadas formas como mantos, dunas y barcanes

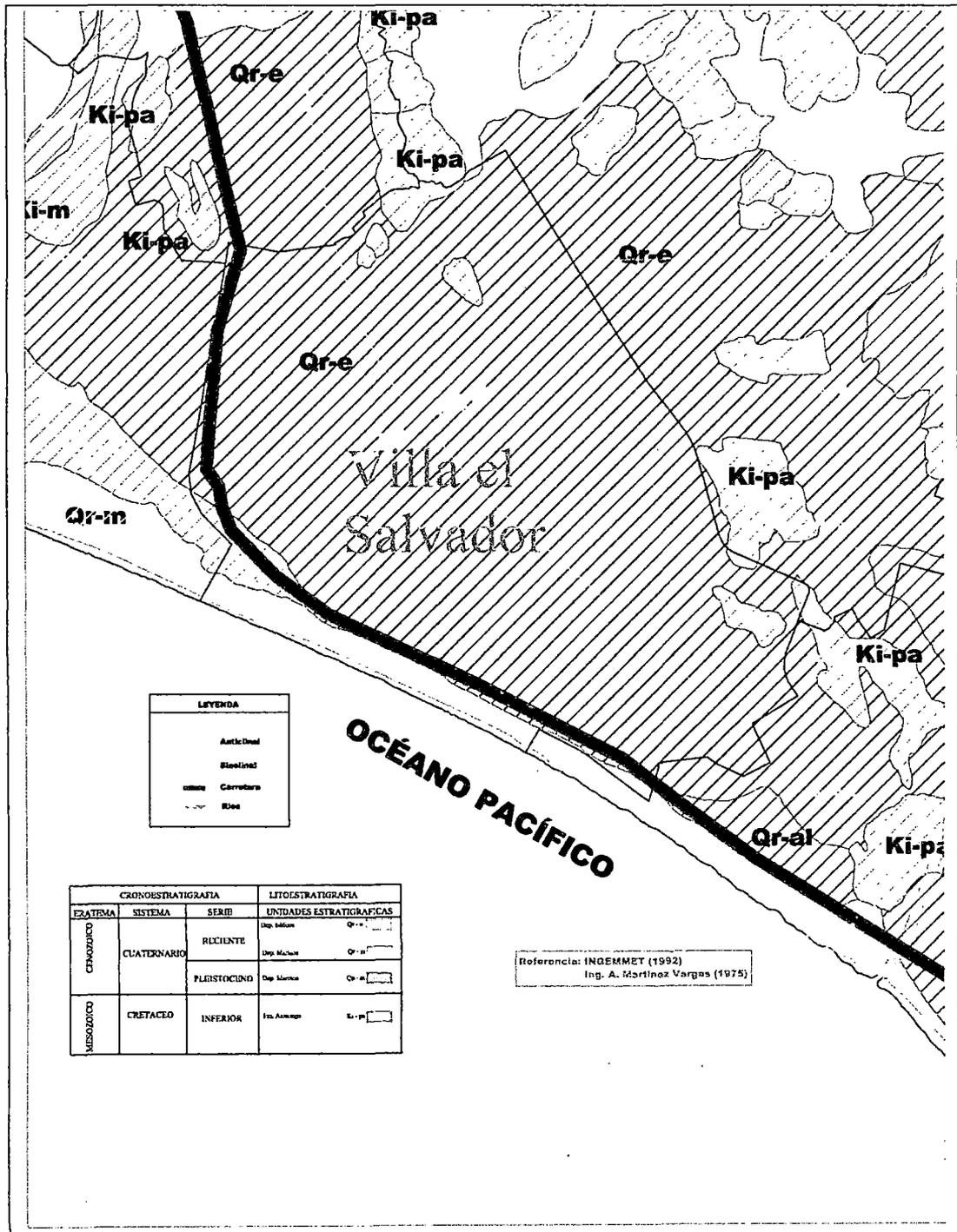


Figura 4.3. Geología Local del distrito de Villa El Salvador. (Fuente INGEMMET, 1992)

## CAPÍTULO V: METODOLOGÍA DE TRABAJO

### 5.1. EQUIPO E INSTRUMENTOS UTILIZADOS

Para la realización de los arreglos de Microtremores, se empleó un equipo de medición de Microtremores GEODAS 15-HS (Figura 5.1), desarrollado por la empresa BUTTAN SERVICE. Se detalla las características del equipo y programas usados, a continuación:

- 01 Sistema de Adquisición de Datos GEODAS 15-HS
- 01 Computadora portátil NEC, modelo Versa Pro VS-8
- 06 sensores de 1Hz de frecuencia para medición de velocidad del suelo tipo CR4.5-1S
- 01 GPS GARMIN modelo GPS16x-LVS
- Cables de 50 m de longitud.
- 01 cable de conexión para batería
- Software de adquisición de datos: Microtremor Observation
- Software de procesamiento de datos: m2n.exe, mtpltn2.exe, crspn5.exe, lfk2.exe, calHVm4.exe, raysol6.exe, dinver (geopsy.org).

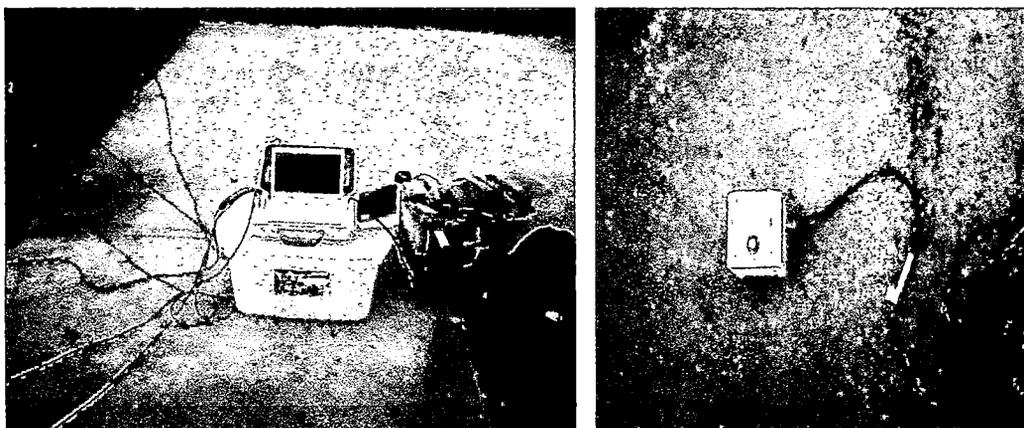


Figura 5.1. Equipo de adquisición de datos GEODAS 15 HS y sensor de 1 HZ de frecuencia tipo CR4.5-1S.



Figura 5.2. Equipo instalado.

## 5.2. PROCEDIMIENTO EN CAMPO

Las mediciones se realizaron sobre la superficie del terreno, y como parte inicial del trabajo se definió la figura geométrica a usar (Figura 5.3), para este caso se definió pentágonos para los arreglos circulares (Figura 5.4 a), así también para estos se estableció diferentes radios concéntricos. En cada vértice se colocaron cinco sensores y en el centro un sexto sensor, por ser un método de fuente pasiva, la fuente lo constituyo el ruido ambiental; y para determinar los estratos superficiales se usó un método activo, particularmente para este caso se tiene el Método F-K Activo (ver Tabla 3.1), el cual consiste de un arreglo lineal (Figura 5.4 b) de seis sensores, este comprendió de dos mediciones, en cada medición se tuvo diferentes espaciamientos ( $d$ ) entre los sensores, para este caso se usó una fuente que produjo la excitación en el suelo, el esquema del ensayo se observa en la Figura 5.4 b.

Para el desarrollo de los arreglos con éxito se debe tomar en cuenta la profundidad que se pretende alcanzar, la cual está en función del radio ( $R$ ) o espaciamiento entre los sensores ( $d$ ). Como se explicó en el capítulo 3 (Ecuaciones 3.10 y 3.11).

Para el planteamiento de los arreglos, se recomienda zonas en las cuales exista ensayos de puntos geotécnicos, como Calicatas, SPT, MASW y DOWN HOLE,

con estos puntos geotécnicos se puede tener un conocimiento más claro de la estructura del perfil del suelo en forma directa. Así como también, tener en cuenta valores de puntos de microtemores cercanos para evaluar el comportamiento dinámico del suelo de una forma general. En la tabla 5.1 se resume la ubicación de los estudios realizados.

Tabla 5.1. Tabla de ubicación de los estudios realizados.

Ubicación	X(m)	Y(m)	Referencia
La Molina	287733	8663744	Frente a la biblioteca UNALM
San Andrés	372079	8479002	-
Villa El Salvador	289072	8649075	Colegio N° 6066

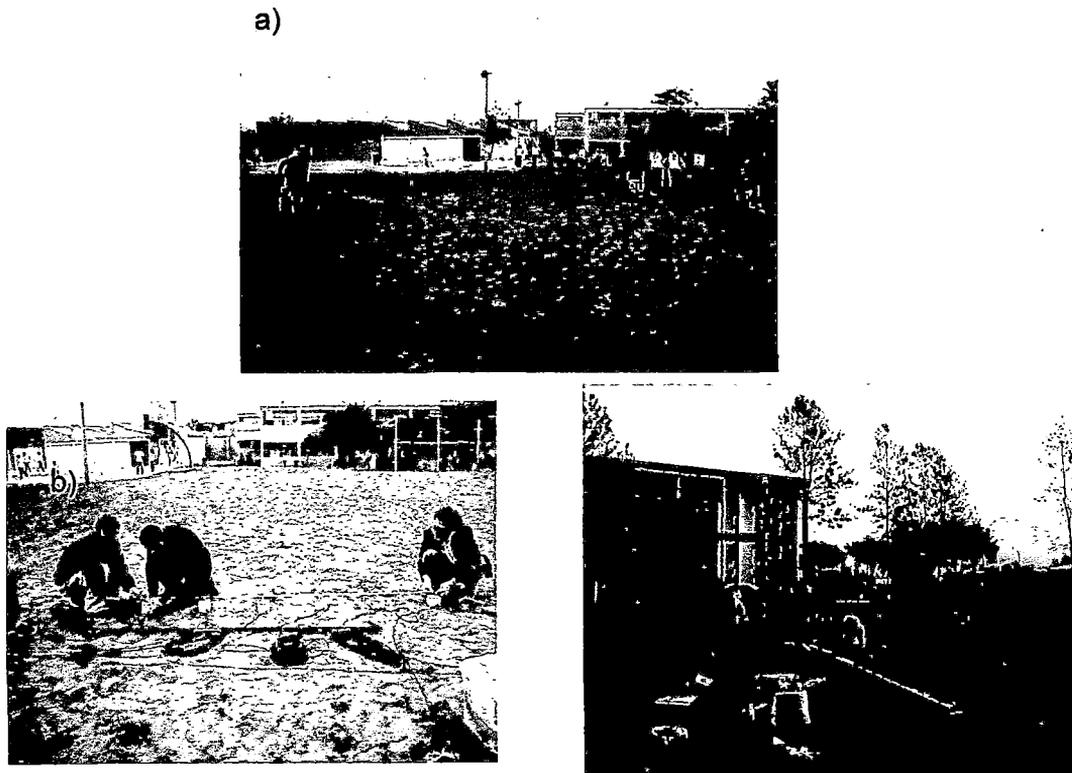


Figura 5.3 (a) Arreglo Circular, (b) Arreglos Lineales

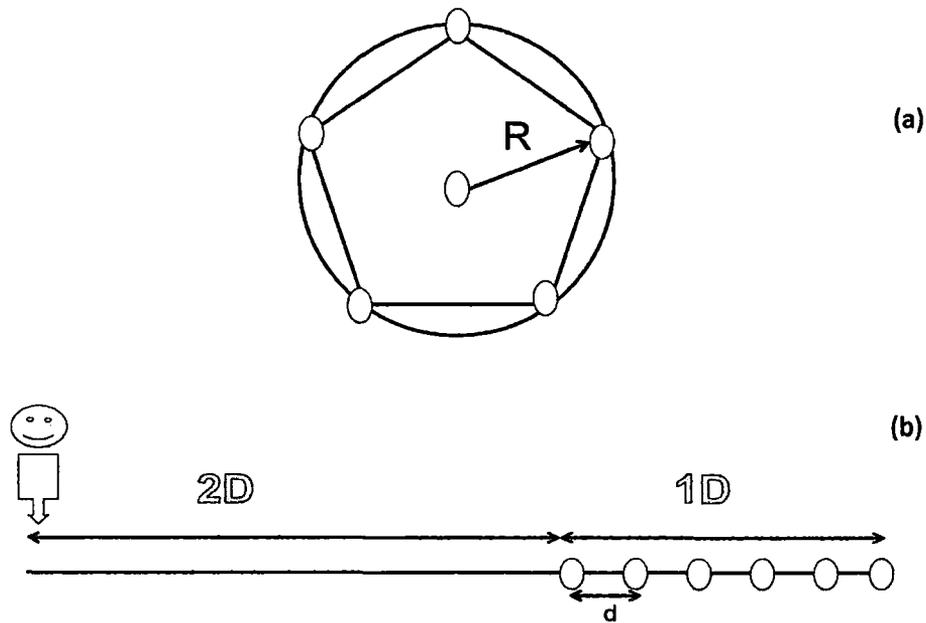


Figura 5.4. Representación gráfica del arreglo circular (a) y lineal (b).

#### Datos de grabación

Para la presente investigación los ensayos se llevaron a cabo en tres distintas ubicaciones, así tenemos, los distritos de La Molina, San Andrés y Villa El Salvador.

Las condiciones para la observación de todos los sensores en los puntos de estudio son resumidas en las tablas 5.1, 5.2 y 5.3. En cada observación las tres componentes de los seis sensores, es decir un total de 18 componentes del movimiento del suelo fueron medidos simultáneamente durante un intervalo de tiempo de 100s a 600s, y digitalizados con una frecuencia de muestro de 200 Hz a 2000 Hz. Antes de digitalizar los datos a través del amplificador del GEODAS-15HS, todas las señales análogas del microtremor, son filtradas a través del filtro pasa baja (LPF) escogiendo la frecuencia de corte correspondiente, las cuales son 25 Hz, 100 Hz y 300 Hz (HCF), la frecuencia de corte se selecciona dependiendo de la frecuencia de muestreo elegida durante el momento de la observación.

Para tener la mayor cantidad de puntos en los arreglos circulares, el tiempo considerado es mayor respecto a los arreglos lineales, debido a que este último

es un ensayo de fuente activa y no es muy afectado del ruido como si lo es el ensayo circular de fuente pasiva. Cuando las ondas son afectadas de ruido estas son eliminadas y el análisis se realiza con las restantes.

Para elegir la frecuencia de muestreo se debe tomar 02 consideraciones: 01) Se toma en cuenta en qué tipo de suelo se realiza la medición o qué tipo de periodo se espera, teniendo en forma general, para suelo más blando un menor valor de frecuencia de muestreo ya que este tipo de suelo genera un mayor periodo, tal como se muestra la diferencia en las Tablas 5.1, 5.3 con la tabla 5.2. 02). Según el tamaño del arreglo, para arreglos más pequeños le corresponde frecuencia de muestreo mayor. Lo cual se observa en las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3.

Se tiene:

Periodos cortos: Análisis superficial (Frecuencias Altas).

Periodos largos: Análisis a mayor profundidad (Frecuencias Bajas).

Los valores utilizados en la realización de los ensayos de arreglos de microtremores, se resume en las Tablas 5.2, 5.3 y 5.4.; para los distritos La Molina, San Andrés y Villa El Salvador, respectivamente:

Tabla 5.2. Valores para el arreglo- Distrito La Molina

R/ L (m)	Tipo de arreglo	Frecuencia de Muestreo (Hz)	Filtro pasa baja (Hz)	Tiempo de Muestreo (s)
0.5	Lineal	2000	300	100
2	Lineal	2000	300	100
10	Circular	500	100	600
30	Circular	500	100	600
41	Circular	500	100	600

Tabla 5.3. Valores para el arreglo- Distrito de San Andrés

R/ L (m)	Tipo de arreglo	Frecuencia de Muestreo (Hz)	Filtro pasa baja (Hz)	Tiempo de Muestreo (s)
0.5	Lineal	2000	300	100
2	Lineal	2000	300	100
10	Circular	1000	300	600
22	Circular	1000	300	600

Tabla 5.4. Valores para el arreglo- Distrito de Villa El Salvador

R/ L (m)	Tipo de arreglo	Frecuencia de Muestreo (Hz)	Filtro pasa baja (Hz)	Tiempo de Muestreo (s)
0.5	Lineal	1000	300	100
2	Lineal	1000	300	100
10	Circular	500	100	600
25	Circular	500	100	600
45	Circular	200	25	600

## CAPÍTULO VI: PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Para procesar los datos y obtener la curva de dispersión registrados en campo por el método SPAC, se usó el programa BIDO versión 2.0, el cual sirvió para identificar las propiedades de las ondas superficiales que se desplazan en la superficie del suelo mediante el análisis del registro de los arreglos circulares de microtemores.

BIDO versión 2.0 desarrollado por I. Cho et. al, 2010, programa que fue usado para el análisis de los registros de los arreglos circulares. (Vibraciones ambientales: BIDO en japonés). El programa desarrollado por un grupo de investigadores de la Universidad de Tokio; el profesor Yuzo Shinozaki, el doctor Taku Tada, el doctor Cho Ikuo y estudiantes de postgrado. Ellos han desarrollado métodos que permiten que las velocidades de fase de las ondas Rayleigh puedan ser identificadas.

La superficie de la Tierra está siempre en constante movimiento por las actividades industriales, las olas del mar y los vientos. Estos son obviamente imperceptibles por los seres humanos, y solo pueden ser detectados por sensores de microtemor (sensores sísmicos de alta sensibilidad). La medición simultánea con más de un sensor desplazado sobre la superficie del suelo se denomina arreglo de medición de microtemores. La medición del arreglo de microtemor permite inferir velocidades de fase de las ondas superficiales (velocidades de propagación de las ondas Rayleigh y ondas Love), sobre la base de los cuales uno puede inferir propiedades del suelo (estructuras de velocidad). Tomando en consideración el término "exploración de arreglos de microtemores", el cual se refiere a todo el flujo de procedimientos que se inicia con la medición en serie de los microtemores y se finaliza con la evaluación de las estructuras del subsuelo.

Durante el análisis del programa, antes del procesamiento de datos para la estimación de los espectros, se observó el registro de las ondas, y la información sobre qué partes de ellas se utilizó en el análisis espectral se puede ver en la figura 6.1. Las formas de las ondas se muestran en rojo, y las partes de las

mismas utilizadas en el análisis espectral se indican en verde en forma de signo de suma (+).

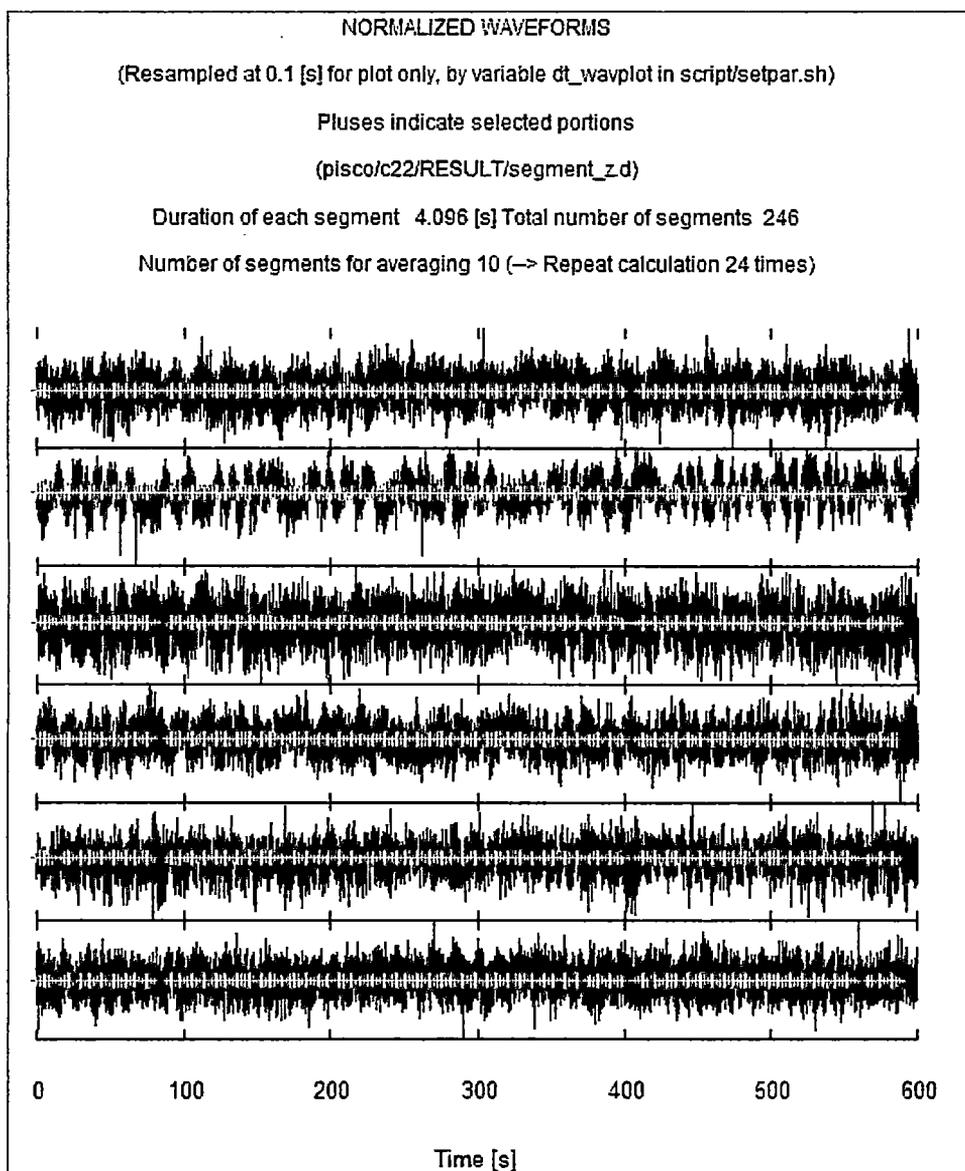


Figura 6.1. Ejecución del programa BIDO 2.0. del registro de ondas usadas para el análisis espectral.

Para procesar el método F-K activo se usó el programa elaborado en FORTRAN llamado LFK2.exe. Este es ejecutado usando el Command Prompt (Figura 6.2).

```
Administrador Símbolo del sistema
Calculate phase velocity
from linear array data based on F-k method
>> Lfk2 fname aname [ ngrid ] [ nsearch ]
fname : File name of cross spectra
       [ ext. c?? can be omitted ]
aname  : File name of array layout
       [ ext. apt can be omitted ]
ngrid  : Number of grid      [ omit 50 ]
nsearch: Number of iteration times near peak
       [ omit 3 ]
C:\Users\rocio\BID02.0\LA MOLINA\111103\L2>
```

Figura 6.2. Ejecución del programa LFK2.exe, para el método F-K activo.

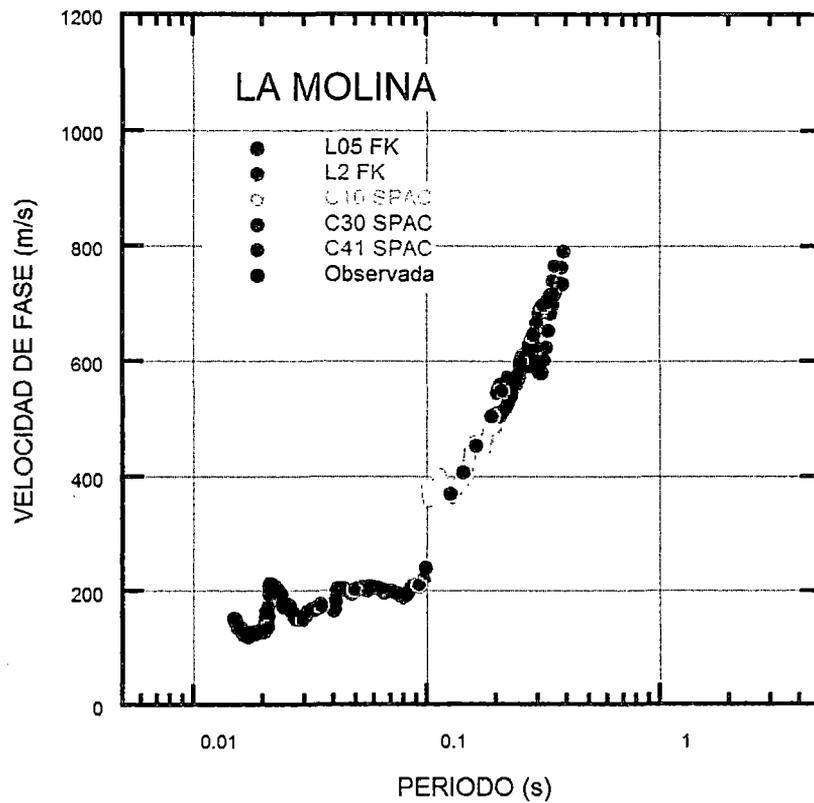


Figura 6.3. Curva de Dispersión obtenida por los métodos SPAC y F-K activo.

Para realizar el procedimiento de inversión de usó el programa GEOPSY, versión: 0.5.3 (geopsyack-2.4.2). Dentro de este paquete de datos se ubica el Dinver, el cual es el marco de trabajo para desarrollar los problemas de inversión. La base principal de este es el Algoritmo de Vecindario, propuesto originalmente por Sambridge (1999), implementado en C++ y mejorado por Wathelet (2007).

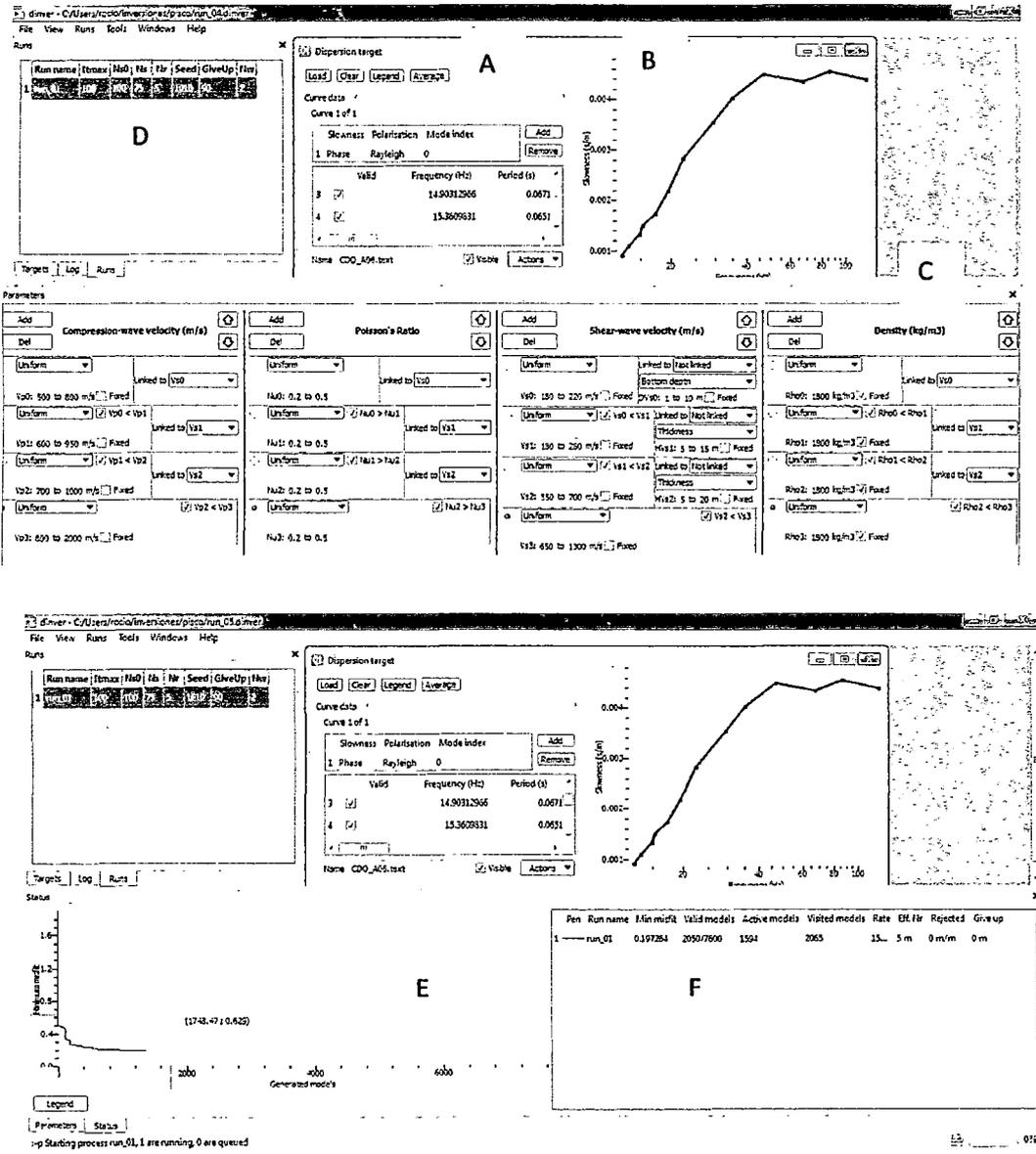


Figura 6.4. Procedimiento del programa GEOPSY.

A continuación se explica el procedimiento:

A: Se carga los puntos de la curva observada (figura 6.3) en formato \*.txt, velocidad VS periodo.

B: Se observa la curva en Slowness (Slowness = 1/ velocidad) VS frecuencia.

C: Se define el número de estratos a utilizar en la inversión y en cada celda se otorga valores en rangos. Así tenemos datos para  $V_p$  (m/s),  $v$ ,  $V_s$  (m/s) y  $\rho$  ( $kg\ m^3$ ). Para realizar la inversión se vincula los valores de  $V_p$  (m/s),  $v$  y  $\rho$  ( $kg\ m^3$ ) a la velocidad  $V_s$  (m/s). Tal como se muestra en la figura 6.4.

D: Se otorga valores a los 4 parámetros  $n_{s0}$ ,  $n_s$ ,  $n_r$  y  $it_{max}$  : Valores anteriormente definidos en la sección 3.4.2.1.

E: La curva muestra la variación del misfit respecto a los modelos generados.

F: Se observa en celdas el cambio progresivo y simultáneo de los valores mostrados en las celdas, respecto a la variación de la curva del misfit.

#### Tablas de valores usados en la inversión

Las tablas son los denominados matrices de inicialización para realizar la inversión.

Tabla 6.1. Matriz de inicialización para el distrito de La Molina.

Velocidad de corte (m/s)	Espesores (m)
150-250	1.00-10.00
200-350	10.00-25.00
480-600	10.00-30.00
700-900	

Tabla 6.2. Matriz de inicialización para el distrito de San Andrés.

Velocidad de corte (m/s)	Espesores (m)
180-220	1.00-10.00
180-280	5.00-15.00
550-700	5.00-20.00
650-1300	

Tabla 6.3. Matriz de inicialización para el distrito de Villa El Salvador.

Velocidad de corte (m/s)	Espesores (m)
200-350	1.00-5.00
250-450	3.00-10.00
400-600	5.00-15.00
650-850	30.00-60.00
800-1300	

Los valores observados en la matriz de inicialización para cada distrito fueron dados luego de analizar el comportamiento de la curva de dispersión, y revisado la información de los estudios recopilados, con cuales se dio valores más aproximados para realizar las iteraciones.

#### Análisis de los resultados obtenidos:

En los gráficos siguientes se observara las curvas de dispersión obtenidas mediante los programas BIDO (Arreglo circular) y LFK2.exe (Arreglo lineal), puntos de color negro (Curva Observada), comparado con la curva obtenida por el programa GEOPSY (Curva Teórica) la línea de color anaranjado, las cuales son mostradas para cada distrito. (Sección 6.2).

Posteriormente se realiza la comparación de los perfiles de ondas de corte del suelo, que son obtenidos mediante el proceso de inversión de las curvas de dispersión, con el MASW, Down-Hole o un perfil recopilado, según sea el caso. (Sección 6.3).

Finalmente, la comparación de los espectros H/V obtenido por el método de Nakamura (Observada) en línea de color negro y la adquirida del proceso de inversión (Teórica) en línea de color anaranjado. (Sección 6.4).

## 6.1 CURVAS DE DISPERSIÓN OBSERVADA

En la Figura 6.5, 6.6 y 6.7 se observa las curvas de dispersión obtenidas para los distrito de La Molina, San Andrés y Villa El Salvador respectivamente, en las cuales se puede observar las tendencias propias debido al comportamiento de cada tipo de suelo, de esta manera tenemos en la Figura 6.6 una tendencia vertical en la curva, diferente en las Figuras 6.5 y 6.7 esto debido a que esta curva de dispersión se mantiene en periodos bajos para velocidades altas este comportamiento se atribuye generalmente a suelos rígidos, y en la figura 6.7 se observa una curvas mas echada hacia la derecha respecto a la figura 6.5 esta tendencia suele observarse en suelos menos rígidos que presentan periodos altos.

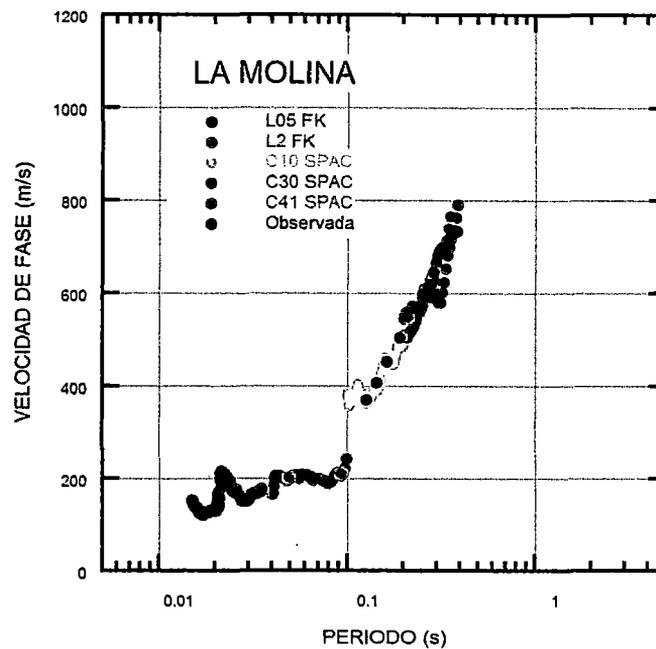


Figura 6.5. Curva de dispersión - Distrito de La Molina

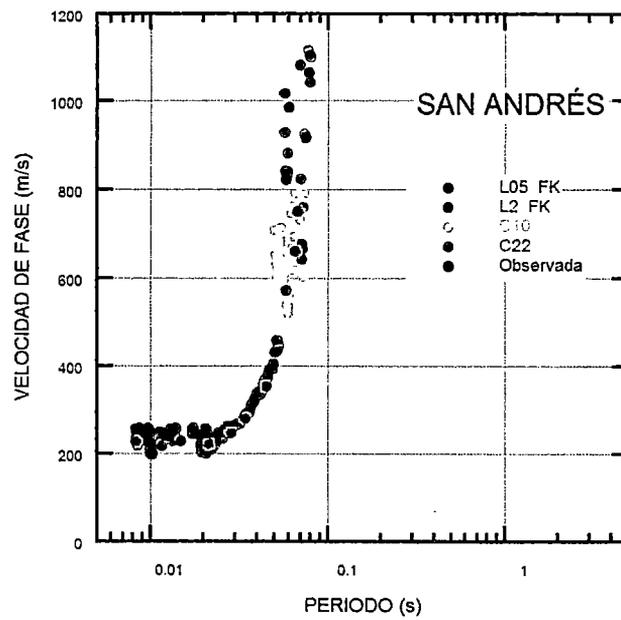


Figura 6.6. Curva de dispersión – Distrito de San Andrés

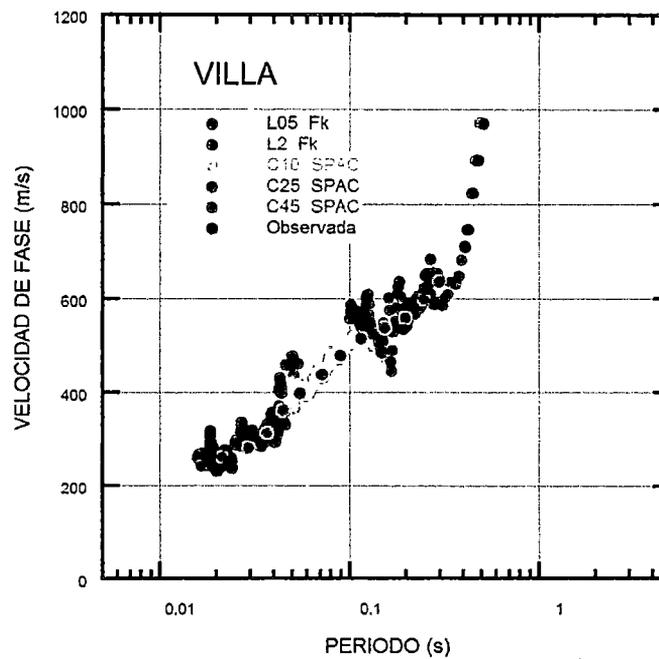


Figura 6.7. Curva de dispersión - Distrito de Villa El Salvador

## 6.2 COMPARACIÓN ENTRE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN OBSERVADA – TEÓRICA

Las figuras 6.8, 6.9 y 6.10 muestran la comparación entre la curva de dispersión obtenida en campo (Observada) y la curva de dispersión obtenida del proceso de inversión (Teórica), en esta parte el objetivo es encontrar una curva que posea el menor misfit y a la vez sea lo más cercana posible a la curva observada, en las figuras podemos notar que exista similitud entre las curvas.

En la figura 6.8 en el rango cercano a 0.1seg. la curva observada es incompleta esto posiblemente debido a que no hubo la suficiente energía en la fuente como para poder obtener puntos en esta parte de la curva, pero si se puede notar que se tiene una tendencia en el comportamiento de esta, por lo cual la curva teórica se asemeja a esta tendencia.

En las figuras 6.9 y 6.10 se nota un comportamiento más claro de las curvas y la similitud que existe entre estas.

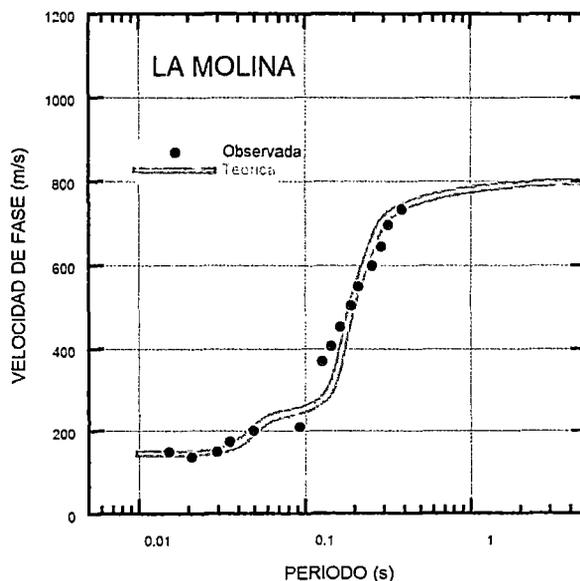


Figura 6.8. Curvas de comparación observada- teórica, Distrito de La Molina

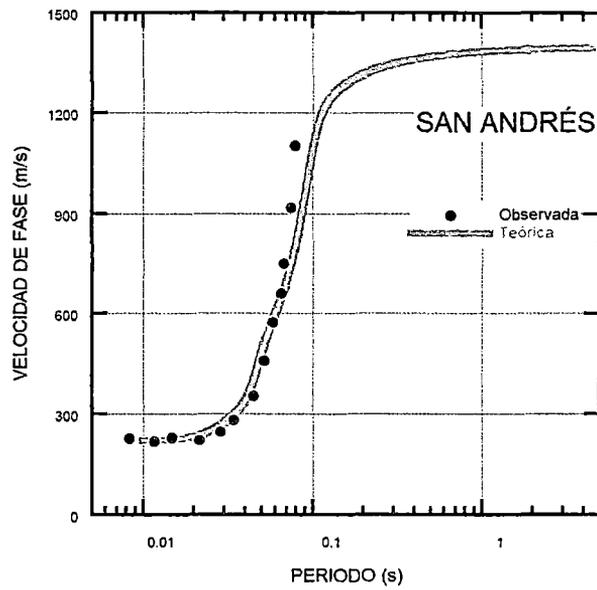


Figura 6.9 Curvas de comparación observada- teórica. Distrito de San Andrés

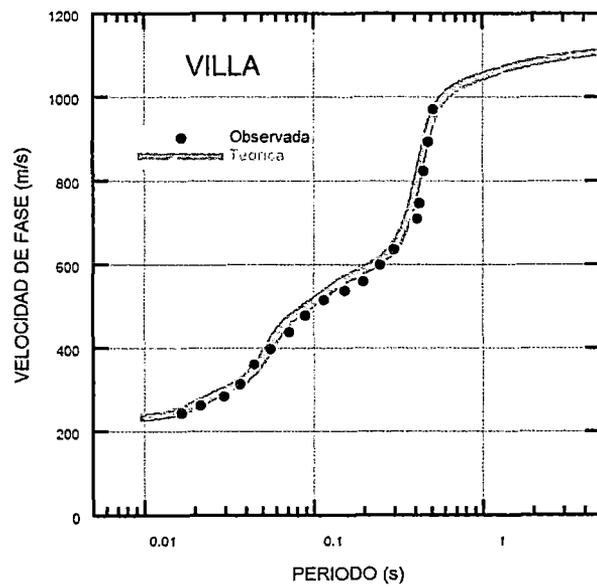


Figura 6.10 Curvas de comparación observada- teórica, Distrito de Villa El Salvador

### 6.3 COMPARACIÓN DE PERFILES DE ONDAS DE CORTE DEL SUELO

En las figuras siguientes se presenta el resultado de las inversiones de las curvas de inversión de cada lugar de estudio.

En la figura 6.11 la comparación es realizada con un Down- Hole recopilado del estudio realizado por la Universidad de California (Repetto et. al 1980), en la siguiente comparación se nota la eficacia del método SPAC para el perfil A1 teniendo un mejor resultado a partir del estrato de 10.00m y conservándose hasta una profundidad de 35.00m, tal como se muestra en la figura 6.11.

También se puede apreciar en la figura 6.11 la diferencia en la cantidad de números de estratos, esto se debe ya que al momento de realizar la inversión al programa se le dio una cantidad determinada de estratos, esta cantidad es intuida observando el comportamiento de la curva de dispersión respecto a los cambios en la velocidad.

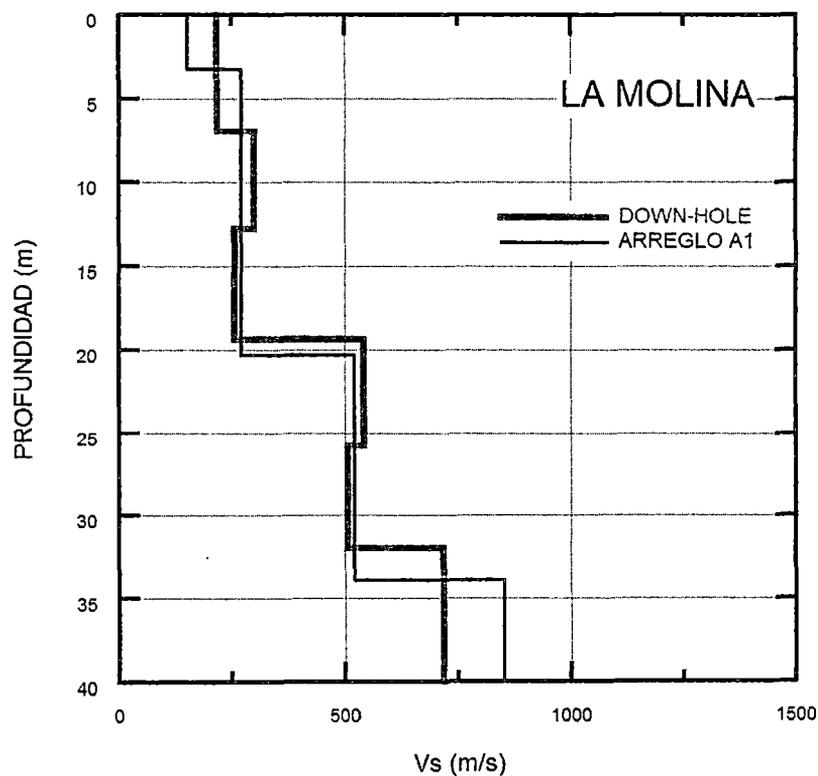


Figura 6.11 Comparación de perfiles- Distrito de La Molina

En la figura 6.12 la comparación es realizada con un perfil recopilado del estudio “Microzonificación Sísmica para El Ámbito De Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés Y Paracas” realizado por el CISMID (2012), cuyo perfil corresponde al perfil A-06 del mencionado estudio, para la presente investigación el nombre del perfil es AM , el perfil A2 obtenido con el método SPAC es comparado con el perfil recopilado, el comportamiento del suelo también se puede observar en los estudios recopilados alrededor de la zona de estudio así se tiene las calicatas C-71, C-72 y el microtremor M-10.

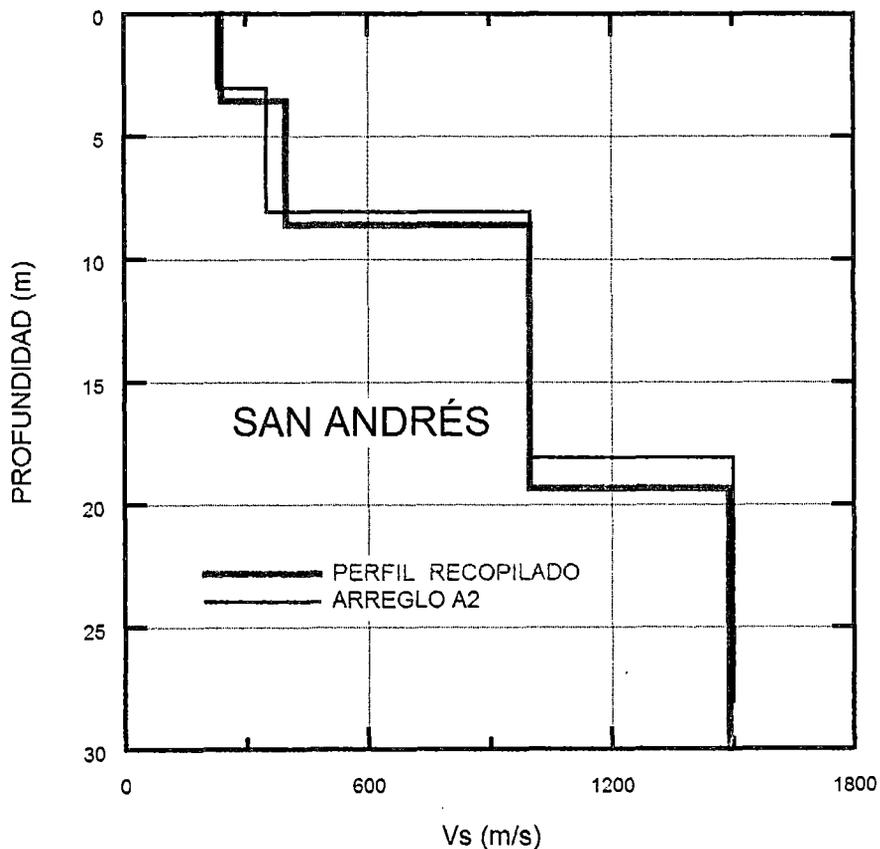


Figura 6.12 Comparación de perfiles- Distrito de San Andrés

En la figura 6.13 El perfil A3 obtenido con el método SPAC es comparado con un resultado de Análisis de Microtrepidaciones en Arreglos Multicanales (MAM) recopilado de la investigación realizado por Calderón (2011), se puede notar en la gráfica que existe una similitud en el comportamiento dinámico del suelo, de esta manera se comprueba que el método SPAC da resultados confiables.

En la figura 6.13 se observa gran similitud entre los estratos superiores hasta los 10.00m de profundidad, y luego está disminuye conforme aumenta la profundidad de los estratos, incluso se puede notar que a partir de los 60.00m en el perfil del MAM el comportamiento del perfil no es homogéneo dando una idea de que posiblemente exista un estrato más blando, reflejándose este como un salto en la curva lo cual podría llevar a pensar que existe influencia de modos superiores, pero en la figura 6.7 tal salto no es claro en la curva, por tal motivo no se tomo en cuenta y solo se trabajo con el modo fundamental para el procedimiento de inversión.

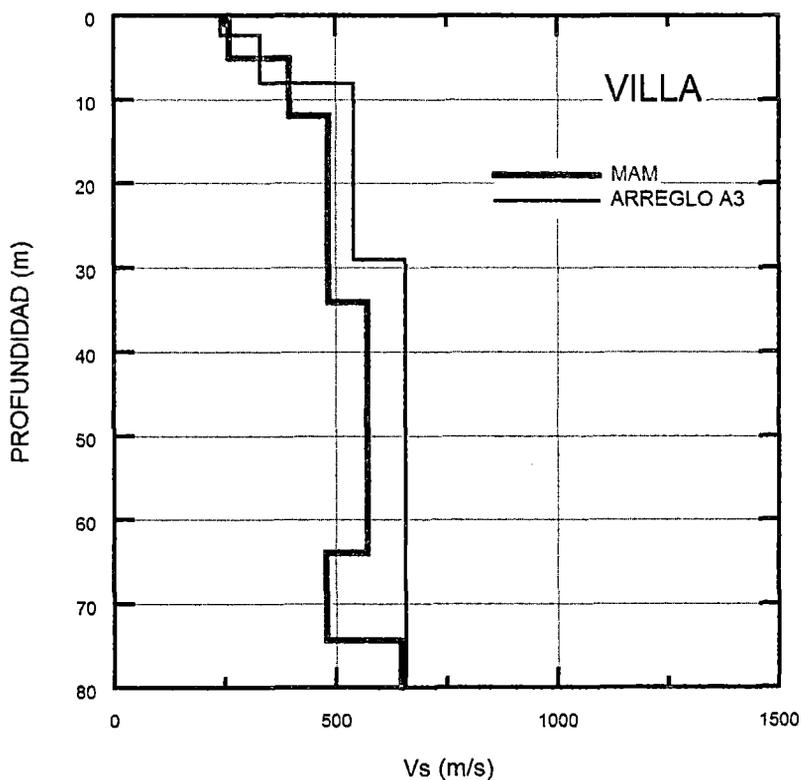


Figura 6.13 Comparación de perfiles- Distrito de Villa El Salvador

#### 6.4 COMPARACIÓN DEL ESPECTRO H/V OBSERVADA- TEÓRICA

Tal como se redactó en líneas anteriores para poder escoger la mejor solución del modelo generado de los perfiles de ondas de corte en el proceso de inversión, es necesario comparar los H/V (Nakamura).

En la figura 6.14 se tiene la comparación de las curvas, y teniendo en cuenta los microtremores M2011 y M1044 que tienen periodos de 0.21s y 0.31s respectivamente, se observa que las curvas coinciden para un periodo de 0.30s, incluso se puede observar en la curva dos picos uno para el periodo de 0.3s y otro para 0.7s, teniendo en cuanto el tamaño del arreglo de microtremores de 41.00m y la perforación Down- Hole un periodo de 0.30s es conforme, en todo caso se podría considerar que si se realiza un arreglo de microtremores de mayor tamaño el periodo de 0.7s en la curva teórica podría ser observada.

En las figura 6.15 se observa que las dos curvas coinciden para un periodo menor a 0.1s, tomando en cuenta que en esta zona los periodos hallados son menores a 0.1s tal como se redacta en el estudio "Microzonificación Sísmica para El Ámbito De Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés Y Paracas" (2012), con lo cual el resultado es adecuado.

En la figura 6.16, en las curvas se observa una gran semejanza en los resultados, y tal como se puede ver en el estudio: "Estudio De Microzonificación Sísmica Vulnerabilidad en la ciudad de Lima" (CISMID, 2010), los periodos encontrados alrededor de la zona del arreglo son valores mayores a 0.4s, concluyendo que el periodo encontrado tanto de la curva observada como la teórica son efectivamente las correctas.

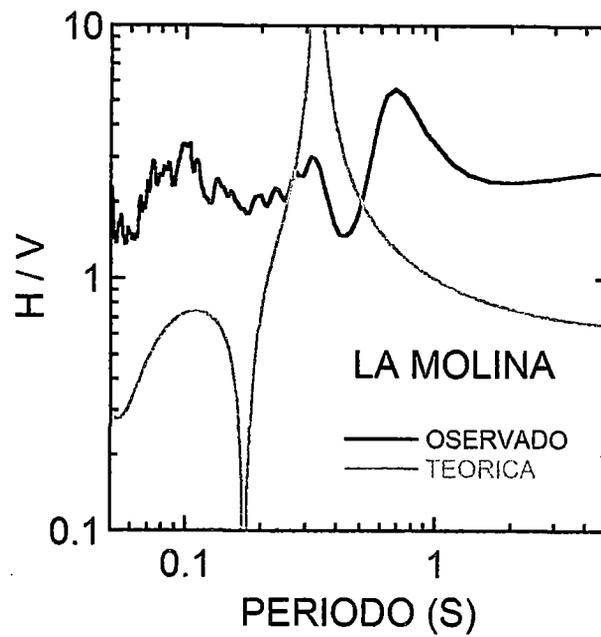


Figura 6.14 Comparación de espectro H/V- Distrito de La Molina

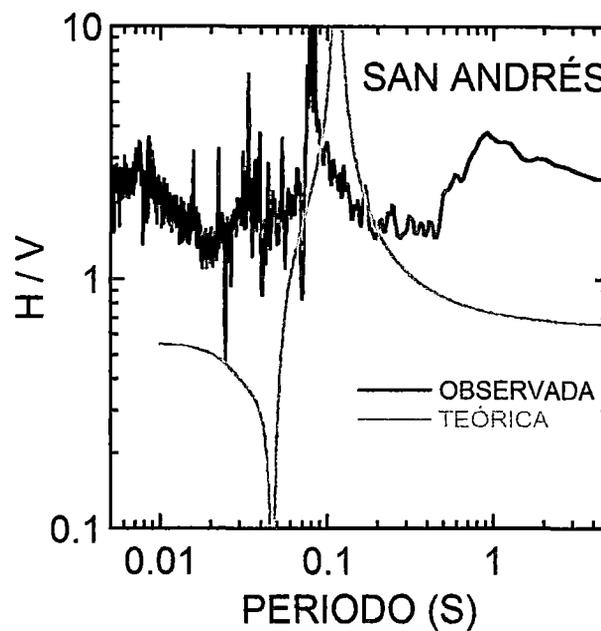


Figura 6.15 Comparación de espectro H/V-Distrito de San Andrés

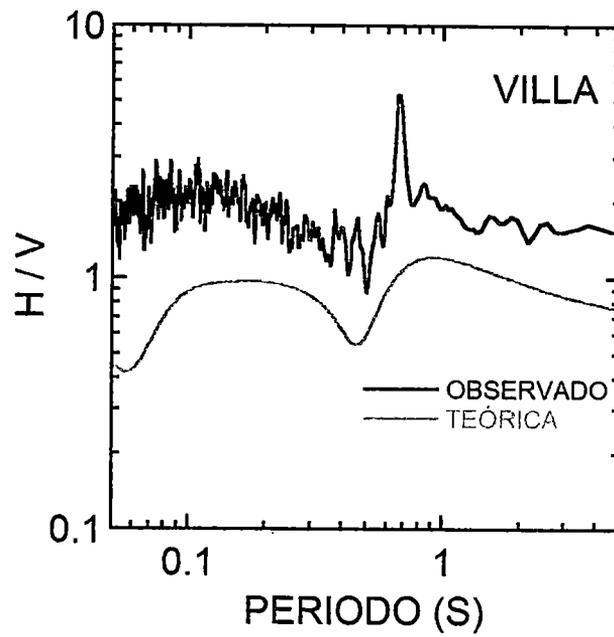


Figura 6.16 Comparación de espectro H/V-Distrito de Villa El Salvador

## CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### CONCLUSIONES

1. La ejecución del método de Autocorrelación Espacial (SPAC) se realizó en tres diferentes perfiles de suelo, los resultados fueron comparados con otros tipos de ensayos como calicatas, ensayo SPT, microtemores y perfiles de ondas de corte recopilados.
2. El perfil de ondas de corte de suelo del distrito de La Molina fue comparado con un ensayo Down- Hole, se observa en la comparación un buen resultado a partir de los 10.00m de profundidad y este se conserva hasta los 35.00m de profundidad. Las velocidades encontradas son asociadas a la geología correspondiente a la zona de ensayo, material que está compuesto de depósitos aluviales del pleistoceno correspondiente al cuaternario.
3. De acuerdo al estudio realizado por CISMID (2010) para el distrito de La Molina, el perfil A1 corresponde a la zona III que presenta periodos de 0.30 a 0.40 s. Se verifica lo anterior al leer el periodo fundamental,  $T= 0.30s$ , en el espectro H/V teórico (Figura 6.14).
4. El perfil de ondas de corte de suelo del distrito de San Andrés fue comparado con un perfil recopilado del estudio realizado por CISMID (2012), el resultado de la inversión muestra un comportamiento dinámico que se asocia a la geología de la zona, material que se encuentra sobre material perteneciente al cuaternario.
5. De acuerdo a estudio realizado por CISMID (2012) para el distrito de San Andrés, el perfil A2 corresponde a la ZONA III que presenta periodos de 0.10 a 0.27s. Se verifica lo anterior al leer el periodo fundamental,  $T=0.1s$ , en el espectro H/V teórico (Figura 6.15).
6. El perfil de ondas de corte de suelo del distrito de Villa El Salvador fue comparado con un ensayo MAM, se observa en la comparación un buen

resultado hasta los 10.00m de profundidad y este disminuye conforme aumenta la profundidad. Las velocidades encontradas son asociadas a la geología correspondiente a la zona de ensayo, material que está compuesto de depósitos eólicos recientes del cuaternario, de tal manera se puede concluir que la velocidad observada mayor a 500m/s corresponde a un estado de arenas densas.

7. De acuerdo al estudio realizado por CISMID (2010) para el distrito de Villa El Salvador, el perfil A3 corresponde a la Zona III que presenta periodos de 0.50 a 0.70s. Se verifica lo anterior al leer el periodo fundamental,  $T=0.7s$ , en el espectro H/V teórico (Figura 6.16).
8. La presente investigación demuestra que el método SPAC, el cual utiliza ondas superficiales, es de aplicación práctica en zonas urbanas y la ejecución del ensayo se lleva a cabo con bajo costo y con cantidad mínima de personal, esto comparándolo con otros métodos tradicionales.
9. La aplicación del método SPAC en zonas urbanas es posible ya que este método es de fuente pasiva, es decir solo registra el movimiento de vibración natural del suelo, y no es necesario el uso de explosivos que es restringido en zonas urbanas.
10. Con el método SPAC no es necesario alterar la forma del terreno donde se ejecute el ensayo, debido a que solo necesita la disposición de los sensores sobre la superficie del suelo.
11. El método SPAC tiene como ventaja poder llegar a profundidades mayores de 50.00m, dependiendo del radio del arreglo se puede llegar a profundidades mayores, tal como se observó en la figura N°6.10 en el distrito de Villa El Salvador.
12. El método SPAC es un método eficiente para estudiar y clasificar los depósitos de suelo, una aplicación importante es estimar valores para el VS30, y evaluar el comportamiento de los depósitos del suelo ante cualquier evento sísmico (amplificación sísmica).

13. Una de las desventajas del método SPAC es que está estrictamente limitado por el requisito de tener un arreglo de forma regular (Polígonos regulares o triangulares), esto debido a que posee una sola dirección de la velocidad de fase, caso que no aplica para el método F-K pasivo o activo, que posee dos direcciones de velocidad de fase.
  
14. Otra desventaja del método SPAC es tal como se observó en la figura N°3.10 donde las velocidades de fase del método SPAC son menores respecto al método F-K, para el mismo valor de periodo.
  
15. Para poder llegar a obtener perfiles de suelo a grandes profundidades es necesario un espacio bastante amplio en la superficie donde se ejecutará la medición, lo cual es muy difícil de conseguir en zonas urbanas, sin embargo si se llegara a superar esta deficiencia el método SPAC es posible de ser aplicado para tal fin.

## RECOMENDACIONES

1. Se debe indicar que el método SPAC está basado en la semejanza entre la función de correlación de señales en sensores equidistantes en el arreglo de microtremores y la función de Bessel de orden cero de primera clase. Por tanto, se hace necesaria la verificación de la equidistancia entre los sensores.
2. Se recomienda tener un registro de larga duración y sin ruido, ya que el análisis es un promedio de resultados en ventanas de tiempo del registro. Por tanto se recomienda adicionalmente realizar el ensayo en un horario donde no exista mucho tráfico, de esta manera evitar la pérdida de la calidad en los resultados.
3. La aplicación del método SPAC para la obtención de los perfiles de ondas de corte es recomendado para estudios donde se requiera la clasificación del tipo de suelo de acuerdo a su comportamiento dinámico, un ejemplo de lo anterior son los estudios de microzonificación sísmica.
4. Para realizar un buen análisis de los resultados obtenidos por el método SPAC es necesario contar con información geológica y ensayos directos (excavaciones a cielo abierto, ensayo SPT, etc.) cercanos a los puntos de medición.

## BIBLIOGRAFÍA

1. Aki, K., "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415–457, 1957.
2. Arai H. Tokimatsu k. "S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to- Vertical (H/V) Spectrum ", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No 5, pp. 1766-1778, October, 2005.
3. Arai H. , Yamazaki F., "Exploration of S-Wave Velocity Structure Using Microtremor Arrays in the Greater Bangkok, Thailand", *Earthquake Disaster Mitigation*, Research Center, November, 2002.
4. Asten, M. W. "The use of microseisms in geophysical exploration", Ph. D Thesis. Macquire University, Australia.pp.178, 1976.
5. Bard, P.-Y., "Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?", *State-of-the-art paper, Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion*, Yokohama, December 1-3, 1998, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), 3, 1251-1279, Balkema, 1998.
6. Bolt, B.A. *Earthquakes*, W.H.Freeman , New York , 331 pp, 1993.
7. Calderón D. , Sekiguchi T., Aguilar Z., Lázares F., Nakai S., "Dynamic characteristics of the surface soils in Lima, Perú", *8CUEE Conference Proceedings, 8<sup>th</sup> International Conference on Urban Earthquake Engineering*, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan, 2011.
8. Capon J., "High-Resolution frequency-wavenumber spectrum analysis", *Proceeding of the IEEE*, 57, 1408-1419, 1969.
9. Cho I. et. al. , "A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array", *Geophys. J. Int.* 165, 236-258, 2006.
10. CISMID, "Estudio De Microzonificación Sísmica Vulnerabilidad en la ciudad de Lima" – La Molina y Villa El Salvador, 2010.
11. CISMID "Estudio de Microzonificación Sísmica para El Ámbito De Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas" , 2012.

12. Flores-Estrella, H. "Métodos alternativos para la estimación del efecto de sitio a partir de registros de microtremores". Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, México. 2001
13. Flores-Estrella, H., "Método SPAC: Una alternativa para la Estimación de Velocidades en el valle de México", Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 2004.
14. International Code Council, "International Building Code", USA, 2009.
15. Kramer, S. L., "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall, New Jersey, USA, 1996.
16. Kuo C. et al. , "Comparison of three different methods in investigating shallow shear-wave velocity structures in Ilan, Taiwan", Journal of Soil Dynamics and Earthquake Engineering 29, pp 133–143, Elsevier Ltd., 2009.
17. Linares G., "Introducción y Aplicación del Método de Sísmica de Microtremores en Áreas Urbanas", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela, 2005.
18. Lermo, J. y F. Chávez-García, "Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records". Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 13, pp. 413-423, 1994.
19. Nakamura, Y. "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using Microtremors on the ground surface". Quarterly Report Railway Technology. Research Institute. Vol. 30. N°3. Págs. 25-30, 1989.
20. Ohori M. et al., "A Comparison of ESAC and FK Methods of Estimation Phase Velocity Using Arbitrarily Shaped Microtremor Arrays", Bulletin of the Seismological society of America, Vol. 92, No. 6, pp. 2323-2332, August 2002.
21. Okada H . "The microtremor survey method of Exploration Geophysicists". Geophysical Monograph Series N°12. Tulsa USA 127pp. ,2003.
22. Okada H., "Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC methods", Exploration Geophysics (2006) 37, 73-85, Butsuri- Tansa (Vol. 59, No. 1), Mulli Tansa (Vol. 9, No. 1), 2006
23. Omori, F., "On Micro-Tremors". Bull. Imperial Earth. Investigation Committee of Tokio, Vol. II, Pag 1-6, 1908.

24. Park C. B., Miller R. D., Xia J. "Multichannel analysis of surface waves", Journal of Geophysics, Vol. 64, No. 3, pp. 800–808, 1999.
25. Park C.B., Miller R.D., Ryden N., Xia J. and IVANOV J., "Combined Use of Active and Passive Surface Waves", Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Volume 10, Issue 3, pp. 323-334. 2005
26. Quispe Selene, "Métodos Geofísicos para Caracterización Dinámica De Suelo – Amplificación Sísmica en la ciudad de Tambo De Mora", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, 2009.
27. Repetto, P., Arango, I. y Seed, H.B., "Influence of Site Characteristics on Building Damage during the October 3, 1974 Lima Earthquake", Report N° EERC 80-41, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, USA, 1980.
28. Roma V. "Soil Properties and Site Characterization by means of Rayleigh Waves", PhD Degree in Geotechnical Engineering, Department of Structural and Geotechnical Engineering, Technical University of Turin (Politecnico), Italy., 2001.
29. Seed, H. Bolton and Idriss, I. M., "Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analyses", Report N° EERC 70-10, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California, 1970.
30. Seed, H. B., Wong, R. T., Idriss, I. M., and Tokimatsu, K, "Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 112, N° 11, pp. 1016-1032, 1986
31. Steidl, J.H. "Variation of site Response at the UCSB Dense Array of Portable Accelerometers". Earthquake Spectra, Vol.9, N°2, pp.289.302. 1993
32. Tokimatsu K., Miyadera Y. and Kuwayama S., Determination of Shear Wave Velocity Structures from Spectrum Analyses of Short-Period Microtremors, Proc., 10th World Conf. on Earthquake Engrg., 1, , 253-258, 1992a.
33. Tokimatsu K., Shinzawa K., Kuwayama S., Use of short-period microtremors for Vs profiling, J. Geotechnical Eng., vol. 118 (10), ASCE, pp. 1544-1558, 1992b.

34. Wathelet M., "Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion", Degree of Doctor, Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège, France, 2007.

# **ANEXOS**

## **ANEXO I: Estudios Recopilados –Distrito de La Molina**

### 1.- Tabla de Microtremores recopilados

Punto	X (m)	Y (m)	T (s)
M1039	287887.490	8663570.940	0.31
M1044	287824.030	8663887.190	0.31
M2011	287806.190	8663953.740	0.21

## **ANEXO II: Estudios Recopilados –Distrito de San Andrés**

### 1.- Tabla de Calicatas recopiladas

Punto	X (m)	Y (m)
C-71	371087.000	8479422.000
c-72	371972.000	8479100.000

### 2.- Tabla de Microtremor recopilado

Punto	X (m)	Y (m)	T (s)
M-10	370985	8478987	0.14

### **ANEXO III: Estudios Recopilados –Distrito Villa El Salvador**

1—Tabla de calicata recopilada

Punto	X (m)	Y (m)
E 14	289018.095	8649116.393

## **ANEXO IV: Panel fotográfico**

## 1.- Distrito de la Molina

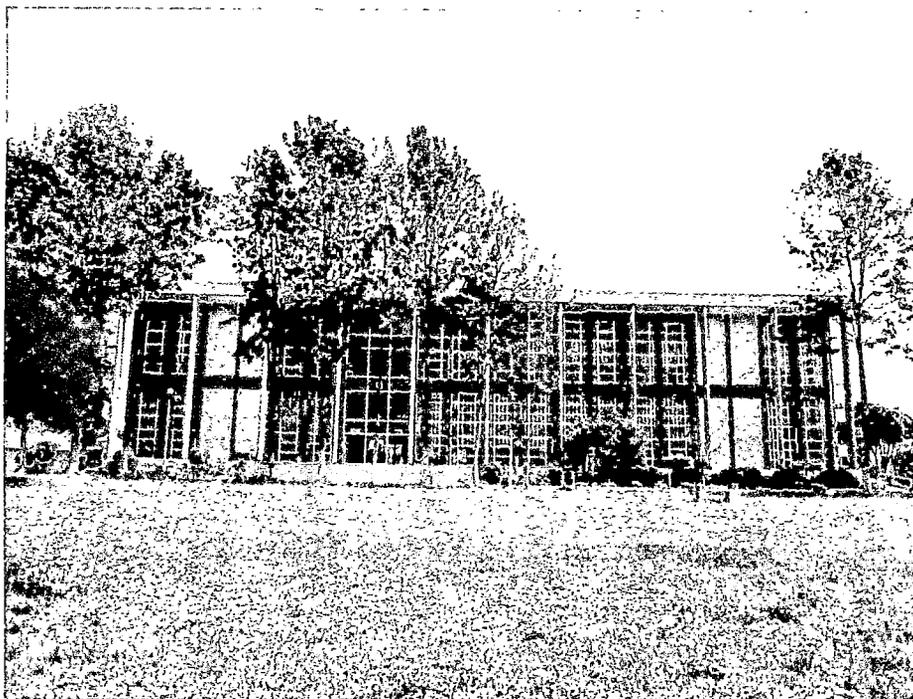


Foto 1.1: Vista de la zona de estudio, donde se aprecia la biblioteca UNALM



Foto 1.2: Ubicación de los sensores para el arreglo FK-lineal, se observa la posición del grupo de personas quienes generaran las ondas, a través de saltos.

## 2.- Distrito de San Andrés



Foto 2.1: Vista de la zona de estudio



Foto 2.2: Ubicación de los sensores sobre la superficie del suelo.

### 3.- Distrito Villa El Salvador



Foto 3.1: Vista de la zona de estudio, y ubicación de los sensores para el arreglo circular (SPAC).

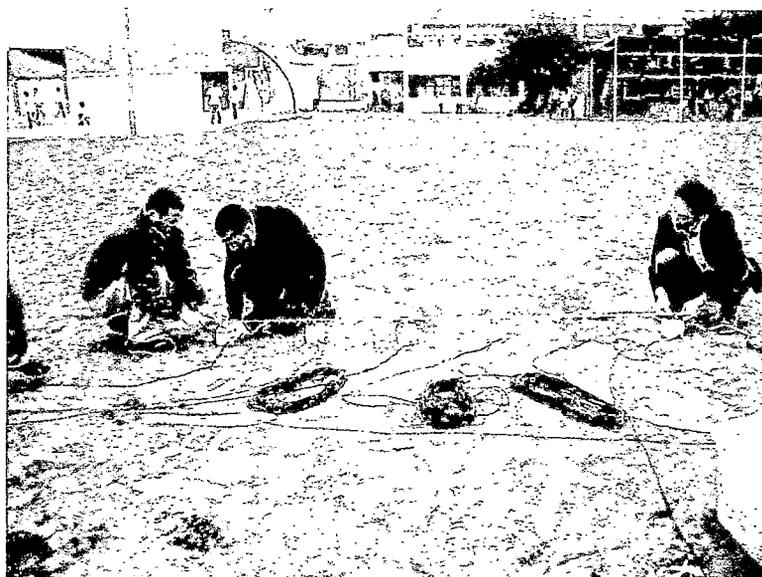


Foto 3.2: Ubicación de los sensores para el arreglo Fk- lineal, se observa la ubicación lineal de los sensores.