



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL**

RESPUESTA SISMICA DE LA CUENCA DE SANTIAGO

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERIA, MENCIÓN INGENIERIA GEOTECNICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE INGENIERO CIVIL

CESAR RODRIGO PASTEN PUCHI

**PROFESOR GUIA:
RAMON VERDUGO ALVARADO**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
JAIME CAMPOS MUÑOZ
CLAUDIO FONCEA NAVARRO
SERGIO BARRIENTOS PARRA**

**SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE 2007**

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGISTER EN
CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,
MENCION INGENIERÍA GEOTÉCNICA
Y AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL
POR: CÉSAR PASTÉN P.
FECHA: 10/10/2007
PROF. GUÍA: Sr. RAMÓN VERDUGO A.

RESPUESTA SÍSMICA DE LA CUENCA DE SANTIAGO

Para estimar la respuesta sísmica de la Cuenca de Santiago se empleó el método de las razones espectrales en superficie H/V, o método de Nakamura, que utiliza el cociente de los espectros de movimientos horizontales y verticales de vibraciones ambientales medidos en superficie. Dentro de la cuenca, se realizaron más de 250 medidas de 15 minutos de duración en diferentes sitios, y se elaboró una clasificación de los depósitos de suelos basada en las frecuencias fundamentales y en las características de las razones espectrales obtenidas. De acuerdo a estos resultados se identificaron cuatro tipos de razones espectrales cuya distribución depende principalmente de las propiedades geotécnicas de los depósitos de suelos y la profundidad del basamento rocoso. En el caso de sectores compuestos por sedimentos rígidos como gravas, el método presenta limitaciones y no fue posible identificar frecuencias fundamentales.

Asimismo, teniendo en cuenta que la respuesta en la superficie de un depósito de suelos depende de la fuente y de la trayectoria de propagación de las ondas sísmicas, se analizaron más de 100 registros de aceleraciones, correspondientes a 43 sismos de magnitud superior a 4.5, de tipo interplaca, intraplaca y superficiales. Estos sismos se midieron en siete estaciones sismológicas ubicadas sobre diferentes depósitos de suelos dentro de la Cuenca de Santiago y se analizaron mediante espectrogramas normalizados con el objetivo de determinar las frecuencias predominantes en los registros de aceleraciones. Los resultados indican que la mayoría de los sismos de tipo interplaca, después del peak de aceleraciones, inducen frecuencias predominantes similares a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante el método de Nakamura, no así los sismos intraplaca de profundidad intermedia, que generan movimientos en frecuencias mayores.

Se confirma que la respuesta sísmica observada en la cuenca de Santiago depende de las características de cada sitio, como las propiedades geotécnicas de los depósitos de suelos y la profundidad del basamento rocoso. Adicionalmente, a través de este estudio quedó de manifiesto que el tipo de sismo solicitante (interplaca, intraplaca o superficial) es un factor que también controla la respuesta de sitio.

AGRADECIMIENTOS

A mi madre, padre y hermana que sin su apoyo y amor jamás podría haber llegado a ser lo que soy y seré, a mis abuelos y tíos que creyeron en mí, muchas gracias por todo.

A mis queridos amigos que han hecho de mi estadía en la universidad una etapa inolvidable y que espero me sigan acompañando: mi hermano Muga, Romina, Arlette, Pancho y Milenko (mis viejos amigos), Pequeño, Niko y Luigi. A mi hermano Felipe, que compartimos tantos momentos como estudiantes, amigos y socios (OP). A Paula por su cariño, apoyo y comprensión en los últimos años de mi carrera. A mis hermanos Eduardo y Christian que siempre han estado para apoyarme en las buenas y en las malas.

Gracias a mi profesor guía, Don Ramón Verdugo, por su incesante apoyo, darme la oportunidad de hacer investigación y transmitirme el cariño por la geotecnia y la docencia. A Don Claudio Foncea por sus sabios consejos. A mis compañeros de la pecera y magíster de los cuales pude aprender y compartir bellos momentos: Karem, Lucho, Gonzalo y Carla. Y, por supuesto, a mis compañeros y amigos del 4º piso de Ingeniería: Sergio, Anita, Pancho H. y Mariela.

A todos los que contribuyeron de algún modo u otro a la elaboración de esta tesis: Fabián Bonilla, Jaime Campos, Patricio Toledo, José Lagos, Felipe Leyton, Adriana Pérez, y a los profesores de la comisión por sus valiosos aportes finales.

Esta tesis fue financiada por la Iniciativa Científica Milenio (Mideplan), a través del Proyecto de Investigación Núcleo en Sismotectónica y Peligro Sísmico.

INDICE

1.	Introducción	1
2.	Propagación de Ondas Sísmicas	5
2.1.	Tipos de ondas sísmicas	5
2.2.	Ejes en coordenadas esféricas.....	7
2.3.	Tensor de intensidad de Arias	9
2.3.1.	Intensidad en un punto en la dirección x.....	9
2.3.2.	Tensor de intensidades en un punto.....	10
2.3.3.	Evaluación numérica del tensor de Intensidades	11
2.3.4.	Intensidad acumulada de Arias.....	13
3.	Marco Sismotectónico de la Zona Central.....	15
3.1.	Tipos de Sismos.....	16
3.1.2.	Sismos interplaca	16
3.1.3.	Sismos intraplaca de profundidad intermedia	17
3.1.4.	Sismos intraplaca continental o superficiales.....	17
3.1.5.	Sismos intraplaca oceánica u outer-rise.....	17
3.2.	Geomorfología de la cuenca de Santiago.....	18
3.3.	Suelos de la cuenca de Santiago	19
3.3.1.	Gravas de Santiago	19
3.3.2.	Depósitos finos del norte de Santiago.....	20
3.3.3.	Depósitos de cenizas volcánicas pumicíticas.....	20
3.3.4.	Depósitos de conos de deyección.....	21
3.4.	Terremoto de Chile Central de 1985.....	24
3.5.	Estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago.....	26
3.6.	Registros sísmicos en la cuenca de Santiago.....	28
4.	Análisis de Señales.....	37
4.1.	Transformada de Fourier.....	37
4.2.	Consideraciones en el procesamiento de señales.....	40
4.2.1.	Principio de incerteza.....	40
4.2.2.	Corrección por línea de base	40
4.2.3.	Ventana o Taper.....	40
4.2.4.	Suavizado de Espectros	42

4.3.	Análisis tiempo-frecuencia de registros sísmicos.....	46
4.3.1.	Transformada Corta de Fourier.....	46
4.3.2.	Transformada Corta de Fourier Normalizada.....	47
4.3.3.	Cálculo de espectrogramas	48
4.4.	Transformada de Hilbert Huang.....	49
4.4.1.	Método de Descomposición Empírica de Modos	49
4.4.2.	Cálculo de la Transformada de Hilbert.....	54
5.	Respuesta Sísmica de Depósitos de Suelos.....	57
5.1.	Comportamiento Cíclico de Suelos.....	57
5.1.2.	Modulo de Corte	58
5.1.3.	Razón de Amortiguamiento.....	59
5.2.	Respuesta Sísmica Drenada de Depósitos de Suelos.....	61
5.2.1.	Propagación Unidimensional de Ondas de Corte.....	61
5.2.2.	Respuesta de n estratos	62
5.2.3.	Método Lineal y Equivalente	63
5.3.	Efecto de Sitio	65
5.4.	Métodos numéricos de evaluación de respuesta en superficie	66
5.4.1.	Métodos Analíticos	66
5.4.2.	Métodos de Dominio.....	67
5.4.3.	Factores de Amplificación.....	67
5.5.	Métodos experimentales de evaluación de respuesta en superficie	74
5.5.1.	Razones espectrales estándares.....	74
5.5.2.	Razones espectrales H/V en superficie	74
5.6.	Razones Espectrales H/V en superficie.....	75
5.6.1.	Razones espectrales H/V de vibraciones ambientales.....	75
5.6.2.	Consideraciones del método.....	78
5.6.3.	Procesamiento de datos de vibraciones ambientales.....	78
5.6.4.	Razones espectrales H/V de registros sísmicos	85
6.	Resultados obtenidos a partir de razones espectrales	87
6.1	Tipos de razones espectrales.....	87
6.2	Interpolación de frecuencias fundamentales.....	98
6.3	Razones espectrales sobre pozos profundos	103
6.4	Comparación de razones espectrales obtenidas mediante sismos y vibraciones ambientales.....	130

7.	Resultados obtenidos a partir de registros sísmicos.....	149
7.1	Sismos registrados en múltiples estaciones del SSN	149
7.2	Sismos registrados en múltiples estaciones del LSMF	173
7.3	Comparación entre sismos intraplaca, interplaca y superficiales	195
7.3.1.	Antumapu (ANTU)	195
7.3.2.	Peñalolen (FSR)	202
7.3.3.	Liceo de Pudahuel (PUEX)	206
7.3.4.	Aeródromo Eulogio Sánchez (AES).....	212
7.3.5.	Planta Cervecera Quilicura (PCQ)	215
7.3.6.	Planta Toyota Pudahuel (PTP)	220
7.3.7.	U. C. Campus San Joaquín (UC2).....	225
8.	Análisis de resultados	230
8.1	Análisis de resultados obtenidos a partir de razones espectrales	230
8.2	Análisis de resultados obtenidos a partir de registros sísmicos	236
8.3	Respuesta sísmica de estaciones sismológicas ante distintas sollicitaciones.....	244
9.	Conclusiones y recomendaciones.....	248
9.1	Conclusiones.....	248
9.2	Recomendaciones.....	253
9.2.1.	Recomendaciones referentes al método de Nakamura.....	253
9.2.2.	Recomendaciones generales.....	253
10.	Referencias.....	255

Apéndice A (CD): Registros de vibraciones ambientales y razones espectrales

1. INTRODUCCIÓN

Debido a que la Cuenca de Santiago concentra gran parte de la infraestructura y recursos económicos del país, y que está expuesta a un alto riesgo sísmico por estar ubicada en un ambiente tectónico subductivo en permanente actividad, es de vital importancia reconocer los factores que influyen en su comportamiento sísmico y evaluar los efectos que éstos producen en su superficie.

Los daños observados durante terremotos a lo largo de la historia dan cuenta de una importante variabilidad de la amplificación sísmica en ciudades ubicadas sobre cuencas, valles y depósitos de suelos en general. Este fenómeno de amplificación local de las ondas sísmicas, que se suele denominar “efecto de sitio” o simplemente “amplificación de suelos”, no solo ha sido identificado sino que es parte del análisis de todo proyecto de ingeniería en el mundo.

Cuando se produce un terremoto, las ondas sísmicas que se generan en la fuente son modificadas en su propagación hasta la superficie del terreno por heterogeneidades y discontinuidades presentes en la litosfera, y finalmente por su paso a través de los depósitos de suelos. De acuerdo a esto, existen numerosas evidencias empíricas y teóricas que indican que la respuesta sísmica observada en la superficie de un depósito de suelos depende de las propiedades geomecánicas de los diferentes estratos, de sus espesores y de la profundidad de la roca basal.

Para evaluar el efecto que producen los estratos de suelos en la propagación de las ondas sísmicas, o “efecto de sitio”, se han desarrollado numerosas metodologías tendientes a determinar la función de transferencia del depósito y en particular, la frecuencia fundamental de vibración y la amplificación máxima que se espera en relación a un sitio de referencia, considerando que la propagación unidimensional de ondas de corte representa en algún grado el fenómeno sísmico real.

En este contexto, resulta conveniente y económica la utilización del método de las razones espectrales en superficie H/V o método de Nakamura (Nakamura, 1989), que a través de mediciones de vibraciones ambientales en superficie, permite estimar la frecuencia fundamental de vibración del sitio analizado. Este método utiliza el cociente de los espectros de movimientos horizontales y verticales medidos directamente en superficie y aun cuando se reconocen ciertas limitaciones, es ampliamente utilizado en estudios de respuesta sísmica.

Dentro de la cuenca de Santiago se realizaron más de 250 medidas de vibraciones ambientales de 15 minutos de duración en diferentes sitios, utilizando sismómetros Lennartz de 5 s de período natural, y se elaboró una clasificación relativa de los depósitos de suelos basada en las frecuencias fundamentales y en las características de las razones espectrales obtenidas. De acuerdo a estos resultados, se identificaron cuatro tipos de razones espectrales cuya distribución depende principalmente de las características de los depósitos de suelos. Además, se confeccionó un mapa con las frecuencias fundamentales que evidencia la aparición de frecuencias menores a 0.5 Hz en la zona centro norte de la Cuenca, y mayores hacia la zona sur. Debido a las limitaciones que presenta el método no fue posible medir frecuencias fundamentales en sectores compuestos por sedimentos más rígidos.

Por otro lado, teniendo en cuenta que la respuesta en la superficie de un depósito de suelos también depende de la fuente sísmica y de la trayectoria de propagación de las ondas, se analizaron más de 100 registros de aceleraciones correspondientes a 43 sismos de magnitud superior a 4.5, de tipo interplaca, intraplaca y superficiales. Estos sismos se registraron en siete estaciones sismológicas ubicadas sobre diferentes depósitos de suelos dentro de la Cuenca de Santiago. Los registros sísmicos se analizaron mediante espectrogramas normalizados utilizando técnicas de tiempo-frecuencia, para determinar las frecuencias predominantes desarrolladas a lo largo de los registros de aceleraciones y si los depósitos de suelos vibran en frecuencias similares a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales H/V.

Además, los registros sísmicos se analizaron a través del tensor instantáneo de Arias y la intensidad acumulada de Arias, utilizando el concepto de tensor de intensidad de Arias. El tensor instantáneo de Arias, que se calcula para ventanas temporales de los registros, se utilizó para determinar la dirección de vibración preferencial de los depósitos de suelos ante diferentes tipos de sollicitaciones sísmicas. Por otro lado, la intensidad acumulada de Arias, que se calcula a lo largo de los registros de aceleraciones considerando un tiempo inicial fijo y un tiempo final móvil que se incrementa 1 s en cada iteración, se empleó para evidenciar los patrones que existen en el desarrollo de las aceleraciones que tienen sismos de diferente tipo.

A través de todos los análisis mencionados se espera determinar el efecto de sitio de los diferentes depósitos de suelos presentes en la cuenca de Santiago, a través de la frecuencia fundamental de vibración, y determinar si este efecto controla la respuesta sísmica observada en superficie.

Esta tesis se divide en 9 capítulos cuyos contenidos se describen a continuación.

En el Capítulo 2 se describen las características de las ondas sísmicas y el concepto de tensor de Arias.

En el Capítulo 3 se describen los tipos de sismos que afectan a la zona central de Chile, la geomorfología y los distintos depósitos de suelos presentes en la cuenca de Santiago, además de las estaciones sismológicas y los eventos sísmicos considerados en este estudio.

En el Capítulo 4 se presentan los fundamentos teóricos del análisis de señales utilizados en el cálculo de las razones espectrales y en el análisis tiempo frecuencia de registros sísmicos.

En el Capítulo 5 se describen los factores que influyen en la respuesta sísmica en superficie y las distintas metodologías existentes para evaluarla.

En el Capítulo 6 se presentan los resultados de las razones espectrales, los tipos de razones espectrales y la distribución de las frecuencias fundamentales. Además, se comparan las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales y las obtenidas a través del modelo de propagación unidimensional de ondas de corte utilizando perfiles de suelos obtenidos a partir de descripciones de pozos profundos. Finalmente, se comparan las razones espectrales obtenidas mediante vibraciones ambientales con las obtenidas a partir de distintas ventanas temporales de registros sísmicos.

En el Capítulo 7 se presentan los resultados de los análisis de los registros sísmicos utilizando espectrogramas normalizados, tensores de Arias, intensidades de Arias Acumuladas y la transformada de Fourier. El análisis considera sismos registrados en múltiples estaciones y respuestas de un mismo sitio ante diferentes tipos de sismos. Los análisis muestran que la respuesta en superficie varía de un sitio a otro considerando un mismo sismo, y que la respuesta de un sitio varía dependiendo del tipo de sismo solicitante, mostrando en algunos casos además, una correspondencia entre la frecuencia fundamental obtenida a través de las razones espectrales H/V y las frecuencias desarrolladas a lo largo de los registros sísmicos.

En el Capítulo 8 se analizan y discuten los resultados obtenidos en los capítulos 6 y 7.

Finalmente, en el Capítulo 9 se establecen las conclusiones de este trabajo y recomendaciones para futuras investigaciones. De acuerdo a los resultados, el método de Nakamura permite

estimar frecuencias fundamentales de vibración en sectores compuestos por sedimentos blandos, pero no en sectores compuestos por sedimentos rígidos. Además, se observó que la respuesta sísmica en superficie depende de las características de los depósitos de suelos, que se ve reflejada en la frecuencia fundamental de vibración obtenida mediante las razones espectrales H/V, y de la fuente sísmica.

2. PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

2.1. Tipos de ondas sísmicas

Básicamente, existen las ondas internas y las ondas superficiales. Las ondas internas son las ondas compresionales, P, y las ondas de corte, S. Las ondas P, o primarias, se propagan generando sólo cambios volumétricos en la dirección de su propagación. En cambio, las ondas S, o secundarias, se propagan con movimientos en un plano perpendicular a la dirección de su propagación, provocando sólo distorsión angular (Figura 2.1)

Las ondas superficiales corresponden a dos tipos; las ondas Rayleigh y las ondas Love. Este tipo de ondas se generan producto de la interacción de una onda de cuerpo con una superficie libre y además, en el caso de las ondas Love, necesitan de una capa elástica como guía. Las ondas Rayleigh son la combinación de ondas P y SV (ondas S verticales), el movimiento de partícula que produce es de compresión y corte, y está contenido en el plano de propagación de la onda como un movimiento elíptico. En su modo fundamental, la trayectoria de la onda Rayleigh es retrógrada y su eje mayor es vertical; en el primer modo, su movimiento es prógrado y el eje mayor es horizontal. Por otro lado, las ondas Love son ondas SH en superficie libre, es decir, el movimiento de partícula asociado es de corte perpendicular al plano de propagación de la onda (Figura 2.1).

En general, cualquier tipo de movimiento registrado puede ser descompuesto en este tipo de ondas básicas.

En un registro sísmico, ya que la velocidad de las ondas P, V_P , es mayor que la de las ondas S, V_S , la llegada de las ondas P se asocia al primer pulso de energía cuando la amplitud del registro aumenta sobre el nivel de ruido. Posteriormente llegan las ondas S asociadas a la zona del movimiento fuerte donde la amplitud del registro es máxima; y por último las ondas superficiales en la zona de decaimiento de la amplitud del registro. En la Figura 2.2 se presenta un registro de aceleraciones típico donde se señalan las zonas aproximadas de arribo de las ondas sísmicas.

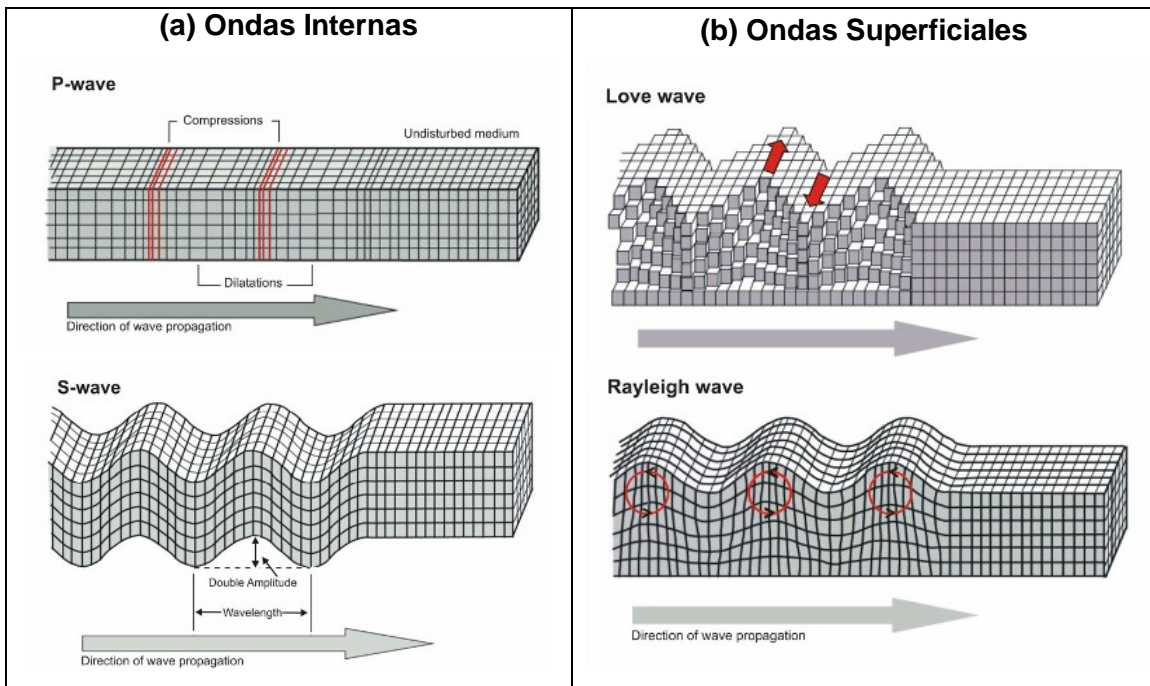


Figura 2.1. (a) Ondas internas y (b) ondas superficiales.

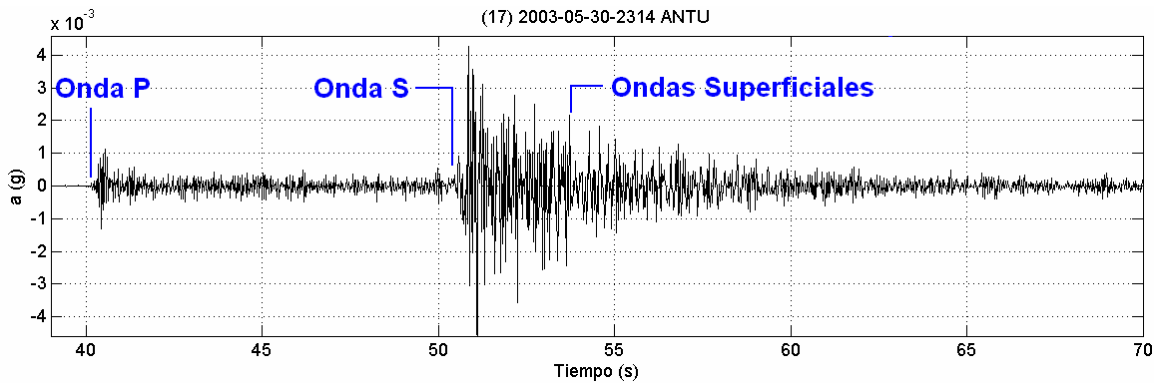


Figura 2.2. Registro sísmico y tiempo aproximado del arribo de ondas sísmicas.

2.2. Ejes en coordenadas esféricas

Los instrumentos en la actualidad, tanto sismómetros (medición de velocidad) como acelerómetros (medición de aceleración), son capaces de medir en tres componentes ortogonales, que generalmente se alinean según las direcciones norte sur (N-S), este oeste (EW) y vertical (V).

La rotación de los ejes de un registro sísmico a coordenadas esféricas permite descomponer el movimiento registrado en los ejes N-S, E-W y V, en un nuevo sistema coordenado donde los planos formados contienen las ondas sísmicas polarizadas, S, P y superficiales. El nuevo sistema coordenado posee una dirección longitudinal (L) dada por el rayo que une el epicentro del sismo con la estación donde se registró; una dirección vertical, y una transversal (T) dada por el producto cruz de las dos anteriores.

Así, el movimiento de partícula registrado puede ser descompuesto en un plano vertical-longitudinal, donde se pueden encontrar las ondas P y Rayleigh, y un plano transversal al eje longitudinal, donde se pueden encontrar las ondas S y Love.

Para rotar los registros sísmicos a coordenadas esféricas sólo es necesario conocer la ubicación del epicentro del sismo y rotar los registros N-S y E-W a las nuevas direcciones. La componente vertical se mantiene invariante.

La Figura 2.3 muestra las relaciones entre los datos de un registro sísmico en un sistema ortogonal geográfico, $(E1, N1)$, proyectado en un nuevo eje coordenado, $(L1, T1)$.

$$L1 = N1 \cdot \cos(Az) + E1 \cdot \sin(Az) \quad (2.1.a)$$

$$T1 = N1 \cdot \sin(Az) - E1 \cdot \cos(Az) \quad (2.1.b)$$

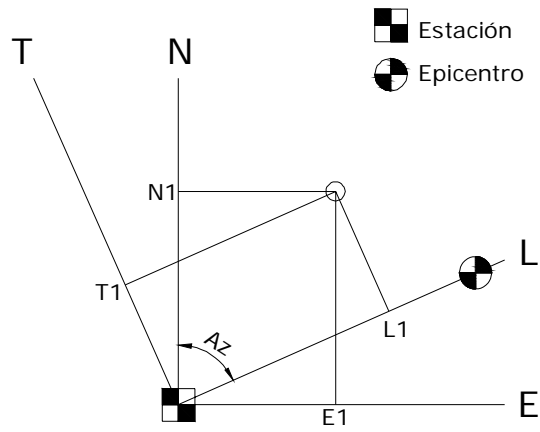


Figura 2.3. Relación entre ejes coordenados esféricos (L,T) y geográficos (N,E).

2.3. Tensor de intensidad de Arias

Según Arias (1969), la cuantía de daños que experimenta una estructura durante un evento sísmico es proporcional a la energía disipada por unidad de peso, E , a lo largo de la duración total, t_0 , del movimiento inducido por el sismo.

Si ω es la frecuencia natural de una estructura de un grado de libertad sin amortiguamiento y si se considera una población de estructuras cuyas frecuencias ω están distribuidas uniformemente en el intervalo $(0, \infty)$, la intensidad del terremoto, I , en una dirección dada se define como la suma de las energías disipadas (por unidad de peso), E , por todas las estructuras pertenecientes a la población.

$$I = \int_0^{\infty} E d\omega \quad (2.2)$$

La evaluación de la energía disipada, E , depende del modelo mecánico que se utilice para representar las estructuras de la población, pero como primera aproximación se puede adoptar como modelo de estructura un oscilador lineal simple con amortiguamiento viscoso.

2.3.1. Intensidad en un punto en la dirección x

Considerando un modelo lineal, suponiendo que las frecuencias están distribuidas uniformemente en el intervalo $(0, \infty)$, y que la fracción del amortiguamiento crítico, β , es la misma para todas las estructuras, la intensidad $I_{xx}(n)$ en el punto θ , en la dirección del eje Ox , será una función de β , de la aceleración de gravedad, g , del tiempo de duración del movimiento inducido por el sismo, t_0 , y de la aceleración del suelo en la dirección x , $a_x(t)$.

$$I_{xx}(\beta) = f(\beta) \cdot \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt \quad (2.3.a)$$

$$f(\beta) = \frac{\arccos(\beta)}{g\sqrt{1-\beta^2}} \quad (2.3.b)$$

Los valores de amortiguamiento, β , que pueden asociarse a estructuras reales, en general, son menores a 0.2. Para estos valores, $f(\beta)$ es prácticamente constante igual a $\pi/2g$. De esta forma, la intensidad en un punto es:

$$I_{xx} = I_{xx}(\beta = 0) = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt \quad (2.4)$$

2.3.2. Tensor de intensidades en un punto

Si $a_x(t)$, $a_y(t)$, $a_z(t)$ son las componentes de la aceleración del suelo en el punto O según las direcciones ortogonales X , Y y Z , la aceleración según una dirección caracterizada por los cosenos directores (λ, μ, ν) estará dada por:

$$a(t) = \lambda \cdot a_x(t) + \mu \cdot a_y(t) + \nu \cdot a_z(t) \quad (2.5)$$

Por lo tanto, la intensidad $I_{\lambda\mu\nu}$ según dicha dirección será:

$$I_{\lambda\mu\nu} = \lambda^2 I_{xx} + \mu^2 I_{yy} + \nu^2 I_{zz} + 2\lambda\mu I_{xy} + 2\mu\nu I_{yz} + 2\nu\lambda I_{xz} \quad (2.6)$$

Donde:

$$I_{xx} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt \quad I_{xy} = I_{yx} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x(t) \cdot a_y(t) dt \quad (2.7.a)$$

$$I_{yy} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_y^2(t) dt \quad I_{yz} = I_{zy} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_y(t) \cdot a_z(t) dt \quad (2.7.b)$$

$$I_{zz} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_z^2(t) dt \quad I_{zx} = I_{xz} = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_z(t) \cdot a_x(t) dt \quad (2.7.c)$$

Es posible construir, entonces, un tensor simétrico cuyas componentes referidas a los ejes X , Y , Z son los definidos en las Ecuaciones 2.7. Este tensor se conoce como Tensor de Intensidades en el punto O .

$$[I] = \begin{bmatrix} I_{xx} & I_{xy} & I_{xz} \\ I_{yx} & I_{yy} & I_{yz} \\ I_{zx} & I_{zy} & I_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

2.3.3. Evaluación numérica del tensor de Intensidades

Según Lange (1968), los elementos de la diagonal del tensor de Arias, I_{xx} , I_{yy} y I_{zz} se pueden calcular como:

$$I_{ii} = \frac{\pi}{6g} \sum_{k=1}^{n-1} (a_{ik}^2 + a_{ik} \cdot a_{ik+1} + a_{ik+1}^2) \cdot \Delta t \quad (2.9)$$

Donde a_{ik} corresponde al elemento k del registro de aceleraciones en la dirección i y Δt es el intervalo de muestreo del registro.

Por otro lado, los términos cruzados del Tensor de Arias se pueden calcular como:

$$I_{ij} = \frac{\pi}{12g} \sum_{k=1}^{n-1} (2 \cdot a_{ik} \cdot a_{jk} + a_{ik} \cdot a_{jk+1} + a_{ik+1} \cdot a_{jk} + 2 \cdot a_{ik+1} \cdot a_{jk+1}) \cdot \Delta t \quad (2.10)$$

Donde a_{ik} y a_{jk} son los elementos k -ésimos de los registros de aceleración en las direcciones i y j , respectivamente.

Análogamente al caso del tensor de tensiones, se pueden encontrar las direcciones principales y los valores propios del tensor I y definir de esta forma un vector de intensidad resultante:

$$\vec{I} = I_1 \hat{n}_1 + I_2 \hat{n}_2 + I_3 \hat{n}_3 \quad (2.11)$$

Donde I_i corresponde al valor propio asociado a la dirección principal \hat{n}_i .

Si bien el tensor de Arias se define como una medida de la disipación de energía de una estructura en el período de tiempo que dura el movimiento inducido por el sismo, t_0 , esta definición temporal es bastante arbitraria y podría ser elegida convenientemente.

Si un registro de aceleraciones se divide en pequeñas ventanas temporales, se podría definir un vector de intensidad resultante en cada una de ellas y seguir en el tiempo la evolución del tensor de Arias, y en particular, de la dirección predominante de disipación de energía, definida por:

$$\hat{I} = \frac{\bar{I}}{\|\bar{I}\|} \quad (2.12)$$

En este trabajo, se dividieron los registros sísmicos en ventanas temporales de 5 s. y se calculó el Tensor de Intensidades, I , de acuerdo a las Ecuaciones 2.7. Se calcularon las direcciones principales y los valores propios del tensor, y se encontró el vector de intensidad resultante \hat{I} con la Ecuación 2.12.

La Figura 2.4 presenta los vectores de intensidad resultantes, I , de todas las ventanas temporales de un registro sísmico en coordenadas esféricas.

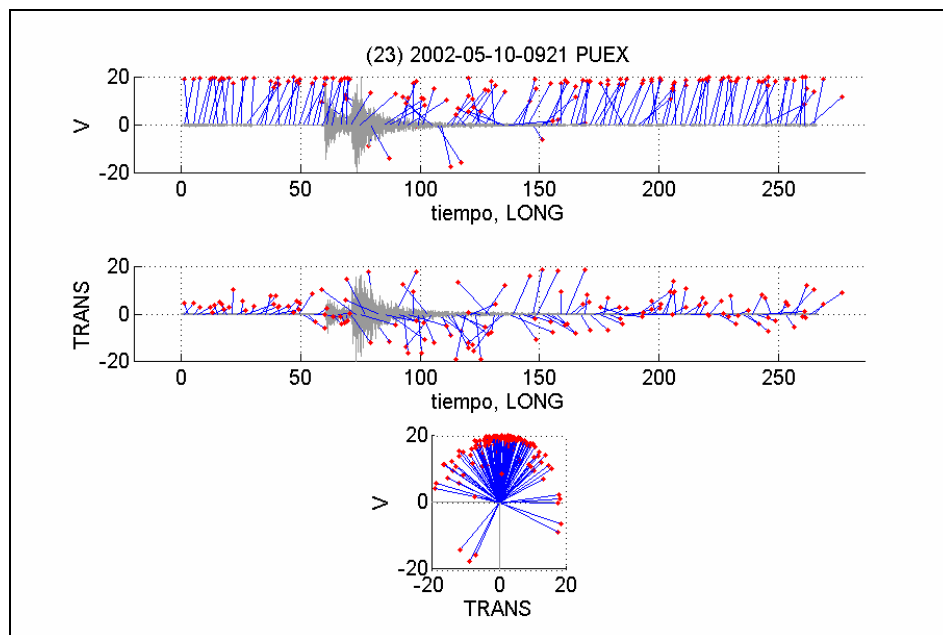


Figura 2.4. Tensor de Intensidad de Arias en el tiempo de un registro sísmico en coordenadas esféricas.

Este análisis se utilizó para encontrar la dirección predominante de movimiento a lo largo de un sismo. Así, si el vector de intensidad resultante se orienta horizontalmente, entonces la dirección predominante de movimiento en ese instante de tiempo es horizontal.

2.3.4. Intensidad acumulada de Arias

Para definir la intensidad acumulada de Arias se consideró en la Ecuación 2.4 como tiempo inicial el tiempo aproximado donde se produce el arribo de la onda P, y un tiempo t_0 variable, que se incrementa en intervalos de 1 s. La Figura 2.5 muestra un registro sísmico y la intensidad acumulada de Arias en el tiempo a partir del inicio del registro. Notar que antes del arribo de la onda P, la intensidad acumulada es despreciable.

A partir de la evaluación de la Intensidad acumulada de Arias es posible determinar como es el patrón de liberación de energía de las estructuras que son sometidas a un movimiento sísmico. De esta forma se pudo determinar si la energía se libera en forma rápida o más lentamente.

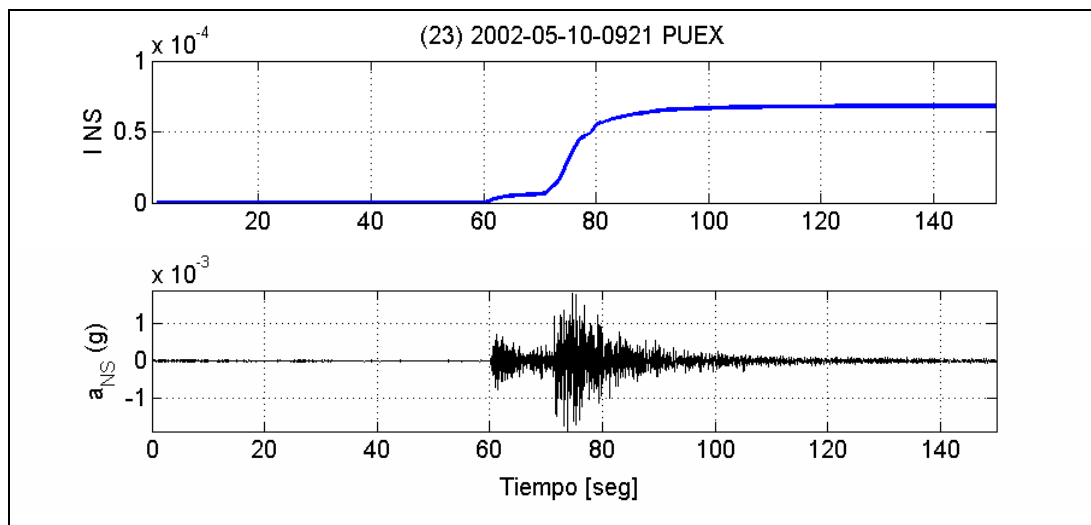


Figura 2.5. Intensidad acumulada de Arias de un registro sísmico

Además, para comparar sismos registrados en distintas estaciones, que tienen distintas aceleraciones máximas, se normalizaron las intensidades acumuladas de Arias por el máximo valor de intensidad alcanzado en el tiempo. La Figura 2.6 muestra la comparación entre las intensidades acumuladas de Arias normalizadas de dos sismos con distintas aceleraciones máximas.

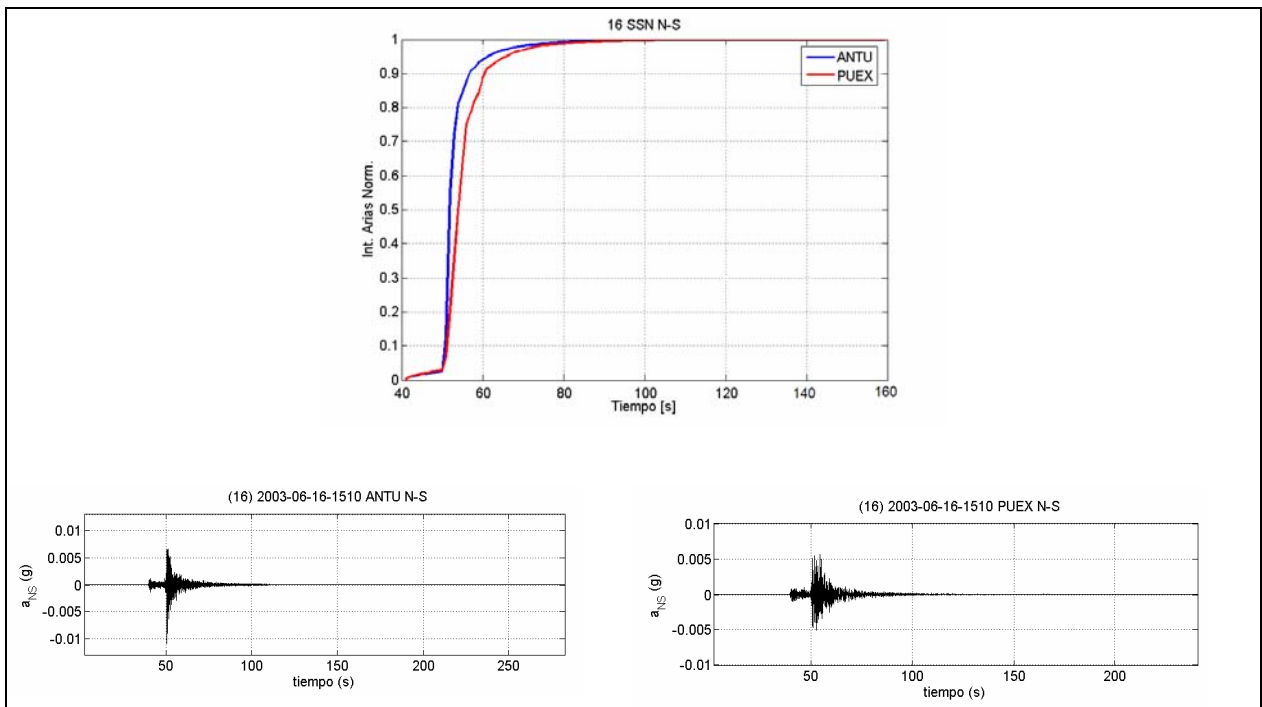


Figura 2.6. Intensidades acumuladas de Arias normalizadas de un sismo registrado en dos estaciones

3. MARCO SISMOTECTÓNICO DE LA ZONA CENTRAL

Gran parte del territorio nacional se ubica en un ambiente subductivo alineado a lo largo del contacto entre las Placas de Nazca y Sudamericana. Ambas se encuentran fuertemente acopladas y presentan una alta velocidad de convergencia, de aproximadamente 6.6 cm/año (Kendrick et al., 2003). Este hecho hace que Chile sea uno de los países con más actividad sísmica del mundo y que su geografía desde el extremo norte hasta la Península de Taitao esté dominada por tres unidades morfo-estructurales paralelas orientadas norte- sur. Estas unidades de este a oeste son: la Cordillera de los Andes, la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, que fueron probablemente originadas durante una fase de máxima compresión ocurrida durante el Oligoceno Superior – Plioceno Medio (Thiele, 1980)

En la zona central de Chile, entre los 26°S y 33°S, denominada zona de los valles transversales, la placa de Nazca parece pegarse bajo el continente sudamericano y desciende bajo la Cordillera de los Andes y Argentina con un ángulo de inclinación muy bajo, aproximadamente de 10°. En cambio, en la región del Valle Central, a partir de 33°S la inclinación del contacto entre placas aumenta a 30°, pero la sismicidad no se extiende más allá de 200 km de profundidad (Madariaga, 1998).

3.1. Tipos de Sismos

Debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y su alta velocidad de convergencia, las deformaciones inducidas por la compresión generan fácilmente acumulaciones de esfuerzos que cuando se liberan dan origen a los sismos. Si se observa la Figura 3.1, donde se muestra un perfil oeste-este que atraviesa la cuenca de Santiago y se grafica en forma esquemática la sismicidad de la zona central, se pueden distinguir los siguientes tipos de sismos: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, intraplaca continental o corticales e intraplaca oceánica o outer-rise.

A continuación se describen las características más importantes de cada tipo de sismo.

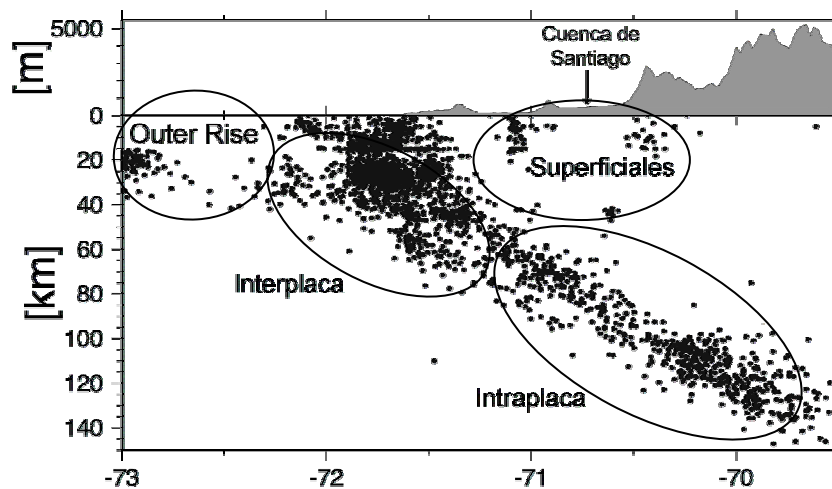


Figura 3.1. Sismicidad en la zona central de Chile, paralelo 33° S.

3.1.2. Sismos interplaca

Los sismos interplaca son los ocurridos a lo largo del contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana producto de la ruptura de esta zona de acoplamiento. Generalmente, estos sismos presentan mecanismos compresionales y sus profundidades hipocentrales son inferiores a los 60 km que es hasta donde existe el acoplamiento entre las placas.

Desde la llegada de los españoles, una larga secuencia de eventos de este tipo ha sido registrada, observándose epicentros marítimos y grandes longitudes de ruptura. En la zona central entre el paralelo 32° S y 35° S han sido reportados terremotos los años: 1575, 1647,

1730, 1822, 1906 y 1985, lo que sugiere un período de recurrencia aproximado de 82 años (Comte et al., 1986).

3.1.3. Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Los sismos intraplaca de profundidad intermedia corresponden a aquellos ocurridos al interior de la placa de Nazca, como resultado de esfuerzos tensionales producidos por el peso de la parte más profunda de la placa. Presentan profundidades hipocentrales mayores a 60 kms (Tichelaar et al., 1993). Estos sismos, por tener epicentros continentales, han sido los más destructivos en Chile. El terremoto de Chillán de 1939 cobró un total de 5000 vidas (Astroza et al., 2002). Sin embargo, por tener longitudes de ruptura menor y ser difíciles de estimar su lugar de ocurrencia y recurrencia, no existen numerosos registros de movimiento fuerte de este tipo de sismos en la zona central.

3.1.4. Sismos intraplaca continental o superficiales

Los sismos intraplaca continental o superficiales corresponden a aquellos producidos al interior de la placa Sudamericana, de mecanismos asociados a fallas inversas y transcurrentes, y de profundidades hipocentrales menores a los 40 km. En la zona central de Chile la actividad sísmica superficial se encuentra preferentemente a los pies de la cordillera de Los Andes y aunque su actividad es persistente, no se conoce la magnitud máxima ni la frecuencia de terremotos de este tipo (Barrientos et al., 2004).

3.1.5. Sismos intraplaca oceánica u outer-rise

Los sismos intraplaca oceánica u outer-rise son aquellos que tienen lugar al interior de la placa de Nazca cercanos a la superficie, al exterior de la fosa de Perú-Chile, producidos por la flexión de la placa al descender bajo el continente. Sus mecanismos pueden ser compresionales o tensionales.

Hoy en día existe mejor información de las características de los sismos de tipos interplaca e intraplaca debido a que las zonas donde se producen están mejor identificadas y porque se cuenta con más registros de su actividad. Por otro lado, los sismos de tipo outer-rise y superficiales, por tener menor ocurrencia y estar asociados a fallas producidas al interior de la placa, aún siguen siendo menos conocidos (Campos et al., 2005).

3.2. Geomorfología de la cuenca de Santiago

La cuenca de Santiago es una gran depresión ubicada en la parte norte de la Depresión Central. Se cierra por el norte en los cerros de Chacabuco y por el sur en Angostura. Tiene una longitud norte sur de 90 km y un ancho este-oeste de 40 km, aproximadamente (Karzulovic, 1958). Las unidades geológico geomorfológicas cuaternarias que se reconocen en el área son: depósitos de abanicos aluvionales, depósitos fluviales, depósitos de cenizas ignimbríticas pumicíticas, depósitos coluviales y conos de deyección, depósitos lacustres y depósitos de remoción en masa (Varela, 1991).

La topografía de la cuenca es relativamente plana con pendientes muy suaves. En gran parte del sector, las elevaciones van desde los 450 hasta los 700 m.s.n.m. (metros sobre el nivel del mar). Sin embargo, los cerros de la cordillera de los Andes que la rodean superan en muchos casos los 3000 m.s.n.m (Ej.: Cerro San Ramón).

La red de drenaje de la cuenca va desde la Cordillera de los Andes hacia el oeste alimentada de norte a sur principalmente por el estero Colina, el río Mapocho y el río Maipo.

Estudios gravimétricos realizados por Araneda et al. (2000) permiten estimar la profundidad del basamento rocoso de la cuenca y evidencia la existencia de una geometría muy irregular. Según este trabajo, en la mayoría de los sectores las profundidades son superiores a los 200 m alcanzando incluso los 500 m en sectores de Pudahuel, Lampa y Peñalolen. Además, existen afloramientos rocosos de cerros como el San Cristóbal, Renca, Lo Aguirre y Chena que alcanzan hasta los 900 m.s.n.m.

El pozo más profundo que se ha realizado en la cuenca, en la comuna de Pudahuel (Emparán, 1966), alcanzó una profundidad de 430 m sin llegar a la roca basal. Otros pozos profundos han sido realizados por compañías de aguas para proyectos de alimentación hídrica, de los cuales sólo unos pocos han alcanzado el basamento. Lamentablemente, estos pozos están ubicados en sectores donde el espesor de los sedimentos es menor.

Debido a la limitada información existente, es difícil caracterizar la geometría completa del basamento, sin embargo, las descripciones realizadas se pueden aprovechar para tener una percepción general de la cuenca.

3.3. Suelos de la cuenca de Santiago

De las descripciones de los pozos mencionados, además de información geológica proveniente de otros estudios (Valenzuela, 1978; Karzulovic, 1958), se pueden distinguir los siguientes depósitos de suelos más importantes en la cuenca de Santiago.

3.3.1. Gravas de Santiago

Corresponden a extensos depósitos sedimentarios, que forman grandes abanicos aluviales, originados principalmente por la acción de los ríos Mapocho y Maipo.

Los depósitos del Río Mapocho limitan al Norte en sectores aledaños al Cerro Renca con los depósitos de suelos finos del Norte de Santiago, y hacia el Sur se interdigitan con los depósitos del Río Maipo en el sector del Zanjón de La Aguada. Su límite oriental es la Cordillera de Los Andes en el sector de Lo Barnechea, mientras que su extremo occidental se encuentra en la zona de Pudahuel y Maipú donde existen depósitos de ceniza volcánica.

Los depósitos del Río Maipo se distribuyen desde el Zanjón de La Aguada por el Norte, hasta Paine por el Sur. Sus límites oriental y occidental son la Cordillera de Los Andes y de la Costa, respectivamente.

Estos depósitos son compactos, compuestos principalmente por gravas y bolones, inmersos en una matriz arenosa fina a gruesa, con contenidos variables de finos. Además, se encuentran, en proporciones variables, intercalaciones de lentes de arenas, limos, arcillas y cenizas volcánicas.

En los depósitos del Río Mapocho, estratigráficamente se puede distinguir un primer horizonte de grava más superficial que posee alta compacidad, buena gradación y está constituido por partículas subredondeadas. Los espesores de este horizonte fluctúan entre 4 y 7 metros de profundidad. Bajo este horizonte se encuentra un estrato que posee una gradación similar a la anterior, pero con finos más plásticos y una compacidad mayor, lo que incide en una mayor trabazón mecánica entre las partículas (Hidalgo y Ortigosa, 1997).

Las gravas constituyen buenos suelos de fundación (Valenzuela, 1978), ya que tienen una alta resistencia y rigidez (De la Hoz, 2006), con velocidades de onda de corte que pueden alcanzar hasta 800 m/s (Ampuero y Van Sint Jan, 2004).

3.3.2. Depósitos finos del norte de Santiago

Estos depósitos se encuentran ubicados en el sector Noroeste de la cuenca. Hacia el Norte se extienden hasta los sectores de Colina y Batuco, intercalándose con los depósitos del Río Colina, mientras que hacia el Sur estos depósitos se interdigitan con las Gravas de Santiago. En la zona Sureste, se acuñan sobre los depósitos de cenizas volcánicas pumicíticas, en el sector de Pudahuel, y al Noreste engranan con depósitos de escombros de falda.

Estos materiales aportados en gran medida por los esteros Colina y Lampa se han depositado por un represamiento progresivo del drenaje del sector Norte de la cuenca, debido al desarrollo de los depósitos de gravas y cenizas volcánicas.

Estos sedimentos están constituidos principalmente por lentes de limos y arcillas de baja consistencia, ricos en arcillas expansivas que se caracterizan por su alta plasticidad y el desarrollo de grietas de desecamiento. Además, presentan algunos lentes de poco espesor de arena fina limosa, grava y ceniza volcánica. Determinaciones mediante Rayos X establecen que la fracción fina está constituida principalmente por montmorillonita e illita. En el sector, el nivel freático se encuentra, en general, a poca profundidad, incluso aflorando en la superficie en algunos sectores. Por lo tanto, estos suelos poseen muy malas características como suelo de fundación y, aunque no se tiene una clara evidencia, se estima que su comportamiento dinámico es deficiente ante una sollicitación sísmica.

El pozo caracterizado por Emparán (1966), ubicado en este sector, describe una secuencia que probablemente fue acumulada en un ambiente lacustre hacia la base y sedimentos aluvionales finos hacia la superficie.

3.3.3. Depósitos de cenizas volcánicas pumicíticas

Corresponden a depósitos de ceniza volcánica originadas por flujos piroclásticos que rellenaron la cuenca (Stern et al., 1984) y, posteriormente fueron erosionados y redepositados por actividad fluvial. Se encuentran principalmente en el borde occidental de la cuenca, en las comunas de Pudahuel, Maipú, Cerrillos y en las rinconadas de Lo Aguirre, Maipú y Padre Hurtado.

Estos depósitos se componen principalmente de pequeñas partículas de vidrio volcánico, fragmentos de piedras pómez y fragmentos aislados de rocas volcánicas. En la clasificación USCS se clasifican como arena limosa, con finos de baja plasticidad.

Sus características dinámicas fueron estudiadas por Lagos (2003), quien reconoció cuatro unidades superficiales que van aproximadamente hasta los 50 m de profundidad cuyas velocidades de onda de corte van desde los 300 m/s hasta los 900 m/s.

3.3.4. Depósitos de conos de deyección

Corresponden a materiales arrastrados por flujos ocasionales de agua y depositados en forma de cono por acción gravitacional en la salida de las quebradas que drenan la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes y la oriental de la Cordillera de la Costa. Debido al mecanismo de depositación carecen de estratificación continua y su espesor aumenta hacia el centro del cono. Las partículas de estos depósitos poseen formas subangulares a subredondeadas inmersas en una matriz de finos con una cantidad variable de arena. En la parte superior predominan las partículas gruesas decreciendo su granulometría hacia la parte inferior del depósito.

Estudios realizados para la construcción de la Línea 4 del Metro en la falda terminal del cono aluvional, en el sector de Av. Ossa entre Plaza Egaña y Av. Departamental, muestran una importante presencia de suelos arcillosos. Estos depósitos se encuentran endentados irregularmente con gravas del río Mapocho y presentan, además, apariciones esporádicas de canales de gravas.

En la Figura 3.2, que muestra la Cuenca de Santiago, las curvas de nivel dan cuenta de la importante influencia del río Maipo en los depósitos de gravas presentes en la zona centro sur. También, en la figura se destacan los ríos y cerros más importantes, y la ubicación de los perfiles de suelos que se muestran en la Figura 3.3.

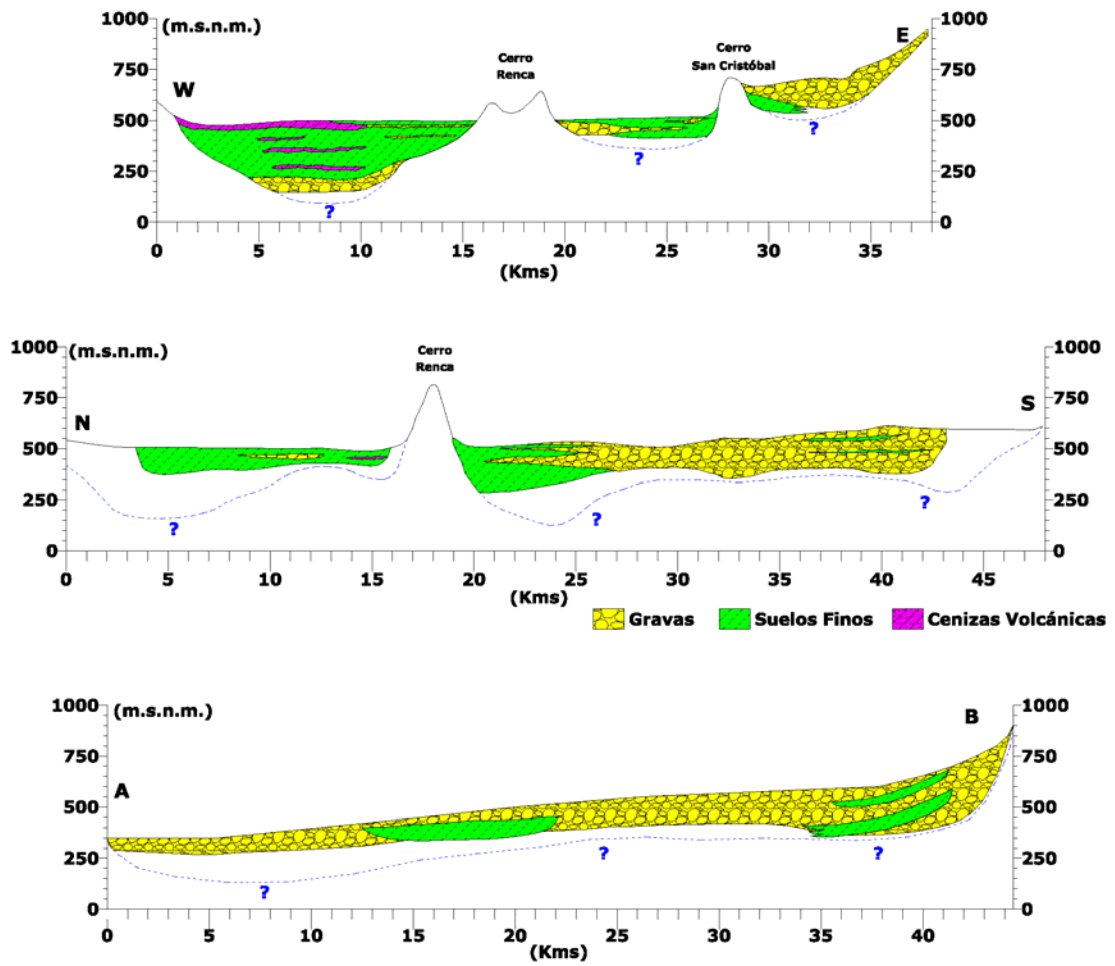


Figura 3.3. Perfiles de suelos de la cuenca de Santiago.

3.4. Terremoto de Chile Central de 1985

El terremoto de Chile Central del 3 de marzo de 1985 corresponde a un evento interplaca de tipo thrust (de bajo ángulo), de magnitud $M_s = 7.8$, cuyo epicentro fue $33.25^\circ S$, $71.75^\circ W$ y su profundidad focal de 40 km.

Las intensidades de este terremoto han sido reportadas en la ciudad de Santiago por Astroza y Monje (1991) y se presentan en la Figura 3.4. De acuerdo a este trabajo, los daños producidos por el terremoto fueron fuertemente influenciados por los depósitos de suelos locales. Se observó que muchos de los daños se concentraron en áreas con suelos de malas condiciones geotécnicas, especialmente en los depósitos de suelos finos del norte de la ciudad. También los daños observados sobre cenizas pumicíticas fueron considerables y atribuidos a los efectos topográficos producidos por la disposición en lomas que presenta este tipo de depósitos. Por otro lado, los efectos del terremoto sobre depósitos de gravas fueron menores, registrándose incluso intensidades del orden de 6.5 en la comuna de Las Condes.

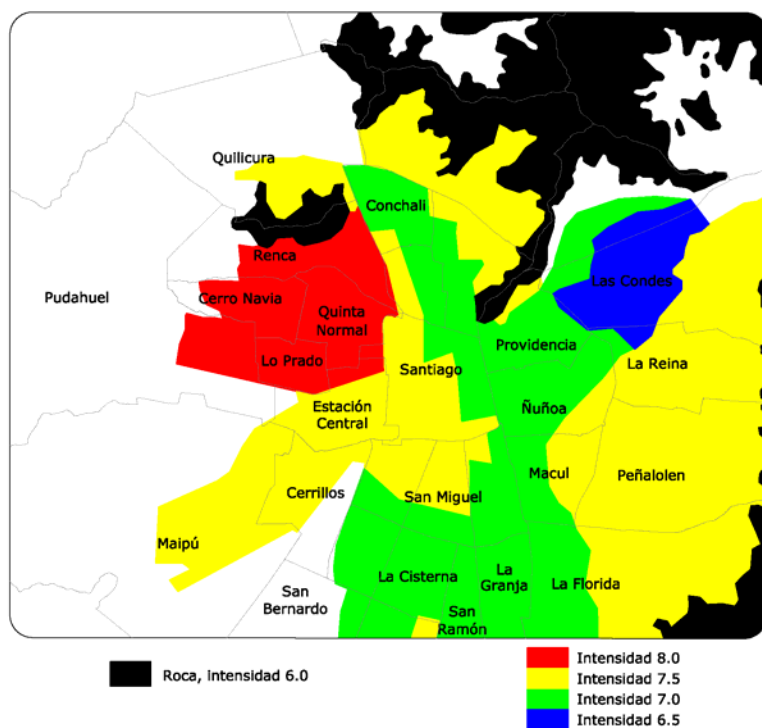


Figura 3.4. Intensidades del terremoto de 1985 en Santiago (modificado de Astroza y Monje, 1991).

La Figura 3.5 muestra registros de aceleraciones del terremoto en Santiago, edificio Endesa, y Valparaíso, en la Universidad Técnica Federico Santa María (U.T.F.S.M.).

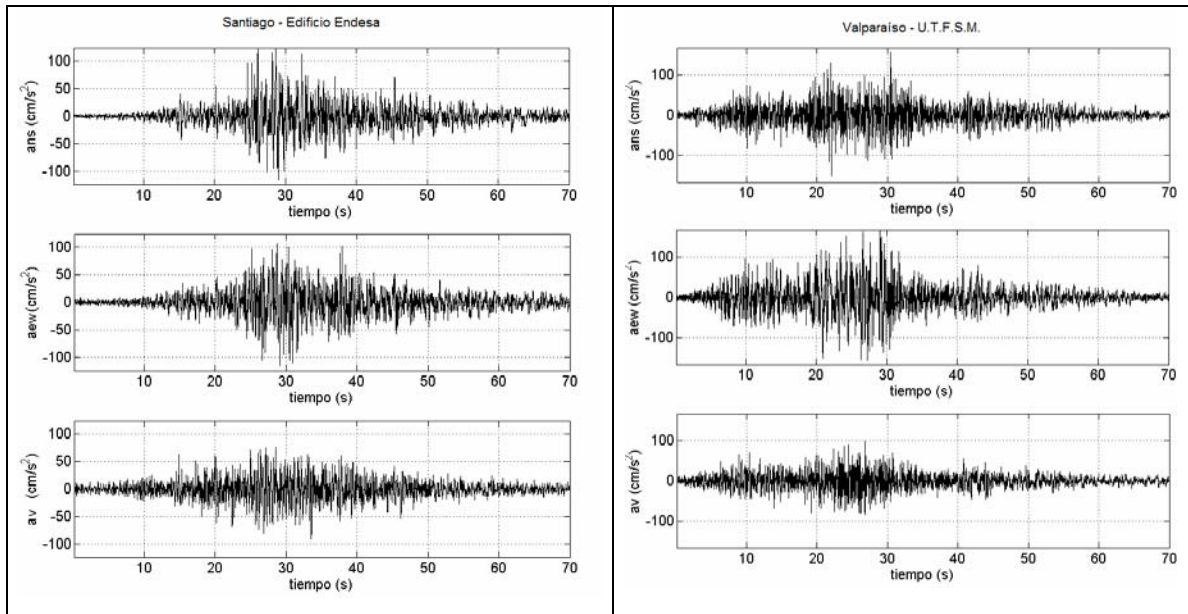


Figura 3.5. Registro de aceleraciones del terremoto de 1985 en Santiago y Valparaíso.

3.5. Estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago

El Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (SSN) mantiene una red de estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago compuesta por acelerómetros y sismómetros. La Tabla 3.1 presenta las características de las estaciones sismológicas que cuentan con acelerómetros y que fueron consideradas en este estudio.

Tabla 3.1. Estaciones Sismológicas del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

Estación	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (msnm)	Sensor	Inicio Operación
Antumapu	ANTU	-33.569	-70.634	640	EpiSensor, FBA ES-T	09/09/2002
Liceo en Pudahuel	PUEX	-33.441	-70.758	505	FBA-23	08/10/2001
Peñalolen	FSR	-33.479	-70.528	781	EpiSensor, FBA ES-T	27/06/2003

Además de estas estaciones, el Departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnia de la Universidad Católica, a través del Laboratorio de Sismología de Movimiento Fuerte (LSMF), mantiene una red de instrumentos que complementan la distribución de acelerómetros en la cuenca de Santiago. La Tabla 3.2 muestra la ubicación y las características de estas estaciones.

Tabla 3.2. Estaciones Sismológicas del Laboratorio de Sismología de Movimiento Fuerte de la Universidad Católica (LSMF).

Estación	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Sensor	Inicio Operación
U. C., Campus San Joaquín	UC2	-33.500	-70.614	SMAC-MD-I	11/07/1989
Planta Toyota Pudahuel	PTP	-33.450	-70.776	SMAC-MD-I	14/07/1989
Planta Cervecera Quilicura	PCQ	-33.364	-70.702	SMAC-MD-I	14/07/1989
Aeródromo Eulogio Sánchez	AES	-33.459	-70.548	SSA-1-I	31/01/1990

La Figura 3.6 muestra las ubicaciones de las estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago presentadas en las tablas anteriores.

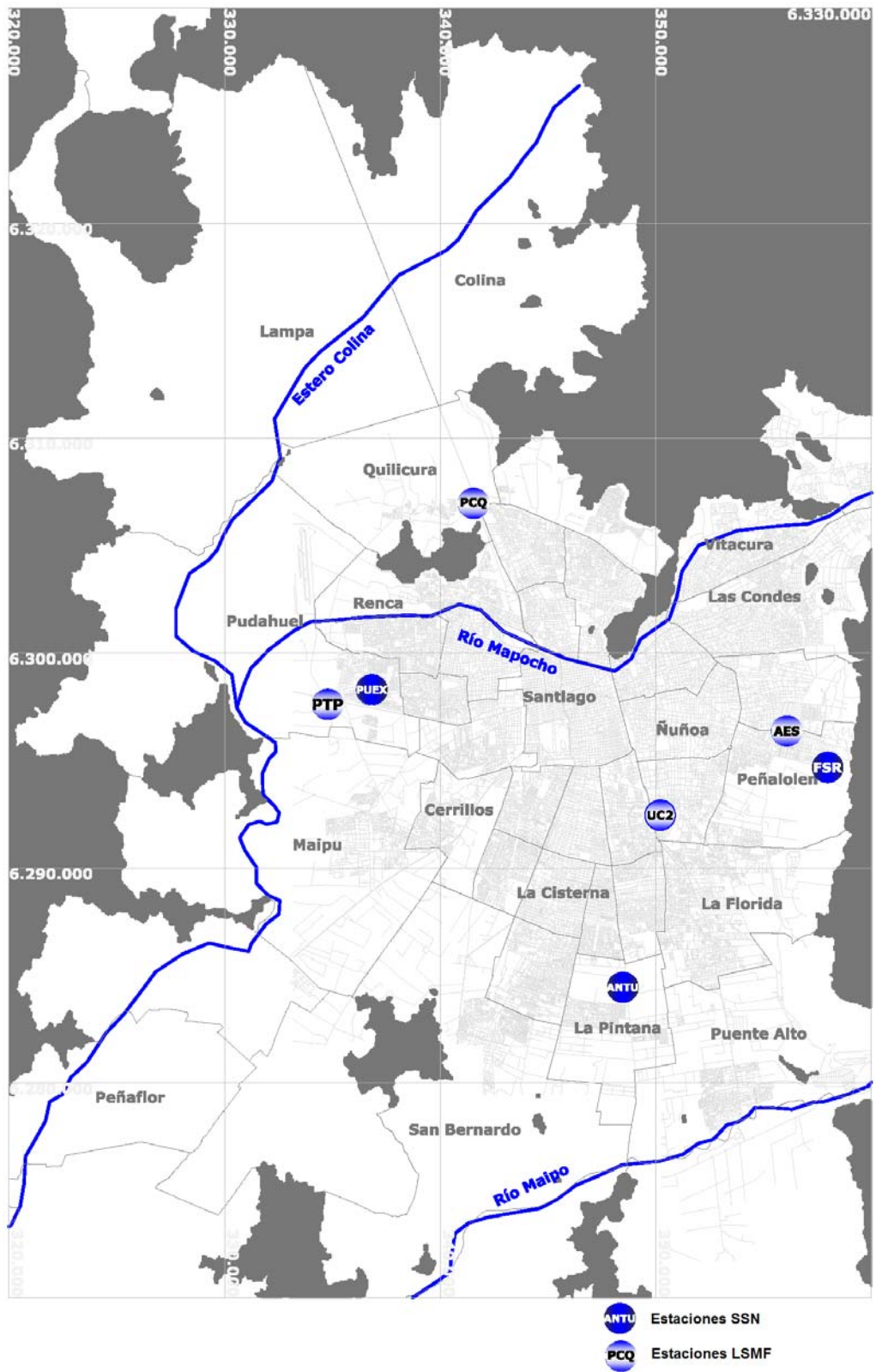


Figura 3.6. Estaciones sismológicas en la cuenca de Santiago.

3.6. Registros sísmicos en la cuenca de Santiago

En este estudio se han considerado sismos que fueron registrados por las estaciones sismológicas descritas anteriormente, cuyas magnitudes fueron mayor o igual a 4.5 y cuyos epicentros se localizaron entre 32,0° y 34,5° S; y 69,5° y 73,0° W. La Tabla 3.3 muestra los sismos registrados por las estaciones del SSN y sus características.

Tabla 3.3. Sismos registrados por estaciones del SSN

Sismo	Fecha	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (Km.)	Magnitud	Tipo
1	01/10/2005	13:24	-33.908	-70.447	118.5	4.5	IPPI
2	12/08/2005	08:59	-33.462	-70.676	88.0	4.7	IPPI
3	13/04/2005	09:25	-33.14	-72.925	24.7	5.2	IPO
4	29/03/2005	16:38	-33.711	-72.277	34.0	5.0	IP
5	29/10/2004	00:03	-32.475	-71.755	28.0	4.2	IP
6	29/10/2004	00:00	-33.922	-72.562	29.0	4.8	IP
7	29/09/2004	11:25	-33.371	-70.179	8.6	4.6	S
8	08/09/2004	08:16	-33.988	-72.318	31.9	5.1	IP
9	08/09/2004	08:06	-33.999	-72.399	33.5	4.7	IP
10	07/09/2004	12:33	-33.995	-72.352	17.9	5.3	IP
11	07/09/2004	10:57	-33.969	-72.418	36.3	5.3	IP
12	28/06/2004	18:08	-33.996	-72.289	28.3	4.3	IP
13	30/04/2004	10:03	-33.516	-70.566	95.8	5.4	IPPI
14	20/09/2003	13:06	-33.235	-72.299	35.7	4.9	IP
15	18/07/2003	10:17	-33.826	-71.015	77.1	5.0	IPPI
16	16/06/2003	15:10	-33.936	-71.111	71.6	5.2	IPPI
17	30/05/2003	23:15	-33.822	-70.603	98.4	4.7	IPPI
18	22/02/2003	18:04	-33.071	-71.278	56.7	4.8	IPPI
19	07/01/2003	00:54	-33.778	-70.369	112.4	6.0	IPPI
20	02/10/2002	21:40	-33.266	-69.828	5.6	4.0	S
21	11/09/2002	13:34	-33.642	-72.064	28.6	4.6	IP
22	19/07/2002	06:55	-33.313	-70.752	81.0	5.2	IPPI
23	10/05/2002	09:21	-33.361	-70.409	100.8	4.9	IPPI

Nota: IP: interplaca; IPPI: intraplaca de profundidad intermedia; S: superficial; IPO: intraplaca oceánica.

La Tabla 3.4 presenta los sismos registrados por las estaciones del FSMF de la Universidad Católica.

Tabla 3.4. Sismos registrados por estaciones del LSMF

Sismo	Fecha	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (Km.)	Magnitud	Tipo
1	12/09/1994	23:07:11	-32.770	-71.638	33.3	4.8	IP
2	11/10/1994	01:37:23	-32.263	-71.532	45.8	5.4	IP
3	28/10/1994	20:59:29	-33.241	-70.477	76.5	4.9	IPPI
4	22/02/1996	10:40:56	-33.634	-71.633	46.1	5.7	IP
5	02/03/1996	14:26:52	-33.296	-70.992	61.1	4.5	IPPI
6	10/05/1996	14:22:50	-33.377	-70.356	104.1	4.6	IPPI
7	24/07/1996	00:21:17	-33.027	-71.061	78.1	4.7	IPPI
8	24/03/1997	21:14:46	-33.462	-70.784	82.7	5.4	IPPI
9	20/04/1997	16:53:18	-34.001	-70.452	106.7	5.5	IPPI
10	14/10/1997	22:03:33	-30.773	-71.315	58.0	6.8	IP
11	03/05/1998	19:42:34	-33.276	-71.473	44.9	5.0	IP
12	29/10/1998	16:55:56	-32.868	-70.662	85.8	5.0	IPPI
13	12/01/1998	07:14:14	-31.101	-71.947	43.2	6.0	IP
14	17/04/1998	16:48:53	-32.787	-71.525	36.0	5.0	IP
15	10/10/1998	01:12:06	-33.543	-72.221	11.2	5.2	IP
16	04/04/1999	18:04:48	-33.625	-71.002	65.5	4.5	IPPI
17	06/04/1999	04:45:37	-34.254	-72.037	40.0	4.9	IP
18	01/08/1999	22:06:40	-33.127	-70.339	98.8	5.1	IPPI
19	03/08/1999	13:24:45	-32.817	-70.822	79.5	4.8	IPPI
20	16/06/2000	04:55:36	-33.918	-70.391	115.2	6.0	IPPI

Nota: IP: Interplaca; IPPI: intraplaca de profundidad intermedia; S: Superficial

Las Tabla 3.5 y Tabla 3.6 presentan, respectivamente, las estaciones donde los sismos de la Tabla 3.3 y Tabla 3.4 fueron registrados.

Tabla 3.5. Sismos por estación, registrados por el SSN

Sismo	ANTU	FSR	PUEX
1	X		
2	X	X	
3		X	
4	X		X
5	X	X	X
6	X	X	X
7	X	X	X
8	X		X
9	X		X
10	X	X	X
11	X	X	X
12	X	X	X
13	X	X	X
14	X		
15	X		
16	X		X
17	X		X
18			X
19	X		X
20	X		X
21	X		
22			X
23			X

Tabla 3.6. Sismos por estación, registrados por el LSMF

Sismo	UC2	PTP	PCQ	AES
1	X	X	X	X
2	X	X	X	X
3	X	X	X	X
4	X	X	X	
5	X	X	X	
6	X	X	X	
7	X	X	X	
8	X	X	X	
9	X	X	X	
10	X	X	X	
11	X	X	X	
12	X	X	X	X
13	X	X	X	
14	X	X	X	
15	X	X	X	X
16	X	X		X
17	X	X		X
18	X	X	X	
19	X	X	X	
20	X	X	X	X

Basándose en la información de la Tabla 3.3 y la Tabla 3.4, se ha elaborado la Figura 3.7 que muestra la distribución en planta y en profundidad de los eventos sísmicos registrados en la cuenca de Santiago. Además, se han delimitado los eventos que se considerarán de tipo interplaca, intraplaca y superficiales.

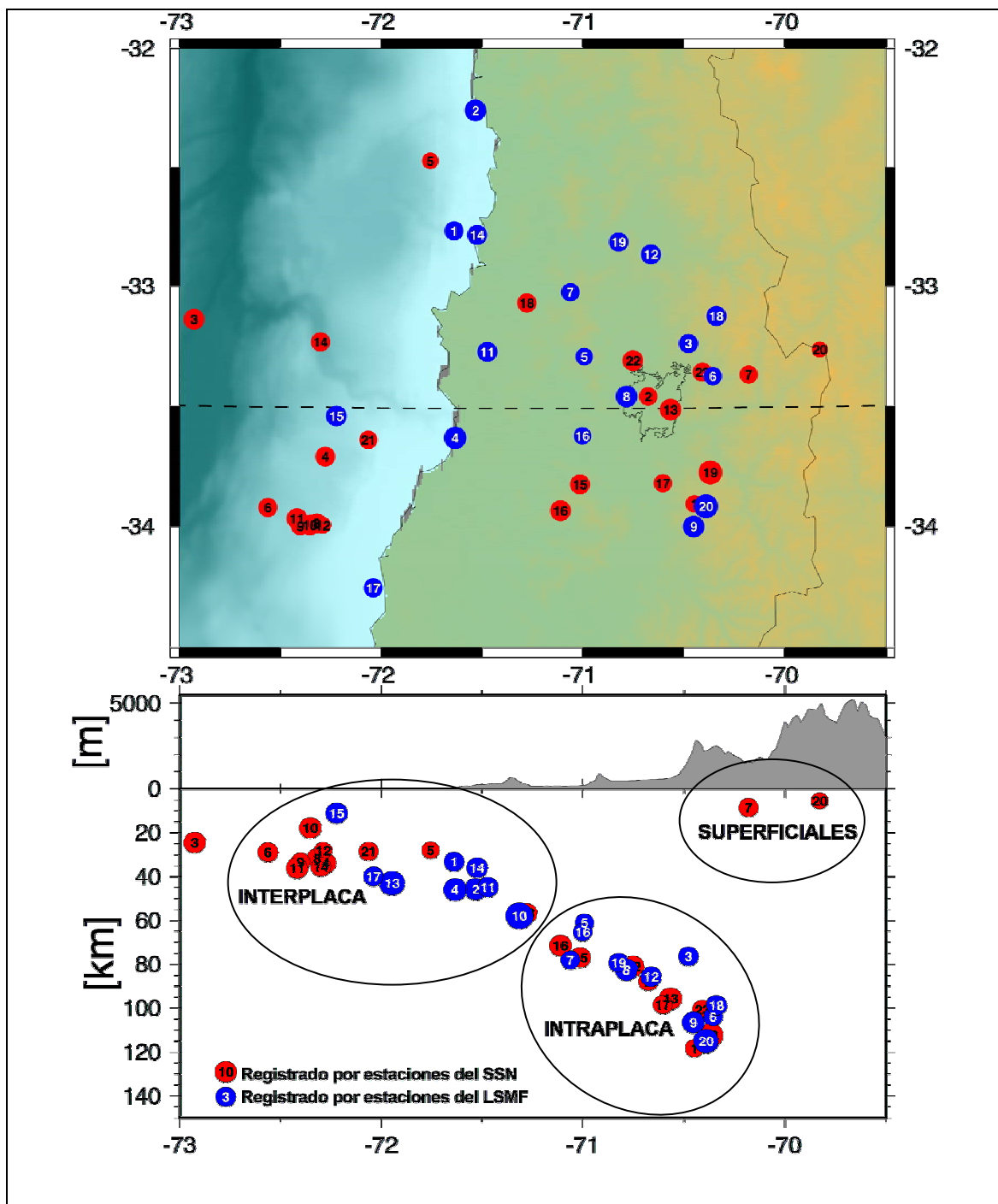


Figura 3.7. Distribución en planta y profundidad de sismos registrados en la cuenca de Santiago.

Las aceleraciones máximas registradas en cada sismo por cada estación se presentan en la Tabla 3.7 y la Tabla 3.8. Además, desde la Figura 3.8 hasta la Figura 3.13 se grafican las aceleraciones máximas por componente desarrolladas en cada sismo.

Tabla 3.7. Aceleraciones máximas (en g) alcanzadas por los sismos registrados en estaciones del SSN

Sismo	Tipo	Estación								
		ANTU			FSR			PUEX		
		NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V
1	IPPI	0.0015	0.0014	0.0006	-	-	-	-	-	-
2	IPPI	0.0099	0.0060	0.0031	0.0070	0.0051	0.0061	-	-	-
3	IP	-	-	-	0.0012	0.0010	0.0008	-	-	-
4	IP	0.0023	0.0013	0.0018	-	-	-	0.0016	0.0018	0.0014
5	IP	0.0003	0.0004	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0006	0.0008	0.0010
6	IP	0.0003	0.0004	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002	0.0005	0.0005	0.0003
7	S	0.0026	0.0044	0.0021	0.0045	0.0094	0.0068	0.0018	0.0041	0.0021
8	IP	0.0011	0.0011	0.0007	-	-	-	0.0013	0.0013	0.0013
9	IP	0.0005	0.0006	0.0004	-	-	-	0.0007	0.0006	0.0006
10	IP	0.0016	0.0015	0.0010	0.0007	0.0009	0.0007	0.0018	0.0015	0.0017
11	IP	0.0020	0.0016	0.0011	0.0009	0.0011	0.0009	0.0023	0.0019	0.0020
12	IP	0.0002	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	0.0003	0.0003	0.0003
13	IPPI	0.0163	0.0177	0.0088	0.0120	0.0146	0.0098	0.0130	0.0207	0.0121
14	IP	0.0007	0.0006	0.0004	-	-	-	-	-	-
15	IPPI	0.0102	0.0080	0.0064	-	-	-	-	-	-
16	IPPI	0.0108	0.0130	0.0065	-	-	-	0.0057	0.0076	0.0100
17	IPPI	0.0046	0.0063	0.0034	-	-	-	0.0046	0.0035	0.0042
18	IPPI	-	-	-	-	-	-	0.0048	0.0035	0.0046
19	IPPI	0.0315	0.0260	0.0124	-	-	-	0.0164	0.0254	0.0270
20	S	0.0003	0.0002	0.0002	-	-	-	0.0005	0.0004	0.0006
21	IP	0.0004	0.0005	0.0004	-	-	-	-	-	-
22	IPPI	-	-	-	-	-	-	0.0054	0.0068	0.0056
23	IPPI	-	-	-	-	-	-	0.0019	0.0023	0.0024

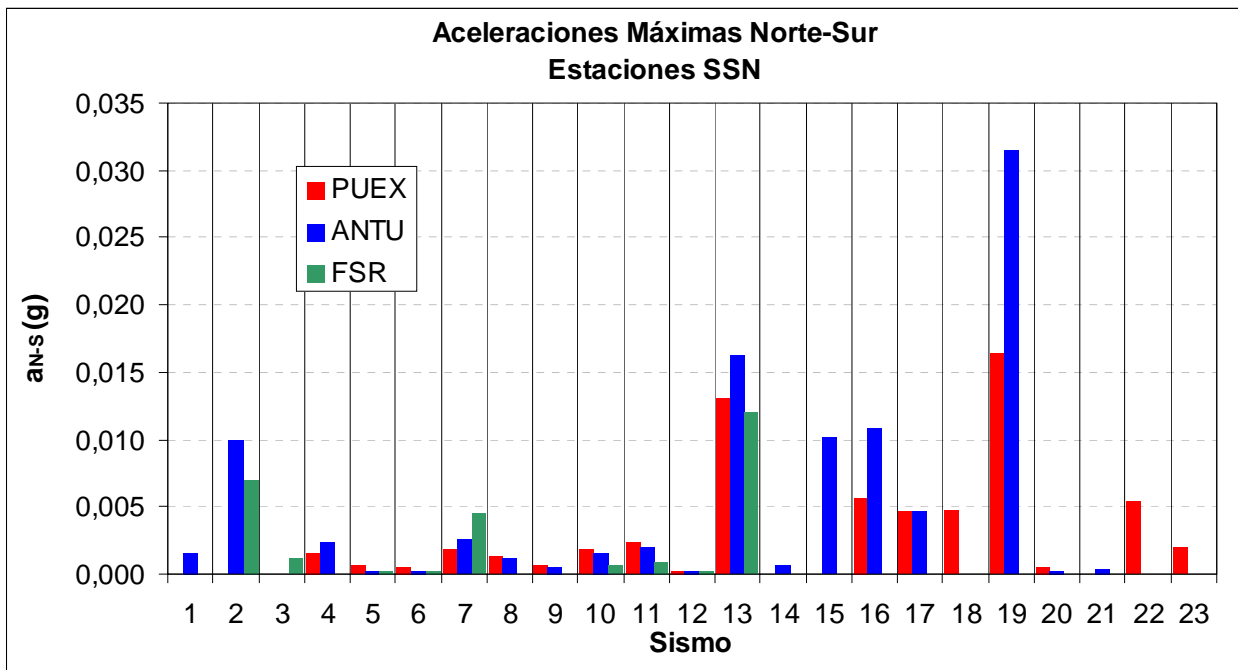


Figura 3.8. Aceleraciones máximas norte sur alcanzadas por sismos registrados en estaciones del SSN

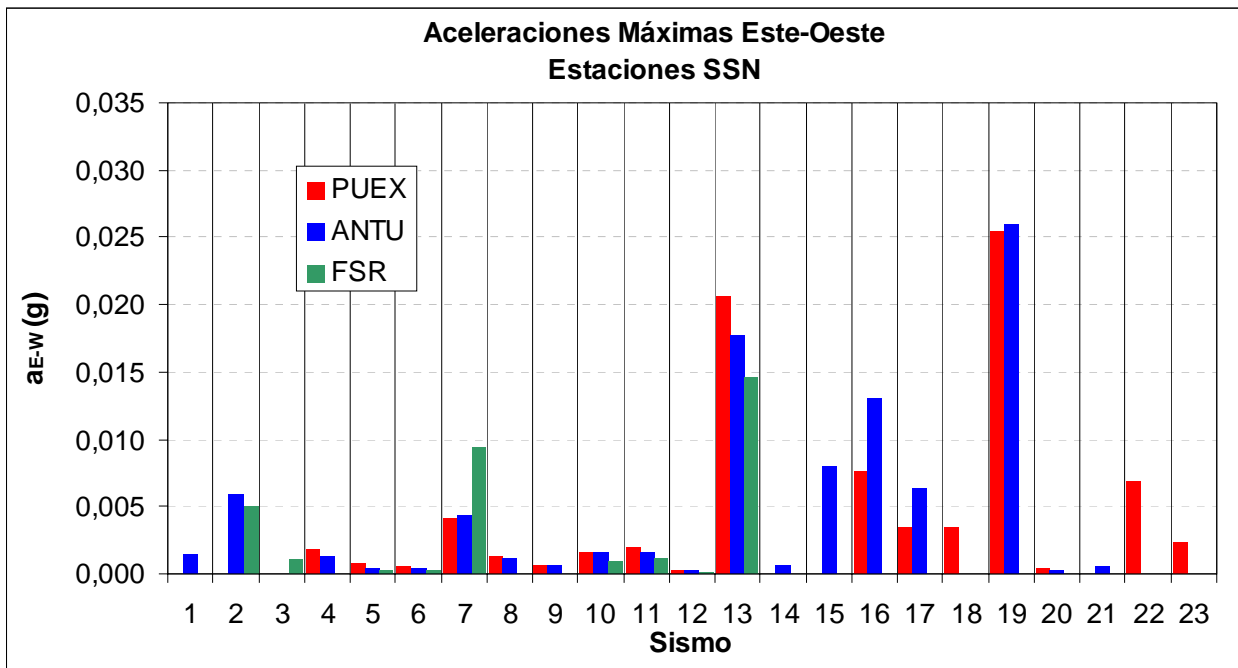


Figura 3.9. Aceleraciones máximas este oeste alcanzadas por sismos registrados en estaciones del SSN

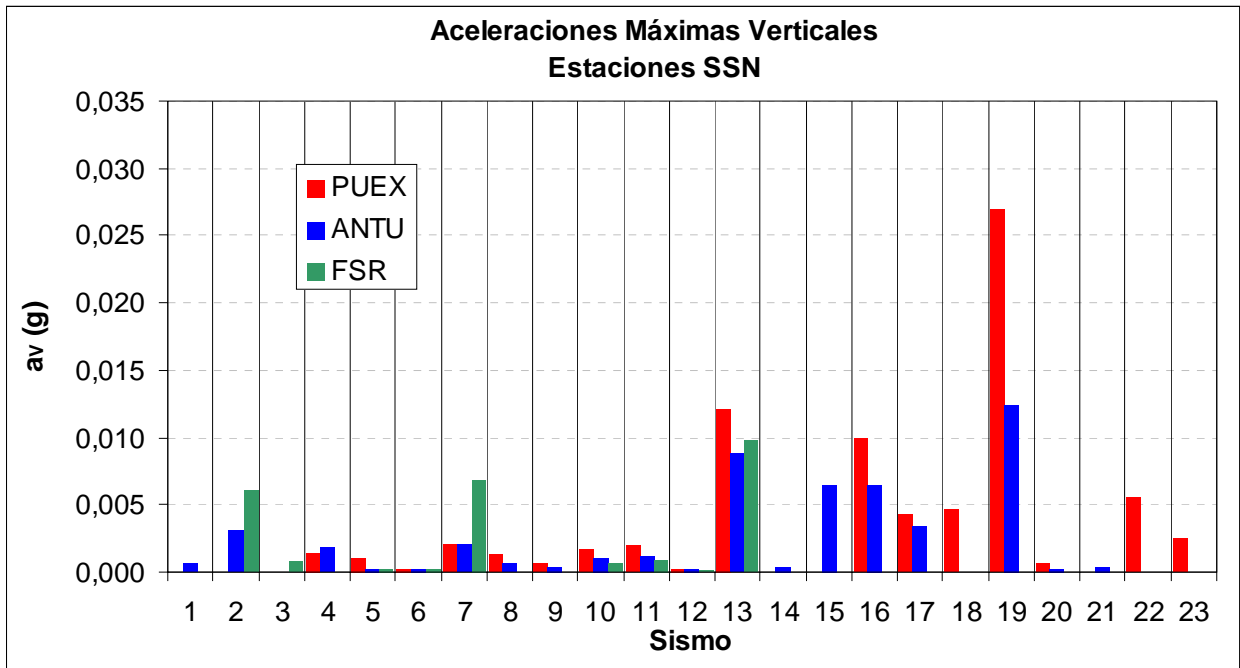


Figura 3.10. Aceleraciones máximas verticales alcanzadas por sismos registrados en estaciones del SSN.

Tabla 3.8. Aceleraciones máximas (en g) alcanzadas por los sismos registrados en estaciones del LSMF

Sismo	Tipo	Estación											
		AES			PCQ			PTP			UC2		
		NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V
1	IP	0.0052	0.0045	0.0025	0.0218	0.0183	0.0068	0.0058	0.0061	0.0043	0.0066	0.0032	0.0021
2	IP	0.0130	0.0223	0.0093	0.0276	0.0341	0.0181	0.0092	0.0094	0.0092	0.0114	0.0090	0.0071
3	IPPI	0.0313	0.0288	0.0099	0.0120	0.0205	0.0093	0.0064	0.0051	0.0089	0.0091	0.0148	0.0057
4	IP	-	-	-	0.0674	0.0545	0.0362	0.0486	0.0570	0.0346	0.0480	0.0394	0.0203
5	IPPI	-	-	-	0.0134	0.0147	0.0193	0.0148	0.0130	0.0194	0.0134	0.0128	0.0077
6	IPPI	-	-	-	0.0214	0.0191	0.0159	0.0083	0.0065	0.0084	0.0072	0.0093	0.0046
7	IPPI	-	-	-	0.0458	0.0261	0.0219	0.0093	0.0067	0.0120	0.0085	0.0084	0.0062
8	IPPI	-	-	-	0.0777	0.1046	0.0642	0.0725	0.0569	0.0970	0.0697	0.0737	0.0550
9	IPPI	-	-	-	0.0248	0.0211	0.0205	0.0360	0.0272	0.0188	0.0225	0.0205	0.0120
10	IP	-	-	-	0.0731	0.0619	0.0418	0.0244	0.0292	0.0200	0.0266	0.0208	0.0177
11	IP	-	-	-	0.0208	0.0166	0.0163	0.0167	0.0142	0.0102	0.0102	0.0108	0.0062
12	IPPI	0.0287	0.0194	0.0140	0.0899	0.1298	0.0593	0.0261	0.0272	0.0256	0.0182	0.0184	0.0108
13	IP	-	-	-	0.0300	0.0186	0.0139	0.0079	0.0089	0.0057	0.0071	0.0051	0.0045
14	IP	-	-	-	0.0173	0.0254	0.0164	0.0090	0.0092	0.0072	0.0086	0.0063	0.0059
15	IP	0.0060	0.0061	0.0054	0.0099	0.0096	0.0050	0.0060	0.0052	0.0051	0.0027	0.0028	0.0025
16	IPPI	0.0119	0.0150	0.0054	-	-	-	0.0098	0.0080	0.0089	0.0148	0.0150	0.0072
17	IP	0.0085	0.0099	0.0075	-	-	-	0.0115	0.0128	0.0067	0.0046	0.0050	0.0043
18	IPPI	-	-	-	0.0566	0.0652	0.0469	0.0236	0.0217	0.0313	0.0741	0.0548	0.0279
19	IPPI	-	-	-	0.0202	0.0293	0.0170	0.0165	0.0111	0.0123	0.0128	0.0110	0.0075
20	IPPI	0.0727	0.0636	0.0374	0.0758	0.0646	0.0562	0.0567	0.0540	0.0421	0.0557	0.0580	0.0265

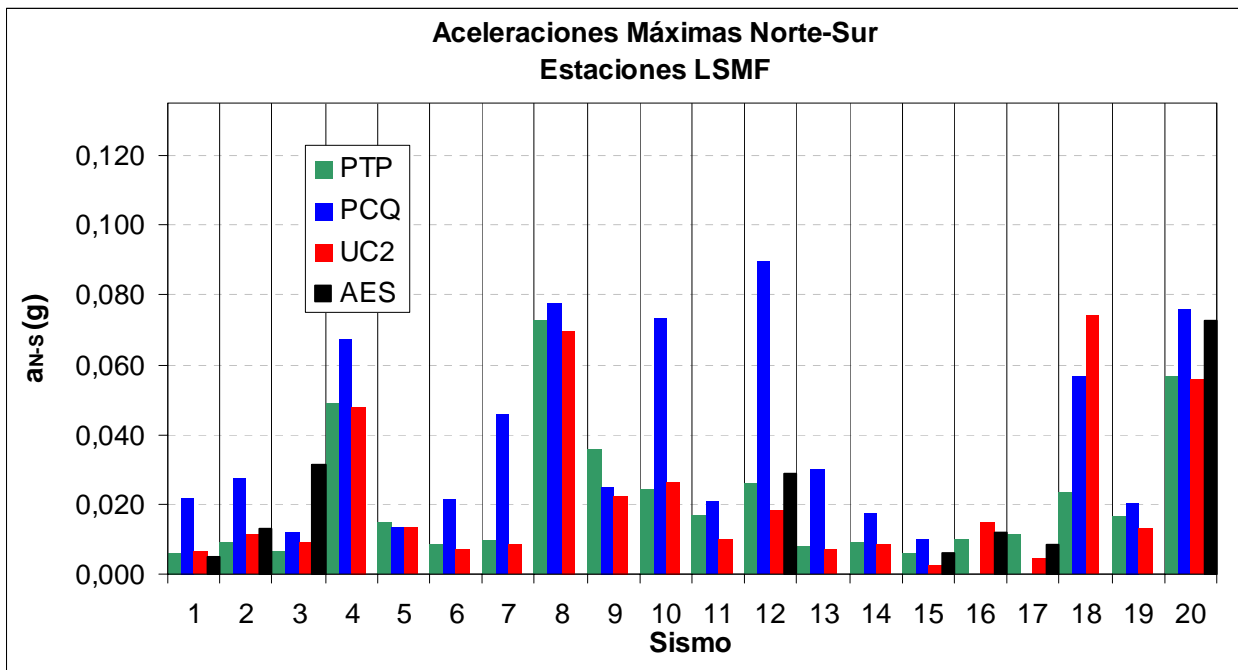


Figura 3.11. Aceleraciones máximas norte sur alcanzadas por sismos registrados en estaciones del LSMF

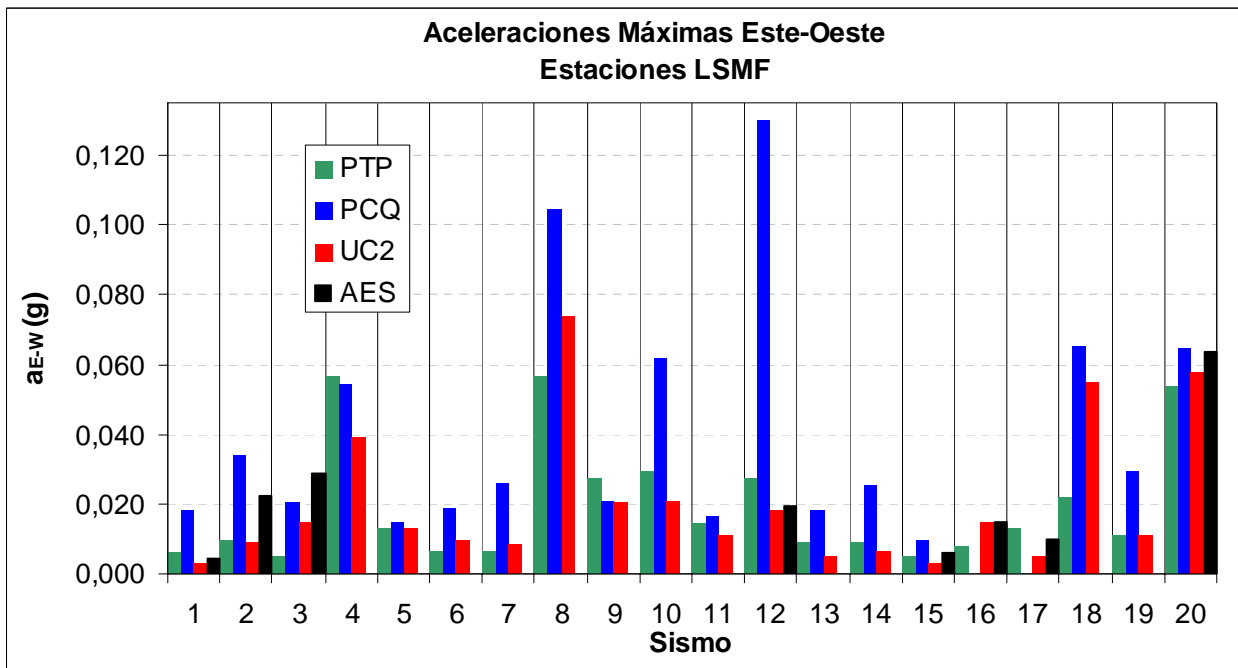


Figura 3.12. Aceleraciones máximas este oeste alcanzadas por sismos registrados en estaciones del LSMF

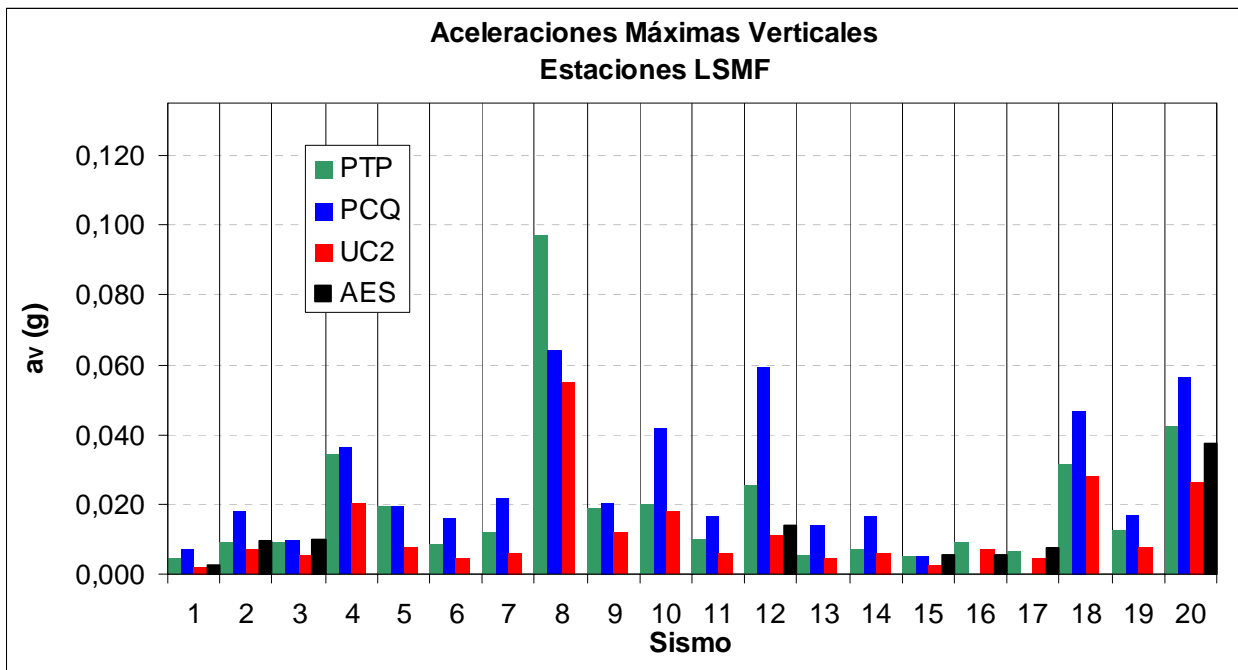


Figura 3.13. Aceleraciones máximas verticales alcanzadas por sismos registrados en estaciones del LSMF

4. ANÁLISIS DE SEÑALES

4.1. Transformada de Fourier

La Transformada de Fourier o Espectro de Fourier, $S(\omega)$, de una señal, $s(t)$, continua, periódica, estacionaria y de energía finita se define como:

$$S(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-j\omega t} dt \quad (4.1)$$

El espectro de Fourier corresponde a la representación de la señal $s(t)$ en el dominio de las frecuencias y, en general, pertenece a los números complejos, es decir, se puede escribir de la forma.

$$S(\omega) = a(\omega) + j \cdot b(\omega) \quad (4.2)$$

$$S(\omega) = B(\omega)e^{j\varphi(\omega)} \quad (4.3)$$

Donde $B(\omega)$ corresponde a la amplitud espectral y $\varphi(\omega)$ a la fase espectral, definidas como:

$$B(\omega) = \sqrt{a(\omega)^2 + b(\omega)^2} \quad (4.4)$$

$$\varphi(\omega) = \arctan\left(\frac{b(\omega)}{a(\omega)}\right) \quad (4.5)$$

La Densidad Espectral de Energía corresponde al cuadrado del módulo del espectro de Fourier, $|S(\omega)|^2$.

Según el Teorema de Parseval, la energía de la señal, $s(t)$, se puede calcular integrando el cuadrado de la señal en el tiempo o integrando la densidad espectral de energía en frecuencia.

$$E = \int |s(t)|^2 dt = \int |S(\omega)|^2 d\omega \quad (4.6)$$

El término $S(\omega=0)$ de la transformada de Fourier corresponde al promedio de la señal $s(t)$ y se conoce como *componente estática de $s(t)$* .

Como la mayoría de los procesos no se pueden muestrear en forma continua, se define la Transformada Discreta de Fourier de la señal discreta, s , como:

$$S_k = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^n s_i e^{-j\omega_k(i\Delta t)} \quad (4.7)$$

Donde Δt es el intervalo de muestreo. En este caso las frecuencias también son discretas y tienen la forma:

$$\omega_k = k \cdot \Delta\omega \quad k = 0 \dots (n-1) \quad (4.8)$$

$$\Delta\omega = \frac{2\pi}{T} \quad T = (n-1) \cdot \Delta t \quad (4.9)$$

Con n , el número total de puntos de la señal s .

La implementación computacional de la Transformada Discreta de Fourier es la Fast Fourier Transform, FFT (Press et al., 1992), que será la utilizada para todo efecto práctico.

La frecuencia $\omega_{Ny} = \omega_{n-1}/2$ se conoce como frecuencia de Nyquist y la transformada discreta de Fourier es simétrica con respecto a ella. De acuerdo a esto, la información útil del espectro de Fourier se encuentra en frecuencias bajo la frecuencia de Nyquist.

El Teorema de Parseval en su forma discreta es:

$$\sum_{i=0}^{N-1} s_i^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} |S_k|^2 \quad (4.10)$$

La Figura 4.1 muestra un registro de 1000 puntos con un intervalo de muestreo de 1 s y su espectro de amplitudes de Fourier calculado con la FFT. Cabe señalar que dada esta frecuencia

de muestreo el espectro de amplitudes de Fourier sólo tiene información útil hasta 0.5 Hz, que es la frecuencia de Nyquist. Esto debido a:

$$n = 1000$$

$$\Delta t = 1s$$

$$T = (1000 - 1)1s \quad T = 999s$$

$$\Delta\omega = \frac{2\pi}{999}$$

$$\omega_{Ny} = \frac{\omega_{n-1}}{2} = (1000 - 1) \frac{2\pi}{999} \quad \omega_{Ny} = \pi$$

$$f_{Ny} = \frac{\omega_{Ny}}{2\pi} = \frac{\pi}{2\pi} \quad f_{Ny} = \frac{1}{2} Hz$$

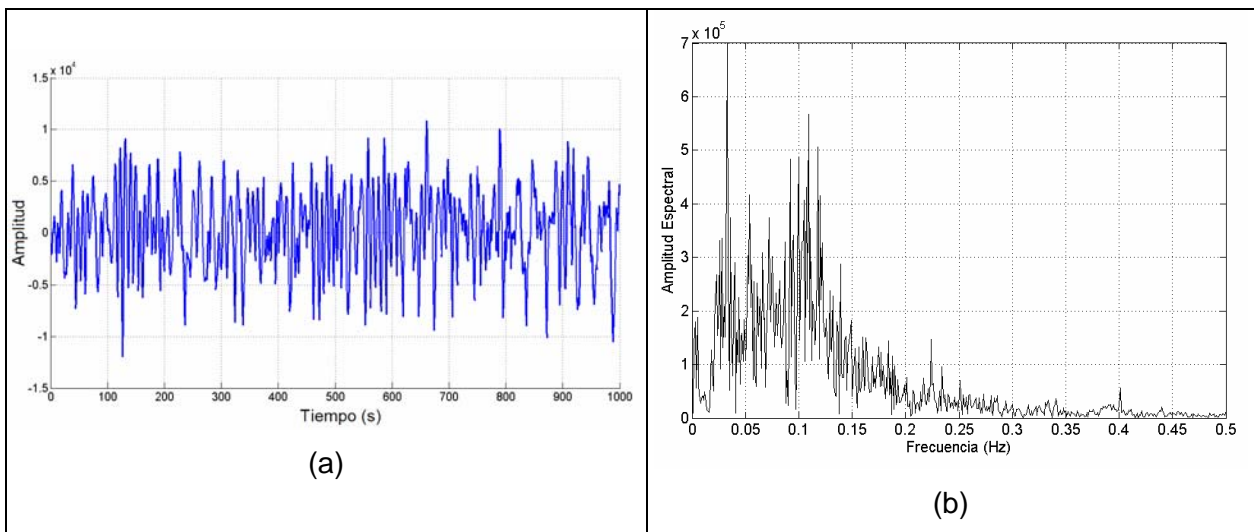


Figura 4.1. (a) Registro de 1000 puntos y (b) su transformada de Fourier.

4.2. Consideraciones en el procesamiento de señales

4.2.1. Principio de incerteza

Como se vió anteriormente, existe una relación inversamente proporcional entre la resolución en frecuencia, $\Delta\omega$, del espectro de Fourier y la resolución temporal, Δt , de la señal.

$$\Delta\omega = \frac{2\pi}{n \cdot \Delta t} \quad (4.11)$$

Si consideramos un intervalo de muestreo constante, Δt , para mejorar la resolución en frecuencia, es necesario aumentar el número de puntos, n , de la parte de la señal que se quiera analizar. Como veremos más adelante, ésta es una de las más importantes limitaciones para el análisis tiempo frecuencia de señales.

4.2.2. Corrección por línea de base

Si \bar{s} es el promedio de la señal s en un intervalo de tiempo $n \cdot \Delta t$, entonces, s_r , la señal corregida por línea de base será:

$$s_{ri} = s_i - \bar{s} \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.12)$$

Donde $\bar{s} = \frac{\sum_{i=1}^n s_i}{n}$

Esta corrección se realiza para evitar que el primer término de la transformada de Fourier, $S(0)$, sea distinto de cero.

4.2.3. Ventana o Taper

Aplicar una ventana o taper a una señal corresponde a la multiplicación en el tiempo de sus elementos, en una ventana temporal de largo $n \cdot \Delta t$, por una función suave y nula en los extremos. Matemáticamente el ventaneo se define como:

$$s_{wk} = s_k \cdot w_k \quad k \in (1, \dots, n) \quad (4.13)$$

Donde s_{wk} es el elemento k de la señal ventaneada; s_k , es el elemento k de la señal s y w_k el elemento k de la ventana w .

Forzar una señal a cero en los extremos evita el fenómeno conocido como leakage (Santamarina, 1998) que consiste en la aparición de altas frecuencias producidas por el corte abrupto de la señal al inicio y al final, considerando que la señal es periódica.

Las ventanas más conocidas son la funciones cajón, Hanning, Gaussiana, y el coseno atenuado o ventana de Tukey, entre otras.

La ventana Tukey se define como:

$$w_k = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{2\pi}{k} \frac{(k-1)}{(n-1)} - \pi \right) \right] & \text{si } k < \frac{r}{2}(n-1)+1 \\ 1 & \text{si } \frac{r}{2}(n-1)+1 \leq k \leq n - \frac{r}{2}(n-1) \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{2\pi}{r} - \frac{2\pi}{r} \frac{(k-1)}{(n-1)} - \pi \right) \right] & \text{si } n - \frac{r}{2}(n-1) < k \end{cases} \quad (4.14)$$

Donde n corresponde al número de puntos de la ventana y r al porcentaje del largo de la ventana que es distinto de uno. $r = 0$ corresponde a una función cajón, y $r = 1$ corresponde a una ventana de Hanning. En este trabajo se utilizarán taper de este tipo con r menor o igual a 10%.

Si bien el ventaneo de señales tiene las ventajas señaladas, una de sus desventajas es que deforma la amplitud de la señal, sobretodo hacia los extremos, por lo que la elección de la función debe ser adecuada a las características de la señal. Una señal no estacionaria, como por ejemplo un pulso de energía, debe ser ventaneada procurando centrar la parte más energética para no perder información en amplitud.

La Figura 4.2 muestra el mismo registro de la Figura 4.1, de 1000 puntos, ventaneado con una función Tukey con $r = 20\%$.

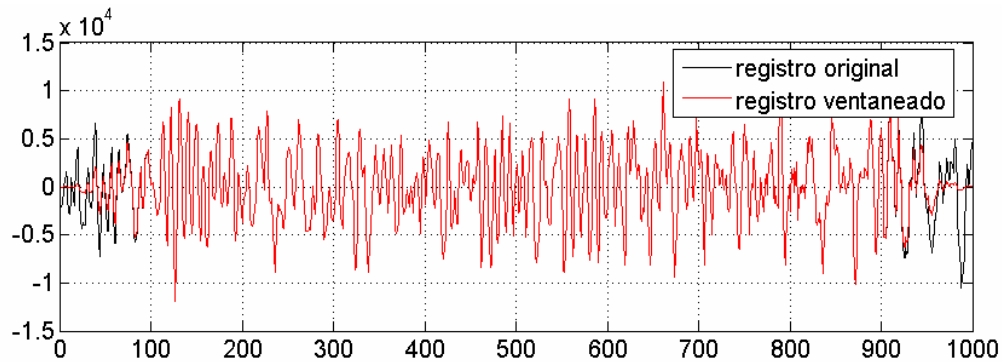


Figura 4.2. Registro de la Figura 4.1 (a) ventaneado con una función Tukey.

4.2.4. Suavizado de Espectros

Las representaciones espectrales de una señal presentan, en general, una gran dispersión. Para obtener la tendencia promedio, éstos se suavizan multiplicando el espectro por una función que permita mantener las características medias y elimine los saltos abruptos.

Una forma de suavizar el espectro es utilizando una media móvil de m puntos definida como:

$$s_{si} = \sum_{k=i-m/2}^{i+m/2} c_{k-i+m/2} s_k \quad c_j=0,1,\dots,m \quad (4.15)$$

En que s_{si} es el punto i de la señal s suavizada y los coeficientes c_j son ponderadores de los elementos de s en función de su distancia al punto central s_i . La Figura 4.3 presenta la transformada de Fourier del registro de la Figura 4.1 suavizado con una media móvil de 4, 10, 20 y 30 puntos, considerando $c_j = 1$.

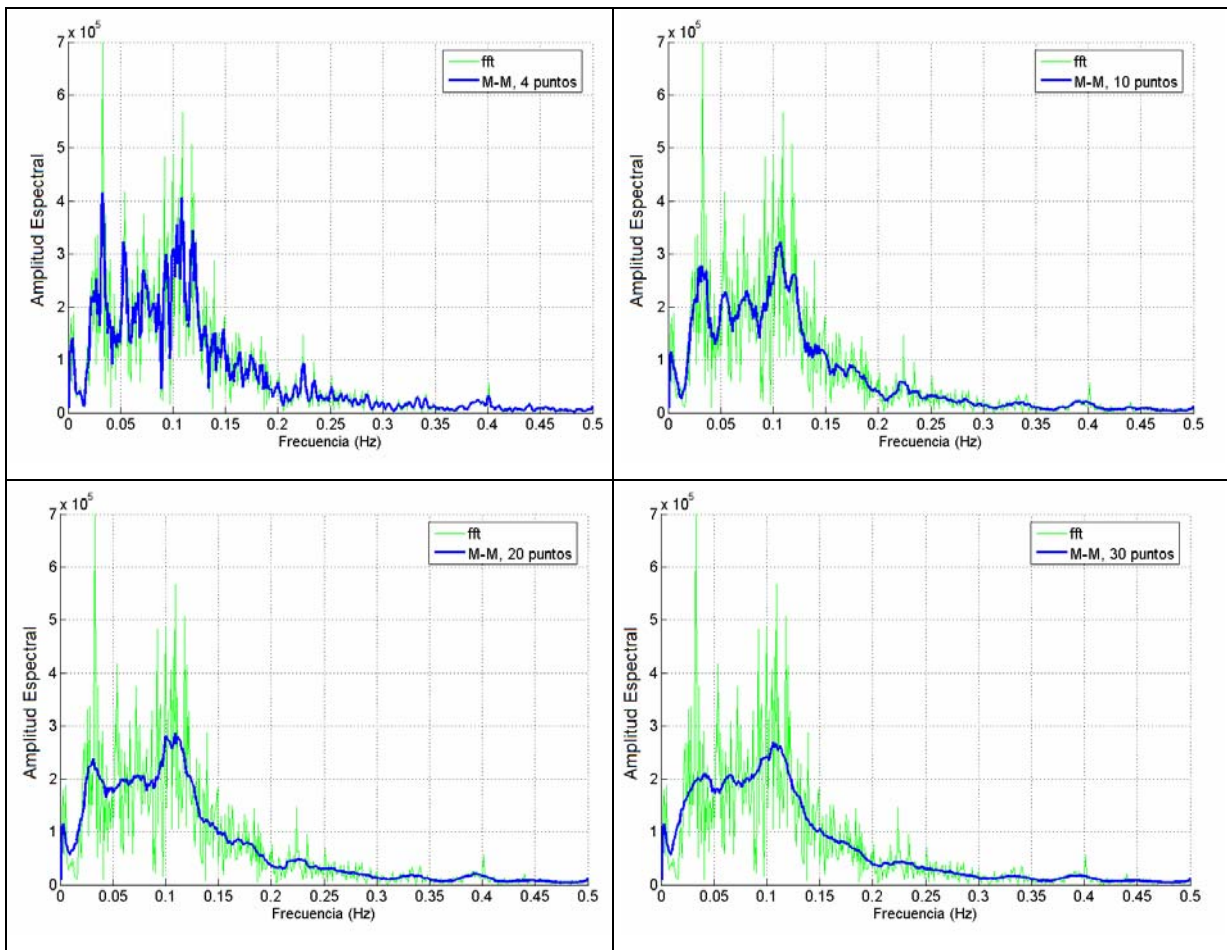


Figura 4.3. Espectro de Fourier de la Figura 4.1 (b) suavizado con una media móvil de 4, 10, 20 y 30 puntos.

En este ejemplo se observa claramente el tremendo efecto que produce la elección del número de puntos de la media móvil en el espectro de Fourier resultante.

Otra función que se utiliza para suavizar espectros es la función definida por Konno y Ohmachi (1998).

$$w_k = \left[\frac{\sin(b \cdot \log_{10}(f / f_c))}{b \cdot \log_{10}(f / f_c)} \right]^4 \quad (4.16)$$

Donde f_c es la frecuencia central de la ventana, f son las frecuencias donde se evalúa el espectro, y b es un coeficiente de ancho de banda.

La Figura 4.4 muestra la función de suavizado evaluada en una frecuencia central de 2 Hz y con distintos valores de ancho de banda, b . Mientras menor es el valor de b , más suave es el espectro resultante.

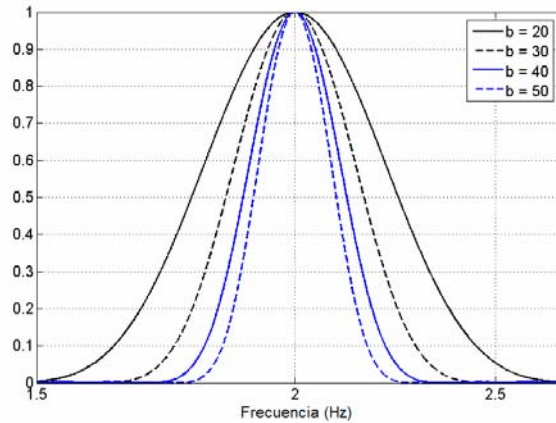


Figura 4.4. Funciones de suavizado de Konno y Ohmachi de frecuencia central $f_c=2$ Hz y distintos valores de ancho de banda, b .

Una de las ventajas de utilizar esta función para suavizar espectros es que cuando se utilizan representaciones semi-logarítmicas, como las razones espectrales H/V, esta ventana mantiene un ancho de banda gráfico constante. En la Figura 4.5 se han graficado funciones de suavizado del mismo ancho de banda, $b=30$, pero de distinta frecuencia central, f_c . Claramente el ancho de banda es constante, independiente de la frecuencia central.

Según los resultados de Konno y Ohmachi (1998), utilizando esta función para suavizar los espectros, antes de calcular la razón espectral, se pierde menos información en amplitud espectral que utilizando cualquier otro tipo de ventana.

La Figura 4.6 presenta el espectro de Fourier de la Figura 4.1(b) suavizado con la función de Konno Ohmachi con diferentes anchos de banda.

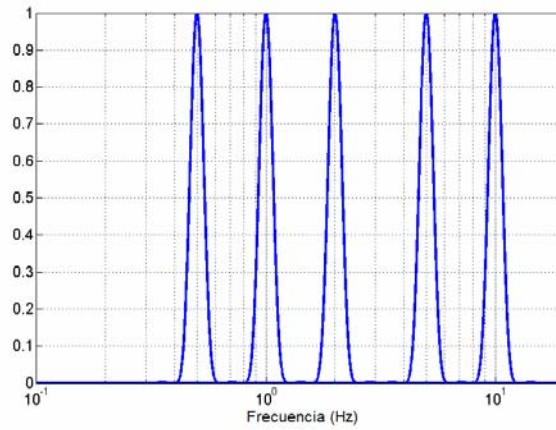


Figura 4.5. Funciones de suavizado de Kono y Ohmachi de ancho de banda $b=30$ y distintas frecuencias centrales, $f_c = 0.5, 1, 2, 5$ y 10 Hz.

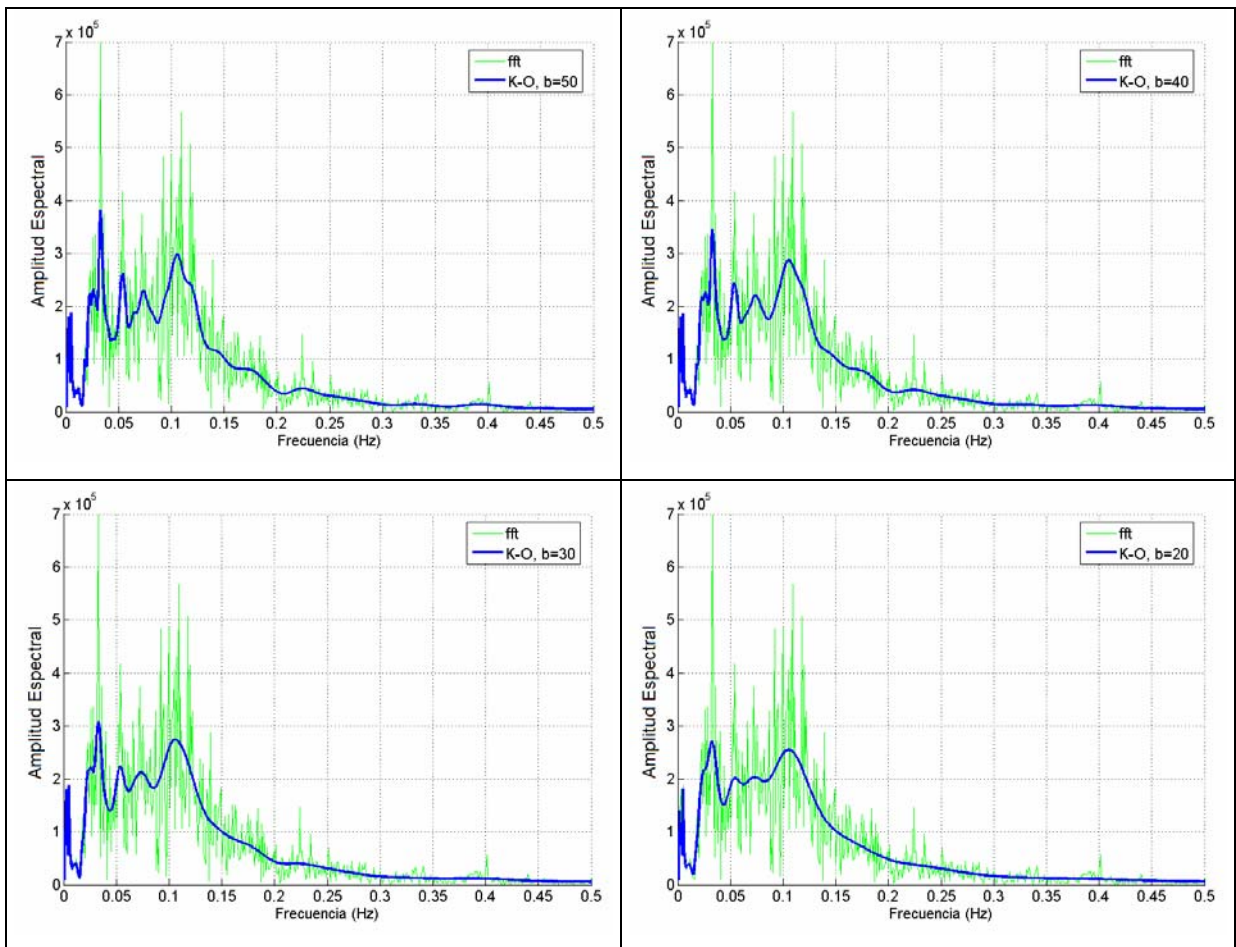


Figura 4.6. Espectro de Fourier de la Figura 4.1 (b) suavizado con funciones de Kono y Ohmachi de distinto ancho de banda.

4.3. Análisis tiempo-frecuencia de registros sísmicos

La idea básica en el análisis tiempo frecuencia de registros sísmicos consiste en caracterizar este tipo de señales en forma bidimensional, en función del tiempo y la frecuencia. Desde un punto de vista estrictamente matemático, lo que se busca es una distribución del tipo $P(t, \omega)$ que indique la energía que la señal tiene en el tiempo t , a una frecuencia ω .

A pesar de que existen numerosas distribuciones tiempo frecuencia, como por ejemplo: Wigner Ville, Choi Williams y Born-Jordan, entre otras (Cohen, 1995), su implementación para el análisis de registros sísmicos aún no es del todo exitosa debido a la naturaleza no estacionaria de este tipo de señales (Huerta Lopez et al., 2000). En este sentido, a pesar de la sencillez de su planteamiento, la transformada corta de Fourier sigue siendo una de las alternativas más utilizadas por su fácil implementación.

Por otro lado, la no linealidad y carácter transciente de las señales sísmicas ha requerido el desarrollo de métodos más sofisticados de análisis de datos. Un ejemplo de desarrollo en esta línea es la transformada de Hilbert Huang (Huang et al., 1998), que fue desarrollada hace pocos años combinando definiciones matemáticas rigurosas con métodos empíricos.

En el presente estudio se han utilizado tanto la transformada corta de Fourier como la transformada de Hilbert Huang para obtener espectrogramas que son la representación gráfica de una distribución tiempo frecuencia.

4.3.1. Transformada Corta de Fourier

Un análisis convencional en frecuencia, mediante la transformada de Fourier, impide conocer la dependencia temporal de las características espectrales de señales no estacionarias, como los registros sísmicos.

El principio de la transformada Corta de Fourier (TCF) es realizar el mismo análisis convencional, pero centrado en torno a un tiempo t . Para esto, se aplica una ventana centrada en t , de pequeño ancho de banda y se calcula la transformada de Fourier. Lo mismo se repite para otros tiempos, t .

Visto de otro modo, si se divide la señal completa en una serie de ventanas temporales más pequeñas, es posible calcular la Transformada de Fourier a cada una de ellas y tener una estimación de las frecuencias predominantes en torno al tiempo central de las ventanas.

Lamentablemente, debido al principio de incerteza, el considerar una ventana temporal pequeña, que asegura una buena resolución en el tiempo, implica una mala resolución en frecuencia; y viceversa, el tener una buena resolución en frecuencia, implica una ventana temporal extensa, lo cual empeora la resolución en el tiempo.

Una forma de tener una buena resolución en frecuencia y una mejor estimación en el tiempo es considerar ventanas temporales traslapadas en el tiempo. Haciendo esto es necesario también ajustar la ubicación en el tiempo del espectro calculado, para que coincida con el tiempo central de la ventana.

La ventaja de utilizar esta herramienta, es que permite el rápido procesamiento de señales extensas, ya que la FFT se encuentra muy bien optimizada en diferentes paquetes computacionales.

4.3.2. Transformada Corta de Fourier Normalizada

El hecho de que los registros sísmicos tengan un carácter no estacionario implica que el resultado del análisis con la TCF tiene una gran concentración de energía en torno a las ventanas temporales que contienen la parte fuerte del movimiento. Es decir, la representación gráfica de la TCF sólo entregaría información legible en las cercanías de la parte fuerte del movimiento dejando el resto de la señal uniformemente mal representada.

Ante este hecho, se pueden normalizar los espectros de cada ventana temporal por el máximo valor espectral de la ventana correspondiente. Así, se puede tener una representación de las frecuencias preponderantes en las partes de la señal que contienen menor energía.

Indudablemente las justificaciones teóricas de estos ajustes están lejos de ser rigurosas, pero permiten tener una buena aproximación de primer orden del fenómeno.

4.3.3. Cálculo de espectrogramas

Cada registro sísmico se dividió en ventanas temporales de 5 segundos traslapadas un 50% entre sí (2.5 segundos). En cada ventana se efectuaron los siguientes pasos:

1. Se corrige la señal en la ventana por línea de base.
2. Se aplica una ventana tipo Tukey con $r = 5\%$.
3. Se calcula la FFT de la señal en la ventana.
4. Se suaviza el espectro de amplitudes de Fourier con una media móvil de 5 puntos.
5. Cada elemento del espectro se divide por la máxima amplitud espectral.

Una vez que se ha realizado este proceso en todas las ventanas, se construye una matriz cuyos elementos corresponden a las amplitudes de Fourier normalizadas. Las columnas están asociadas a los tiempos medios de cada ventana y las filas a las frecuencias donde se calculó cada espectro. Finalmente, a cada elemento de la matriz se le asocia un color dependiendo de su valor y se marca el contorno correspondiente al 80% de la amplitud máxima. La Figura 4.7 muestra un espectrograma de un registro sísmico calculado con la transformada corta de Fourier sin normalizar (a) y normalizado (b).

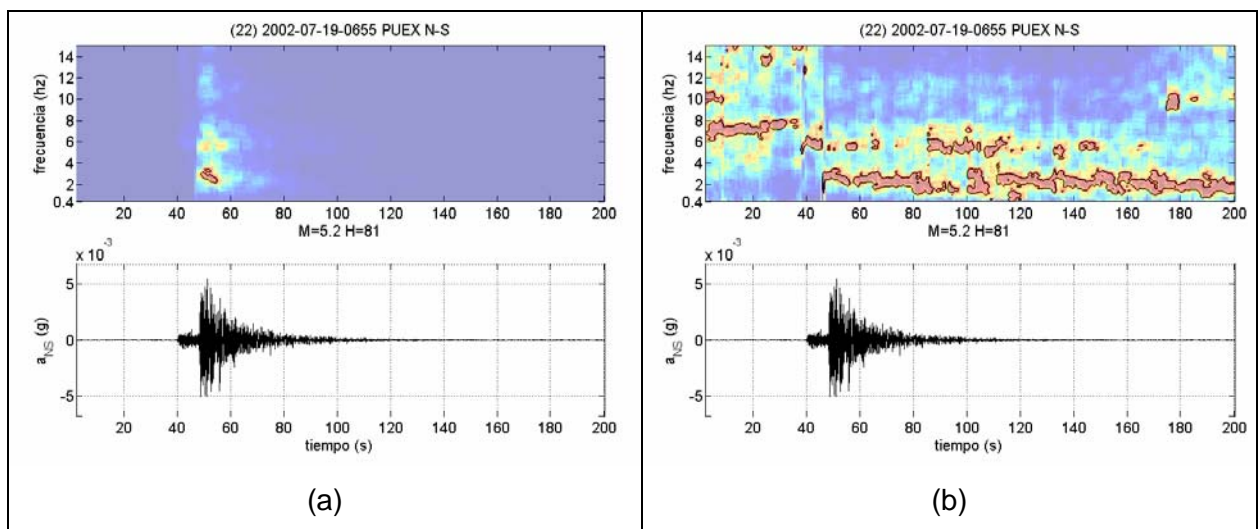


Figura 4.7. Espectrogramas obtenidos mediante la transformada corta de Fourier, (a) sin normalizar y (b) normalizado.

4.4. Transformada de Hilbert Huang

La Transformada de Hilbert Huang es un método empírico de análisis de datos, cuya base de expansión es adaptativa, es decir, depende de los datos. El método es aplicable a procesos no lineales y no estacionarios y entrega como resultado una representación de una señal como la suma de funciones de promedio nulo, de frecuencia y amplitud modulada (funciones de modo intrínseco). Estas funciones tienen buen comportamiento ante la transformada de Hilbert y a partir de ellas es posible construir un espectrograma.

El cálculo de la Transformada de Hilbert Huang de una señal está compuesto de dos partes (Huang et al., 1998):

1. Descomposición de la señal en una suma de nuevas funciones denominadas Funciones de Modo Intrínseco (FMI), mediante el método de Descomposición Empírica de Modos (DEM).
2. Cálculo de la Transformada de Hilbert de cada una de las FMI. De esta forma cada FMI tendrá una frecuencia y amplitud instantánea.
3. Construcción del espectrograma a partir de las frecuencias y amplitudes instantáneas de cada FMI.

4.4.1. Método de Descomposición Empírica de Modos

Este método descompone una señal en una base de expansión dependiente sólo de los datos, donde cada una de las componentes de la base se denomina FMI.

Una FMI es una función que admite la definición de frecuencia instantánea y por lo tanto tiene un buen comportamiento ante la Transformada de Hilbert. Las condiciones necesarias que debe satisfacer una función de este tipo son:

1. Que la función sea simétrica con respecto a cero.
2. Que tenga el mismo número de cruces por cero y extremos.

Los puntos anteriores se traducen en forma práctica en las siguientes dos condiciones:

1. A lo largo de toda la señal, el número de extremos y cruces por cero debe ser igual o diferir a lo más en uno.
2. En cualquier punto, el valor promedio entre la envolvente que une los puntos máximos locales y la envolvente que une los puntos mínimos locales debe ser cero.

Para identificar las FMI de una señal se sigue el siguiente proceso de *extracción*:

Se identifican los puntos extremos de la señal y se conectan los puntos correspondientes a los máximos locales con una spline cúbica, la cual se denomina Envolvente Superior, $e_{\max 1}(t)$.

Se repite el proceso, pero esta vez con los mínimos locales de la señal los que definen la envolvente inferior, $e_{\min 1}(t)$. La envolvente superior e inferior deben contener todos los datos en su interior.

Se calcula el promedio de las envolventes superior e inferior, $m_1(t)$.

$$m_1(t) = \frac{e_{\max 1}(t) + e_{\min 1}(t)}{2} \quad (4.17)$$

La Figura 4.8 muestra la señal original (a), las envolventes superior, inferior y el promedio, $m_1(t)$.

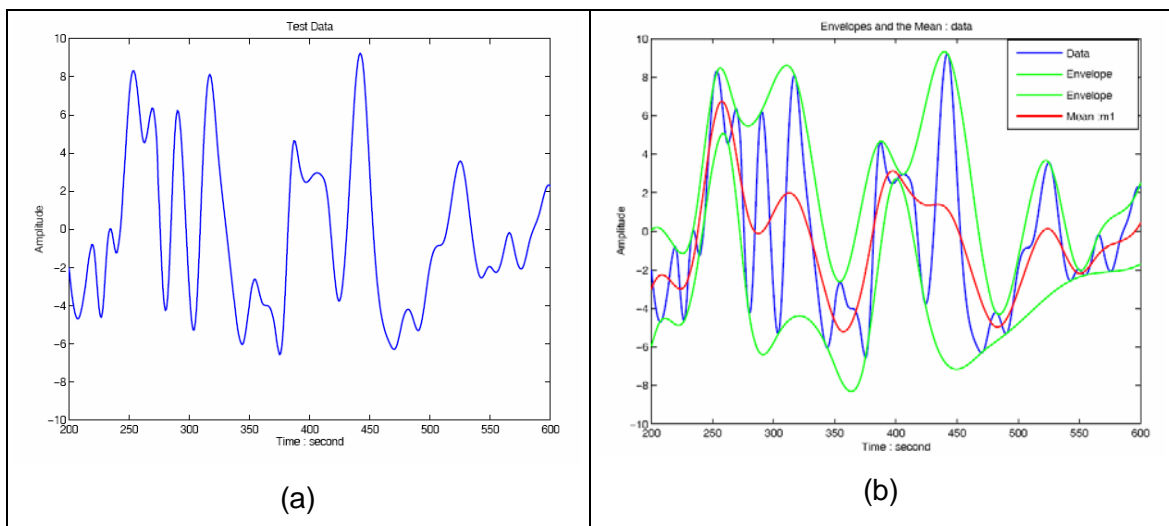


Figura 4.8. (a) Señal original; (b) envolventes superior e inferior de la señal y promedio de las envolventes, $m_1(t)$.

Se calcula $h_I(t)$, como la diferencia entre la señal $s(t)$ y $m_I(t)$.

$$h_1(t) = s(t) - m_1(t) \quad (4.18)$$

Idealmente, $h_I(t)$ debiera ser una FMI, pero como puede que no cumpla con todas las condiciones mencionadas anteriormente, el proceso se repite considerando $h_I(t)$ como una nueva señal. Por lo tanto:

$$h_{11}(t) = h_1(t) - m_{11}(t) \quad (4.19)$$

La Figura 4.9 muestra $h_I(t)$ (a) y las envolventes superior, inferior y el promedio de la primera iteración del proceso.

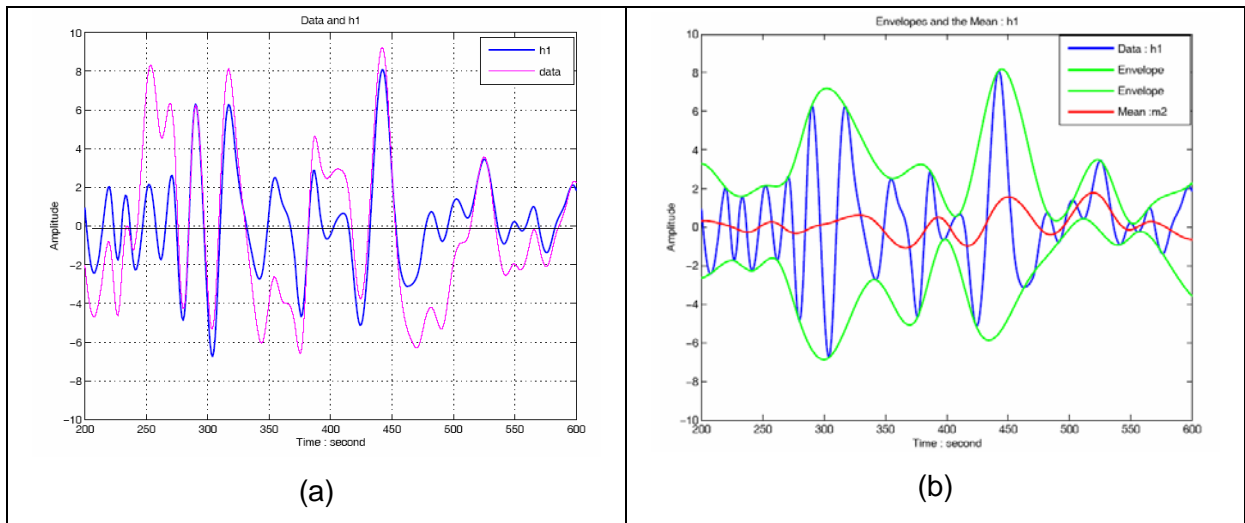


Figura 4.9. Primera iteración del proceso. (a) $h_I(t)$ junto a las señal original; (b) envolventes superior e inferior de $h_I(t)$ y promedio de las envolventes

Este proceso se puede repetir k veces hasta que $h_{Ik}(t)$ sea una FMI,

$$h_{1k}(t) = h_{1(k-1)}(t) - m_{1k}(t) \quad (4.20)$$

El criterio de detención de búsqueda de la primera FMI debe garantizar que la función retenga suficiente sentido físico tanto en frecuencia como amplitud modulada. Para esto se considera la desviación estándar entre el resultado de dos procesos consecutivos:

$$SD = \sum_{t=0}^T \left[\frac{|h_{1(k-1)}(t) - h_{1k}(t)|^2}{h_{1(k-1)}^2(t)} \right] \quad (4.21)$$

El valor máximo para SD es 0.3.

En caso de que la búsqueda se detenga, se designa $c_1(t)$ a la primera FMI extraída de los datos.

$$c_1(t) = h_{1k}(t) \quad (4.22)$$

La Figura 4.10 muestra $h_{1k}(t)$ y las envolventes superior, inferior y el promedio de la k -ésima iteración del proceso (a). Además, suponiendo que se ha llegado al final de las iteraciones se muestra a $h_{1k}(t)$ como la primera IMF (b).

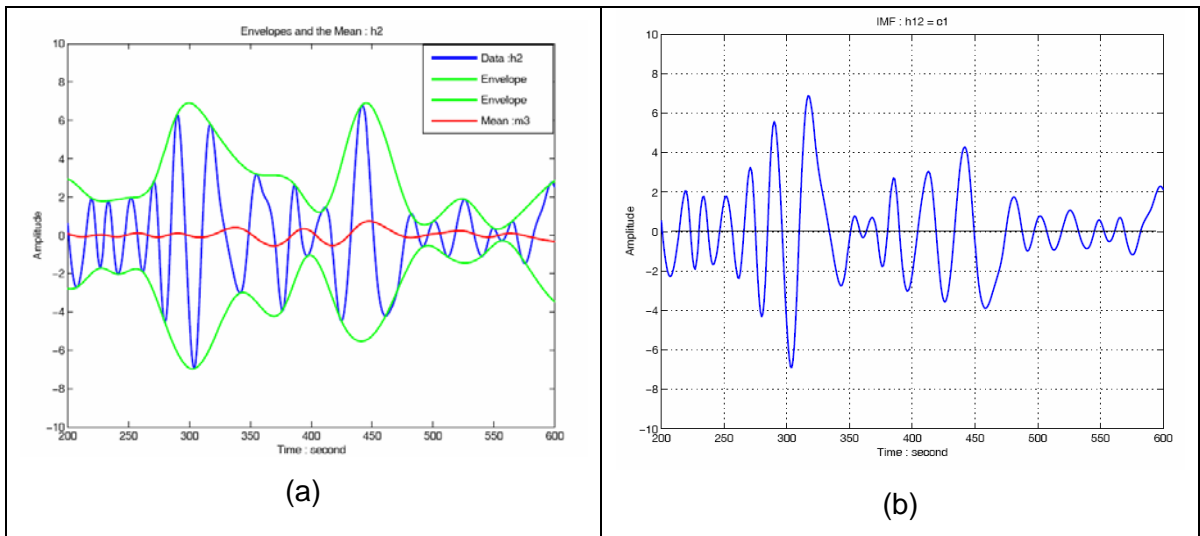


Figura 4.10. K -ésima iteración del proceso. (a) $h_{1k}(t)$ junto a las señal original; (b) $c_1(t)$ o primera FMI extraída de los datos después de k iteraciones.

Una vez que se obtiene la primera FMI se debe restar de la señal original.

$$r_1(t) = s(t) - c_1(t) \quad (4.23)$$

Este residuo, $r_1(t)$, se somete a la misma secuencia de extracción de FMIs, considerándose como una nueva señal a partir del punto 5. En este caso se designa $h_2(t)$ a la resta entre el residuo, $r_1(t)$, y el promedio de las envolventes superior e inferior, $m_2(t)$.

Por último, después de extraer todas las FMIs posibles, el proceso general de extracción se detiene a través del criterio definido por Rilling et al. (2003), basado en dos valores umbrales θ_1 y θ_2 y en la definición de amplitud modal (Ecuación 4.24) y función de evaluación (Ecuación 4.25).

$$a(t) = \frac{e_{\max}(t) - e_{\min}(t)}{2} \quad (4.24)$$

$$\sigma(t) = \left| \frac{m(t)}{a(t)} \right| \quad (4.25)$$

El proceso iterativo de extracción se realiza hasta que se cumple la siguiente condición:

$$\sigma(t) < \begin{cases} \theta_1 & L_\alpha = (1 - \alpha) \cdot L \\ \theta_2 & L - L_\alpha \end{cases} \quad (4.26)$$

Donde L_α es una fracción del largo total, L , de la señal.

Para este trabajo se consideraron los siguientes valores umbrales recomendados por Rilling.

Tabla 4.1. Parámetros de detención del proceso de extracción

θ_1	0.05
θ_2	0.5
α	0.05

La Figura 4.11 muestra la descomposición de una señal en FMI's. A partir de la 5ª FMI la amplitud de las funciones es despreciable.

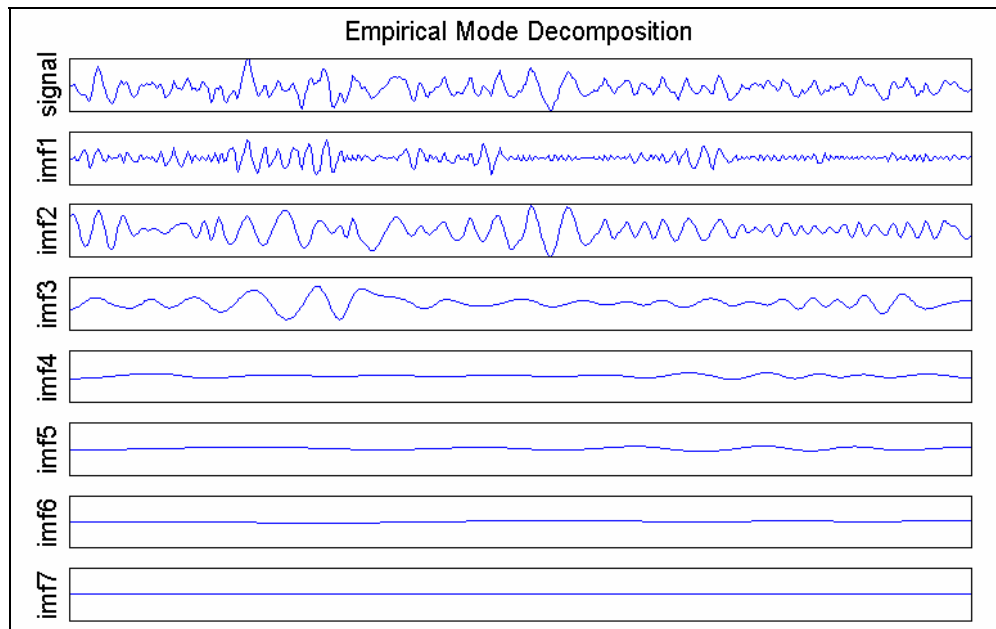


Figura 4.11. Descomposición de una señal en FMI.

4.4.2. Cálculo de la Transformada de Hilbert

De acuerdo a Cohen (1995), si una señal real $s(t)$ tiene un espectro $S(\omega)$, entonces la señal compleja $z(t)$, cuyo espectro está compuesto solamente por las frecuencias positivas de $S(\omega)$, está dada por la transformada inversa de $S(\omega)$, integrada desde cero a infinito.

$$z(t) = 2 \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \int_0^{\infty} S(\omega) e^{j\omega t} dt \quad (4.27)$$

Reemplazando la definición de Espectro de Fourier y reordenando la expresión, se tiene:

$$z(t) = s(t) + \frac{j}{\pi} \int \frac{s(t')}{t-t'} dt' \quad (4.28)$$

La señal $z(t)$ se denomina señal analítica de la señal s .

El segundo término de la ecuación (4.28) es la *Transformada de Hilbert* de la señal $s(t)$.

$$H[s(t)] = \hat{s}(t) = \frac{1}{\pi} \int \frac{s(t')}{t-t'} dt' \quad (4.29)$$

Suponiendo que la señal $s(t)$ corresponde a una FMI, su señal analítica se puede expresar de la siguiente forma:

$$z(t) = s(t) + j \cdot \hat{s}(t) = A(t) \cdot e^{j\varphi(t)} \quad (4.30)$$

Donde la amplitud y fase se definen como:

$$A(t) = \sqrt{s(t)^2 + \hat{s}(t)^2} \quad (4.31)$$

$$\varphi(t) = \arctan\left(\frac{\hat{s}(t)}{s(t)}\right) \quad (4.32)$$

A partir de esto, la frecuencia instantánea es:

$$\omega_i(t) = \varphi'(t) = \frac{\hat{s}' \cdot s - s' \cdot \hat{s}}{A^2} \quad (4.33)$$

Como para cada FMI se puede calcular una frecuencia y amplitud instantánea en cada tiempo, entonces es posible construir un espectrograma de mejor resolución que el obtenido mediante la transformada corta de Fourier, graficando en cada tiempo las frecuencias instantáneas de las FMIs con sus respectivas amplitudes. Esta representación se suaviza con una interpolación cúbica entre los puntos.

La Figura 4.12 muestra una comparación entre los espectrogramas de dos registros sísmicos completos obtenidos mediante la transformada corta de Fourier y la transformada de Hilbert Huang, ambos normalizados.

La Figura 4.13 muestra una ventana temporal correspondiente a la parte fuerte del movimiento de los registros de la Figura 4.12. Se puede apreciar la mejor resolución temporal de la transformada de Hilbert Huang dada porque el método no necesita dividir la señal en ventanas para estimar el contenido de frecuencias, sino que puede hacerlo punto a punto.

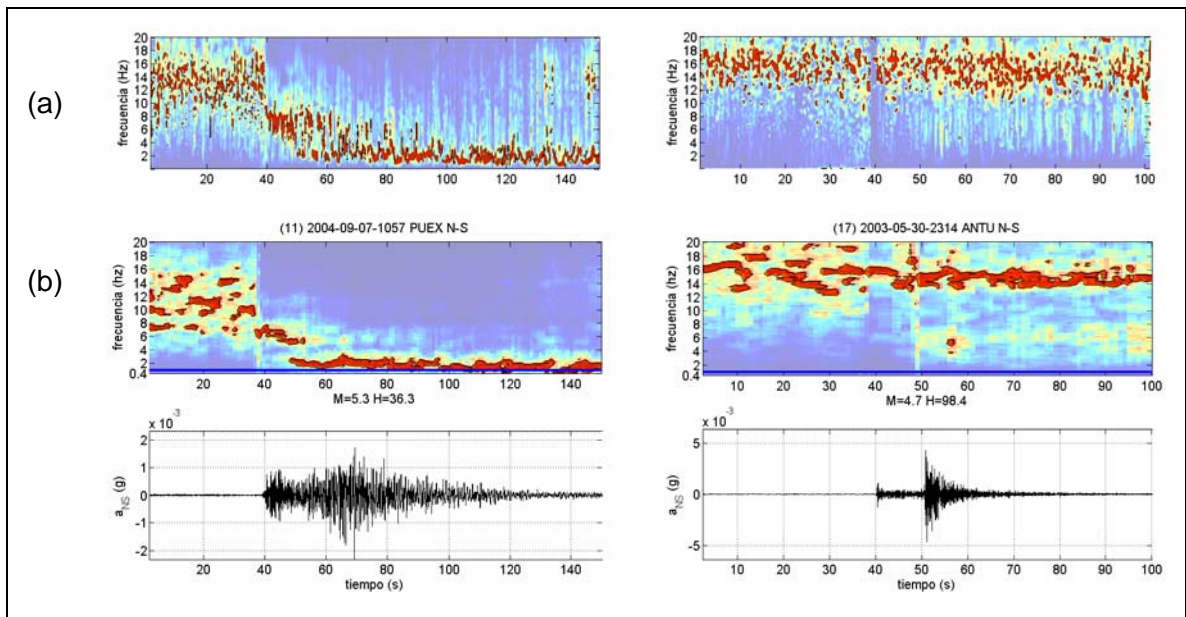


Figura 4.12. Comparación de espectrogramas de dos registros sísmicos obtenidos mediante (a) transformada de Hilbert Huang normalizada y (b) transformada corta de Fourier normalizada.

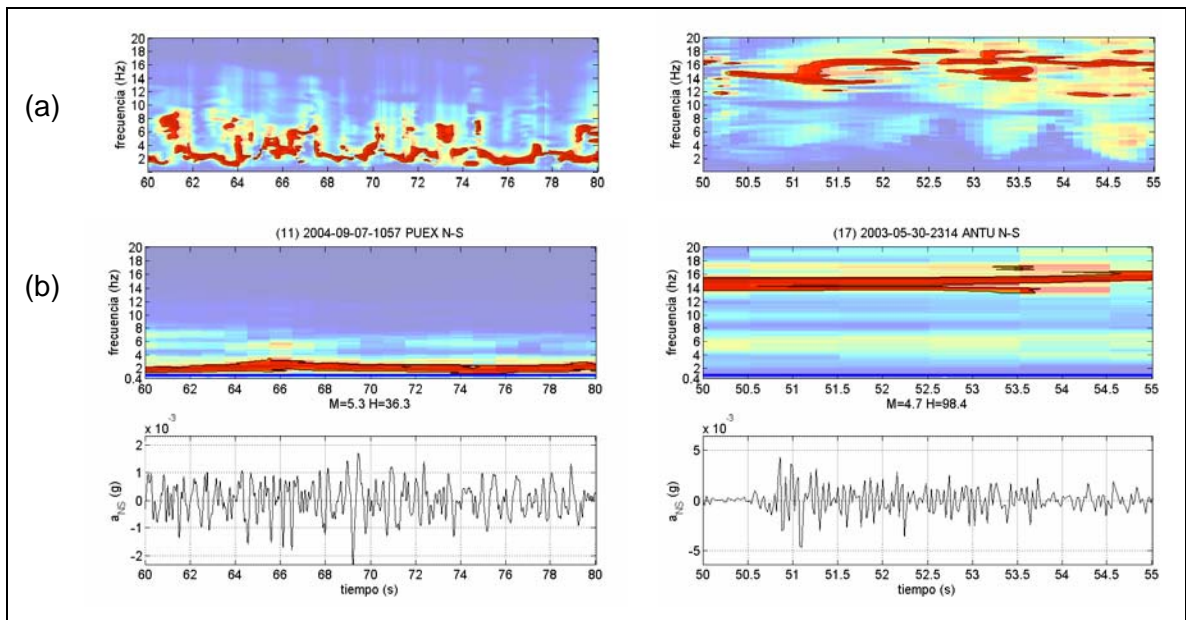


Figura 4.13. Comparación la parte fuerte del movimiento de los espectrogramas de la Figura 4.12 obtenidos mediante (a) transformada de Hilbert Huang normalizada y (b) transformada corta de Fourier normalizada.

5. RESPUESTA SÍSMICA DE DEPÓSITOS DE SUELOS

5.1. Comportamiento Cíclico de Suelos

Un sismo genera una sollicitación cíclica y dinámica en una masa de suelos cuya respuesta tiene características no lineales en un gráfico tensión deformación. Este comportamiento cíclico de suelos puede ser evaluado en laboratorio a través de una serie de ensayos, entre los que se cuentan: triaxial cíclico, corte simple cíclico, etc. La respuesta drenada del suelo puede ser estudiada por medio de estos ensayos usando probetas saturadas, aplicando la sollicitación lentamente de modo que no se generen incrementos de presiones de poros (Verdugo, 1993).

La respuesta típica en tensión deformación de un suelo sometido a una sollicitación cíclica completa de carga y descarga en el plano tensión de corte, τ , deformación angular, γ , evidencia la existencia de un loop cerrado como lo muestra la Figura 5.1. Este comportamiento indica que el suelo responde con un amortiguamiento de tipo histerético.

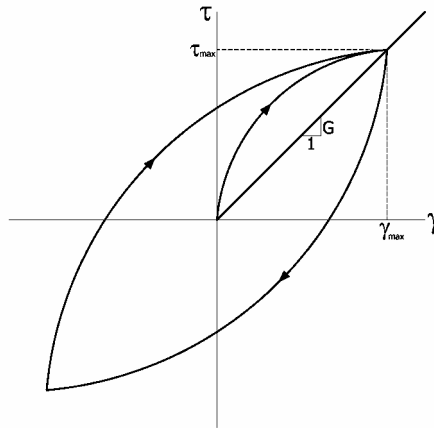


Figura 5.1. Curva de histéresis de un ciclo carga y descarga.

Los parámetros que caracterizan este loop dependen del nivel de deformación que se alcance en cada ciclo de carga descarga. El Módulo de Corte, G , corresponde a la rigidez global de cada ciclo y la Razón de Amortiguamiento, D , a una medida de la capacidad que tiene el suelo para disipar energía durante un ciclo (Ishihara, 1982).

5.1.2. Módulo de Corte

El módulo de corte, G , se define como la razón entre el corte máximo alcanzado en un ciclo de carga, τ_{max} , y la deformación angular alcanzada para ese nivel de tensión, γ_{max} . La Figura 5.2 muestra como el módulo de corte varía fuertemente con el nivel de deformación impuesto en cada ciclo, es decir, existe una continua degradación de rigidez a medida que el suelo se deforma.

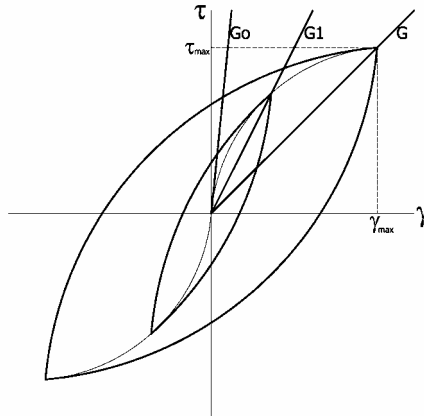


Figura 5.2. Degradación de rigidez de ciclos de carga a distinta deformación.

También se observa que para valores de deformación angular inferiores a 10^{-6} , el módulo de corte tiende a un valor constante que usualmente se denomina Módulo de Corte Máximo o Inicial, G_0 .

El Módulo de Corte Máximo, G_0 , se puede evaluar a partir de la relación:

$$G_0 = \rho V_s^2 \quad (5.1)$$

Donde ρ es la densidad de masa del suelo y V_s su velocidad de propagación de ondas de corte.

Las variables que influyen en el valor del módulo de corte son, entre otras, la presión de confinamiento, la orientación de las tensiones principales y la densidad del suelo.

5.1.3. Razón de Amortiguamiento

La razón de amortiguamiento, D , se define como la razón entre la energía de amortiguamiento, ΔW , y la energía de deformación equivalente, W .

$$D = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W}{W} \quad (5.2)$$

La Energía de Amortiguamiento, ΔW , corresponde al área completa del loop de histéresis de la Figura 5.3; mientras que la energía de deformación equivalente es el área elástica equivalente definida hasta el nivel de deformación γ_{max} .

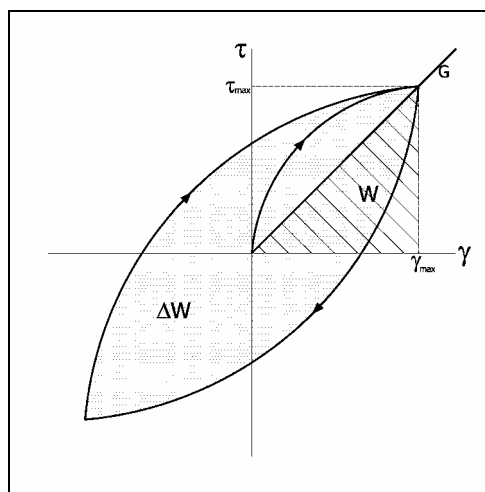


Figura 5.3. Componentes de la razón de amortiguamiento.

Resultados experimentales obtenidos en suelos no-cohesivos muestran que existe un aumento de la razón de amortiguamiento con el nivel de deformación angular. Esto indica que la capacidad de disipar energía aumenta con el nivel de deformación desarrollado.

Además, el valor de la razón de amortiguamiento se ve afectado por la tensión de confinamiento y no en gran medida por la densidad del suelo.

Un punto de suma importancia tiene que ver con el hecho de que la razón de amortiguamiento no varía con la frecuencia de la carga cíclica solicitante, es decir, la disipación de energía no sería de naturaleza viscosa, como la mayoría de los modelos matemáticos asume, sino más bien de tipo histerético. Sin embargo, considerando tanto mediciones de amortiguamiento en

terreno como en laboratorio para niveles de deformación del orden de 10^{-6} o menores, se observa que el valor de D no tiende a cero, sino que a un valor constante.

La Figura 5.4 muestra la variación de los parámetros G y D con el nivel de deformación angular.

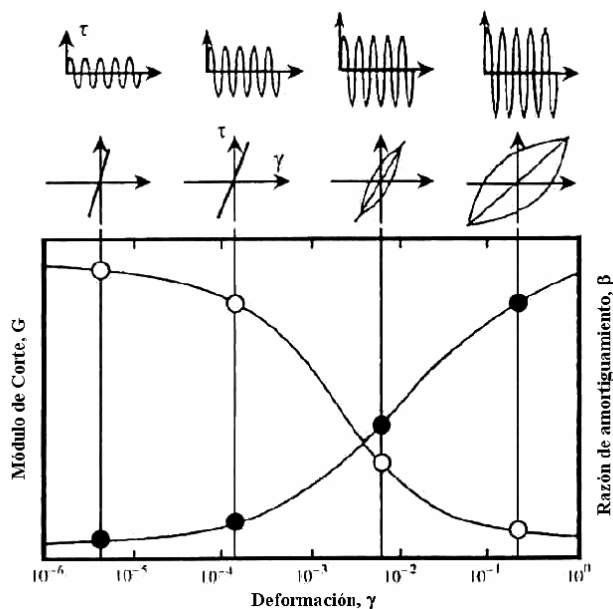


Figura 5.4. Variación de G y D con el nivel de deformación (modificado de Ghayamghamian et al, 2000)

5.2. Respuesta Sísmica Drenada de Depósitos de Suelos

5.2.1. Propagación Unidimensional de Ondas de Corte

Este método simplificado de respuesta sísmica asume que sólo existe una propagación vertical de ondas de corte y se utiliza para predecir la respuesta de depósitos de suelos no saturados donde no hay posibilidad de generación de presiones de poros.

Considerando un elemento de suelo de un depósito homogéneo de espesor H , sometido a una deformación angular, γ , producida por el ascenso de una onda de corte, en el equilibrio de fuerzas se debe cumplir:

$$F = m \cdot a \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (5.4)$$

Donde $u = u(z, t)$ es el corrimiento absoluto del elemento de suelo, ρ es su densidad de masa y τ es el esfuerzo de corte.

Suponiendo un modelo constitutivo de suelo del tipo visco elástico.

$$\tau = G\gamma + G' \dot{\gamma} \quad (5.5)$$

Se tiene:

$$G \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + G' \cdot \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} = \rho \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (5.6)$$

Asumiendo una solución del tipo

$$u(z, t) = U(z) \cdot e^{i\Omega t} \quad (5.7)$$

Donde,

$$U(z) = Ee^{ipz} + Fe^{-ipz} \quad (5.8)$$

Se puede demostrar que:

$$u(z,t) = E \cdot e^{i(pz + \Omega t)} + F \cdot e^{-i(pz - \Omega t)} \quad (5.9)$$

Donde:

$$p^2 = \frac{\rho \cdot \Omega^2}{(G + i \cdot G' \cdot \Omega)} \quad (5.10)$$

Para tomar en cuenta el amortiguamiento histerético del suelo se define:

$$D = \frac{\Omega G'}{2G} \quad (5.11)$$

5.2.2. Respuesta de n estratos

Si se considera un depósito de suelos compuesto por n estratos, la Ecuación 5.9 es válida en cada uno de ellos, por lo que si se introducen coordenadas locales, z_j , se puede caracterizar el movimiento de cada uno de los estratos imponiendo ciertas condiciones de continuidad.

Si el estrato j tiene la siguiente ecuación de corrimientos:

$$u_j(z_j, t) = E_j \cdot e^{i(p_j z_j + \Omega t)} + F_j \cdot e^{-i(p_j z_j - \Omega t)} \quad (5.12)$$

Imponiendo la condición de corte nulo en superficie:

$$\tau(z_1 = 0) = 0 \quad (5.13)$$

Entonces:

$$E_1 = F_1 \quad (5.14)$$

Las condiciones de borde entre los contactos de cada estrato:

$$u_j(z_j = H_j, t) = u_{j+1}(z_{j+1} = 0, t) \quad (5.15)$$

$$\tau_j(z_j = H_j, t) = \tau_{j+1}(z_{j+1} = 0, t) \quad (5.16)$$

Se puede demostrar que:

$$E_{j+1} = \frac{1}{2} E_j (1 + \Delta_j) e^{ip_j H_j} + \frac{1}{2} F_j (1 - \Delta_j) e^{-ip_j H_j} \quad (5.17)$$

$$F_{j+1} = \frac{1}{2} E_j (1 - \Delta_j) e^{ip_j H_j} + \frac{1}{2} F_j (1 + \Delta_j) e^{-ip_j H_j} \quad (5.18)$$

Donde Δ_j se conoce como la razón de impedancia entre el estrato j y el estrato $j+1$:

$$\Delta_j = \frac{p_j (G_j + iG'_j \Omega)}{p_{j+1} (G_{j+1} + iG'_{j+1} \Omega)} \quad (5.19)$$

Evaluando estas constantes en cada estrato es posible conocer la respuesta de todo el sistema.

5.2.3. Método Lineal y Equivalente

El método lineal equivalente considera en el cálculo de la propagación de ondas de corte las variaciones experimentales de G y D con el nivel de deformación angular que no fueron tomadas en cuenta en la deducción de las expresiones anteriores. El nivel de deformación angular se puede evaluar a partir de la derivada de la Ecuación 5.12 para cada estrato:

$$\gamma_j(z_j, t) = \frac{\partial u_j}{\partial z_j} = ip(Ee^{i(pz_j + \Omega t)} - Ee^{-i(pz_j - \Omega t)}) \quad (5.20)$$

Las características no lineales de G y D son simuladas a través de un proceso iterativo en el que primero se asumen valores arbitrarios y se calcula la respuesta completa del sistema. Conocida la respuesta global del sistema se evalúa una deformación efectiva, γ_{ef} , por estrato, igual al 65% de la máxima deformación calculada en el centro de cada estrato. Luego, para cada estrato se compara si los valores asumidos, G y D , son compatibles con los niveles de deformación, γ_{ef} , utilizando las curvas de laboratorio en función de la deformación angular (ver Figura 5.4). Este proceso se repite hasta que dos valores, tanto de G como D , se mantienen constantes en iteraciones consecutivas.

Este procesamiento es semi-empírico y no existe una demostración teórica que pruebe su convergencia. Sin embargo, en la práctica se ha demostrado que converge en menos de cinco iteraciones.

5.3. Efecto de Sitio

Se ha reconocido en numerosas observaciones que los daños ocasionados por un terremoto son generalmente mayores en la superficie de depósitos de suelos blandos que sobre afloramientos rocosos. Este hecho es de particular importancia ya que la mayoría de los asentamientos humanos están en valles de ríos sobre depósitos jóvenes no consolidados o en cuencas rellenas con sedimentos aluvionales de distinto tipo. En estos casos se han observado aumentos de la intensidad de movimiento de 2, e incluso 3 grados en la escala MKS.

Uno de los ejemplos emblemáticos del efecto de sitio fue el observado durante el terremoto de Michoacán de 1985 en Ciudad de México. En la parte sur oeste de la ciudad tanto la intensidad de movimiento como los daños fueron menores. Sin embargo, en la parte nor-oeste se produjeron daños catastróficos y los registros sísmicos dieron cuenta de grandes intensidades de movimiento. Justamente esta última zona estaba conformada por arcillas blandas, con velocidades de onda de corte inferiores a 100 m/s (Seed y otros, 1988). Otro aspecto importante fue que los registros sísmicos del evento principal y algunas réplicas, en esta misma zona, dieron cuenta de similares contenidos de frecuencias, lo que indica que en este caso fueron las condiciones locales las que controlaron la respuesta en superficie y no la fuente sísmica.

Por otro lado, también ha sido reportado después de terremotos, que el daño sufrido por instalaciones ubicadas en lo alto de montañas o colinas ha sido mayor que el sufrido por otras ubicadas en la base. Existe evidencia instrumental que indica que la topografía superficial afecta considerablemente la amplitud y el contenido de frecuencias del movimiento en superficie (Faccioli, 1991). Sin embargo, el número de estudios de este tipo de fenómenos sigue siendo menor que los realizados para analizar el efecto de sitio producido por depósitos de suelos. A este tipo de efecto se suma el hecho que en numerosos afloramientos rocosos en cerros existe cierto grado de meteorización, lo que influye en la estabilidad de los taludes y en la seguridad de las estructuras.

A continuación se describen modelos teóricos y numéricos que dan cuenta de configuraciones topográficas típicas que ayudan a para entender el fenómeno del efecto de sitio.

5.4. Métodos numéricos de evaluación de respuesta en superficie

Existen numerosos métodos numéricos para estimar los efectos de sitio, ya sea por efecto de los depósitos de suelos o por efectos topográficos. Sanchez-Sesma (2002) realizó una revisión de estos métodos y presentó una buena recopilación de trabajos relacionados. A continuación se describen algunos de los métodos más utilizados.

5.4.1. Métodos Analíticos

Existen numerosas soluciones analíticas propuestas para predecir el efecto de sitio en configuraciones geométricas simples como por ejemplo: capas horizontales, valles semicirculares, triangulares y rectangulares, cuñas de suelo, etc.

La configuración de capas planas que es incidido por un frente de ondas planas y elásticas es una de las más conocidas y se puede analizar a través del Método de Thomson-Haskell, que incluso permite realizar un análisis tridimensional de un frente de ondas.

Las soluciones analíticas para la respuesta de valles aluvionales y cañones bajo la incidencia de ondas SH, dan cuenta una fuerte amplificación dada por la geometría de la configuración, pero también dada por las diferencias entre las propiedades de los sedimentos y el semi-espacio, y el ángulo de incidencia del frente de ondas.

La solución exacta de una configuración tipo cuña bajo la incidencia de ondas SH predice que la amplitud del desplazamiento en el vértice de la cuña es independiente del ángulo de incidencia del frente de ondas para una configuración fija, y que, por otro lado, es inversamente proporcional al ángulo interno de la cuña. Este modelo se puede utilizar para analizar efectos topográficos en montañas de geometría regular, tipo cuña.

Finalmente, la solución exacta de una capa de suelos sobre un semi-espacio inclinado con incidencia de ondas SH se obtuvo sólo con consideraciones geométricas en función del manto del semi-espacio y permite determinar la respuesta aproximada en altas frecuencias de un valle aluvional de forma triangular.

5.4.2. Métodos de Dominio

En esta clasificación se encuentran los métodos de diferencias finitas, elementos finitos y elementos espectrales que estudian la propagación de ondas elásticas.

El método de diferencias finitas es el más realista hasta la fecha y consiste en dividir el medio en una grilla y en cada nodo satisfacer las ecuaciones diferenciales de movimiento por medio de formulaciones recursivas expresadas en términos de diferencias finitas para aproximar las derivadas. Estas soluciones se obtienen en intervalos de tiempo sucesivos.

Por otro lado, para el método de elementos finitos el medio se divide en elementos 2D o 3D de forma y tamaño regular y la compatibilidad de desplazamientos se satisface en los nodos de estos elementos mediante funciones de forma. Los elementos espectrales son una extensión del método de elementos finitos.

Kelly y Marfurt (1990) presentan una compilación de trabajos sobre modelos numéricos de propagación de ondas sísmicas.

5.4.3. Factores de Amplificación

Utilizando la teoría desarrollada para la propagación unidimensional de ondas de corte, presentada en la Sección 5.2.1, es posible determinar el factor de amplificación del movimiento en la superficie de un depósito de suelos en función de la sollicitación en la base del depósito, A_1 , y el factor de amplificación en la superficie en función de la sollicitación medida en un afloramiento rocoso, A_2 (Verdugo, 2004).

Factor de amplificación entre la superficie y la base de un depósito de suelos (A1)

Considerando el movimiento de un elemento de suelo relativo a la base del depósito de suelos, y , como:

$$y = u - u_g \tag{5.21}$$

Donde u_g es el desplazamiento de la base del depósito.

Reemplazando en la Ecuación 5.6.

$$G \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial z^2} + G' \cdot \frac{\partial^3 y}{\partial z^2 \partial t} = \rho \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} + \rho \cdot \frac{\partial^2 u_g}{\partial t^2} \quad (5.22)$$

Considerando una excitación sinusoidal de frecuencia Ω en la base del depósito.

$$\frac{\partial^2 u_g}{\partial t^2} = C e^{i\Omega t} \quad (5.23)$$

Y una solución del tipo:

$$y = U(z) e^{i\Omega t} \quad (5.24)$$

Se puede demostrar que:

$$u(z, t) = -\frac{C}{\Omega^2} (\cos(p \cdot z) + \tan(p \cdot H) \cdot \text{sen}(p \cdot z)) e^{i\Omega t} \quad (5.25)$$

Derivando y evaluando en superficie ($z=H$) esta expresión, se tiene.

$$\ddot{u}_{\text{sup}} = \frac{C \cdot e^{i\Omega t}}{\cos(p \cdot H)} \quad (5.26)$$

Definiendo el factor de amplificación A_I como:

$$A_I = \frac{\ddot{u}_{\text{sup}}}{\ddot{u}_g} \quad (5.27)$$

$$A_I = \frac{1}{\cos(p \cdot H)} \quad (5.28)$$

Para evaluar esta expresión se considera.

$$p \cdot H = a + i \cdot b \quad (5.29)$$

Donde:

$$a = \Omega \cdot H \cdot \sqrt{\frac{\rho}{2 \cdot G}} \cdot \frac{\sqrt{\sqrt{1 + 4D^2} + 1}}{\sqrt{1 + 4D^2}} \quad (5.30)$$

$$b = \Omega \cdot H \cdot \sqrt{\frac{\rho}{2 \cdot G}} \cdot \frac{\sqrt{\sqrt{1 + 4D^2} - 1}}{\sqrt{1 + 4D^2}} \quad (5.31)$$

Obteniéndose finalmente:

$$A_1 = \frac{1}{\cos(a) \cdot \cosh(b) - i \cdot \sen(a) \cdot \sinh(b)} \quad (5.32)$$

$$\|A_1\| = \frac{1}{\sqrt{(\cos(a) \cdot \cosh(b))^2 + (\sen(a) \cdot \sinh(b))^2}} \quad (5.33)$$

Si se considera un amortiguamiento nulo, $D=0$, entonces

$$a = \Omega H \sqrt{\frac{\rho}{G}} \quad \text{y} \quad b = 0 \quad (5.34)$$

Evaluando en la Ecuación 5.33:

$$\|A_1\| = \frac{1}{\cos\left(\Omega H \sqrt{\frac{\rho}{G}}\right)} \quad (5.35)$$

La amplificación definida es máxima para valores:

$$\Omega H \sqrt{\frac{\rho}{G}} = (2n + 1) \cdot \frac{\pi}{2} \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (5.36)$$

En tal caso, la frecuencia fundamental del depósito de suelos es:

$$\Omega_0 = \frac{\pi V_s}{2 H} \quad (5.37)$$

Con $V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$.

O expresado en frecuencia lineal:

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (5.38)$$

Se puede demostrar que, considerando valores reales de amortiguamiento de pequeño orden de magnitud, menores a 10%, la frecuencia fundamental tiene valores muy cercanos a f_0 .

Este factor de amplificación también se conoce Función de Transferencia del Suelo, ya que dada una sollicitación de cierta frecuencia en la base es posible determinar el valor de la respuesta en superficie.

La Figura 5.5 muestra un ejemplo del factor de amplificación de un depósito de suelos de espesor H , rigidez G , densidad γ_s y velocidad de onda de corte V_s , para distintos valores de amortiguamiento.

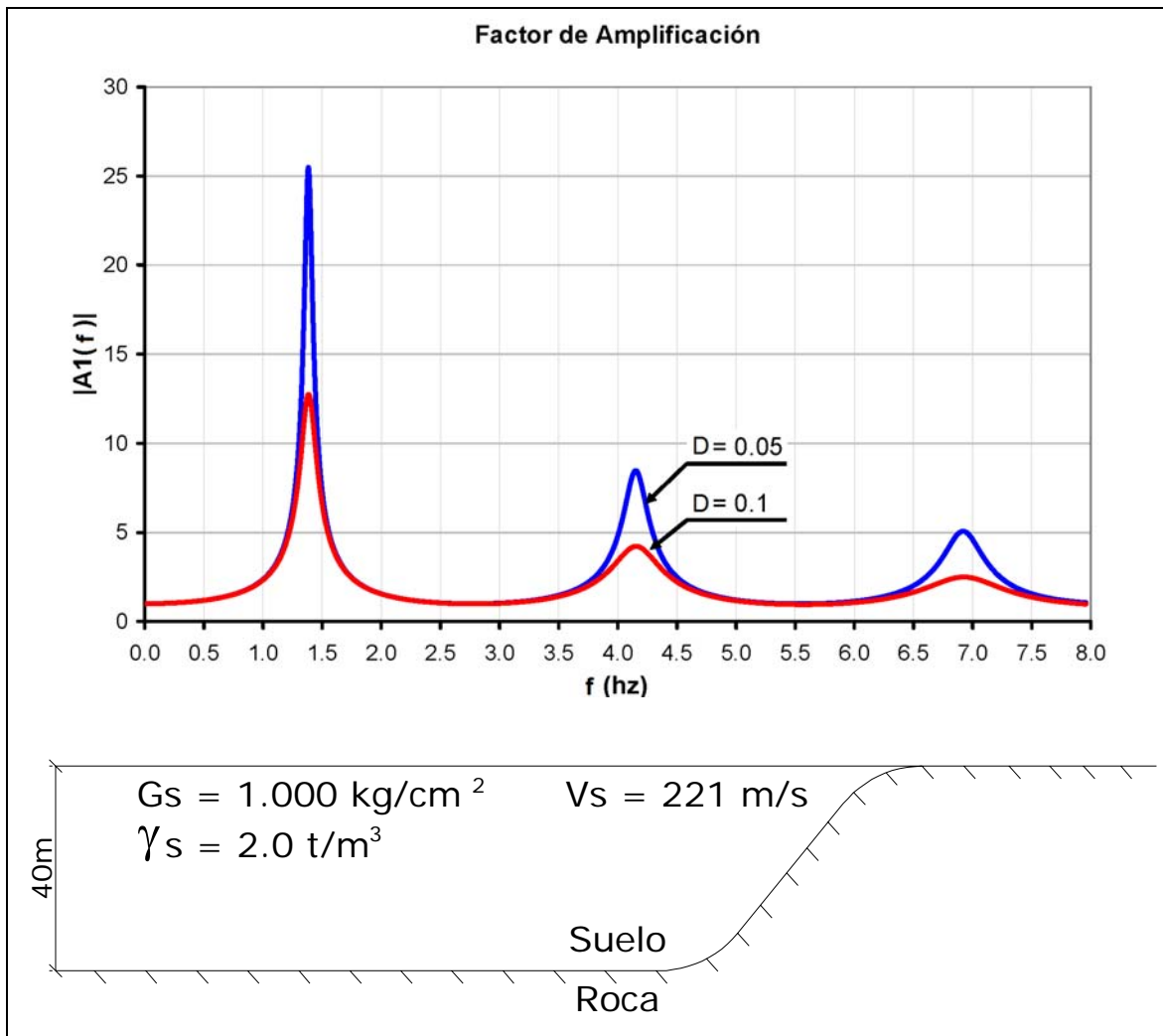


Figura 5.5. Factor de Amplificación A1 de un depósito de suelos con distintos valores de amortiguamiento.

Factor de Amplificación entre la Superficie del Depósito de Suelos y un Afloramiento Rocoso (A2)

Considerando la roca basal como un medio de propagación, la ecuación de corrimiento de un elemento de roca es:

$$u_{roca} = E_r \cdot e^{i(pz + \Omega t)} + F_r \cdot e^{-i(pz - \Omega t)} \quad (5.39)$$

Considerando la condición de borde de corte nulo ($\tau = 0$) en superficie ($z = 0$), se tiene:

$$u_{roca}(z = 0) = u_{suproca} = 2E_r \cdot e^{i\Omega t} \quad (5.40)$$

Además, considerando un depósito de suelos caracterizado por la siguiente ecuación:

$$u(z,t) = E \cdot e^{i(pz + \Omega t)} + F \cdot e^{-i(pz - \Omega t)} \quad (5.41)$$

Análogamente,

$$u(z=0) = u_{\text{sup}} = 2E \cdot e^{i\Omega t} \quad (5.42)$$

El factor de amplificación A_2 entre la superficie del depósito de suelos y la superficie del afloramiento rocoso se define como:

$$A_2 = \frac{u_{\text{sup}}}{u_{\text{sup roca}}} = \frac{2E \cdot e^{i\Omega t}}{2E_r \cdot e^{i\Omega t}} = \frac{E}{E_r} \quad (5.43)$$

Las condiciones de borde que deben satisfacerse son:

$$(CB1) \quad u(z=H) = u_{\text{roca}}$$

$$(CB2) \quad \tau(z=H) = \tau_{\text{roca}}$$

Desarrollando la Ecuación 5.43, se obtiene,

$$A_2 = \frac{1}{\cos(pH) + i\Delta \text{sen}(pH)} \quad (5.44)$$

Asumiendo,

$$i\Delta = e + if \quad (5.45)$$

Reemplazando en la Ecuación 5.44, se tiene.

$$A_2 = \frac{1}{\cosh(b)[\cos(a) + e \cdot \text{sen}(a)] - f \cdot \cos(a) \cdot \text{senh}(b) + i[\text{senh}(b) \cdot (e \cdot \cos(a) - \text{sen}(a)) + f \cdot \cosh(b) \cdot \text{sen}(a)]}$$

(5.46)

$$\|A_2\| = \frac{1}{\sqrt{[\cosh(b)[\cos(a) + e \cdot \text{sen}(a)] - f \cdot \cos(a) \cdot \text{senh}(b)]^2 + [\text{senh}(b) \cdot (e \cdot \cos(a) - \text{sen}(a)) + f \cdot \cosh(b) \cdot \text{sen}(a)]^2}}$$

(5.47)

5.5. Métodos experimentales de evaluación de respuesta en superficie

5.5.1. Razones espectrales estándares

Este procedimiento, introducido por Borchardt (1970), es el más utilizado y confiable para determinar la respuesta de sitio. Consiste en obtener los factores de amplificación dividiendo el espectro de amplitudes de Fourier del registro del movimiento en la superficie del depósito de suelos ya sea por el espectro del movimiento en la base del depósito, para obtener A1, o por el espectro del movimiento en la superficie de un afloramiento rocoso, para obtener A2. El cálculo de los factores de amplificación, también se puede realizar mediante la razón entre los espectros de respuesta de un oscilador de un grado de libertad.

El problema de utilizar esta técnica es que la instalación de instrumentos en la base del depósito de suelos, para evaluar A1, es muy costosa, sobretodo en depósitos de suelos muy profundos, como en el caso de la cuenca de Santiago. Por otro lado, para determinar el factor de amplificación A2 es necesario contar con una estación de referencia que esté libre de efecto de sitio y que se encuentre lo suficientemente cerca de la estación ubicada en la superficie del depósito de suelos, para asegurar que la diferencia entre los registros sísmicos sólo sea producida por las condiciones locales del terreno. En la cuenca de Santiago, debido a lo sinuoso de la topografía, es difícil encontrar sitios con estas características y las estaciones ubicadas en roca difícilmente pueden considerarse libre de efectos topográficos.

5.5.2. Razones espectrales H/V en superficie

Este método no necesita una estación de referencia, como en el caso de las razones espectrales estándares, ya que utiliza la razón entre el espectro de amplitudes de Fourier del movimiento horizontal y vertical de vibraciones ambientales en la superficie del depósito de suelos. Por lo mismo, resulta muy conveniente en términos económicos, y rápido en términos de cobertura de extensas áreas de estudio. Además, no necesita que existan mediciones de eventos sísmicos para llevarse a cabo.

Como se verá a continuación, a pesar de que los fundamentos teóricos de este método son cuestionables, existen numerosos estudios experimentales que confirman la estabilidad de las razones espectrales y que la frecuencia donde se alcanza el máximo valor de la razón espectral se correlaciona bien con la frecuencia fundamental de resonancia, f_0 , en el caso de depósitos de suelos blandos.

5.6. Razones Espectrales H/V en superficie

5.6.1. Razones espectrales H/V de vibraciones ambientales

Este método, también conocido como método de Nakamura (1989), propone estimar el factor de amplificación o la función de transferencia de un depósito de suelos superficial, solicitado por un frente de ondas SH que se propaga verticalmente desde la base hasta la superficie, a partir de mediciones de vibraciones ambientales verticales y horizontales en superficie.

Los depósitos de suelos están generalmente expuestos a vibraciones naturales inducidas por fuerzas naturales, como mareas y vientos, y a vibraciones artificiales producidas por fuerzas provenientes de actividades industriales, del paso de vehículos, peatones, etc. La suma de ambos efectos es lo que se denomina vibraciones ambientales y es lo que efectivamente se mide en superficie utilizando este método.

Se puede considerar que las fuentes generadoras de vibraciones naturales, por ser de mayor envergadura, en suma producen una sollicitación dinámica aleatoria, la cual permite que un depósito de suelos tienda a vibrar preponderantemente de acuerdo a su frecuencia fundamental, f_0 .

Solicitaciones de menor energía como las que generan vibraciones artificiales tienden a excitar capas de suelo más superficiales, las que responden a frecuencias relativamente más altas. Según lo anterior, las vibraciones ambientales registradas en superficie tendrían un contenido de frecuencias distorsionado por fuentes no estacionarias o artificiales de energía.

Para eliminar las vibraciones artificiales generadas por este tipo de fuentes, se pueden realizar mediciones en períodos de tiempo en que las actividades sociales son mínimas, es decir, durante la noche o la madrugada. Según el método original propuesto por Nakamura, es posible estimar frecuencias fundamentales y factores de amplificación estables y confiables incluso en presencia de cierto nivel de vibraciones artificiales sin restricciones horarias.

Teniendo en consideración que mediciones de vibraciones ambientales en afloramientos rocosos no presentan una dirección predominante de movimiento, cualquier amplificación del movimiento en la superficie es producto del efecto de las capas de suelos depositadas sobre la roca basal.

Según la propuesta teórica de Nakamura, se acepta que las componentes horizontales del movimiento son amplificadas por la multi-reflexión de las ondas S que atraviesan los depósitos de suelos, mientras que la componente vertical es amplificada por la multi reflexión de las ondas P. Por otro lado, se acepta que el efecto de las ondas Rayleigh aparece más marcadamente en la componente vertical de movimiento, por lo que su efecto puede ser cuantificado calculando la razón entre la componente vertical del movimiento en superficie y vertical en la base del depósito.

La función de transferencia, S_T , de un depósito de suelos asociada a la propagación de una onda de corte SH se define como:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (5.48)$$

Donde S_{HS} y S_{HB} corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en superficie y en la base del depósito de suelos, respectivamente.

Suponiendo que las vibraciones artificiales se propagan principalmente como ondas Rayleigh, es esperable que los espectros en superficie, tanto S_{HS} como S_{VS} , sean afectados por este tipo de ondas. Además, es posible esperar que este tipo de vibraciones no afecte significativamente el espectro de amplitudes de Fourier de la componente vertical del movimiento en la base del depósito, S_{VB} .

Por otra parte, asumiendo que la componente vertical del movimiento no es amplificada por los depósitos de suelo, la función definida en la Ecuación 5.49, E_S , representaría principalmente el efecto de las ondas Rayleigh en la componente vertical del movimiento.

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (5.49)$$

Por último, suponiendo que el efecto de las ondas Rayleigh es aproximadamente similar en la componente horizontal y vertical del movimiento, una nueva función de transferencia, S_{TT} , definida por la Ecuación 5.50, no consideraría el efecto de las ondas Rayleigh.

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} \quad (5.50)$$

Definiendo:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (5.51)$$

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \quad (5.52)$$

La función de transferencia S_{TT} se puede reescribir como:

$$S_{TT} = \frac{R_S}{R_B} \quad (5.53)$$

Considerando que en la base del depósito de suelos el movimiento es igual en todas las direcciones, el espectro de la componente horizontal del movimiento y el espectro de la componente vertical del movimiento son aproximadamente iguales, por lo que R_B alcanza valores en torno a la unidad para un amplio rango de frecuencias. En tal caso,

$$S_{TT} \approx R_S \quad (5.54)$$

Esto significa que la función de transferencia asociada a la propagación vertical de ondas de corte de un depósito de suelos, puede ser estimada simplemente a partir de movimientos medidos en superficie.

$$S_{TT} \approx \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (5.55)$$

Así, el método de Nakamura permitiría obtener la función de transferencia completa del depósito de suelos tanto en frecuencia como en amplificación.

5.6.2. Consideraciones del método

Se ha comprobado empíricamente que la principal utilidad de las razones espectrales H/V está en la determinación de la frecuencia fundamental de un depósito de suelos blandos (Bonilla y otros, 1997; Field y Jacob, 1995; Satoh y otros, 2001), considerado como la frecuencia fundamental aquella en que la razón espectral es máxima (peak de la razón espectral).

Algunos estudios teóricos (Lachet y Bard, 1994; Lermo y Chavez, 1994), señalan que el peak de la razón espectral H/V de registros sintéticos generados con perturbaciones aleatorias superficiales correlaciona con la frecuencia fundamental de las ondas S obtenida mediante propagación vertical, en sitios donde el contraste de impedancias entre el depósito de suelos y la roca basal es marcado. Sin embargo, estos mismos estudios concluyen que las amplitudes obtenidas para ambos casos no correlacionan.

Por otro lado, también se ha mostrado (Konno y Ohmachi, 1998; Lachet y Bard, 1994) que la ubicación del peak en la razón espectral de registros sintéticos es independiente de la fuente generadora, pero que es fuertemente influenciada por la estructura de la geológica local. Además, que está controlada por la polarización de las ondas Rayleigh, lo que se contrapone al hecho de que el Método de Nakamura asume que las vibraciones ambientales están compuestas principalmente de ondas internas y que el efecto de las ondas superficiales se elimina.

Por último, estudios experimentales (Field y Jacob, 1995) muestran que en comparación con otros métodos, la razón espectral H/V de vibraciones ambientales sólo entrega la frecuencia fundamental de resonancia, pero no valores de armónicas superiores.

5.6.3. Procesamiento de datos de vibraciones ambientales

En primer lugar, cada una de las componentes del registro de movimiento en la superficie debe ser corregida por línea de base, es decir, se les debe eliminar la tendencia promedio.

$$\begin{aligned}V_i &= V_{o_i} - \overline{V_o} \\H1_i &= H1_{o_i} - \overline{H1_o} \\H2_i &= H2_{o_i} - \overline{H2_o}\end{aligned}\tag{5.56}$$

Donde V_i , $H1_i$, $H2_i$ son los elementos i de los registros vertical y horizontales corregidos; V_{0i} , $H1_{0i}$, $H2_{0i}$ son las componentes i de los registros sin corregir, y $\overline{V_0}$, $\overline{H1_0}$, $\overline{H2_0}$ son los promedios de los registros.

Si se define señal, s , como la combinación cuadrática del registro de la componente vertical más los registros de las componentes horizontales (Ecuación 5.57), el procesamiento de datos se divide en dos etapas independientes. La primera, corresponde a la selección de las partes de la señal, denominadas ventanas, que contienen la mayor cantidad de vibraciones naturales de tipo estacionaria y el descarte de las partes que contienen vibraciones artificiales que puedan alterar el contenido de frecuencias de la señal y distorsionar el valor medido de la frecuencia fundamental del suelo. La segunda, corresponde a la evaluación de la razón espectral a partir de las ventanas de la señal seleccionadas en la etapa anterior.

$$s = \sqrt{V^2 + H1^2 + H2^2} \quad (5.57)$$

Dado que cualquier perturbación en superficie, que genere vibraciones artificiales, aparece en un registro de vibraciones ambientales en forma similar en las tres componentes, es conveniente para la primera parte del procesamiento, la selección de ventanas, trabajar con la señal, s , definida.

Para obtener una razón espectral representativa con este tipo de procesamiento en dos etapas, es necesario tener mediciones de vibraciones ambientales lo suficientemente extensas para asegurar un número mínimo de ventanas libre de vibraciones artificiales. Por lo tanto, el tiempo de cada medición de vibraciones ambientales va a depender del número mínimo de ventanas que se requiera y del largo de éstas, L_w . En este estudio se consideraron, de acuerdo a este criterio, mediciones de vibraciones ambientales de 15 minutos y ventanas temporales de 25 segundos.

Para el procesamiento automático de los registros se utilizó el programa computacional JSESAME Versión 1.08.

Selección de Ventanas

Para explicar el criterio de selección de ventanas libres de vibraciones artificiales, es necesario definir los términos STA y LTA . STA es la amplitud promedio de la señal en un período corto de tiempo, $tsta$, y LTA es la amplitud promedio de la señal en un período más largo de tiempo, lta .

El proceso de selección de ventanas se basa en la comparación de la razón STA/LTA con valores umbrales máximo, S_{max} , y mínimo, S_{min} , definidos de antemano.

Para seleccionar una ventana de vibraciones naturales estacionarias se toma una parte de la señal de largo lta , en este caso igual al largo de la ventana L_w , y se calcula LTA . Posteriormente una ventana móvil de largo $tsta$ recorre el intervalo definido por lta de principio a fin y va calculando instantáneamente STA . Si la razón STA/LTA se enmarca dentro de los valores umbrales, S_{max} y S_{min} , durante todo el recorrido de la ventana móvil, esa parte de la señal será considerada como una ventana apropiada para el cálculo de razones espectrales de la segunda etapa.

Si durante el proceso de comparación entre STA/LTA con los valores umbrales la ventana no fuese seleccionada, inmediatamente se ejecuta el mismo proceso descrito con una parte posterior de la señal distanciada de la anterior dependiendo del porcentaje de traslape entre ventanas, $\%Ov$, que defina el usuario.

La Figura 5.6 muestra un registro típico de una medición de vibraciones ambientales realizada en la comuna de La Reina y las 41 ventanas seleccionadas con este criterio. Como se puede apreciar, las ventanas seleccionadas sólo consideran las partes del registro de vibraciones ambientales donde la amplitud se mantiene aproximadamente constante y no considera las partes donde las amplitudes son mayores.

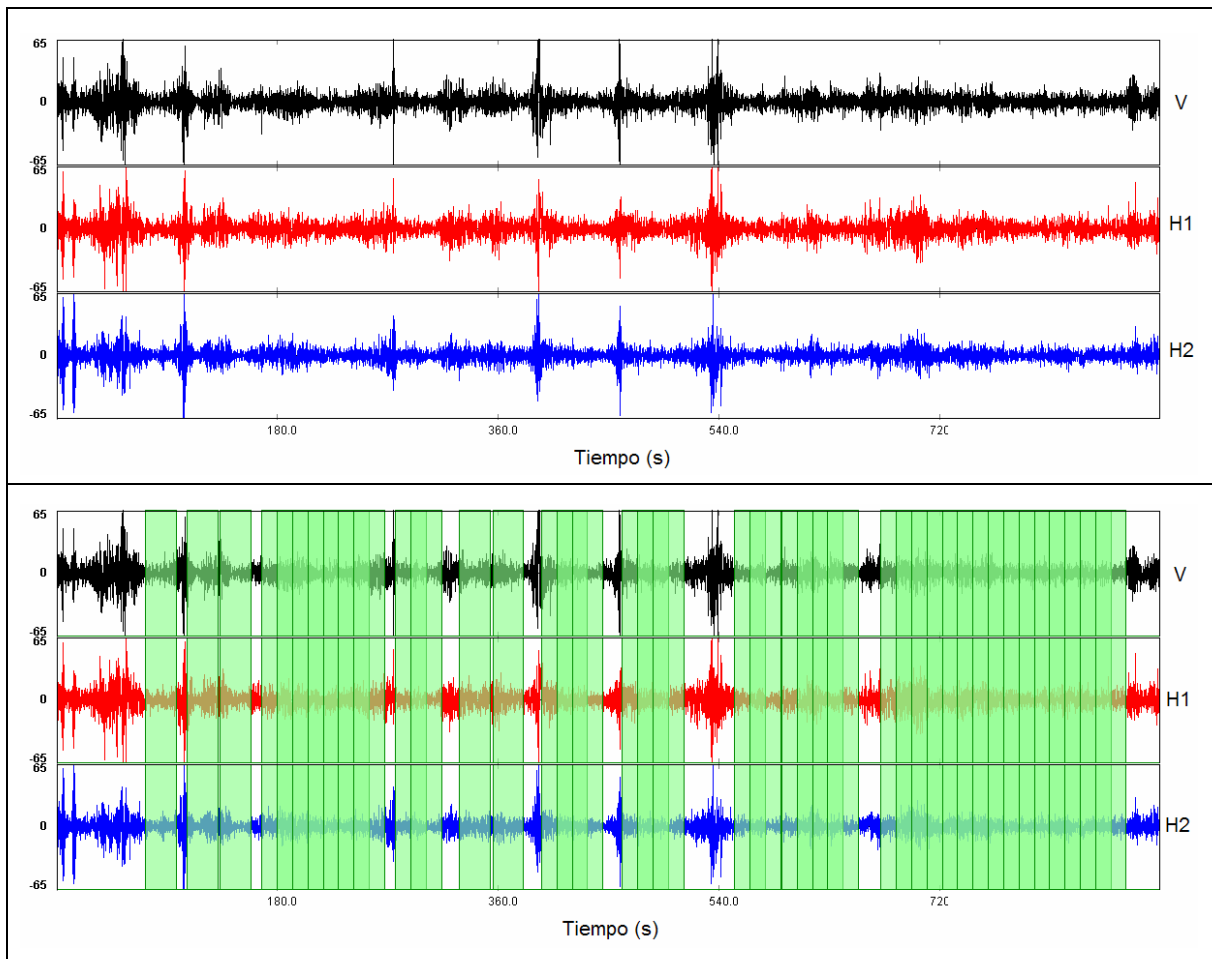


Figura 5.6. Registro de vibraciones ambientales en las tres componentes y ventanas seleccionadas para el cálculo de las razones espectrales.

La selección de las ventanas del registro está basada en el largo de las ventanas L_w (segundos), los valores umbrales S_{max} y S_{min} , los tiempos $tsta$ y tlt (ambos en segundos), y el porcentaje de traslape que existe entre cada ventana, $\%Ov$. Los valores de los parámetros utilizados en este trabajo se presentan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Parámetros de selección de ventanas

L_w (s)	25
S_{max}	2
S_{min}	0.25
tlt (s)	25
$tsta$ (s)	1
$\%Ov$	50 %

Como se supone que la señal en el intervalo de tiempo definido por una ventana es de tipo estacionario, la definición de un traslape entre las ventanas sólo mejora estadísticamente la estabilidad de la razón espectral, pues como se verá, la razón espectral resultante se calcula como el promedio de las razones espectrales de todas las ventanas.

El número mínimo de ventanas que se consideró para aceptar un registro de vibraciones ambientales como válido fue de veinte. Registros que tuvieron menos ventanas seleccionadas no fueron considerados en los resultados.

Cálculo de Razones Espectrales

La segunda etapa del procesamiento de datos correspondió a la evaluación de la razón espectral en cada una de las ventanas de la señal seleccionadas en la etapa anterior. En esta etapa se trabajó con las componentes V , $H1$ y $H2$ por separado.

A cada componente se le aplicó un taper tipo Tukey con $r = 5\%$ y se calculó el espectro de amplitudes de Fourier a través de la transformada rápida de Fourier (FFT), considerando un espaciado de frecuencias lineal de 0.04 Hz entre 0.2 y 20.2 Hz (500 puntos).

Los espectros se suavizaron por medio de la función definida por Konno y Ohmachi con un coeficiente de ancho de banda, $b = 30$. La ventaja de utilizar esta función es que el ancho de la ventana se mantiene constante en todas las frecuencias, cuando se considera una escala logarítmica para la representación de las razones espectrales.

A continuación, se combinaron los espectros de las componentes horizontales, $SH1$ y $SH2$, en forma cuadrática para obtener una componente horizontal, SH , única.

$$SH = \sqrt{\frac{SH1^2 + SH2^2}{2}} \quad (5.58)$$

En cada ventana se calculó la razón espectral entre el espectro de la componente horizontal combinada SH y el espectro de la componente vertical SV .

$$H/V = S_{TT} = \frac{SH}{SV} \quad (5.59)$$

La Figura 5.7 muestra en forma esquemática el proceso de cálculo de la razón espectral H/V a partir de una ventana seleccionada de un registro de vibraciones ambientales.

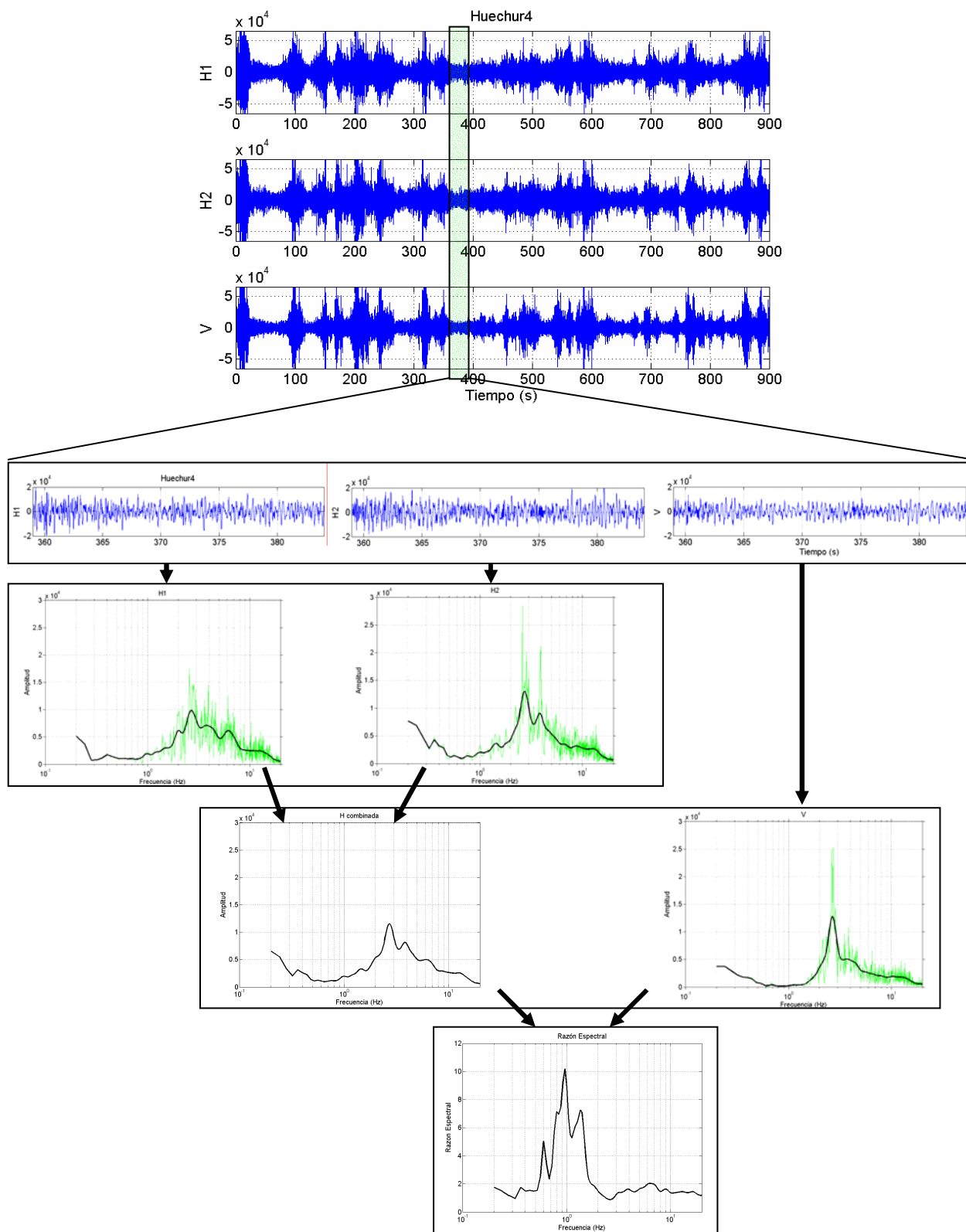


Figura 5.7. Cálculo de la razón espectral de una ventana temporal de un registro de vibraciones ambientales.

Una vez finalizado el análisis de cada ventana por separado, para cada una de las frecuencias consideradas en el cálculo de las razones espectrales, f_i , se obtuvo un valor de la razón espectral promedio, $H/V_{prom}(f_i)$, y su respectiva desviación estándar, $\sigma_{H/V}(f_i)$, considerando todas las ventanas.

$$H/V_{prom}(f_i) = \frac{\sum_{j=1}^{n_{win}} \log_{10}(H/V_{n_j}(f_i))}{n_{win}} \quad (5.60)$$

$$\sigma_{H/V}(f_i) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n_{win}} \log_{10}^2(H/V_{n_j}(f_i)) - n_{win} \cdot \log_{10}^2(H/V_{prom}(f_i))}{n_{win} - 1}} \quad (5.61)$$

Donde $H/V_{n_j}(f_i)$ es la amplitud de la razón espectral en la ventana n_j para la frecuencia f_i .

Posteriormente, $H/V_{prom}(f_i)$ y $\sigma_{H/V}(f_i)$ se llevaron a una escala lineal calculando:

$$\overline{H/V}_{prom}(f_i) = 10^{H/V_{prom}(f_i)} \quad (5.62)$$

$$\sigma_{\overline{H/V}}(f_i) = 10^{\sigma_{H/V}(f_i)} \quad (5.63)$$

De esta forma se obtuvo para cada frecuencia el valor de la razón espectral promedio y las bandas correspondientes a más y menos una desviación estándar.

5.6.4. Razones espectrales H/V de registros sísmicos

Análogamente a lo expuesto para el caso de vibraciones ambientales, este método se puede aplicar calculando la razón espectral de la componente horizontal y vertical, pero de ventanas temporales de un registro sísmico. Lermo y Chavez (1993) utilizaron por primera vez este método con registros sísmicos de tres ciudades de México. En su trabajo analizaron una ventana temporal de diez segundos correspondientes a la parte fuerte de los registros sísmicos, donde las aceleraciones son máximas. Según sus resultados, la razón espectral H/V obtenida de registros sísmicos entrega valores de frecuencias fundamentales y amplificaciones de los depósitos de suelos que coinciden con los obtenidos mediante el método de razones

espectrales estándares y que el método no es capaz de identificar frecuencias de armónicas superiores. Además, señalan que el método funciona bien para identificar tanto efectos producidos por depósitos de suelos como efectos topográficos.

Otros autores también han realizado estudios considerando sismos de pequeña y mediana magnitud, y han coincidido en que:

1. La forma de las razones espectrales son estables.
2. La forma de las razones espectrales correlacionan bien con la geología local.
3. La forma de las razones espectrales son poco sensibles a los efectos de la fuente sísmica y la trayectoria de las ondas.
4. Las amplificaciones obtenidas no correlacionan con las obtenidas mediante razones espectrales estándares y modelos unidimensionales.

También este método se ha aplicado a otras ventanas temporales de registros sísmicos. Por ejemplo, Satoh y otros (2001) compararon las razones espectrales de las ventanas correspondientes a la llegada de las ondas P y la coda con la ventana correspondiente a la onda S de los registros, no encontrando similitud en los resultados.

Por último, se han realizado trabajos tendientes a comparar resultados obtenidos mediante razones espectrales de vibraciones ambientales y registros sísmicos. Resultados de Bonilla y otros (1997), indican similitudes a bajas frecuencias si se compara con la ventana temporal correspondiente a la onda S de los registros y discordancia con otras ventanas, correspondientes a la onda P y a la coda.

En este estudio se calcularon las razones espectrales de registros sísmicos, considerando ventanas temporales de 10 s para la parte de la onda S, 20 s para la coda y finalmente 60 s considerando toda la parte del movimiento fuerte, a partir del arribo de la onda P. Esta definición arbitraria se adoptó con el fin de chequear la estabilidad de la razón espectral en distintas etapas del desarrollo de los sismos y compararla con la obtenida utilizando vibraciones ambientales.

6. RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE RAZONES ESPECTRALES

6.1 Tipos de razones espectrales

La Figura 6.1 muestra las localizaciones de los sitios donde se realizaron mediciones de vibraciones ambientales en la cuenca de Santiago. Los gráficos de las razones espectrales junto a los registros de vibraciones ambientales y las ventanas temporales seleccionadas de cada medición, separadas por componente, se encuentran en el Apéndice A.

De acuerdo a los resultados, las razones espectrales se pueden clasificar en cuatro tipos:

- Tipo 1. Razones espectrales donde se puede identificar claramente la frecuencia fundamental, f_0 .
- Tipo 2. Razones espectrales donde se identifican al menos dos frecuencias preponderantes, f_0 y f_1 .
- Tipo 3. Razones espectrales donde es difícil identificar la frecuencia fundamental, a pesar de tener amplitudes mayores a uno, pero que en algunos casos se pueden identificar peaks a mayores frecuencias (f_i)
- Tipo 4. Razones espectrales de baja amplitud cercana a uno, sin frecuencias fundamentales.

La Figura 6.2 muestra ejemplos de los tipos de razones espectrales.

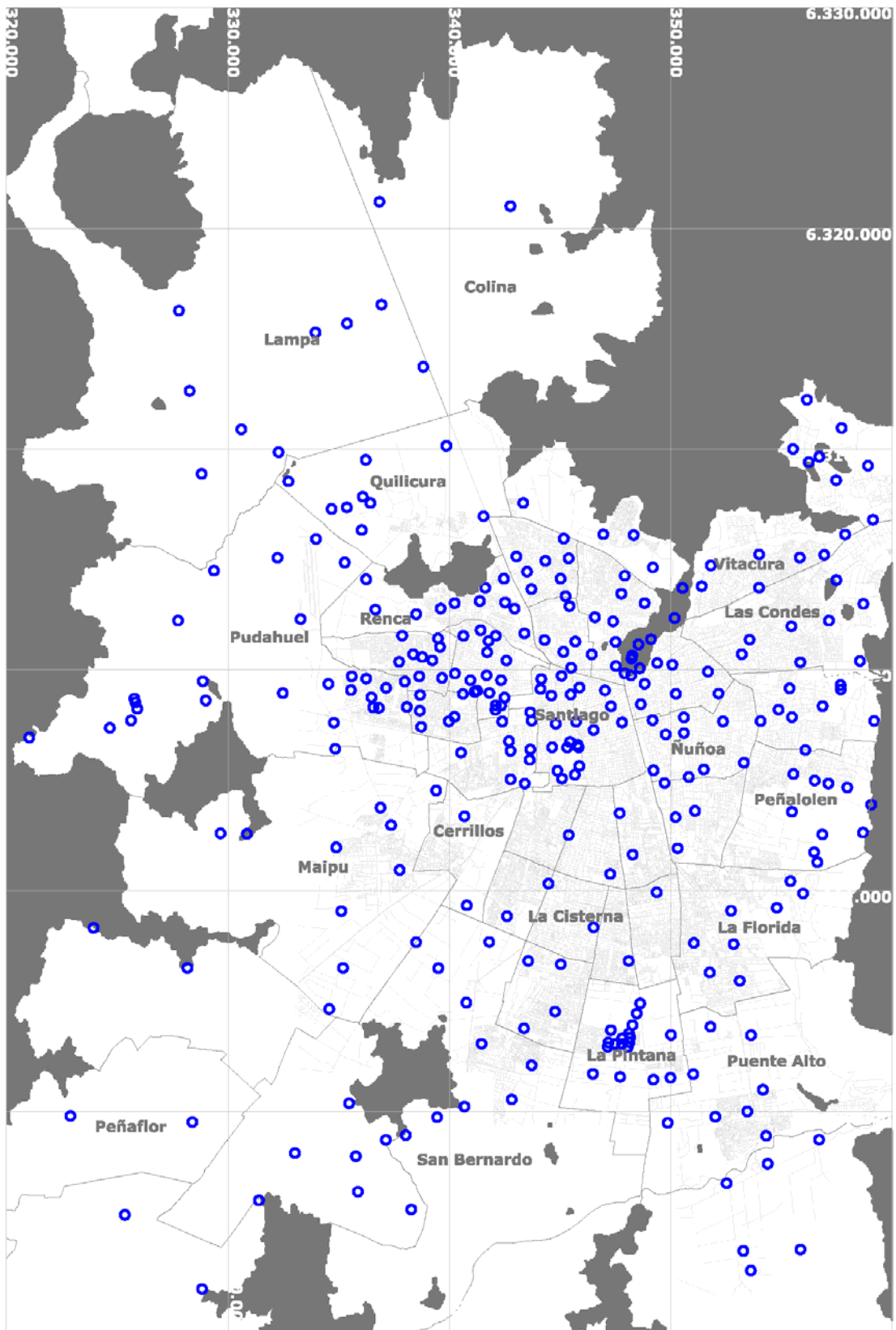


Figura 6.1. Mediciones de vibraciones ambientales en la cuenca de Santiago.

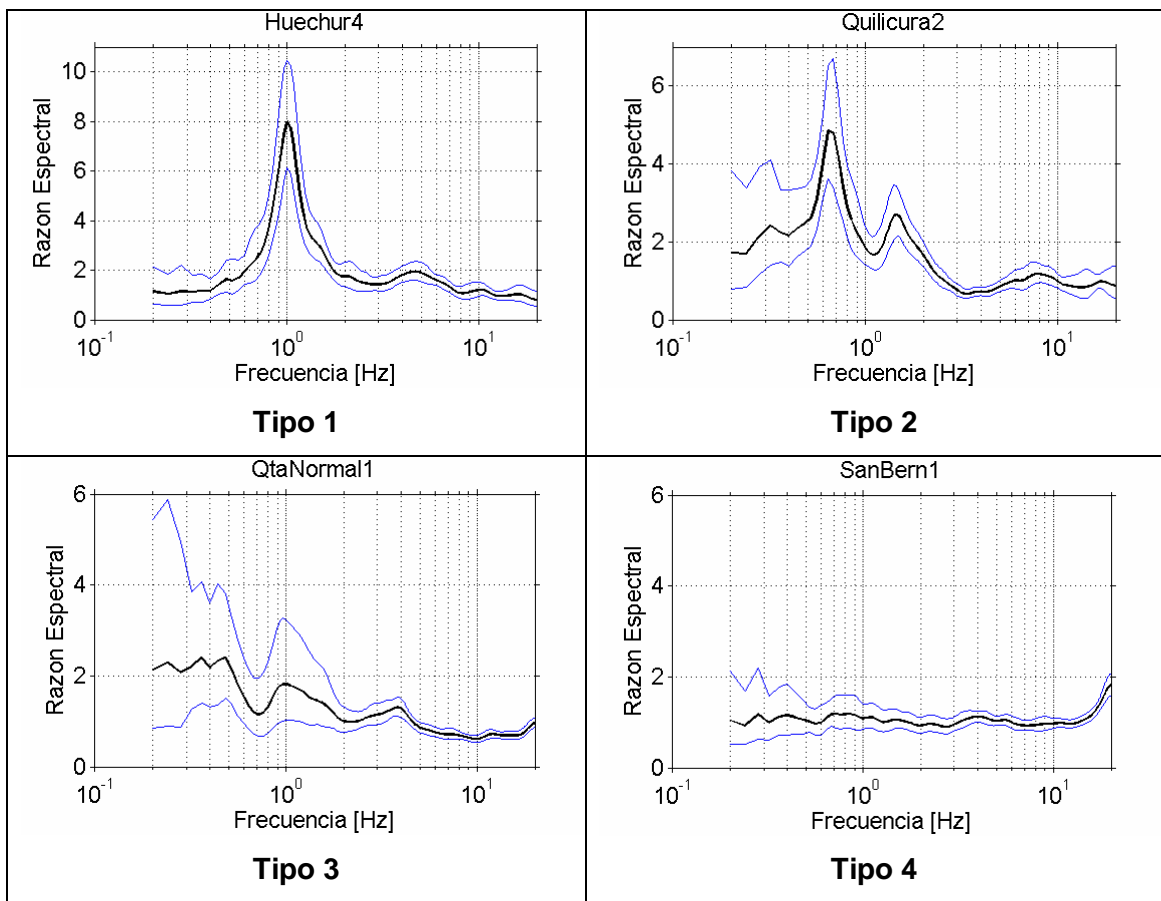


Figura 6.2. Tipos de razones espectrales.

En la Tabla 6.1 se detalla la cantidad de razones espectrales por tipo.

Tabla 6.1 Cantidad de razones espectrales por tipo

Razón Espectral	Nº
Tipo 1	108
Tipo 2	81
Tipo 3	51
Tipo 4	37
Total	277

En la Tabla 6.2 ,Tabla 6.3 ,Tabla 6.4 y Tabla 6.5 se detallan por tipo la posición de las medidas de vibraciones ambientales que se realizaron, en coordenadas WGS84, y el valor de las frecuencias encontradas.

Tabla 6.2 Razones espectrales de Tipo 1

Medición	E	N	f ₀
AES	356065	6296369	0.55
Colina 1	336838	6321200	2.08
Colina 2	342753	6321001	0.52
CoNavia 1	339572	6301042	1.36
Conchali 5	345380	6305052	1.44
Conchali 6	344332	6304937	0.76
Conchali 7	343022	6305138	1.12
CraTango 3	337132	6278718	1.00
CraTango 4	335774	6277975	0.44
EIBosque 3	343557	6286820	0.98
EstCentral 1	340523	6296252	0.40
EstCentral 2	343650	6298088	0.48
EstCentral 4	342762	6295046	0.76
EstCentral 6	342689	6296773	0.42
EstCentral 9	343708	6297706	0.46
Huechur 1	348317	6306106	2.52
Huechur 4	349186	6304641	1.00
Independ 2	345418	6302889	0.50
Independ 5	346424	6300702	1.04
Independ 6	345244	6303337	0.54
LaCisterna 1	346507	6288340	0.84
LaFlorida 1	351035	6287634	0.88
LaFlorida 5	356610	6291289	0.60
LaFlorida 9	355964	6289877	0.88
LaGranja 1	349356	6289928	1.08
Lampa 8	328270	6312636	0.80
LaReina 7	356842	6298361	0.40
LaReina 8	359175	6297688	0.88
LasCondes 1	357465	6304068	4.37
LasCondes 2	359118	6306803	1.12
LasCondes 4	358686	6302988	1.08
LasCondes 8	353549	6301368	1.04
LoBarnech 3	356141	6312234	0.72
LoBarnech 6	357458	6308590	1.40
LoBarnech 7	357703	6310956	2.12
LoEspejo 1	342596	6288847	1.08
Macul 3	350209	6293330	1.20
Maipu 7	329666	6292599	0.77
Maipu 11	334576	6284643	0.92
Nuñoa 4	354047	6297684	0.92
Nuñoa 5	353290	6295796	0.60
Nuñoa 6	350807	6295146	0.78
PAC 1	345384	6292522	1.04
PCQ	341538	6306960	1.32
Peñalolen 2	355459	6293577	0.48
Peñalolen 4	355528	6295284	0.48
Peñalolen 5	358669	6292631	0.68

Tabla 6.2 Razones espectrales de Tipo 1 (cont.)

Medición	E	N	f₀
Peñalolen 7	356463	6291745	0.52
PHurtado 2	323936	6288316	1.64
Pirque 2	355753	6269565	1.16
Pirque 4	355843	6273757	1.00
Pirque 6	356687	6278729	0.90
Providen 8	352148	6298930	0.80
PteAlto 2	350004	6283469	1.04
PteAlto 6	354298	6278904	1.08
Pudahuel 4	336564	6298306	0.36
Pudahuel 9	329000	6298616	0.72
Pudahuel 11	335273	6304862	0.40
Pudahuel 13	325625	6297711	0.64
Pudahuel 15	325905	6298238	0.60
Pudahuel 16	325824	6298533	0.56
Pudahuel 17	325774	6298702	0.56
Pudahuel 19	333976	6305928	0.36
QtaNormal 7	341679	6299755	0.48
QtaNormal 8	342570	6300426	0.40
QtaNormal 10	341770	6301307	0.52
QtaNormal 11	342088	6301541	0.48
QtaNormal 12	341409	6301798	0.48
QtaNormal 13	340631	6301546	0.74
Quilicura 6	335367	6307359	0.32
Quilicura 8	336084	6307842	0.32
Quilicura 9	332731	6308535	4.89
RCDM	330858	6292599	3.10
Recoleta 3	347762	6303450	0.81
Recoleta 4	348809	6303028	1.28
Recoleta 6	347497	6301272	1.20
Recoleta 8	348201	6299746	7.60
Renca 1	343383	6301655	0.40
Renca 5	342460	6304130	1.12
Renca 6	342514	6303056	0.48
Renca 7	342942	6302781	0.48
Renca 10	339602	6302782	1.20
Renca 11	340236	6303026	4.29
SanBern 3	341450	6283072	1.10
SanBern 4	343707	6282093	0.52
SanBern 5	343364	6283768	1.12
SanBern 6	341798	6287682	1.12
SanBern 8	339443	6279741	0.92
SanJoaq 2	348273	6291639	1.12
SanRamon 1	348090	6286820	1.08
StgoCentro 1	345313	6296485	1.04
StgoCentro 10	345666	6295255	1.04

Tabla 6.2 Razones espectrales de Tipo 1 (cont.)

Medición	E	N	f₀
StgoCentro 11	345079	6295083	0.92
StgoCentro 12	344875	6295435	0.88
StgoCentro 13	344638	6296496	0.84
StgoCentro 14	344802	6297566	0.68
StgoCentro 15	345714	6297653	0.68
StgoCentro 18	347796	6297622	1.08
StgoCentro 19	346511	6297274	0.84
StgoCentro 20	345440	6296731	0.82
Talagante 1	325346	6275324	1.40
Talagante 2	331397	6275977	1.44
Talagante 3	328834	6271965	2.20
Vitacura 1	357862	6306130	1.00
Vitacura 3	351799	6304731	0.92
Vitacura 4	351385	6303791	1.24
Vitacura 5	353981	6305229	1.00
Vitacura 6	356923	6305212	1.00

Tabla 6.3 Razones espectrales de Tipo 2

Medición	E	N	f₀	f₁
CoNavia 5	339665	6299634	1.36	3.13
CoNavia 7	338773	6300583	0.36	1.04
CoNavia 8	338362	6300713	0.40	1.40
Conchali 1	343505	6304447	0.52	5.70
Conchali 2	343700	6303657	0.52	8.20
Conchali 3	345018	6304130	0.90	8.80
CraTango 1	335869	6276369	0.40	1.20
CraTango 5	335471	6280373	1.08	1.44
CraTango 6	333026	6278122	0.48	1.36
Huechur 3	343331	6307560	1.16	5.90
LaFlorida 2	351750	6286297	0.92	5.20
LaFlorida 3	352716	6289096	0.92	5.20
LaFlorida 7	352828	6287583	1.04	5.00
Lampa 1	328813	6308878	0.52	1.50
Lampa 2	335380	6315694	0.40	1.70
Lampa 4	336934	6316543	0.36	1.90
Lampa 5	338819	6313723	1.24	6.00
Lampa 6	332288	6309861	0.81	2.10
Lampa 7	330608	6310897	0.52	1.70
Lampa 9	327791	6316267	0.84	1.40
LaPintana 14	346476	6281706	0.98	2.10
LaPintana 15	347699	6281572	1.00	3.20
LaPintana 16	349207	6281442	1.04	3.10
LaPintana 17	349977	6281531	1.16	2.50
LaPintana 18	351008	6281692	1.16	3.80
LaReina 3	354859	6298203	0.84	8.80

Tabla 6.3 Razones espectrales de Tipo 2 (cont.)

Medición	E	N	f₀	f₁	
LaReina	4	355353	6299166	0.92	2.80
LoBarnech	1	358896	6309249	0.60	1.70
LoBarnech	4	355509	6310004	1.90	3.00
LoEspejo	2	344471	6290321	0.88	5.00
LoPrado	1	341135	6299008	0.44	3.10
LoPrado	2	338677	6298865	0.58	2.30
LoPrado	4	338667	6298152	0.44	2.90
LoPrado	5	338725	6297421	0.42	3.80
LoPrado	8	340607	6298909	0.36	2.90
Maipu	1	337367	6292964	0.56	3.80
Maipu	2	336889	6293762	0.40	1.10
Maipu	3	339400	6294539	0.57	1.40
Maipu	8	334889	6291961	0.57	3.40
Maipu	10	334847	6296430	0.48	1.60
Nuñoa	2	349765	6297079	0.31	1.20
Nuñoa	3	349171	6297725	0.48	1.10
Peñaflor	1	322892	6279800	1.60	10.00
Peñaflor	2	328396	6279524	0.64	1.64
PHurtado	1	328173	6286502	1.80	5.21
PteAlto	4	352001	6279767	1.16	4.00
PTP		334784	6297609	0.48	1.40
Pudahuel	2	335589	6299711	0.36	1.20
Pudahuel	3	335554	6299082	0.38	1.30
Pudahuel	5	338071	6298321	0.46	2.80
Pudahuel	6	336480	6298754	0.36	1.30
Pudahuel	7	336244	6299604	0.28	2.90
Pudahuel	8	332479	6298947	0.48	1.10
Pudahuel	10	332240	6305078	0.40	1.30
Pudahuel	12	337985	6299470	0.36	2.70
Pudahuel	14	324669	6297375	0.67	0.82
Pudahuel	20	327749	6302234	0.40	1.20
Pudahuel	21	329372	6304489	0.44	1.60
Pudahuel	22	333282	6302304	0.36	1.30
Pudahuel	23	334536	6299365	0.40	1.20
PUEX		336817	6298284	0.38	1.40
QtaNormal	2	342093	6298398	0.44	3.00
QtaNormal	4	342078	6298197	0.48	3.10
QtaNormal	5	341802	6298955	0.48	2.80
QtaNormal	6	342331	6299537	0.45	1.30
QtaNormal	9	341702	6300802	0.48	9.00
QtaNormal	14	340946	6299532	0.85	2.50
QtaNormal	15	340245	6299836	1.36	2.90
Quilicura	1	336224	6309510	0.36	1.08
Quilicura	2	339862	6310145	0.64	1.40
Quilicura	4	336039	6306335	0.36	1.00
Quilicura	5	336431	6307562	0.32	1.10

Tabla 6.3 Razones espectrales de Tipo 2 (cont.)

Medición	E	N	f₀	f₁
Quilicura 7	334681	6307286	0.32	1.10
Recoleta 1	346569	6302391	0.80	5.20
Recoleta 2	347916	6304265	0.92	9.00
Renca 2	336239	6304105	0.32	0.69
Renca 3	341371	6303117	2.04	6.40
Renca 4	341617	6303719	1.16	4.00
Renca 8	336658	6302734	0.40	0.79
Renca 9	338499	6302526	1.41	6.90
StgoCentro 4	344599	6298840	0.48	0.92

Tabla 6.4 Razones espectrales de Tipo 3

Medición	E	N	f₀	f₁
Cerrillos 1	340678	6293372	-	4.60
Cerrillos 2	340782	6289337	-	4.50
Cerrillos 3	343400	6294853	-	4.50
CoNavia 3	337868	6301552	0.40	-
CoNavia 4	337727	6300366	0.36	2.80
CoNavia 6	339231	6300436	1.36	-
CoNavia 9	338637	6299708	-	1.30
Conchali 4	345163	6305944	1.28	-
CraTango 2	338277	6275562	0.76	4.00
EstCentral 3	342384	6297664	-	3.70
EstCentral 8	343658	6296396	-	4.80
Huechur 2	346945	6306135	-	3.20
Independ 4	345683	6301284	-	-
LaFlorida 4	354779	6289227	-	5.40
LaFlorida 6	353106	6285921	-	5.50
LaFlorida 8	355395	6290431	-	2.10
Lampa 3	333955	6315280	-	1.50
LaReina 6	355462	6297862	-	-
LoBarnech 2	356697	6309650	-	-
LoBarnech 5	356222	6309406	-	-
LoPrado 6	339973	6297673	-	3.80
LoPrado 7	340228	6297876	-	3.10
Macul 2	349713	6294877	-	-
Macul 4	351087	6293615	-	3.20
Maipu 4	337750	6290936	-	3.20
Maipu 5	335197	6286503	-	3.90
Maipu 6	338498	6287668	-	5.00
Maipu 9	335121	6289078	-	-
Nuñoa 7	349214	6295448	-	-
Peñalolen 6	356490	6294991	-	-
Pirque 3	353609	6272798	-	-
Pirque 7	354364	6277638	-	-
Providen 2	350064	6300238	-	-

Tabla 6.4 Razones espectrales de Tipo 3 (cont.)

Medición	E	N	f₀	f₁
Providen 4	348813	6299372	-	-
Providen 5	348640	6298447	-	-
PteAlto 5	353447	6280007	-	4.10
PteAlto 7	354151	6280990	-	4.00
Pudahuel 1	337142	6299184	-	-
Pudahuel 18	328868	6299486	-	-
QtaNormal 3	342334	6298383	-	2.80
Recoleta 5	347386	6302198	0.72	-
SanBern 7	342811	6280547	-	-
StgoCentro 2	345063	6299735	-	-
StgoCentro 3	345474	6298885	-	-
StgoCentro 7	345871	6299204	-	-
StgoCentro 8	345496	6300100	-	-
StgoCentro 9	345828	6296493	-	-
StgoCentro 16	347022	6299071	1.36	-
StgoCentro 17	347296	6298354	-	-
StgoCentro 21	345784	6296610	-	-
StgoCentro 22	345864	6295646	-	-

Tabla 6.5 Razones espectrales de Tipo 4

Medición	E	N
ANTU	348459	6284441
DSCH	353980	6303721
EIBosque 1	344769	6284528
EIBosque 2	345026	6286669
EstCentral 7	343619	6295923
FSR	357959	6294674
LaPintana 2	348052	6282926
LaPintana 3	347798	6283307
LaPintana 4	347784	6283068
LaPintana 5	347472	6283063
LaPintana 6	347143	6282933
LaPintana 7	347177	6283122
LaPintana 8	347288	6283691
LaPintana 9	348133	6283137
LaPintana 10	348151	6283355
LaPintana 11	348108	6283532
LaPintana 12	348261	6283916
LaPintana 13	348611	6284896
LaReina 1	357658	6299310
LasCondes 3	358529	6300402
LasCondes 5	357135	6302233
LasCondes 6	355437	6301975
LasCondes 7	353197	6300714
Macul 1	351484	6295488

Tabla 6.5 Razones espectrales de Tipo 4 (cont.)

Medición		E	N
Nuñoa	1	350587	6297854
Nuñoa	9	350586	6297142
Peñalolen	8	357110	6294852
Providen	3	349381	6300312
Providen	7	351672	6299924
PteAlto	8	353617	6283457
PteAlto	9	351787	6283838
SanBern	1	339497	6286490
SanBern	2	340764	6284932
SanJoaq	1	350303	6291925
SanMig	1	347685	6293511
SanMig	2	347260	6290758
Vitacura	2	355817	6305087

La distribución espacial de cada tipo de razón espectral en la cuenca de Santiago se muestra en la Figura 6.3

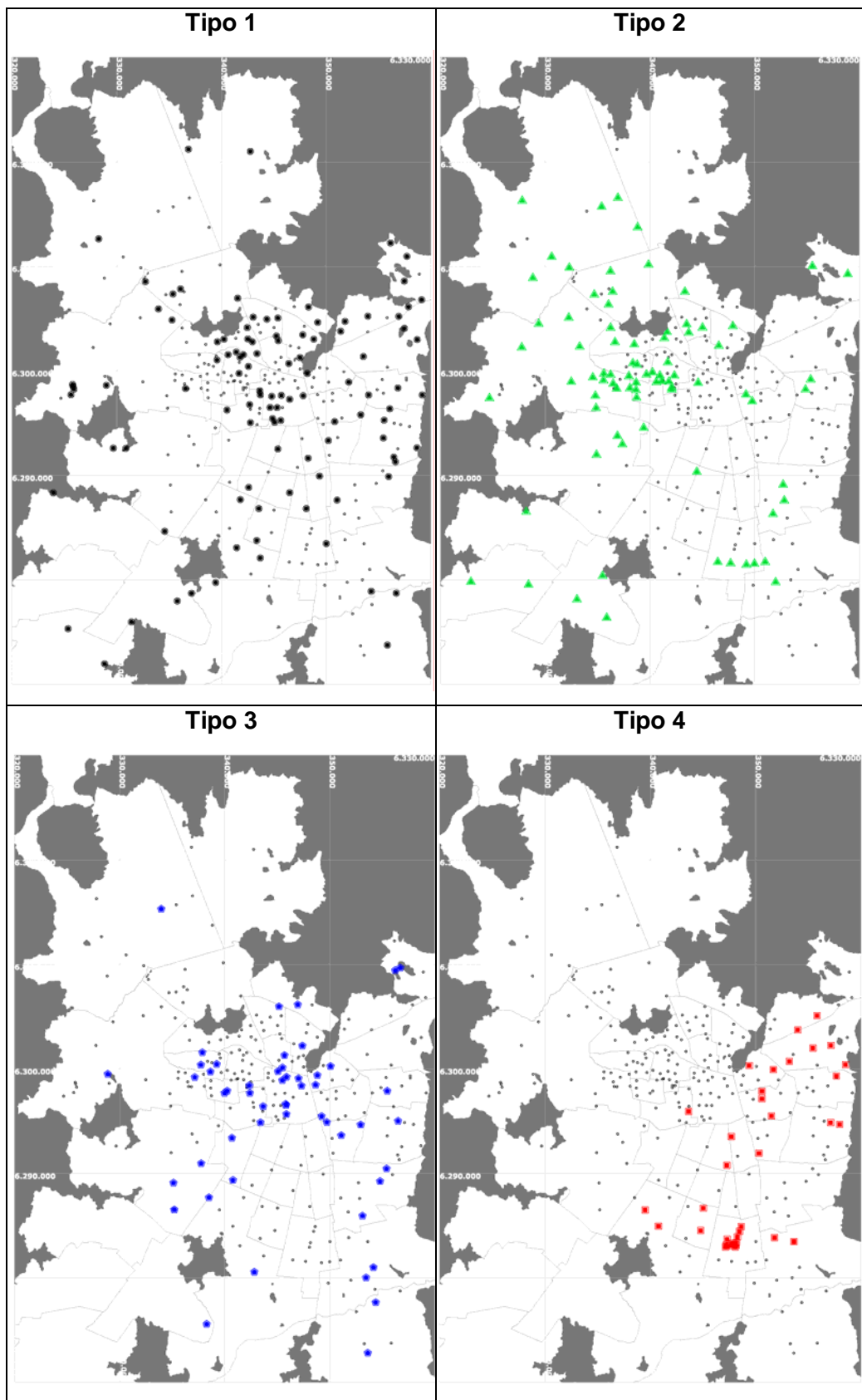


Figura 6.3. Distribución espacial de los distintos tipos de razones espectrales.

6.2 Interpolación de frecuencias fundamentales

De acuerdo a la Figura 6.2, resulta simple asociar la frecuencia fundamental del depósito de suelos al máximo valor de las razones espectrales de Tipo 1 y Tipo 2. En cambio, no existe un único valor para las razones espectrales de Tipo 3, sino que más bien una banda con predominio de bajas frecuencias. Por último, la razón espectral de Tipo 4 no presenta ninguna frecuencia asociable a la frecuencia fundamental.

La Figura 6.4 presenta la interpolación de las frecuencias fundamentales de las razones espectrales de Tipo 1 y Tipo 2.

Por otro lado, la Figura 6.5 muestra el resultado de la interpolación de las frecuencias asociadas al segundo peak de las razones espectrales de Tipo 2 y el peak a altas frecuencias del Tipo 3, en el caso de existir. Los círculos negros en las figuras corresponden a las mediciones consideradas en la interpolación.

Dado que el número y la distribución de razones espectrales consideradas en la elaboración de la Figura 6.5 no son buenos en comparación a las de la Figura 6.4 de las frecuencias fundamentales, sólo se muestra el sector donde se concentra la mejor información disponible.

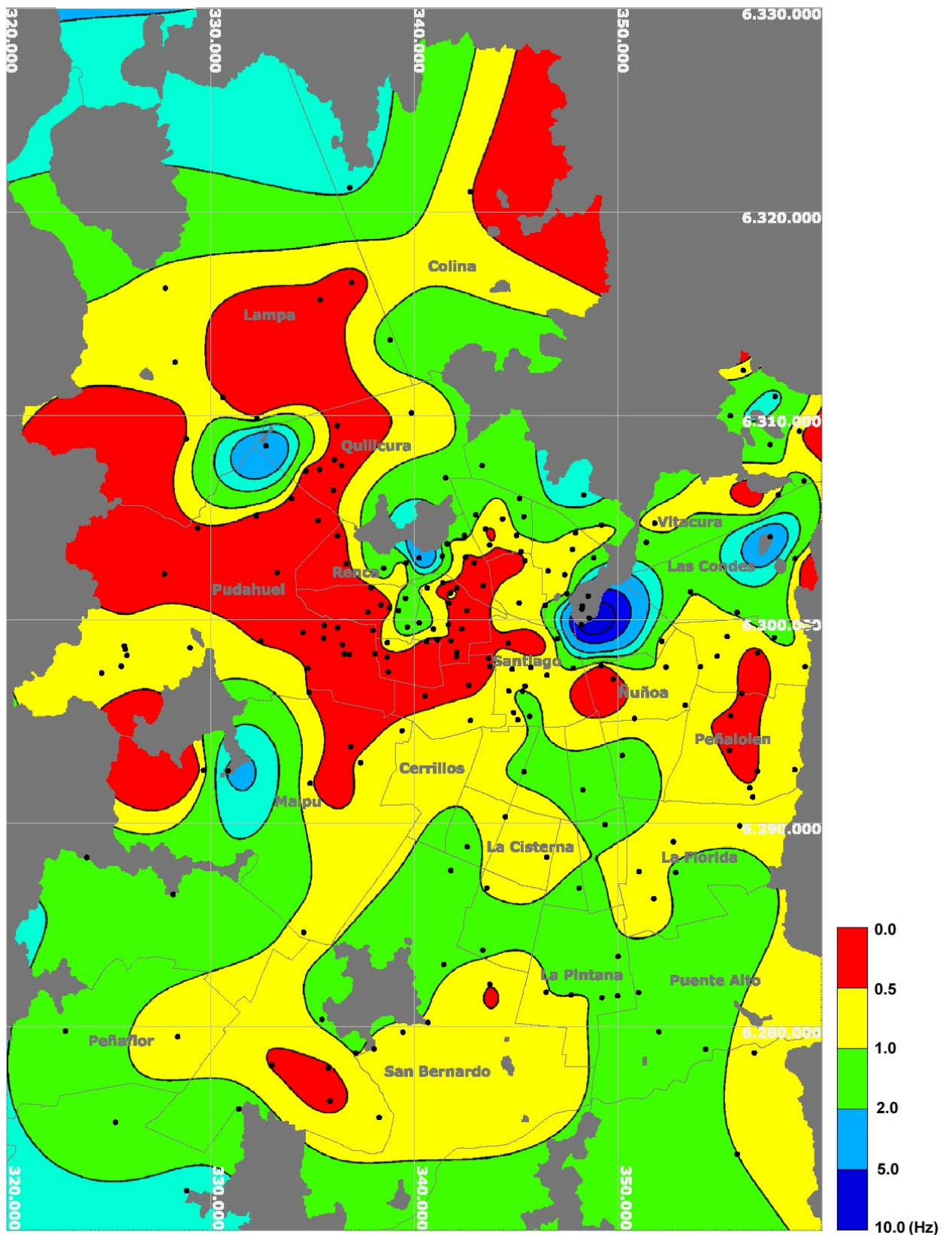


Figura 6.4. Interpolación de las frecuencias fundamentales de las razones espectrales de Tipo 1 y Tipo 2.

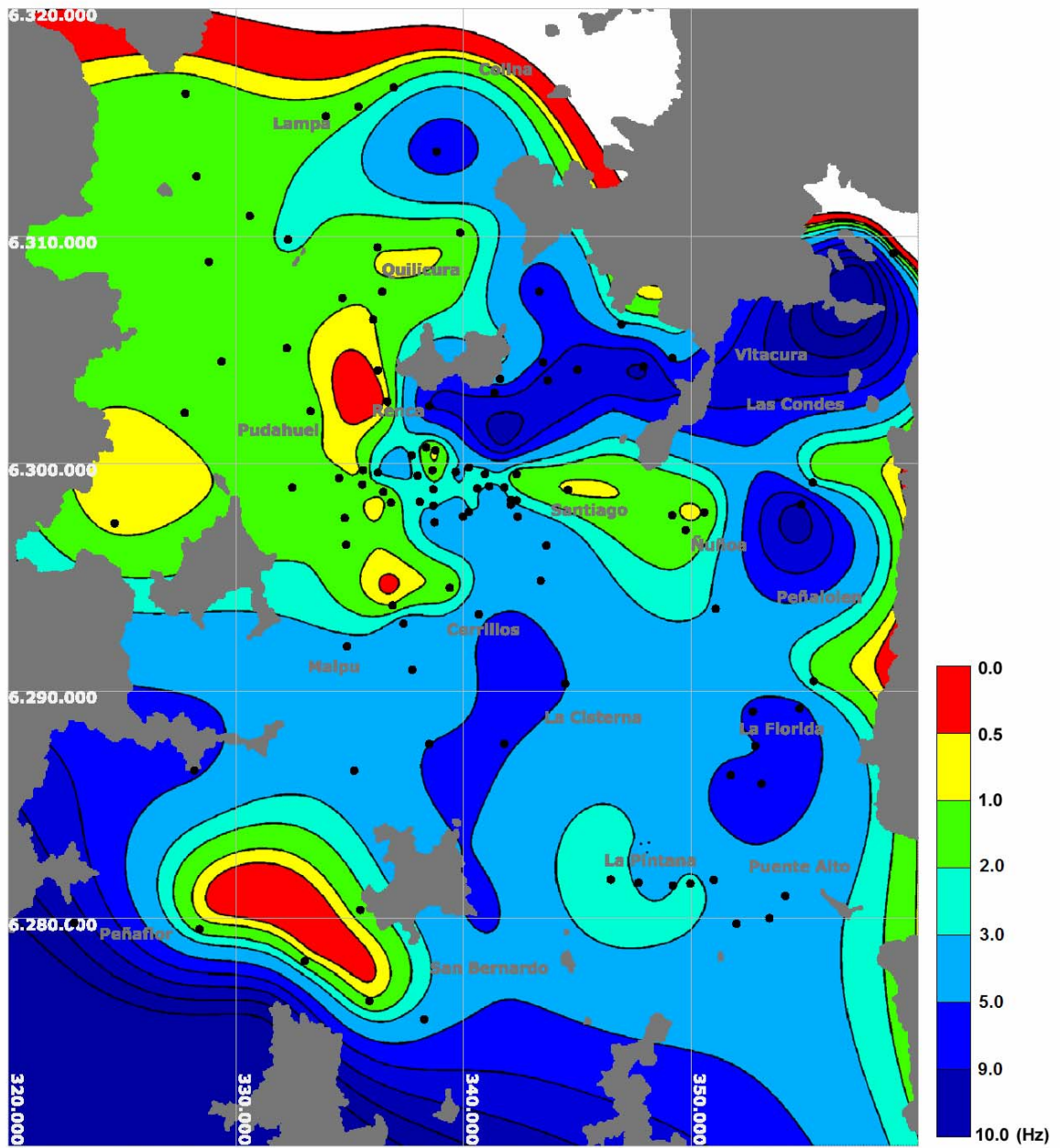


Figura 6.5. Interpolación de las frecuencias del segundo peak de las razones espectrales de Tipo 2 y Tipo 3.

La Figura 6.6 presenta las frecuencias fundamentales de la Figura 6.4, además de las profundidades del basamento rocoso basadas en el estudio gravimétrico realizado por Araneda et al. (2000). Por otro lado, la Figura 6.7 muestra las frecuencias fundamentales y las razones espectrales de Tipo 4.

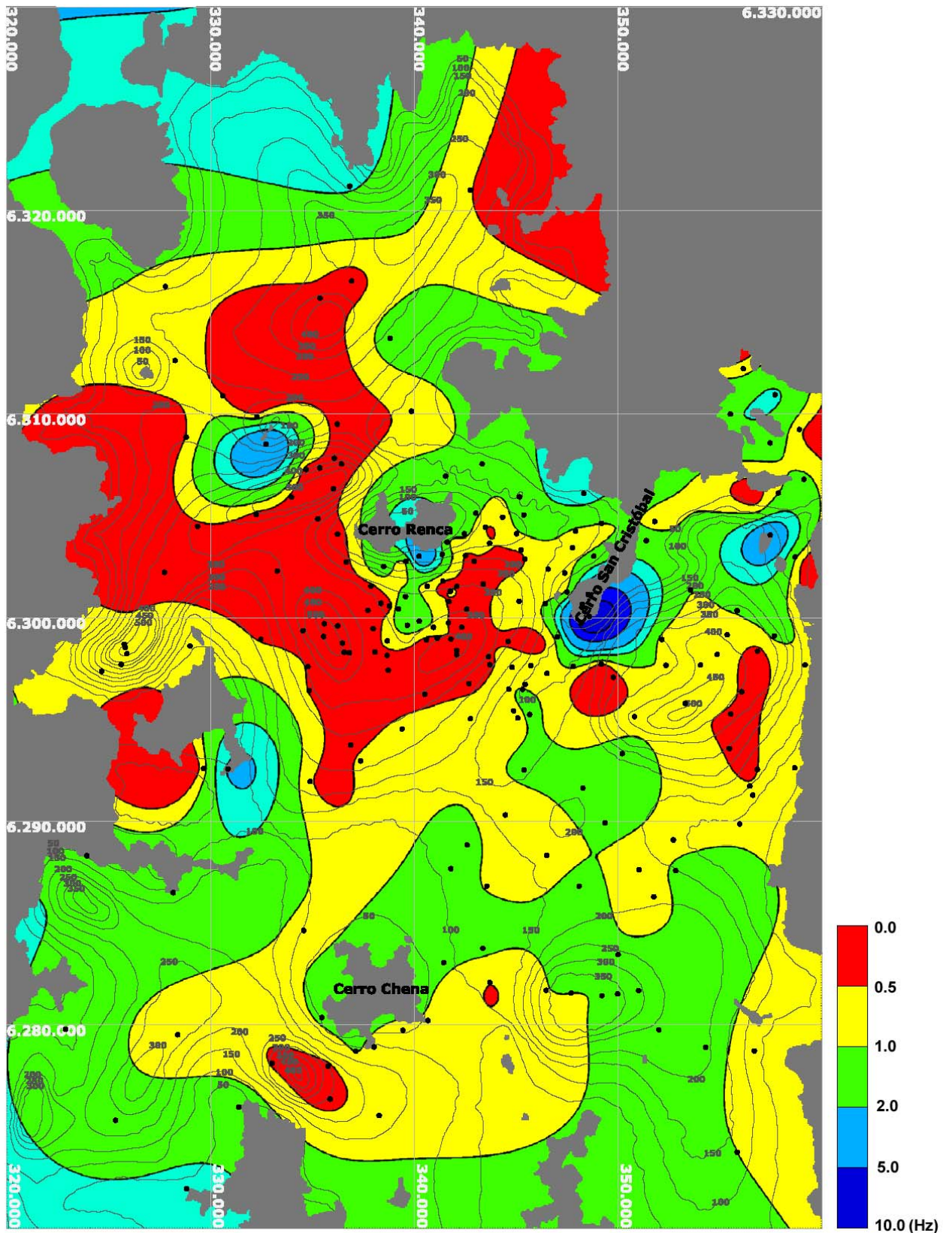


Figura 6.6. Frecuencias fundamentales y profundidades del basamento rocoso.

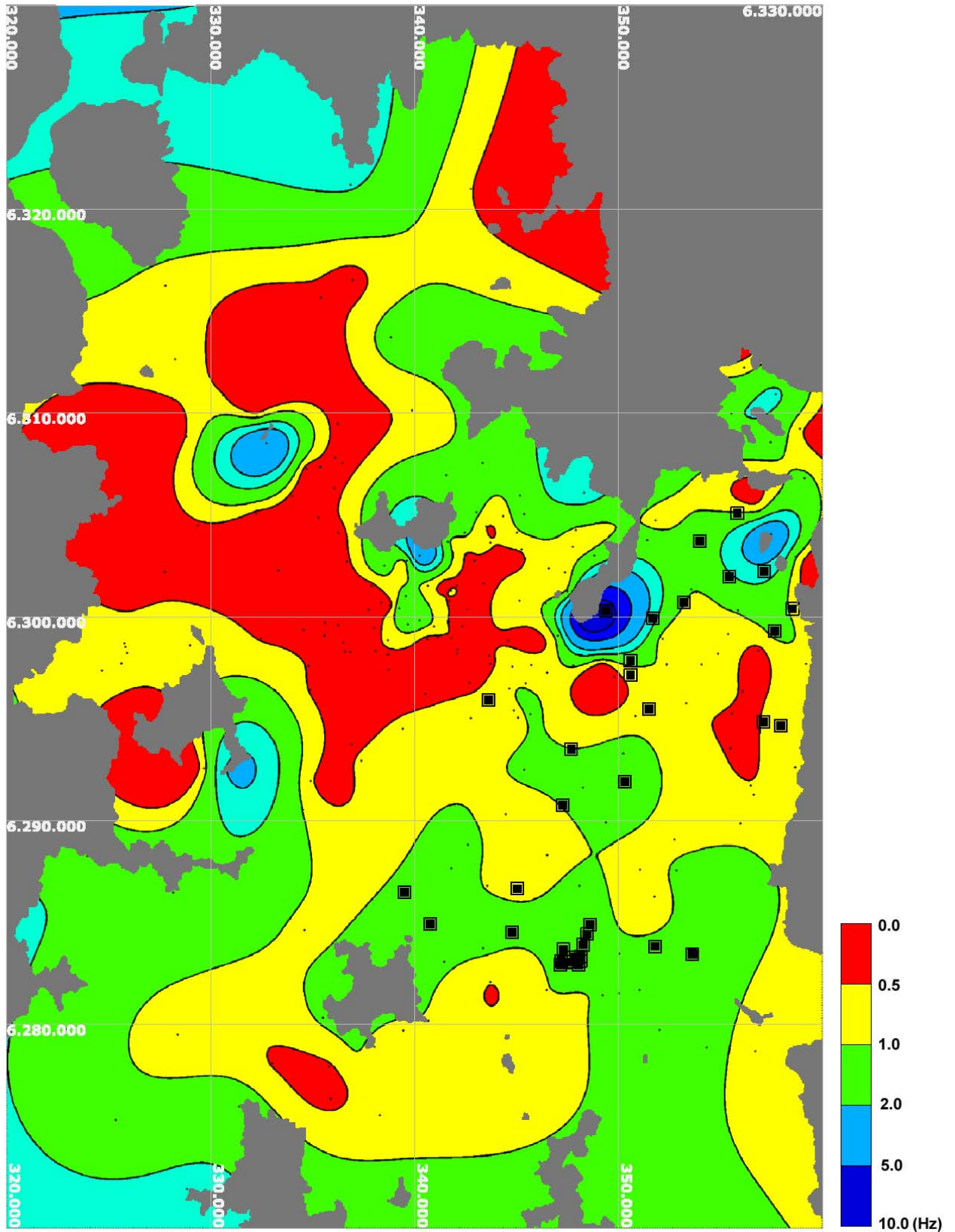


Figura 6.7. Frecuencias fundamentales y razones espectrales de Tipo 4 (cuadrados negros)

6.3 Razones espectrales sobre pozos profundos

A continuación se presentan descripciones de pozos profundos ubicados en la cuenca de Santiago, elaboradas con información de pozos pertenecientes a la Dirección General de Aguas (DGA) y Aguas Andinas. Además, se presentan razones espectrales de mediciones de vibraciones ambientales realizadas en sus cercanías, considerando un radio de 200 m, aproximadamente. La Tabla 6.6 muestra la correspondencia entre la numeración de los pozos y el nombre de las razones espectrales.

Tabla 6.6 Pozos y razones espectrales respectivas

Nº	Razón	
Pozo	Espectral	
6	SanJoaq	1
52	StgoCentro	4
70	Pudahuel	8
75	Pudahuel	21
88*	Pudahuel	11
92	Renca	4
110*	Lampa	7
129	Macul	2
130	Peñalolen	7
139	Pudahuel	10
1043	Maipu	11
1158	QtaNormal	12
1214*	Huechur	3
1224	LoEspejo	2
1256	LaPintana	10
2068	LoBarnech	2
2114*	Vitacura	4
2134*	Vitacura	1
2145*	Vitacura	2
3122*	Vitacura	5
3406*	Huechur	4

*: Pozos que alcanzan el basamento rocoso

La distribución espacial de los pozos y la profundidad del basamento rocoso, basada en estudios gravimétricos realizados por Araneda et al. (2000), se muestran en la Figura 6.8.

Desde la Figura 6.9 hasta la Figura 6.29 se presentan las descripciones de los pozos y las razones espectrales calculadas considerando las componentes horizontales combinadas y por separado. Además, en cada sitio se compara la frecuencia fundamental obtenida a partir de la

razón espectral H/V , f_{Naka} , con la frecuencia fundamental teórica del perfil de suelos, $f_0 = V_s/4H$, obtenida a partir del modelo de propagación vertical de ondas de corte.

Teniendo en cuenta que la velocidad de onda de corte, V_s , varía con el nivel de confinamiento, se consideró un incremento de 10% del valor correspondiente a los primeros 50 m por cada 50 m de profundidad. Las velocidades de onda de corte que se utilizaron para los primeros 50 m, dependiendo del tipo de suelo, se detallan en la Tabla 6.7.

Tabla 6.7 Velocidades de onda de corte de los primeros 50 m

Tipo de Suelo	V_s (m/s)
Gravas	600
Arenas	500
Cenizas	350
Limos	350
Arcillas	250

En los casos donde los pozos no alcanzaron el basamento rocoso, se estimó el valor del espesor de los sedimentos a partir de la información de la Figura 6.8 y se adoptó un valor adecuado de la velocidad de onda de corte para los metros restantes.

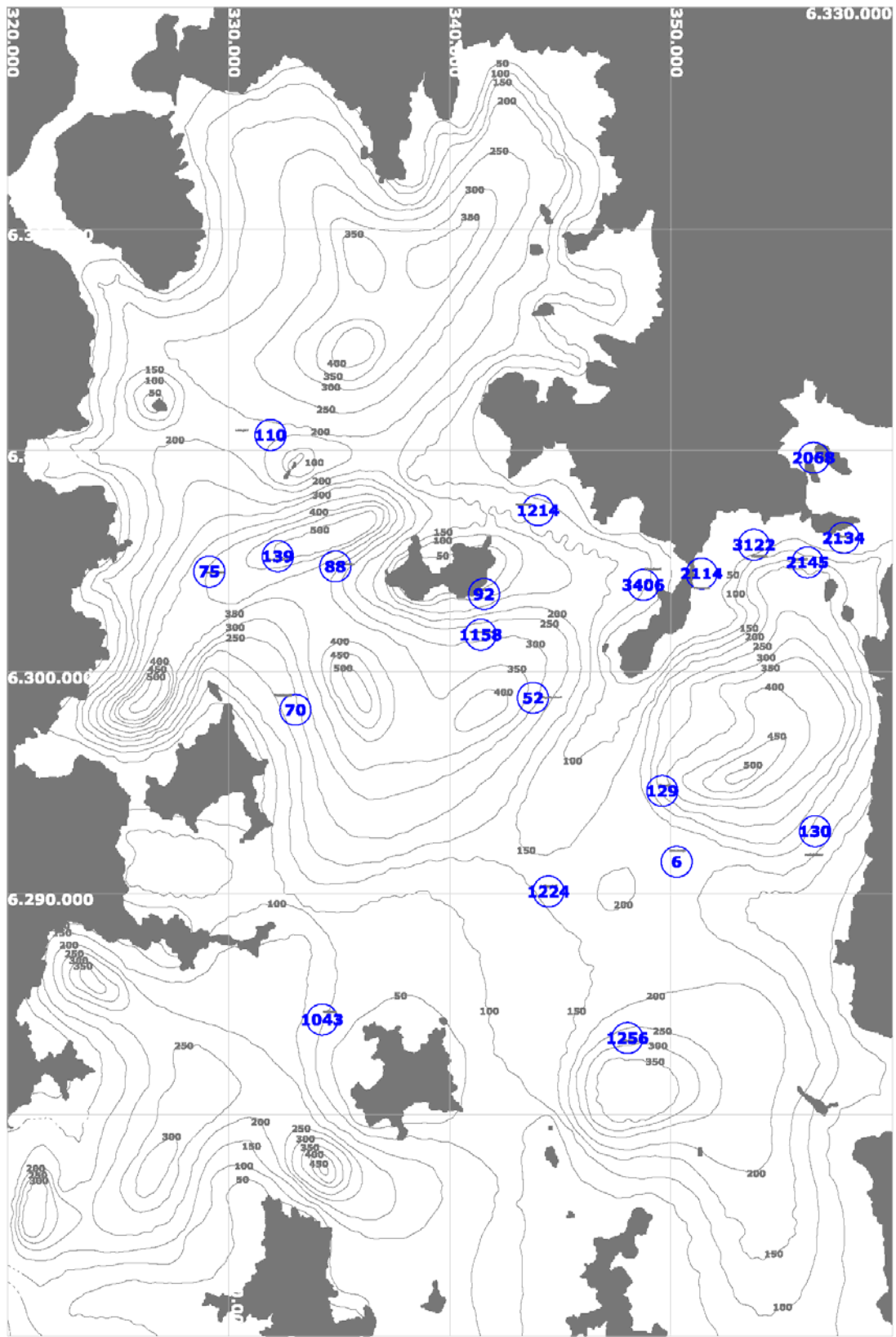


Figura 6.8. Ubicación de pozos profundos en la cuenca de Santiago.

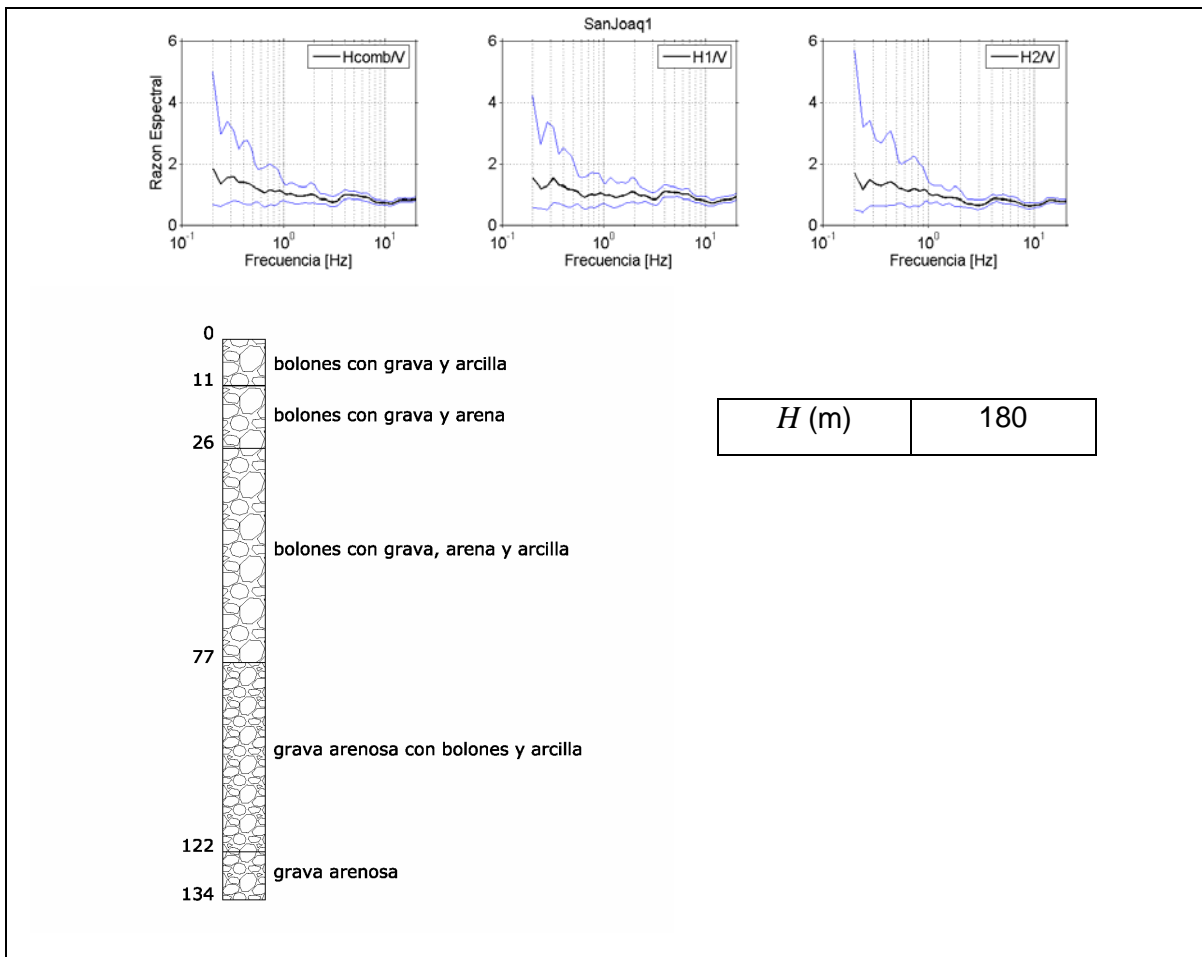
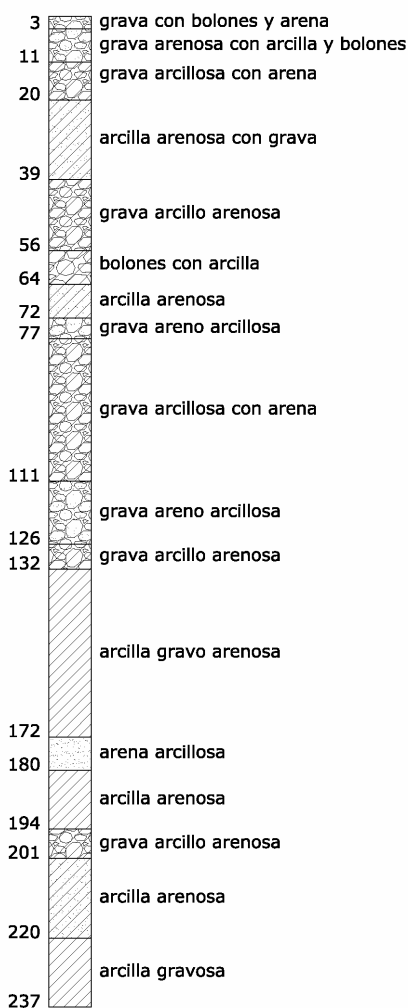
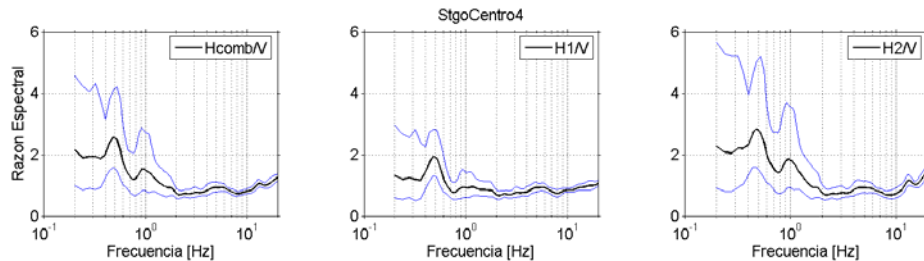
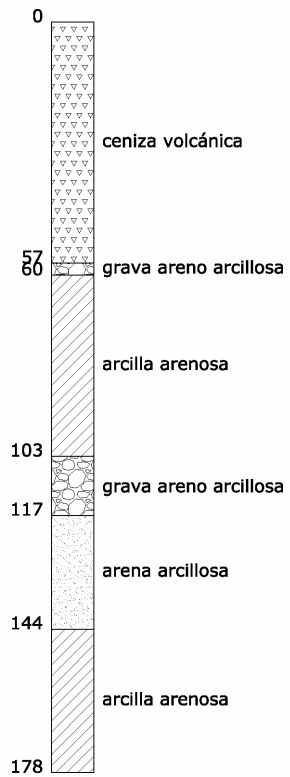
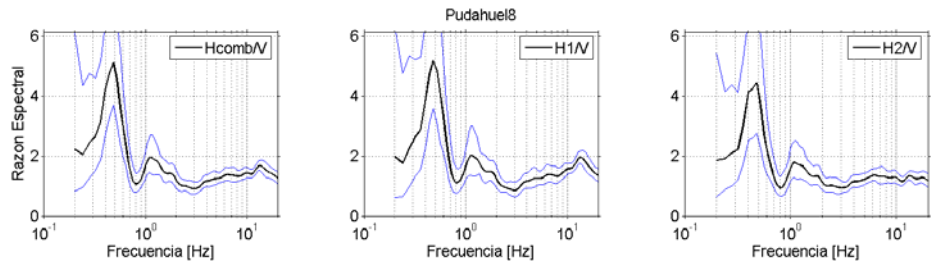


Figura 6.9. Pozo 6



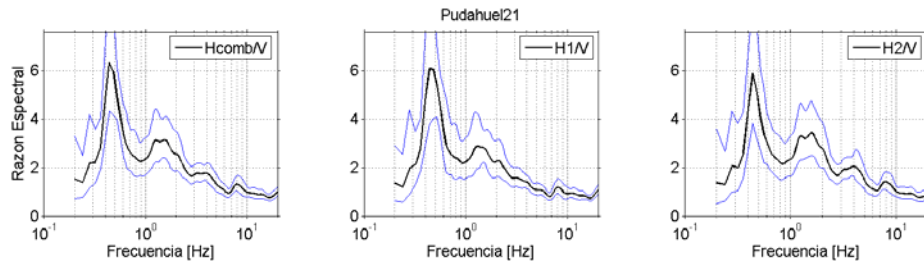
H (m)	330
V_S (m/s)	536
f_0 (Hz)	0.41
\hat{f}_{Naka} (Hz)	0.48

Figura 6.10. Pozo 52

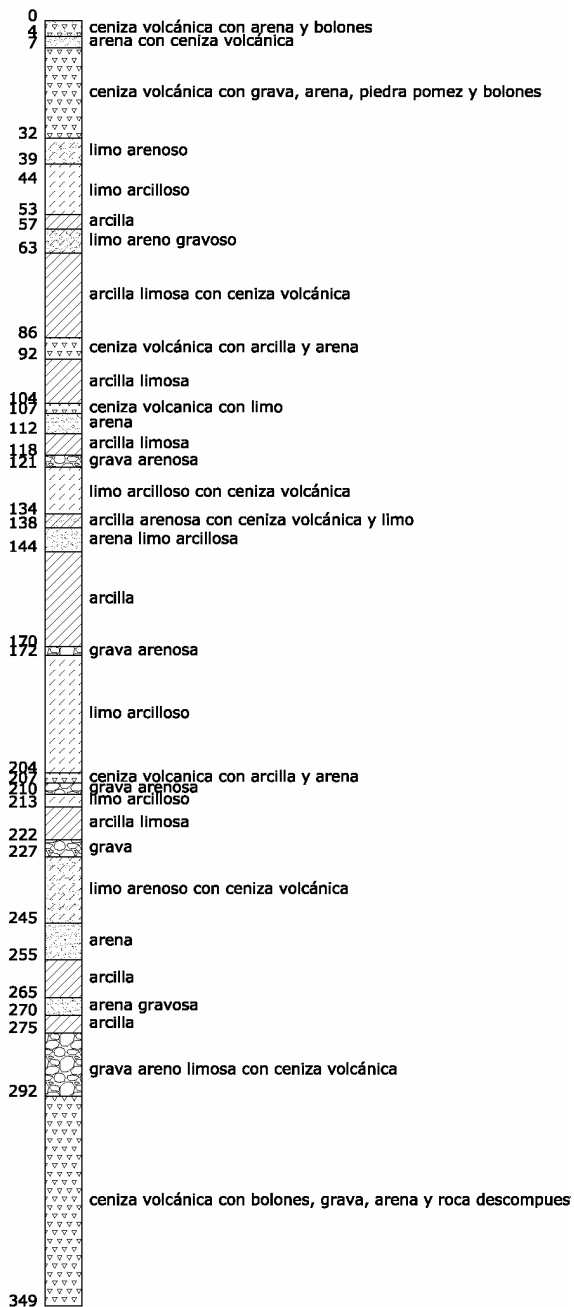


H (m)	240
V_s (m/s)	382
f_0 (Hz)	0.40
f_{Naka} (Hz)	0.48

Figura 6.11. Pozo 70

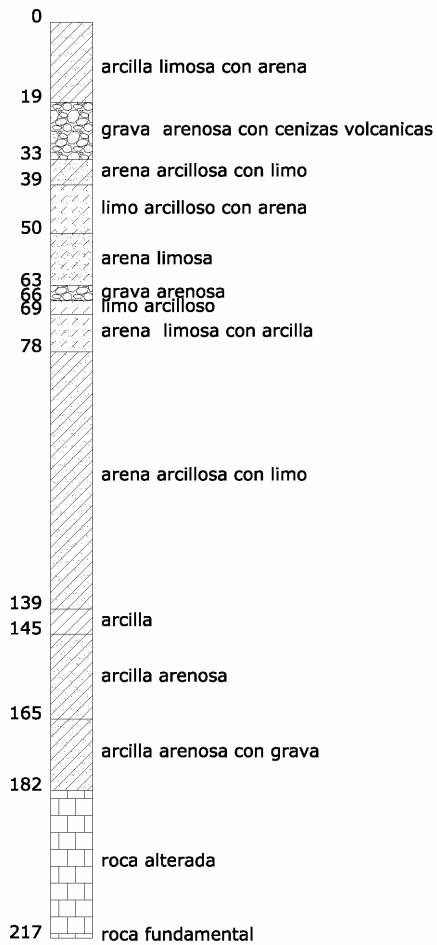
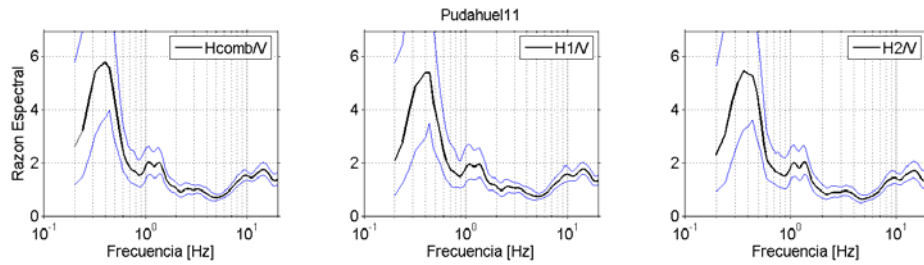


Pudahuel21



H (m)	400
V_S (m/s)	482
f_0 (Hz)	0.30
f_{Naka} (Hz)	0.44

Figura 6.12. Pozo 75



H (m)	182
V_S (m/s)	402
f_0 (Hz)	0.55
f_{Naka} (Hz)	0.40

Figura 6.13. Pozo 88

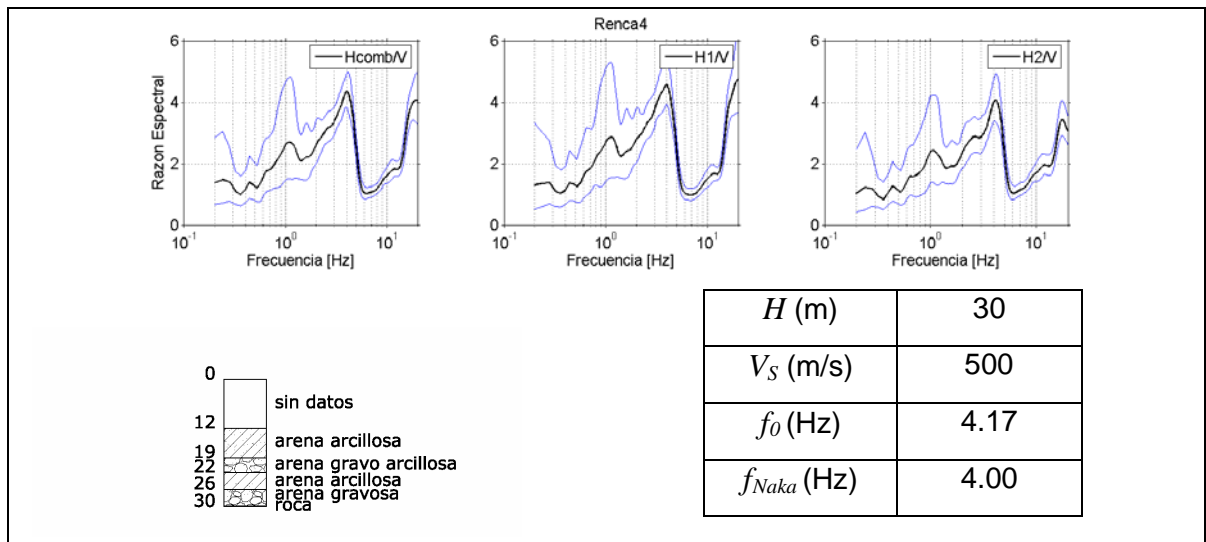


Figura 6.14. Pozo 92

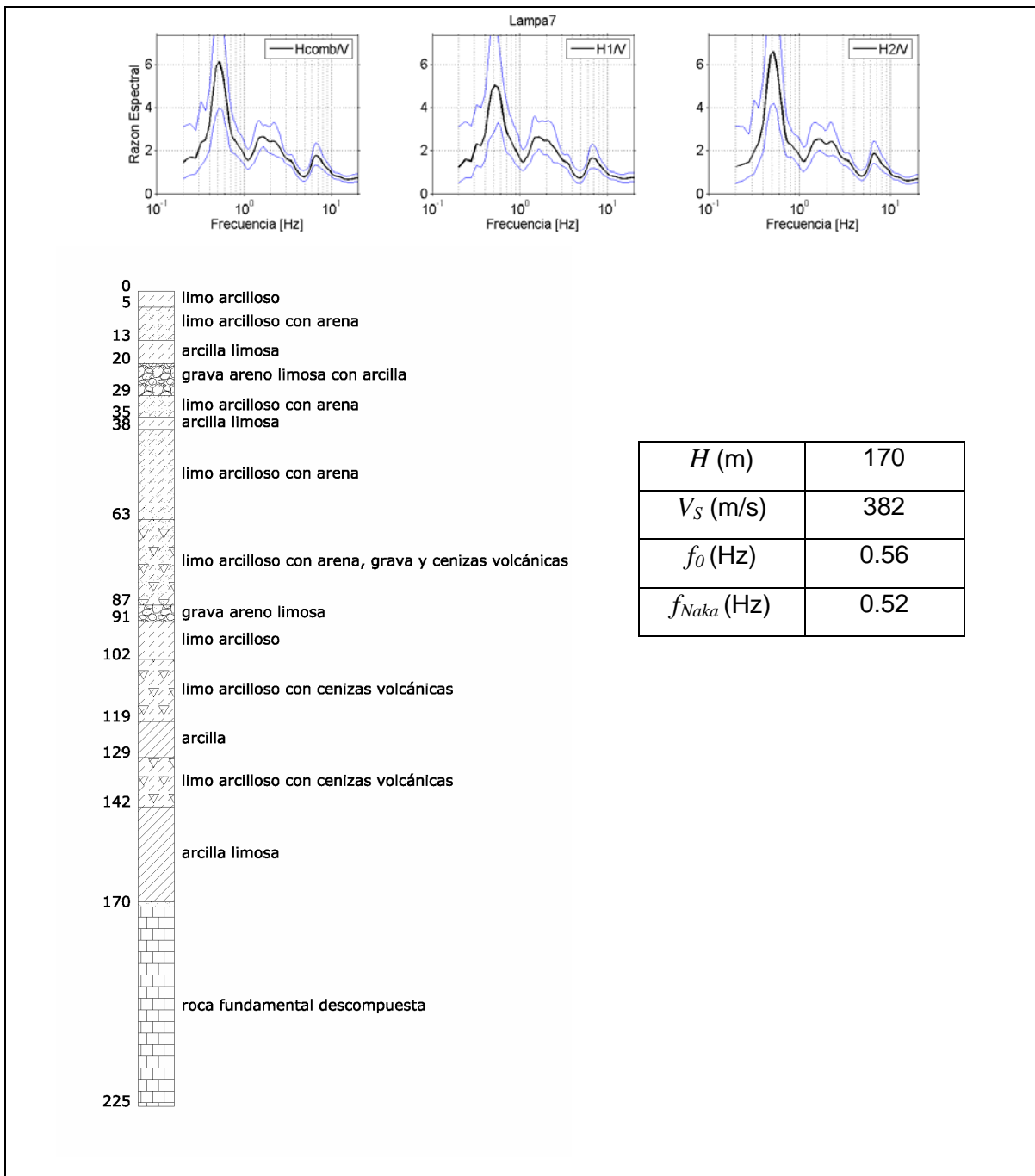


Figura 6.15. Pozo 110

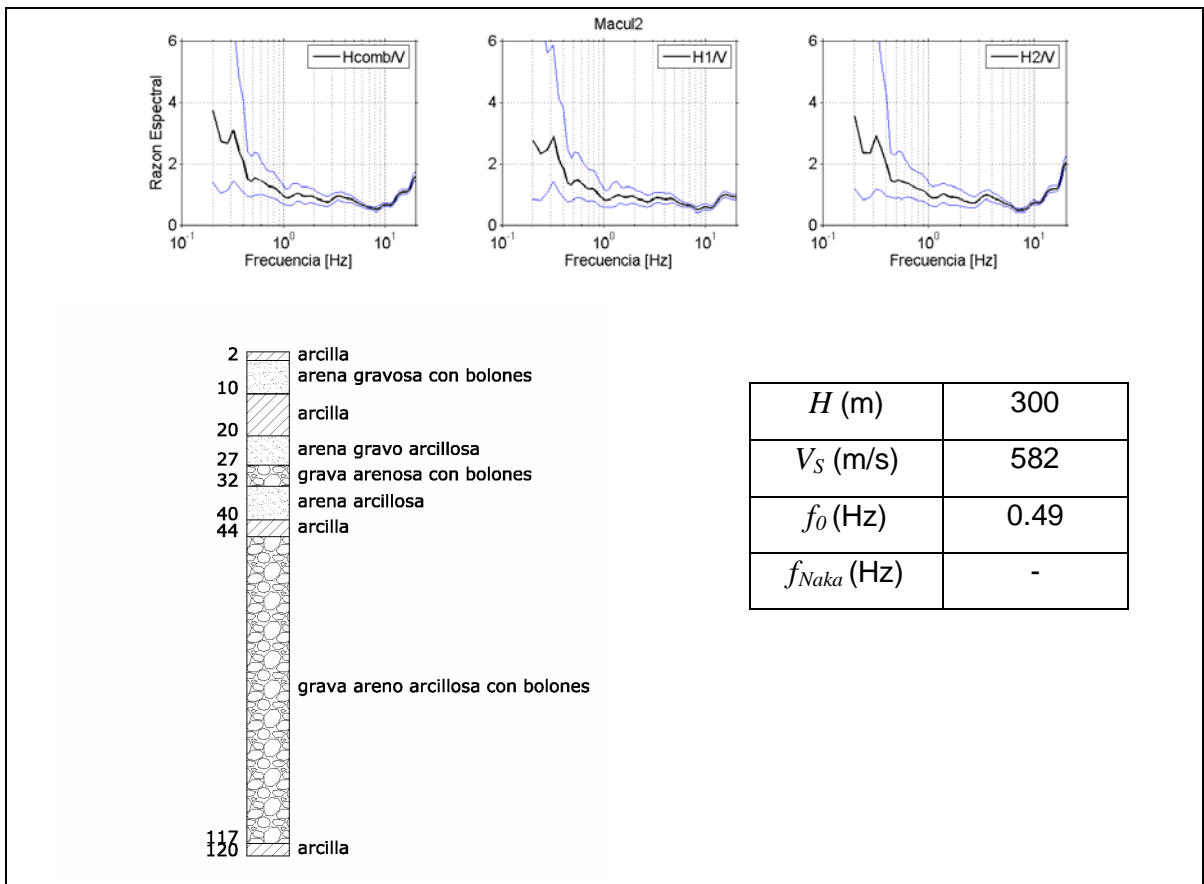
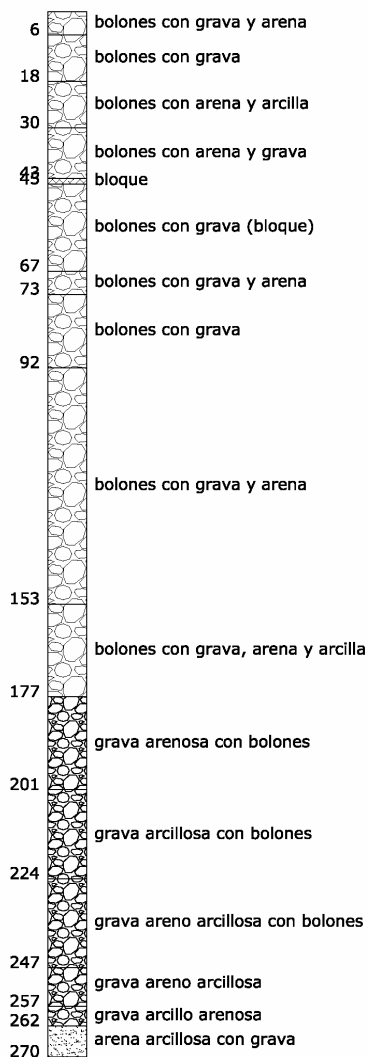
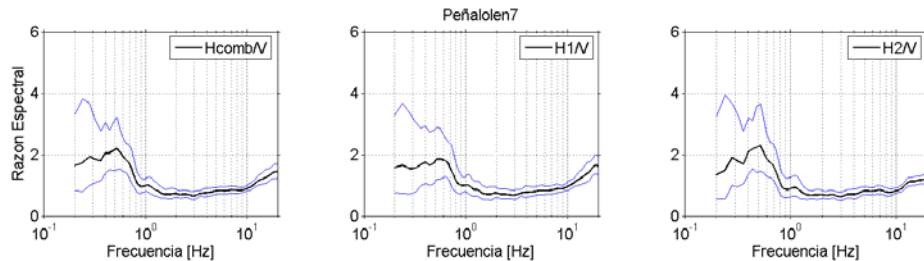


Figura 6.16. Pozo 129



H (m)	280
V_S (m/s)	677
f_0 (Hz)	0.60
f_{Naka} (Hz)	0.52

Figura 6.17. Pozo 130

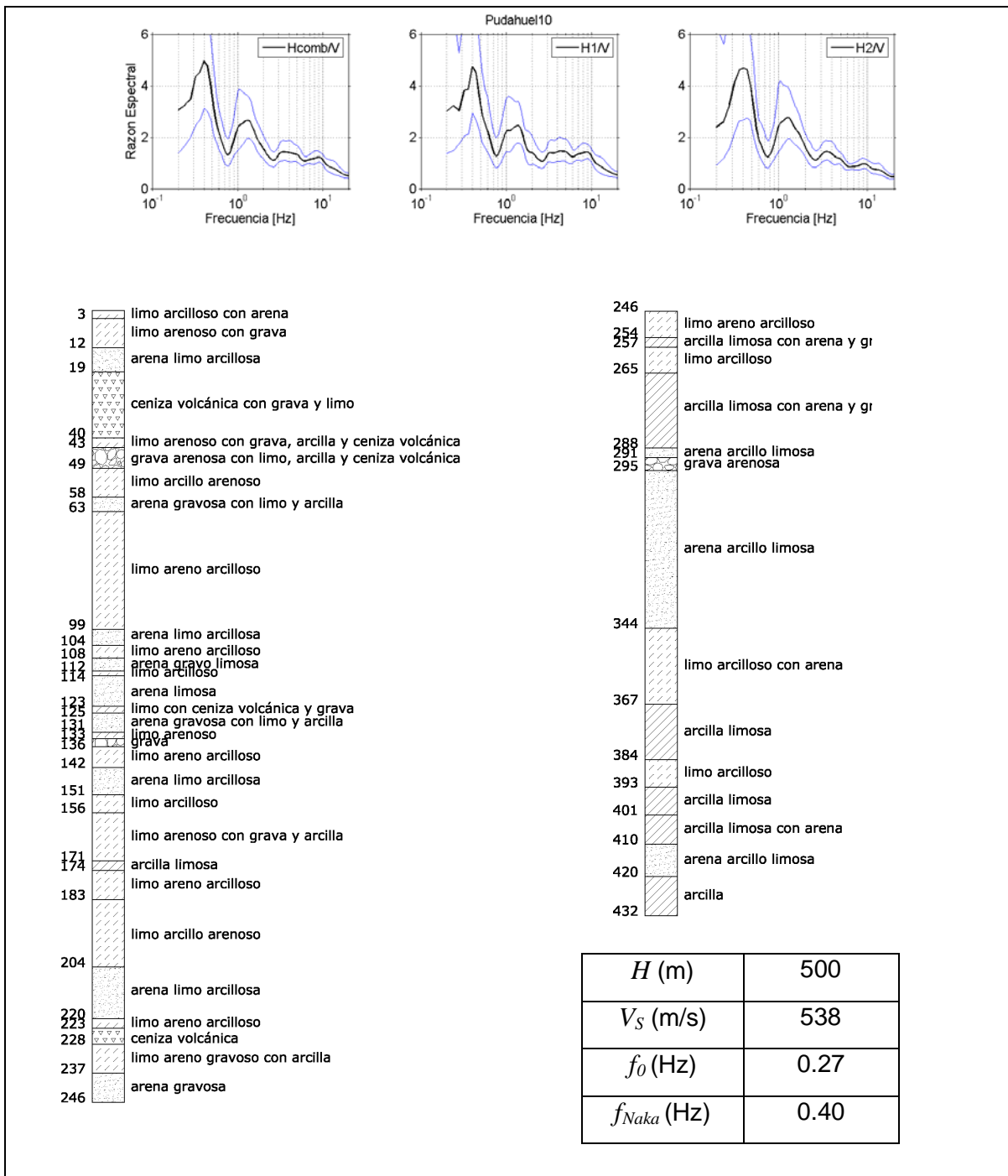


Figura 6.18. Pozo 139 (Emparán, 1969)

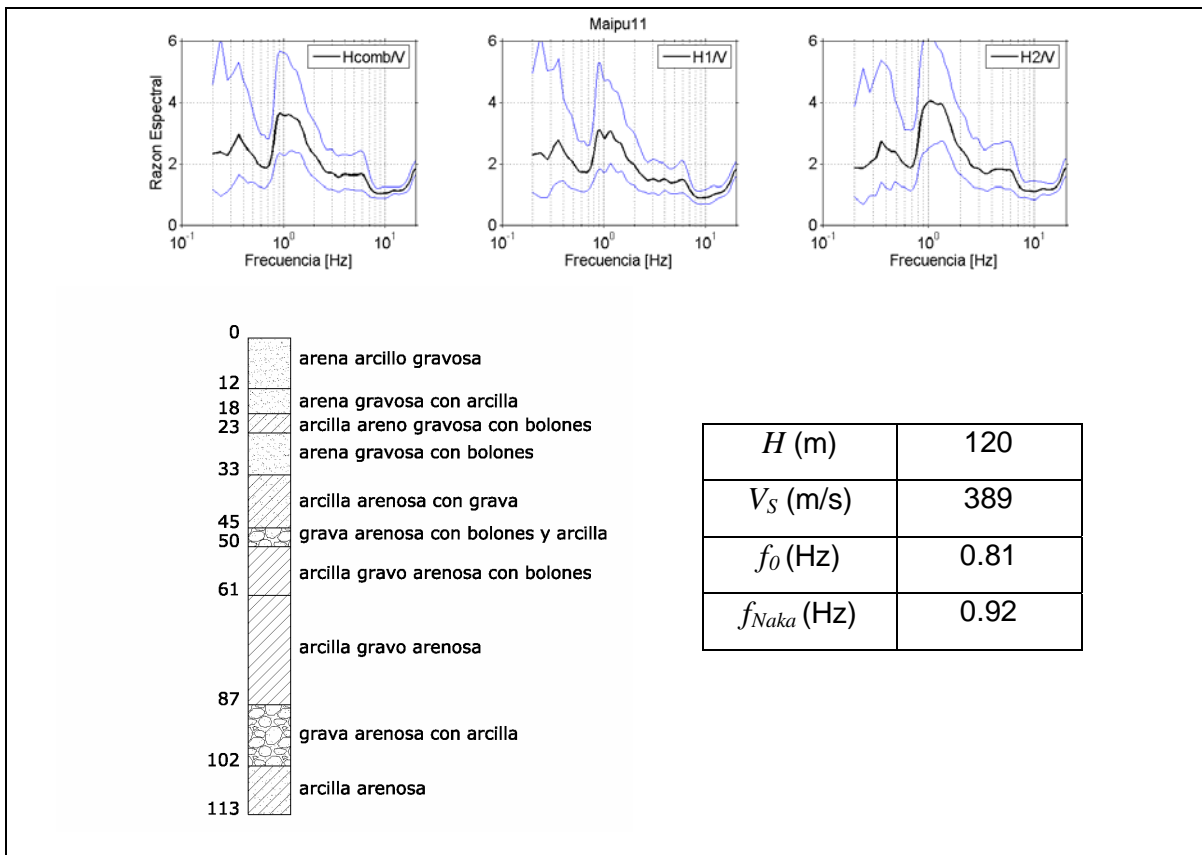


Figura 6.19. Pozo 1043

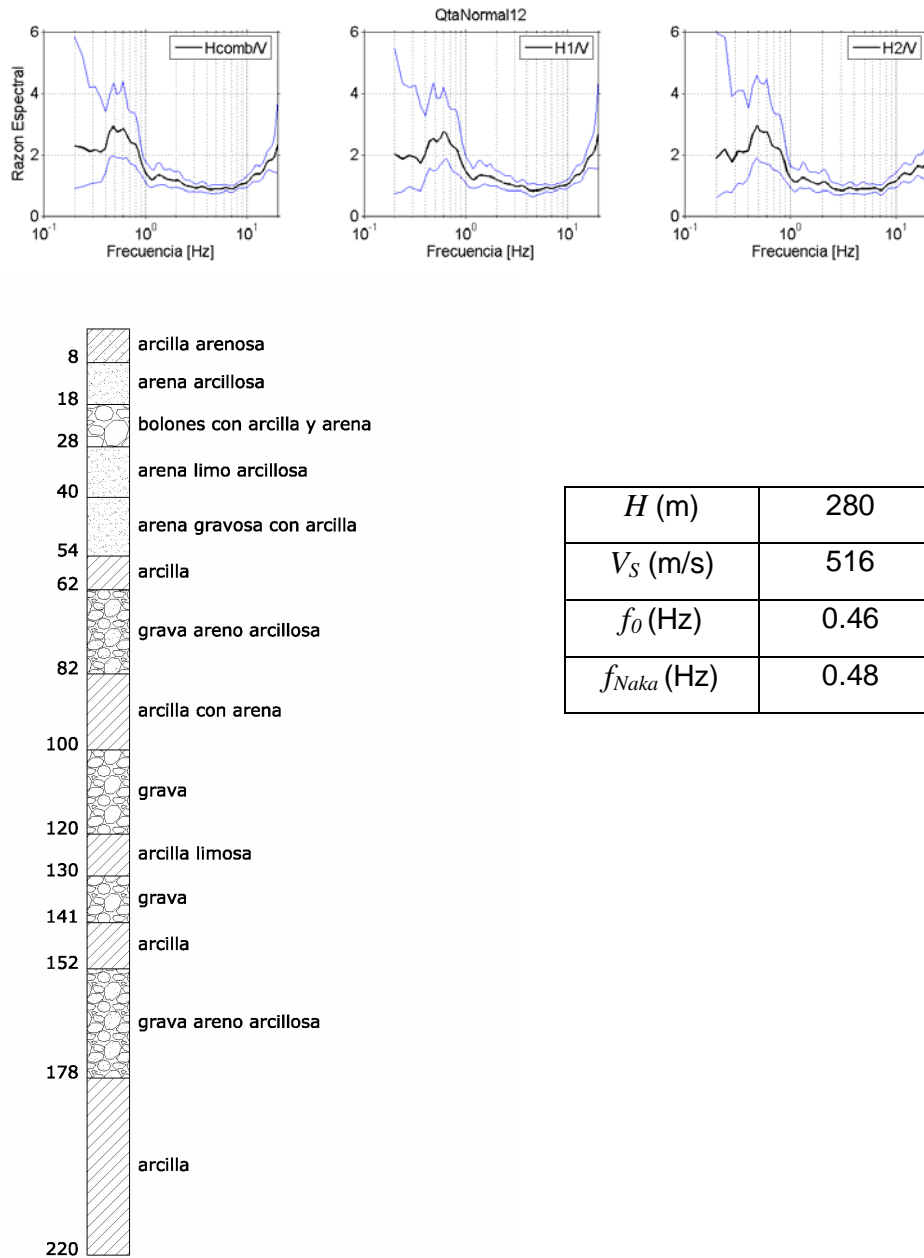


Figura 6.20. Pozo 1158

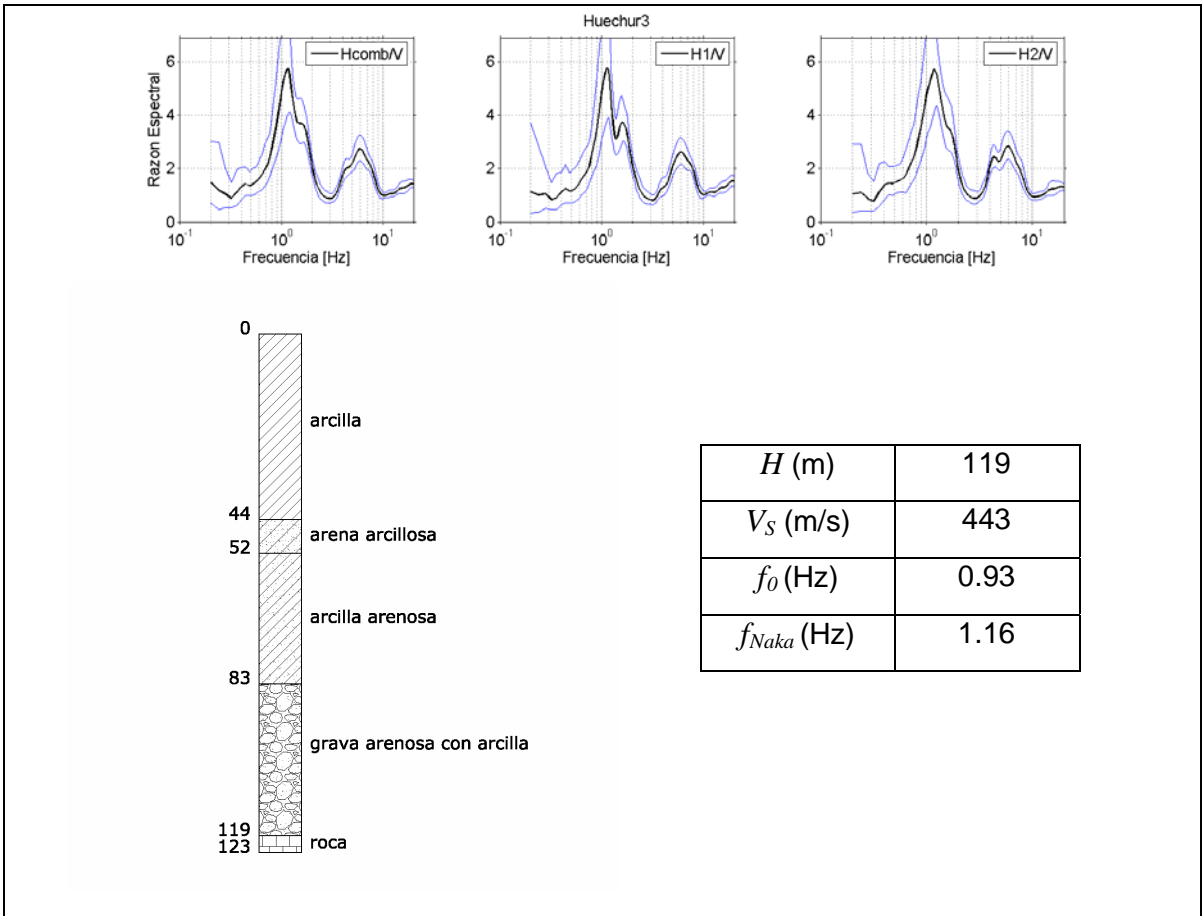


Figura 6.21. Pozo 1214

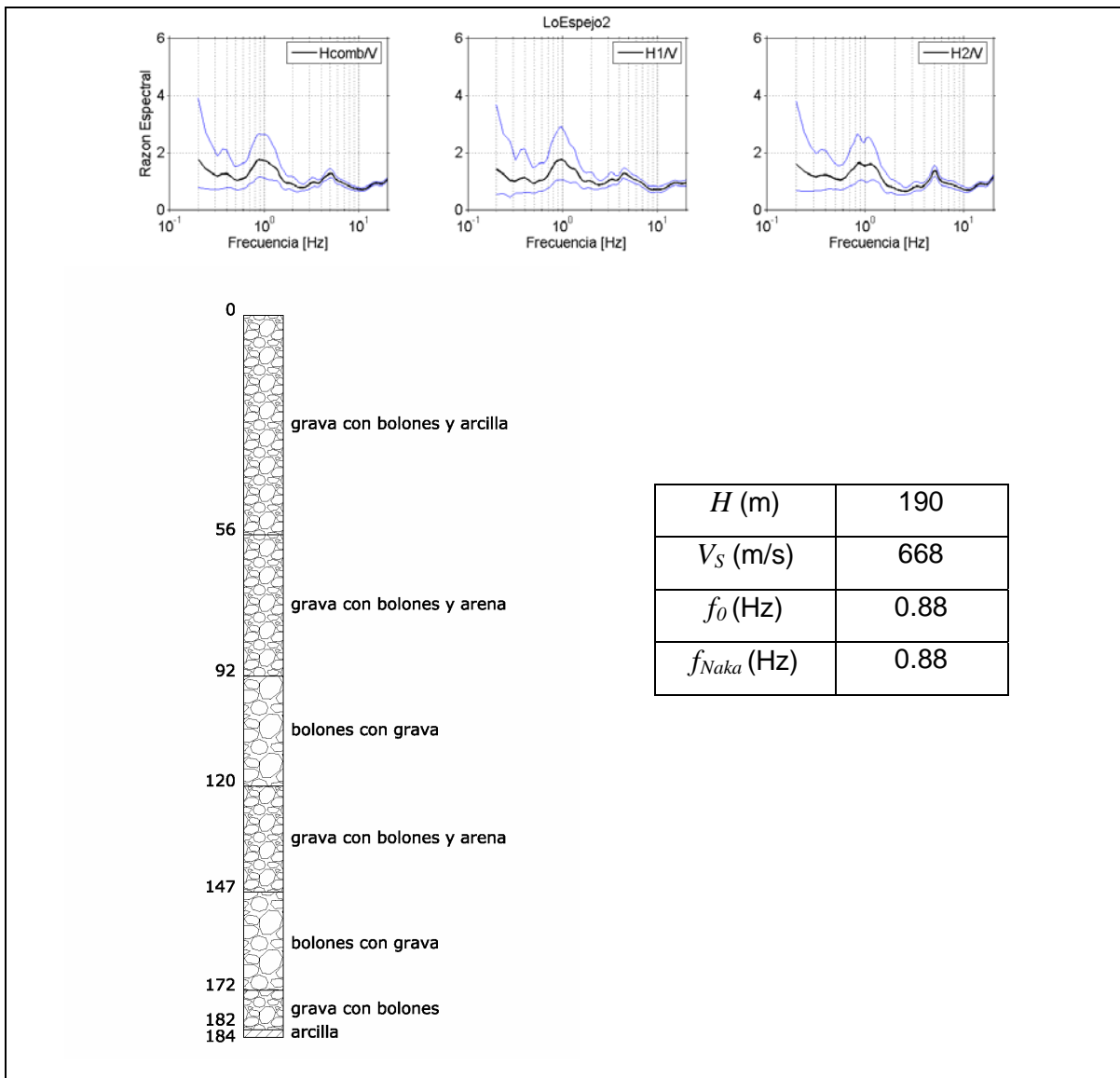


Figura 6.22. Pozo 1224

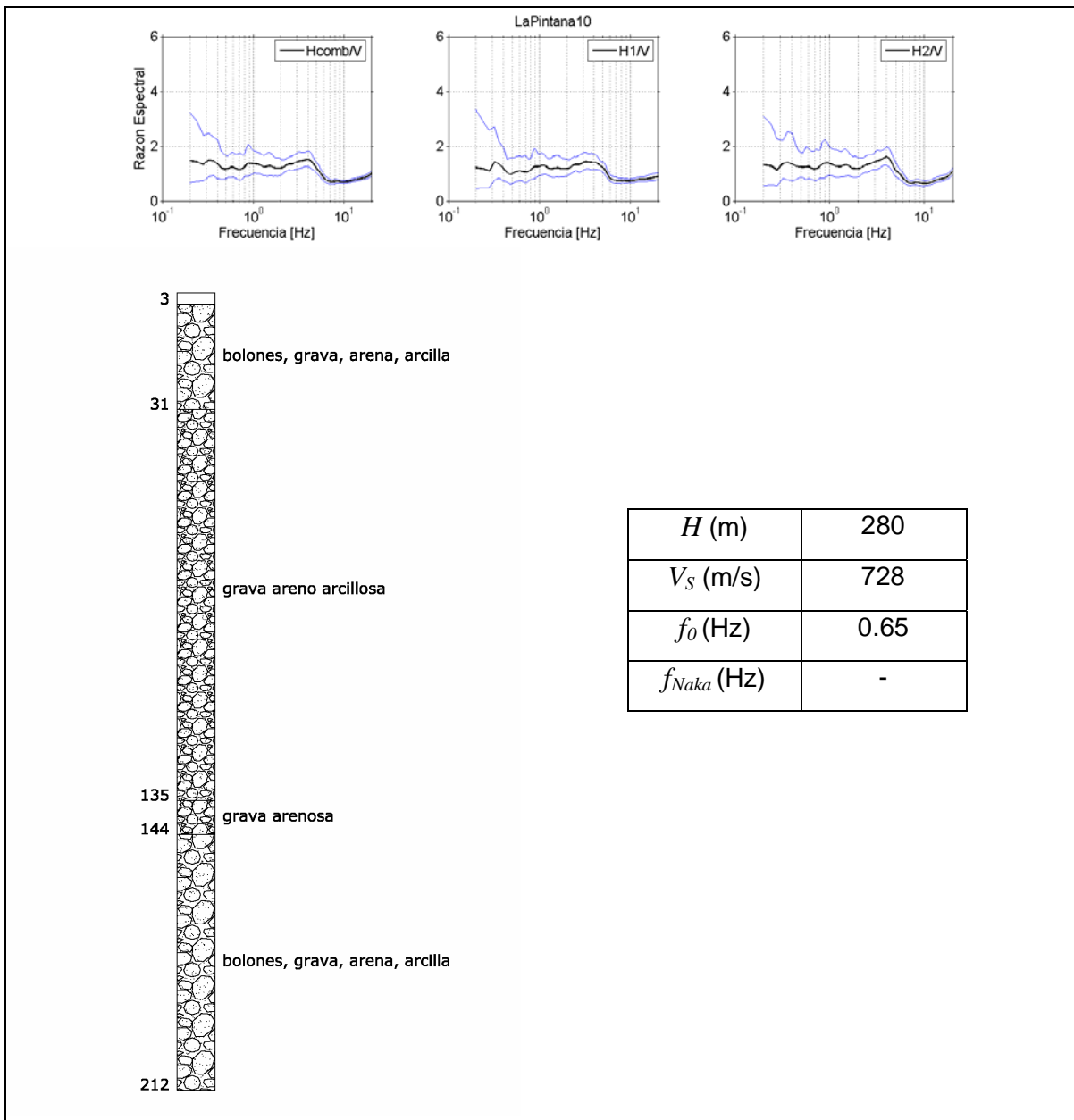


Figura 6.23. Pozo 1256

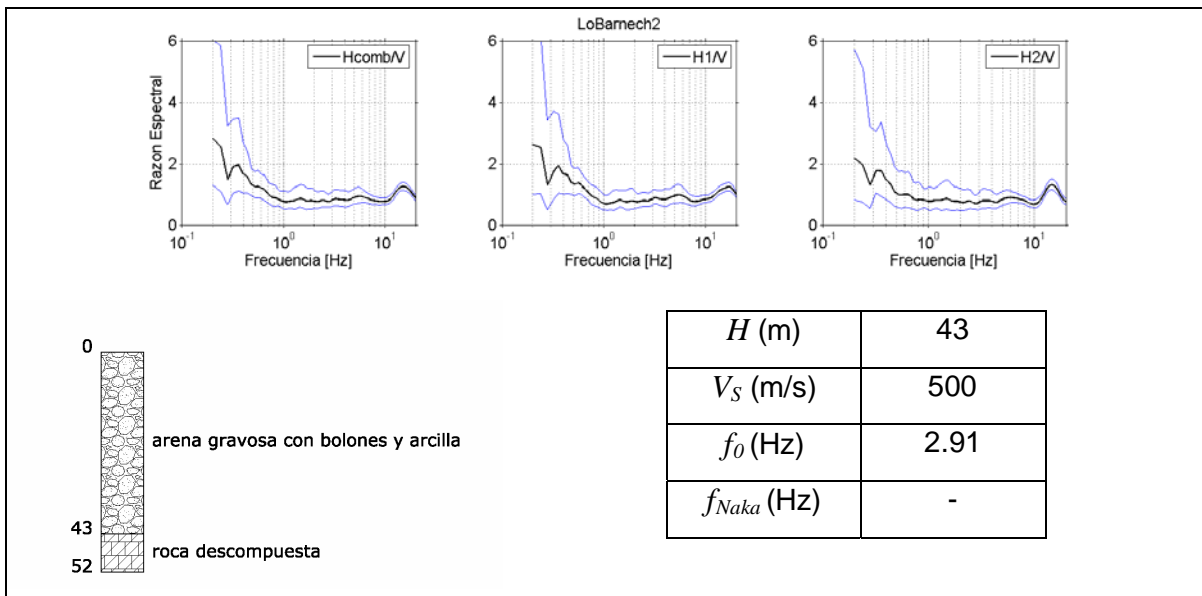


Figura 6.24. Pozo 2068

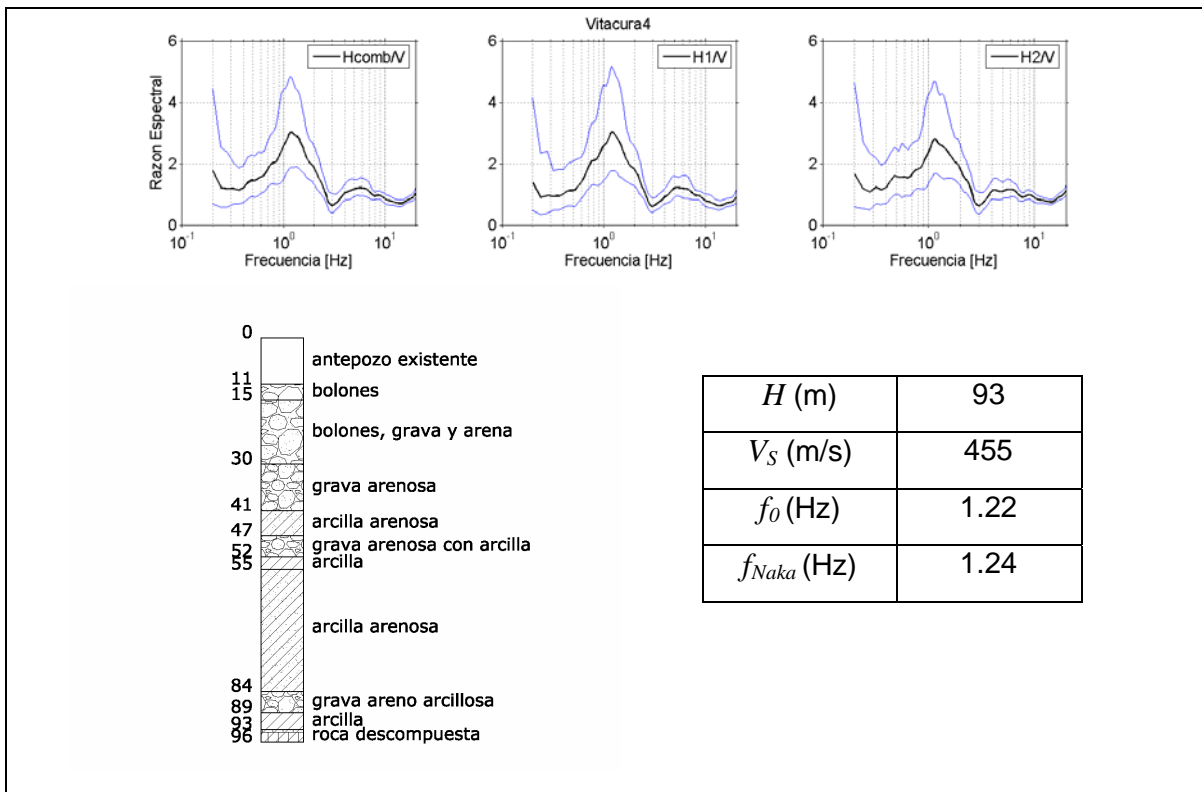


Figura 6.25. Pozo 2114

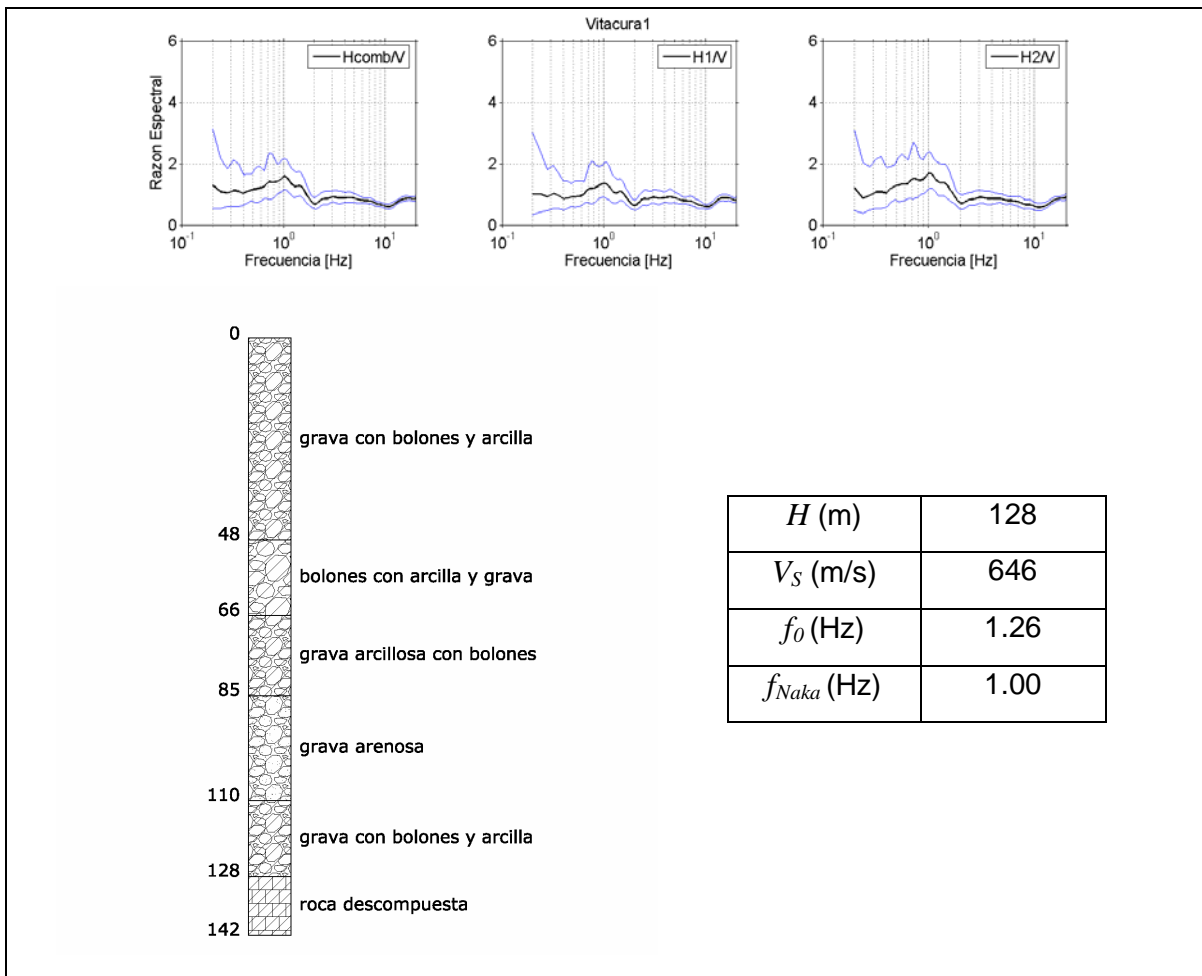


Figura 6.26. Pozo 2134

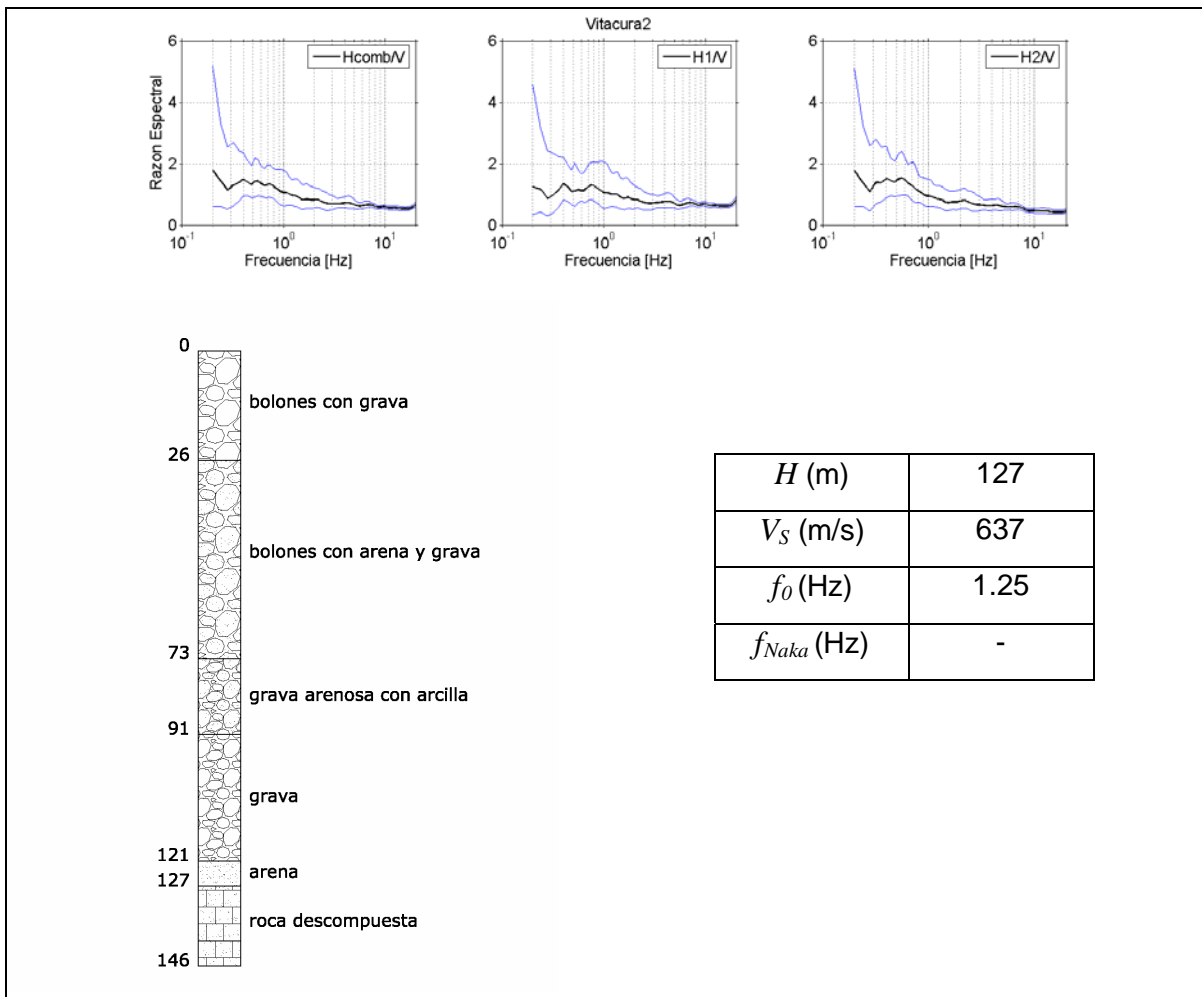


Figura 6.27. Pozo 2145

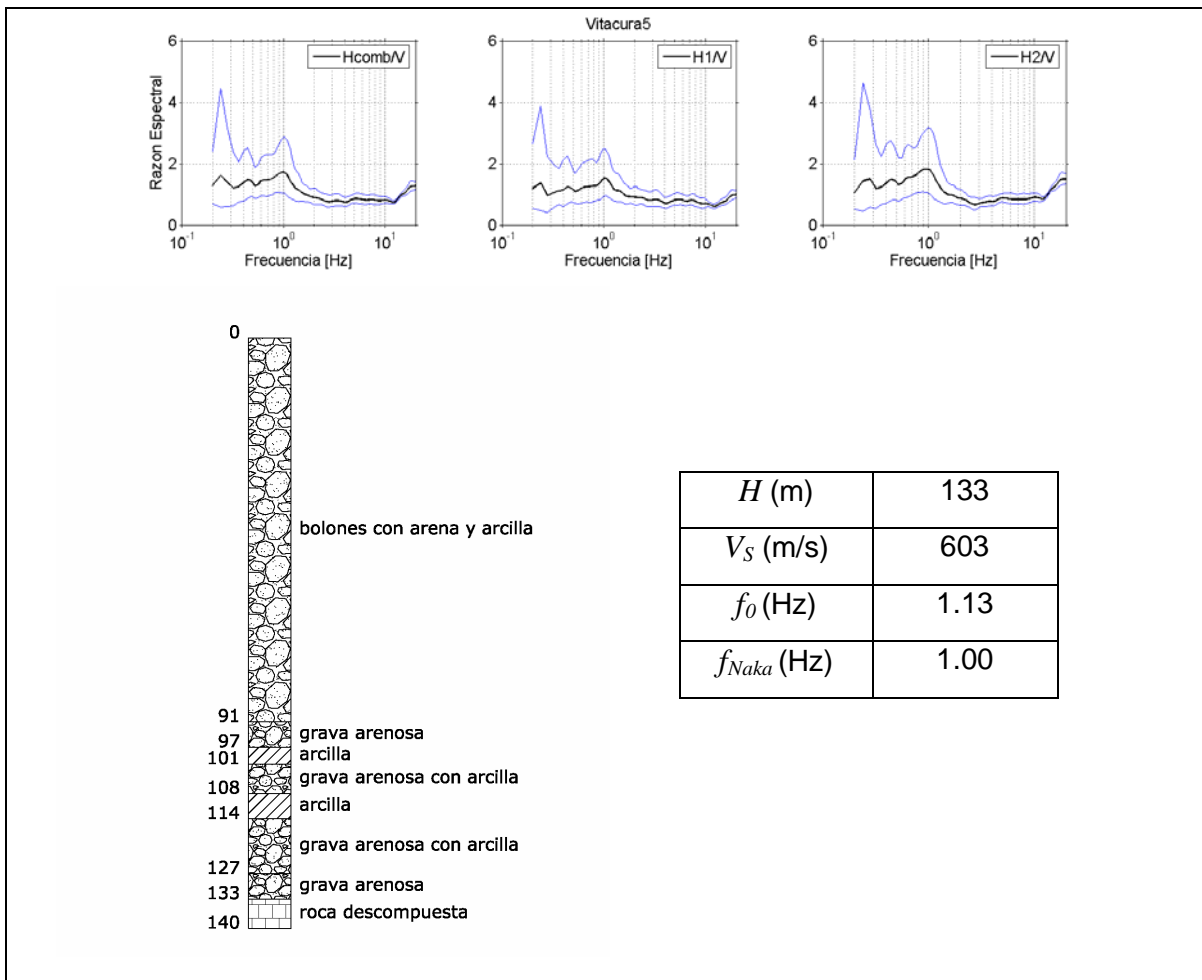


Figura 6.28. Pozo 3122

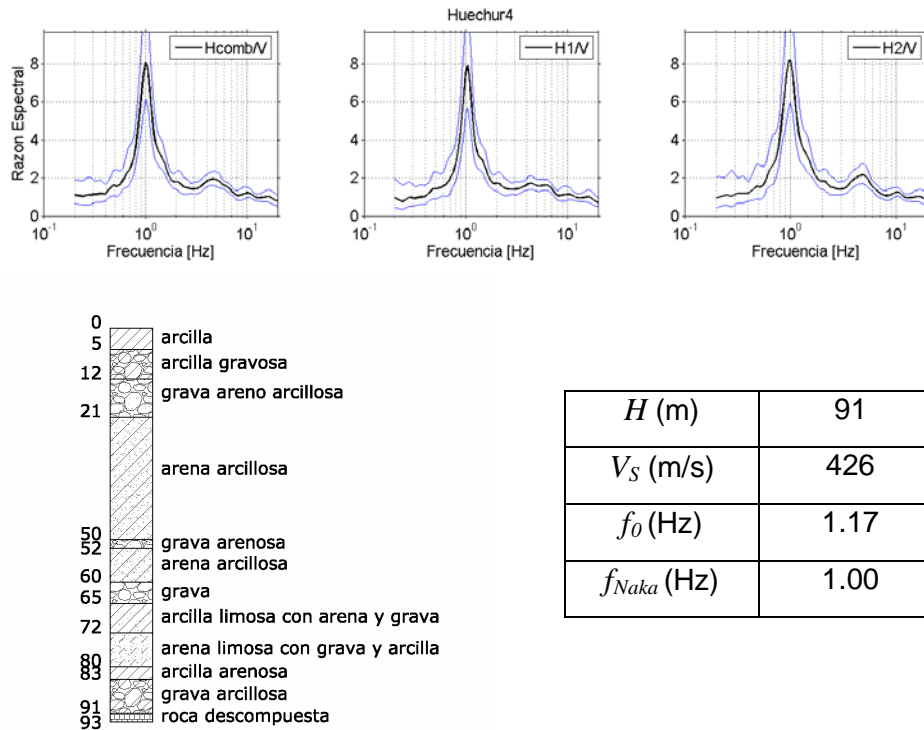


Figura 6.29. Pozo 3406

Considerando la información de los pozos profundos presentados, más información de otros pozos menos profundos, se confeccionaron perfiles de suelos como los que se muestran en la Figura 3.3 (Capítulo 3). A continuación se presentan estos mismos perfiles, además de razones espectrales de mediciones de vibraciones ambientales realizadas en sus cercanías, considerando una banda de 300 m a partir de cada perfil.

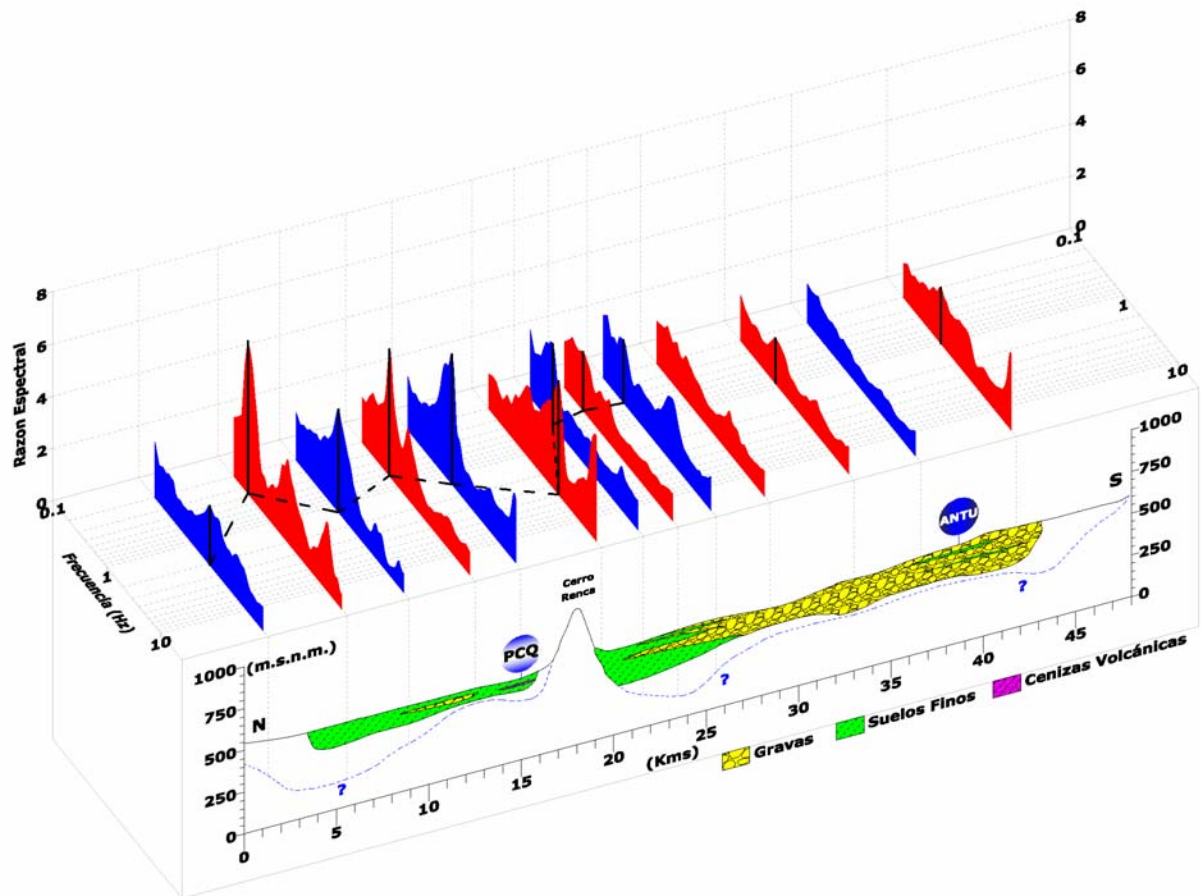


Figura 6.30. Razones espectrales sobre perfil de suelos norte-sur (N-S)

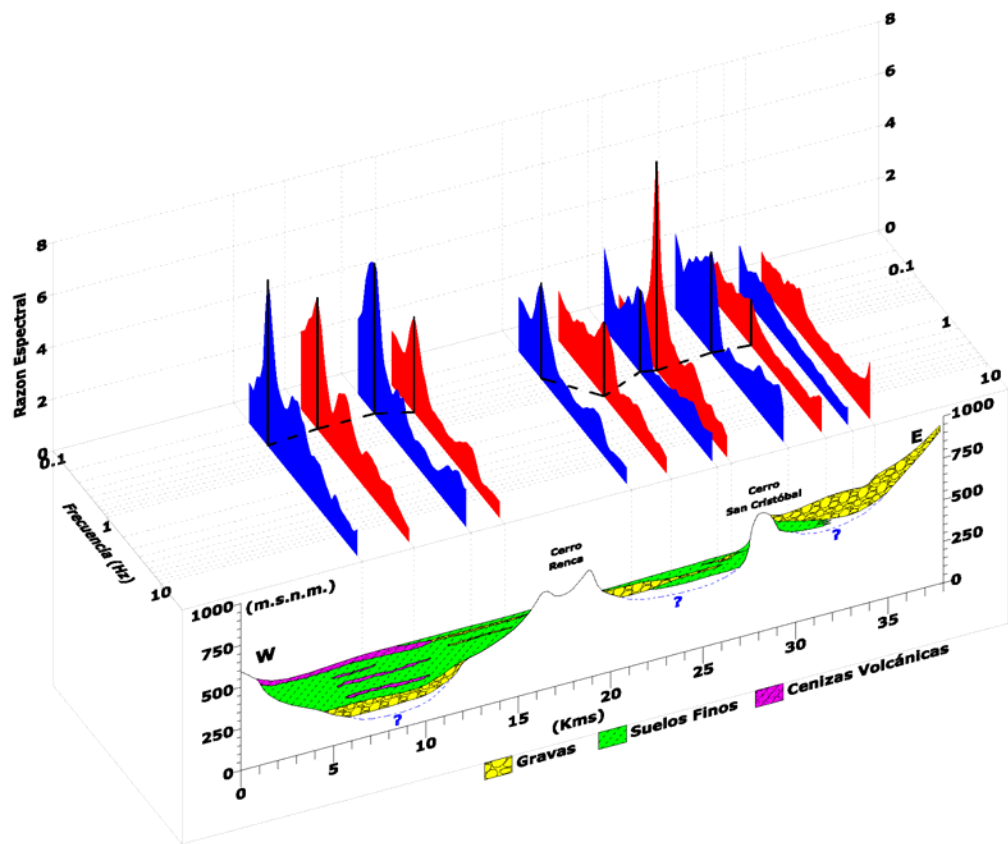


Figura 6.31. Razones espectrales sobre perfil de suelos este-oeste (E-W)

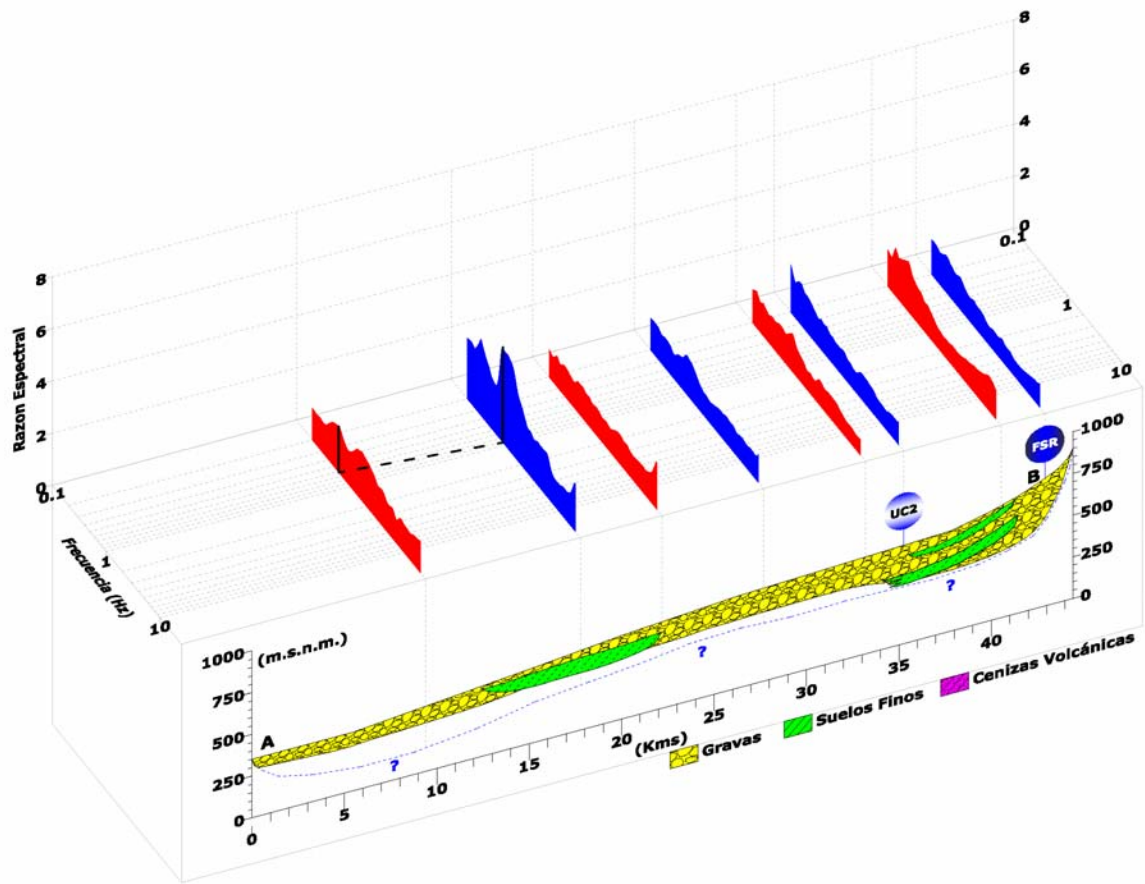


Figura 6.32. Razones espectrales sobre perfil de suelos noreste-suroeste (A-B)

6.4 Comparación de razones espectrales obtenidas mediante sismos y vibraciones ambientales

En todas las estaciones sismológicas consideradas en este estudio, se realizaron mediciones de vibraciones ambientales, las cuales se comparan a continuación con las obtenidas a partir de los registros sísmicos medidos en las estaciones.

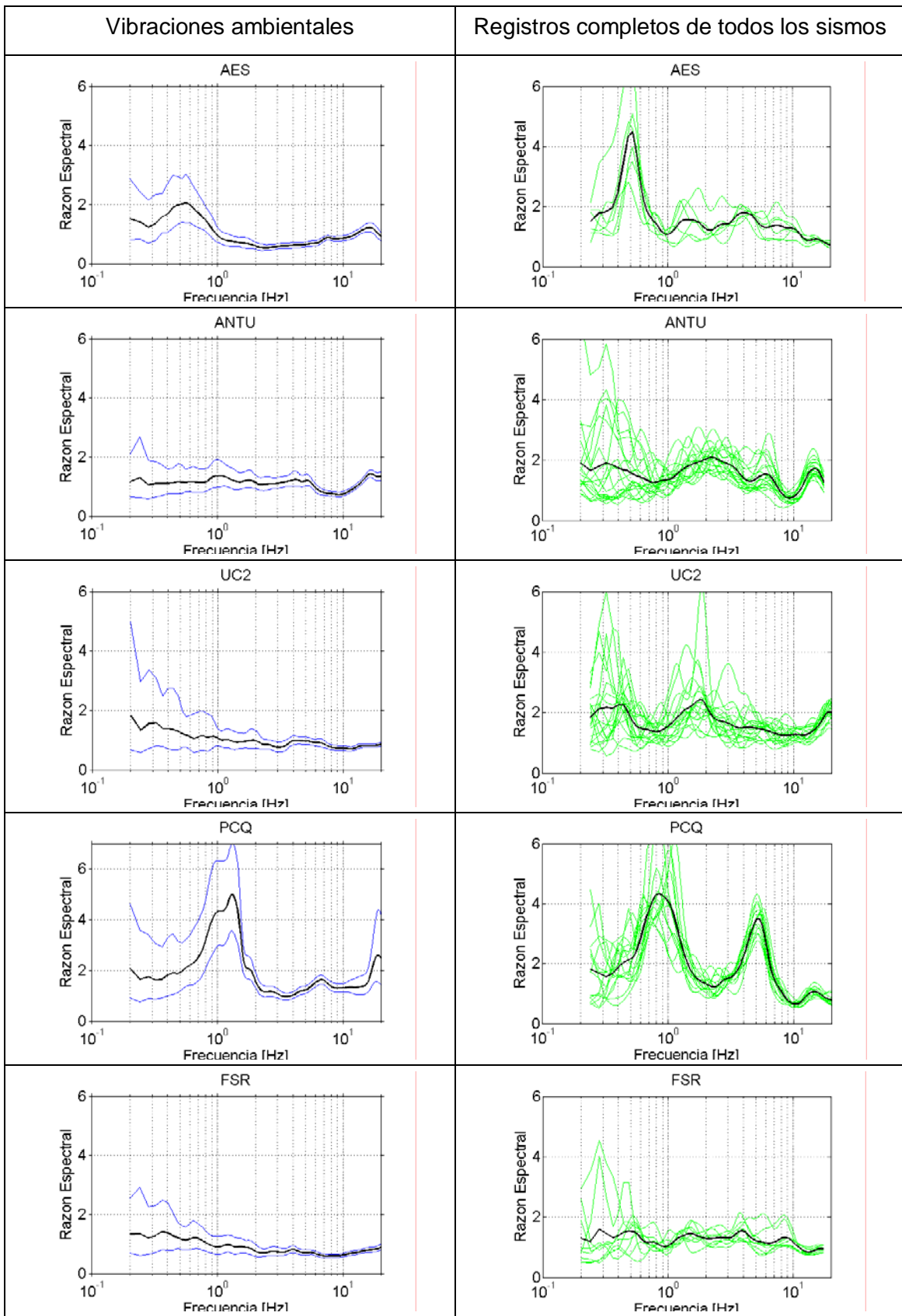
Las razones espectrales obtenidas a partir de los registros sísmicos se suavizaron con una función de Konno y Ohmachi con $b=20$, a diferencia de las obtenidas a partir de vibraciones ambientales ($b=30$). Utilizando un menor valor de b se consigue un espectro más suavizado, lo que es más conveniente cuando se trabaja sólo con una ventana temporal. Las ventanas temporales consideradas en este análisis se detallan en la Tabla 6.8.

Tabla 6.8 Ventanas temporales consideradas en el cálculo de razones espectrales de registros sísmicos

Ventana	Tiempo (s)	Observaciones
Onda S	10	Centrada en la aceleración máxima del registro
Coda	20	A partir del final de la ventana de la onda S
Registro Completo	60	A partir del arribo de la onda P

Desde la Figura 6.33 hasta la Figura 6.41 se presentan las razones espectrales de las ventanas temporales correspondientes a los registros completos, onda S y Coda, considerando todos los tipos de sismos, por un lado, pero también, separándolos entre sismos interplaca e intraplaca.

En los gráficos de razones espectrales a partir de registros sísmicos, a diferencia de los de vibraciones ambientales, se pueden ver las razones espectrales de los sismos individuales y no la banda correspondiente a más o menos una desviación estándar.



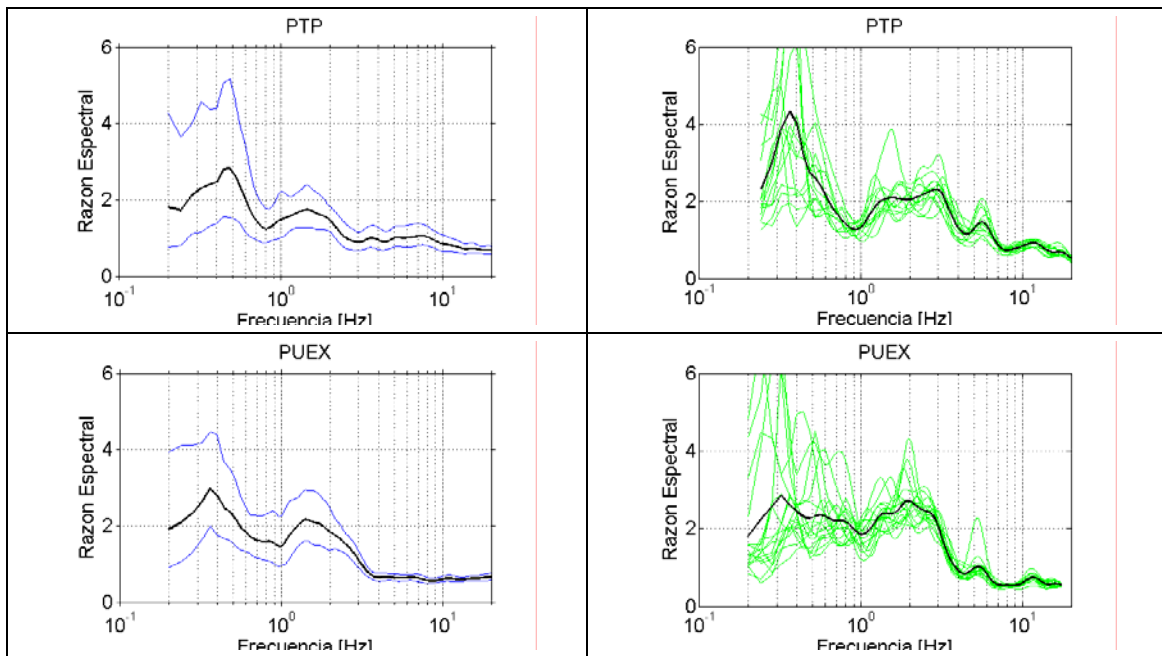
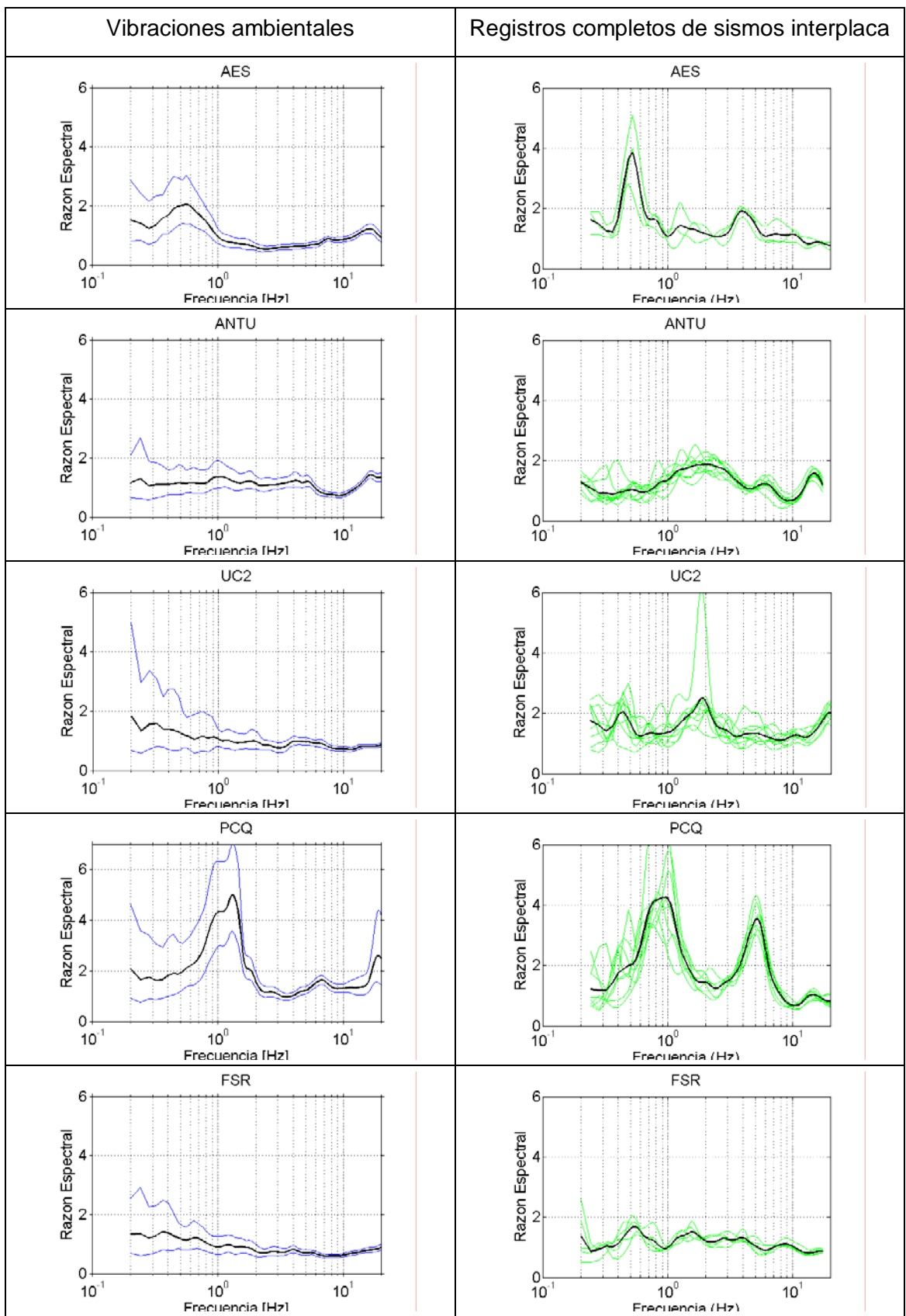


Figura 6.33. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de los registros completos de todos los sismos (60s).



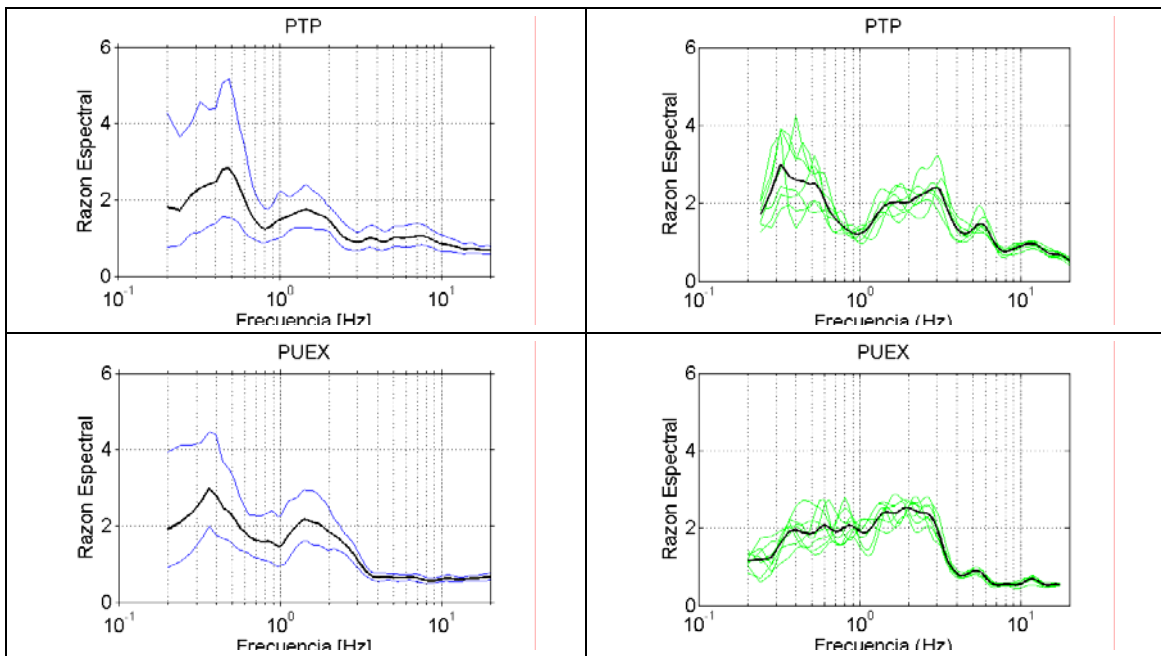
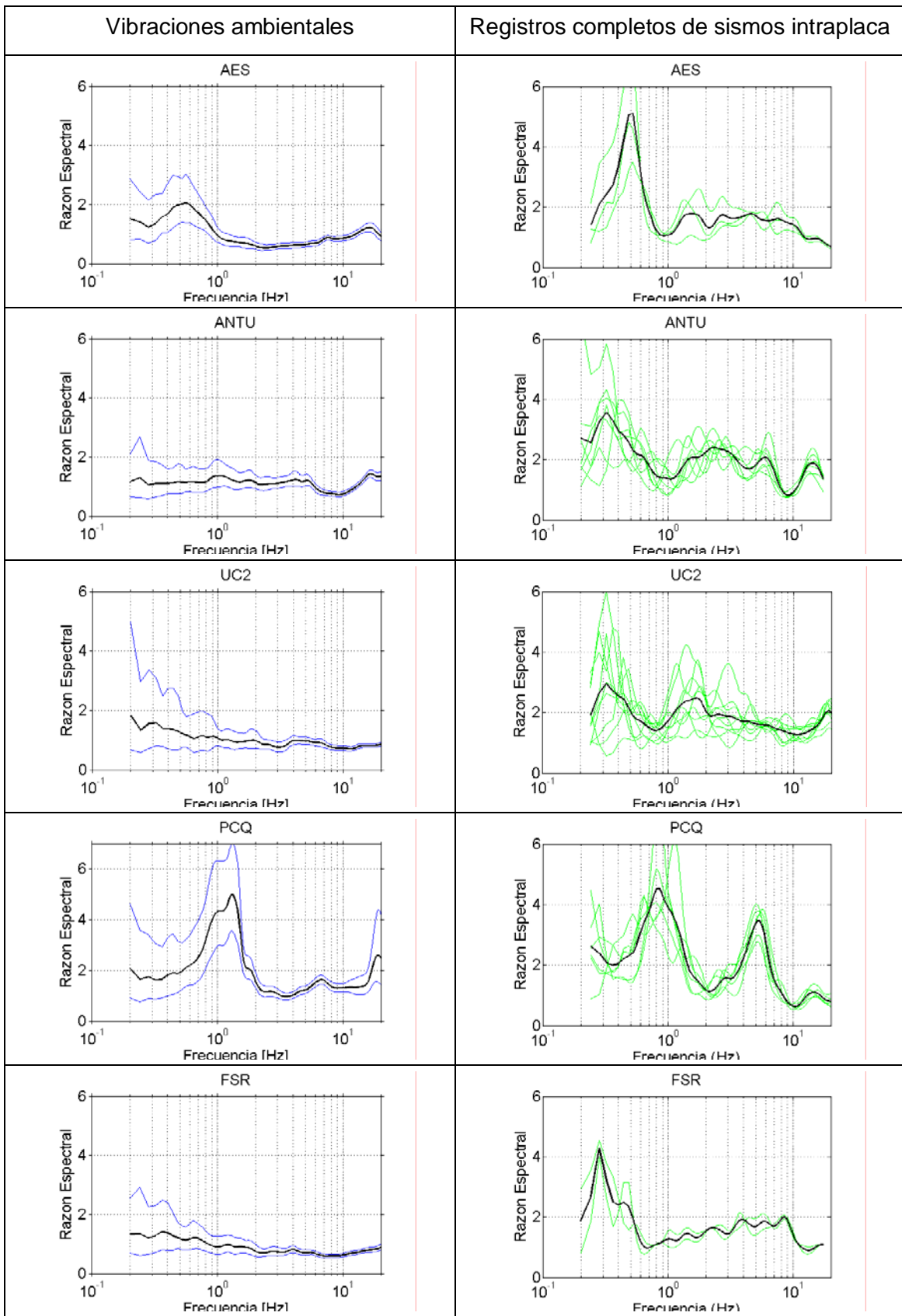


Figura 6.34. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de registros completos de sismos interplaca (60s).



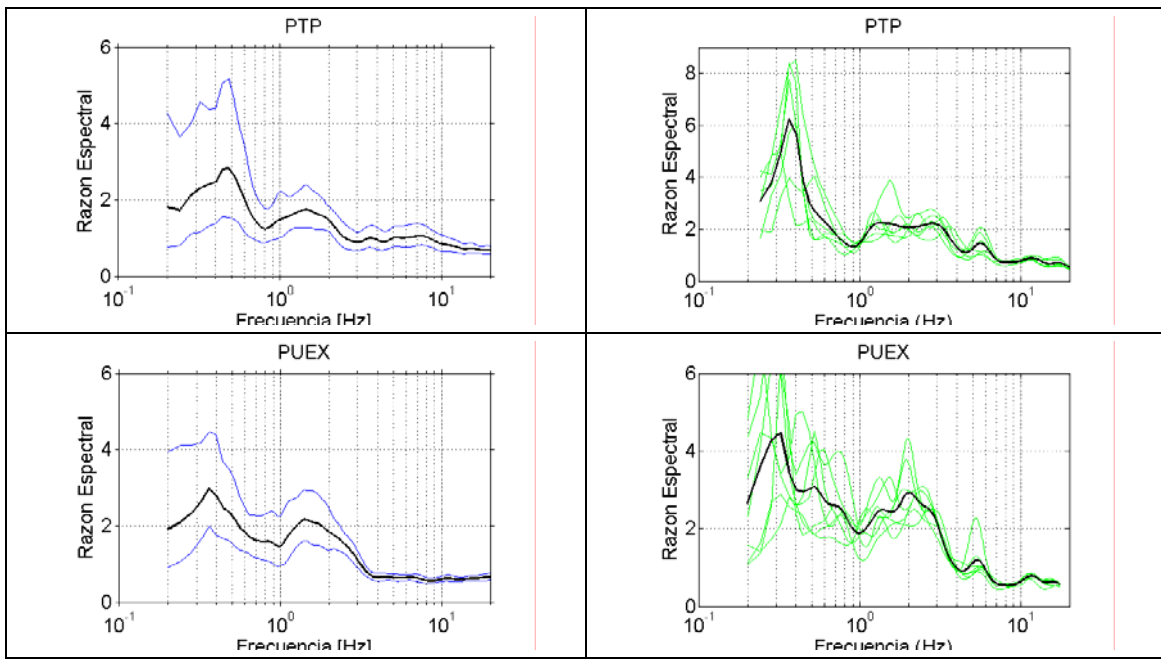
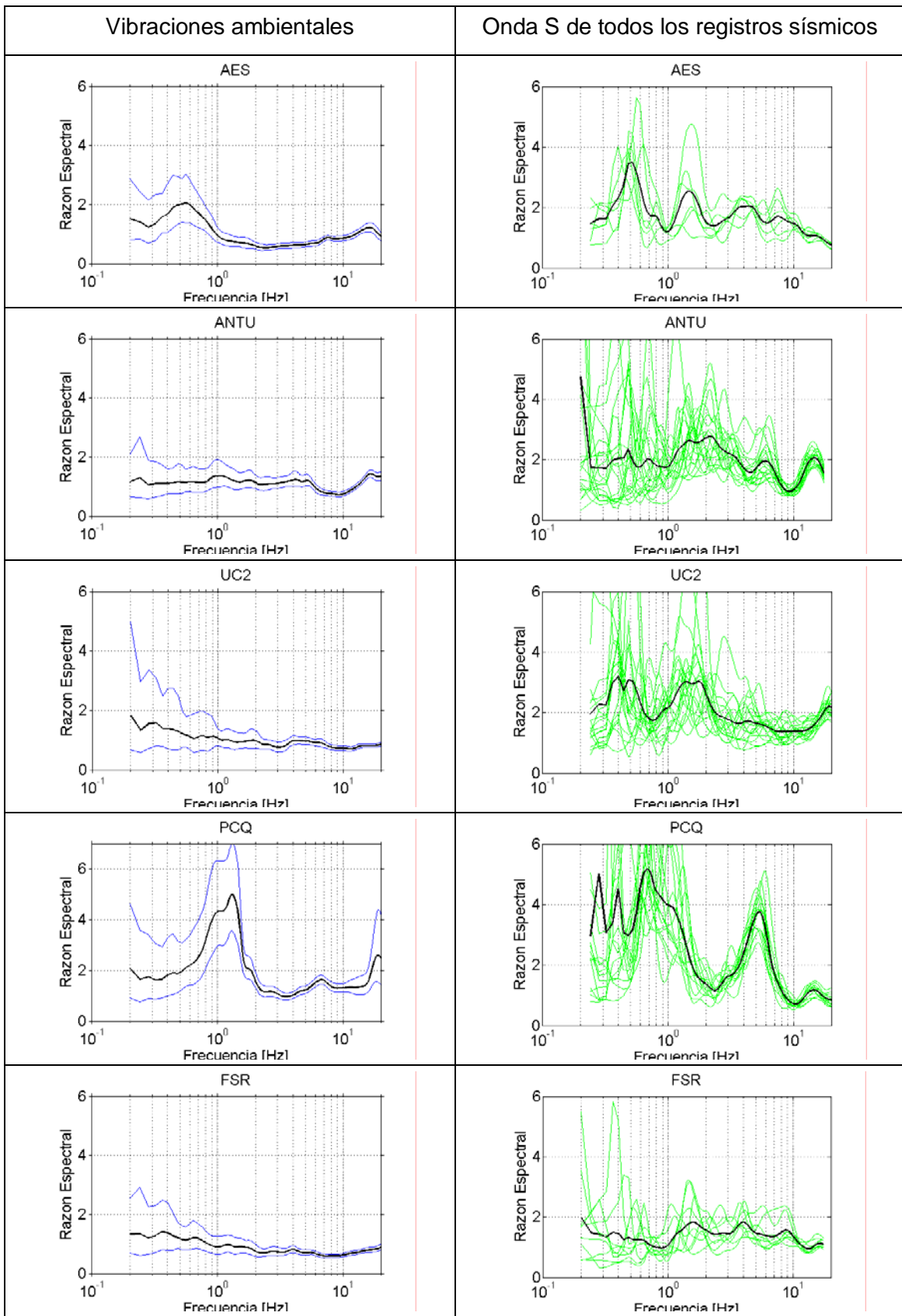


Figura 6.35. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de registros completos de sismos intraplaca (60s).



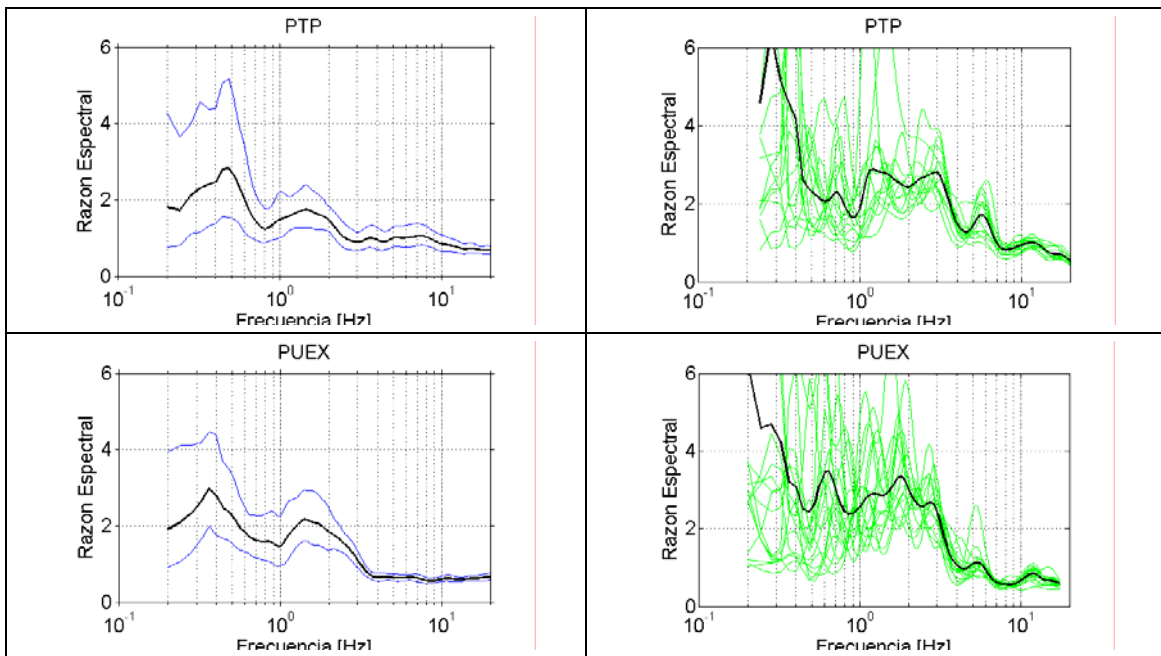
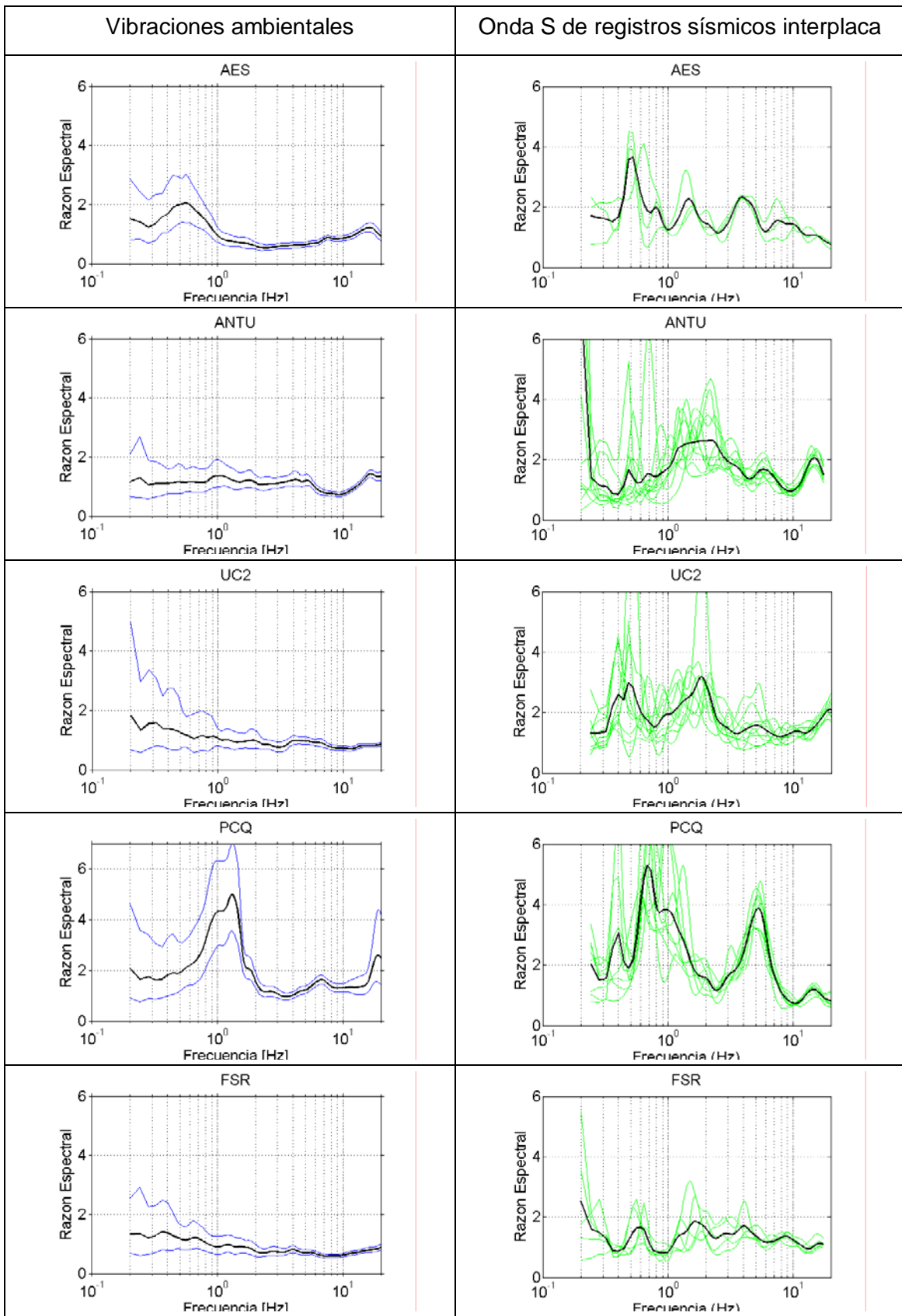


Figura 6.36. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la onda S de todos los registros sísmicos (10s).



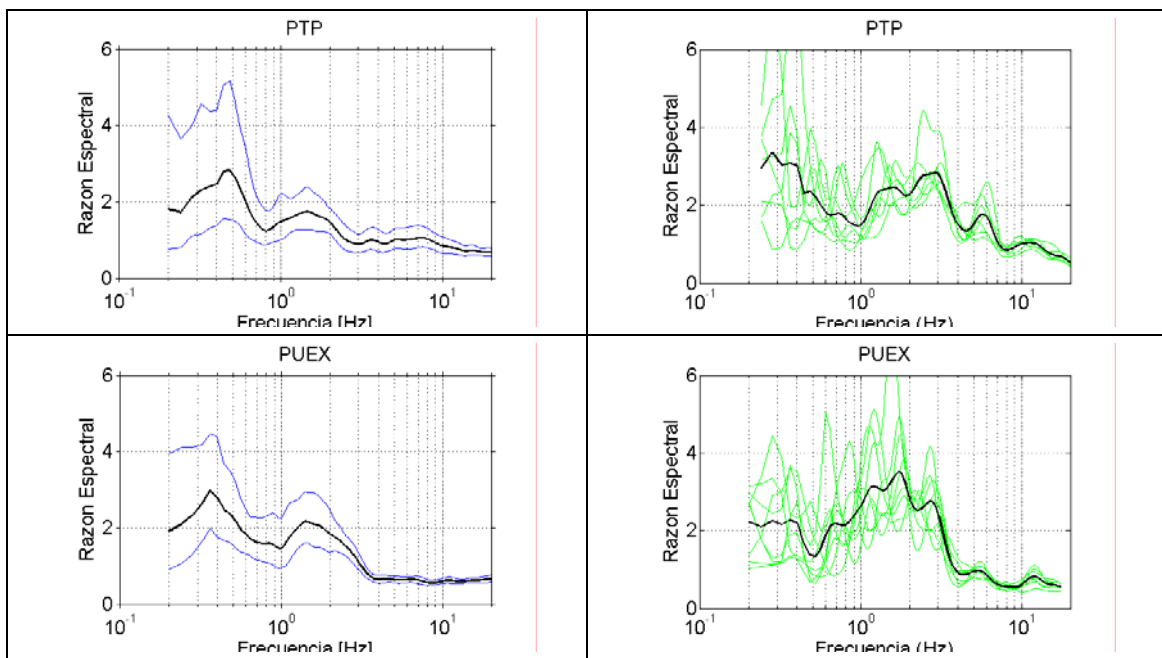
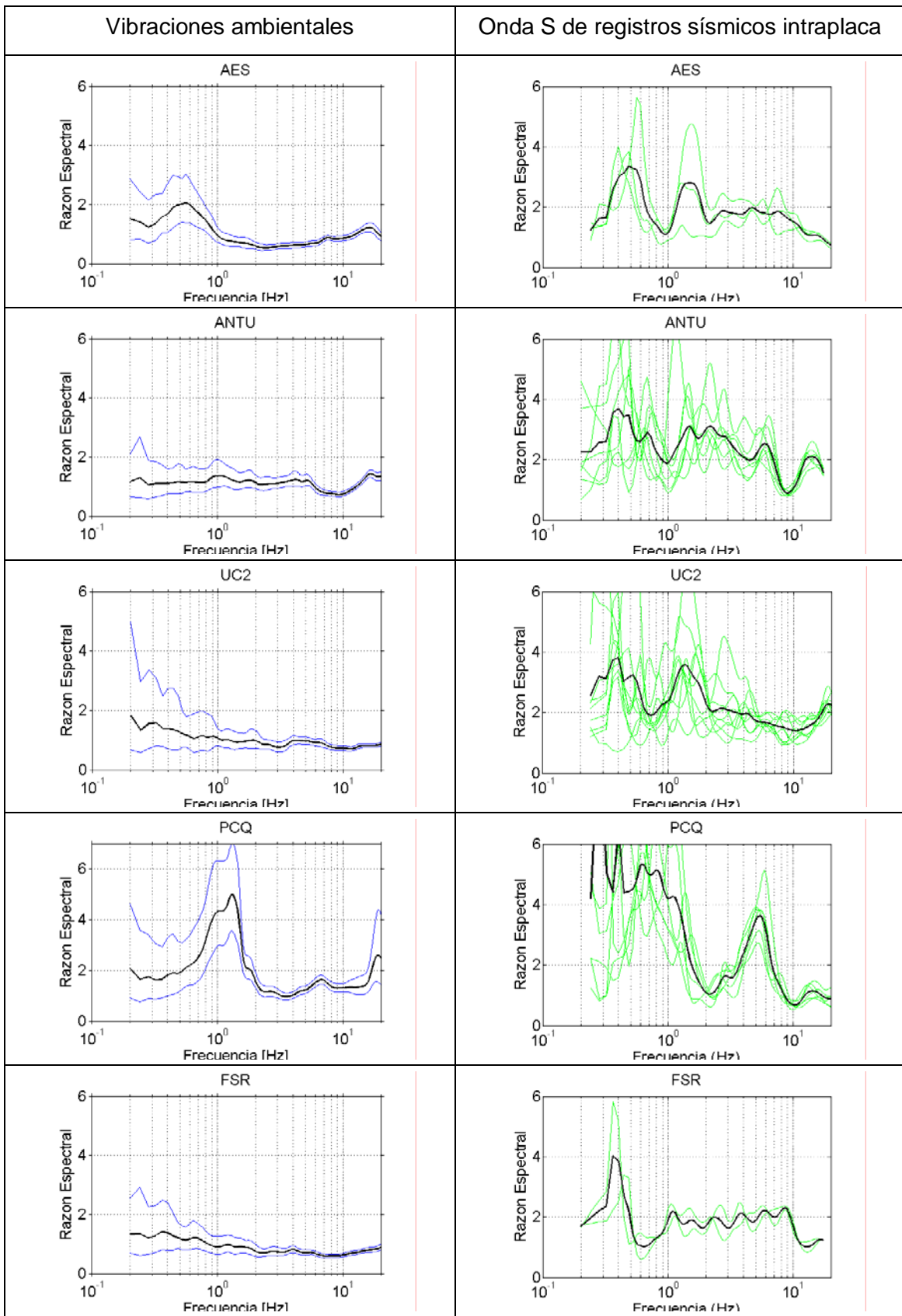


Figura 6.37. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la onda S de los registros sísmicos interplaca (10s).



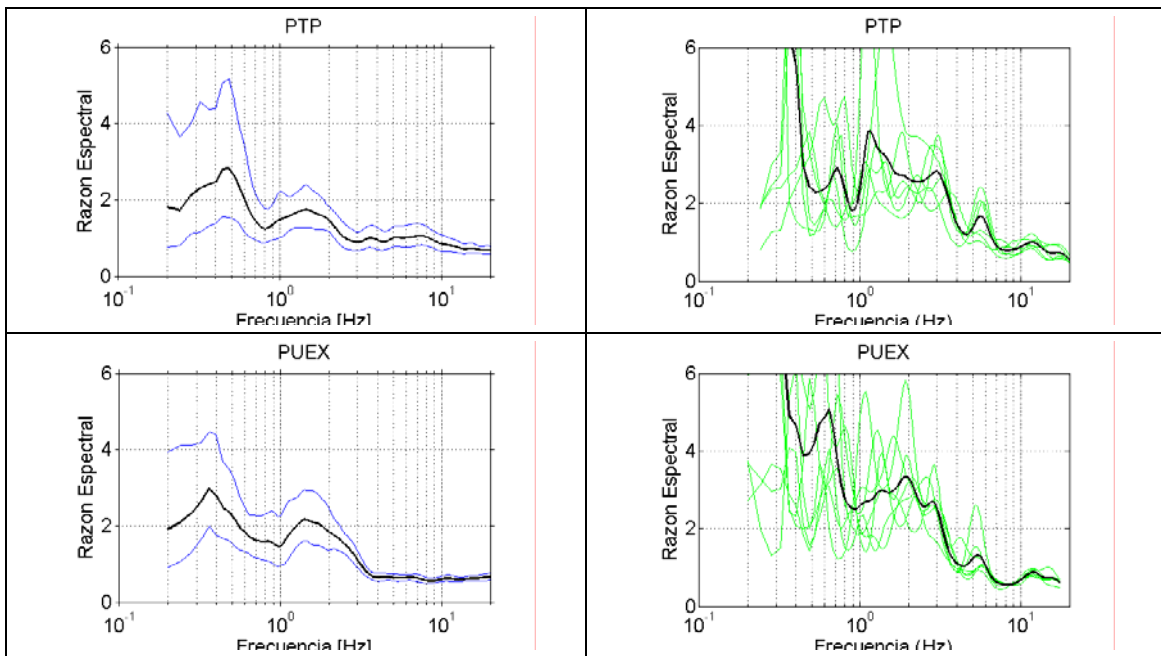
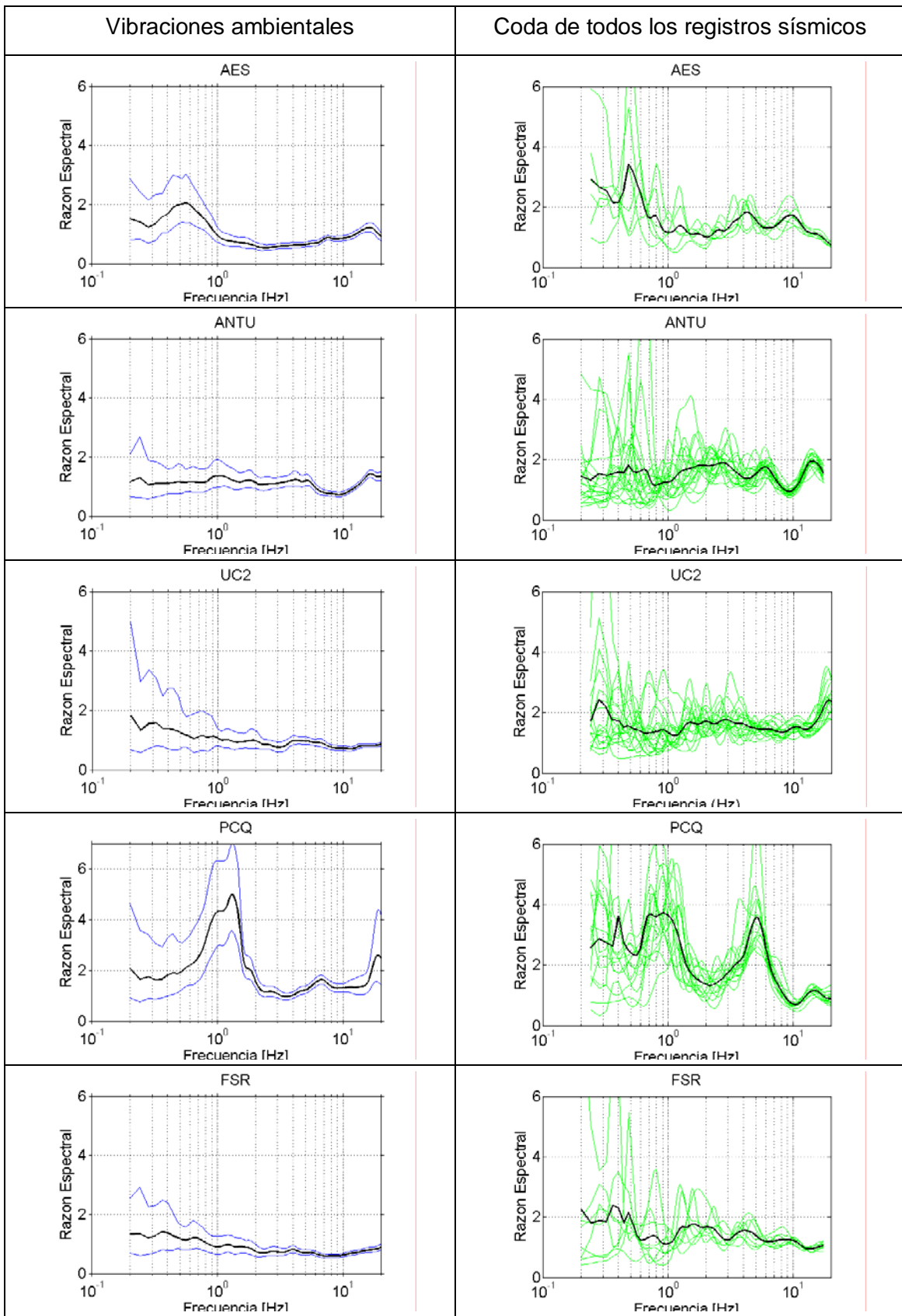


Figura 6.38. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la onda S de los registros sísmicos intraplaca (10s).



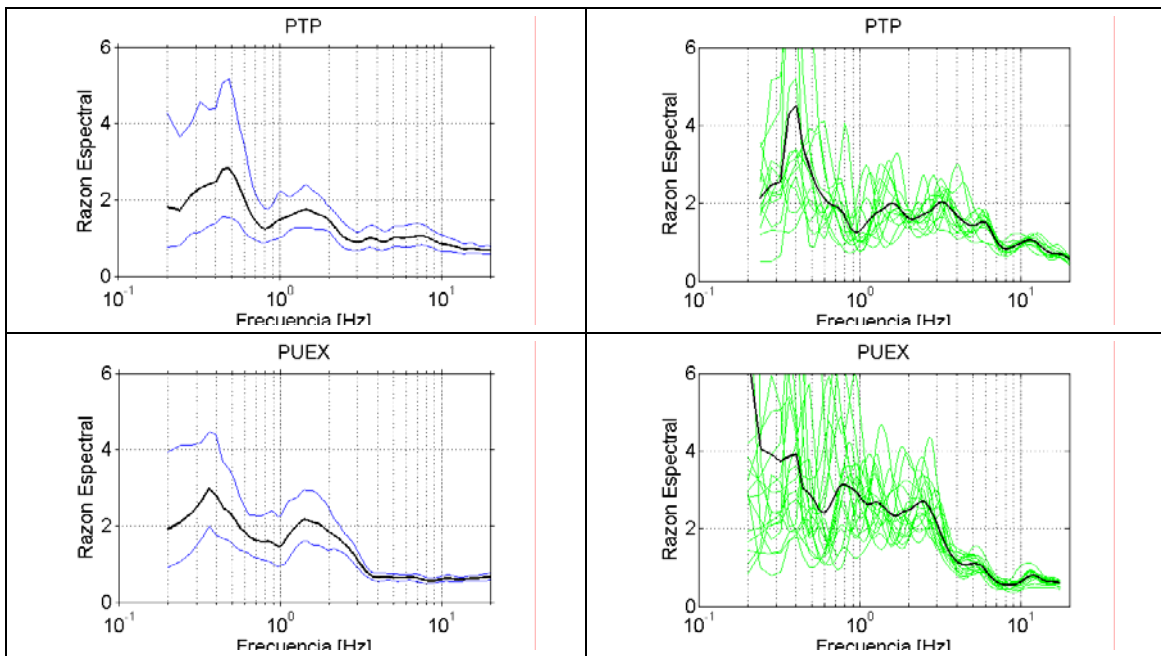
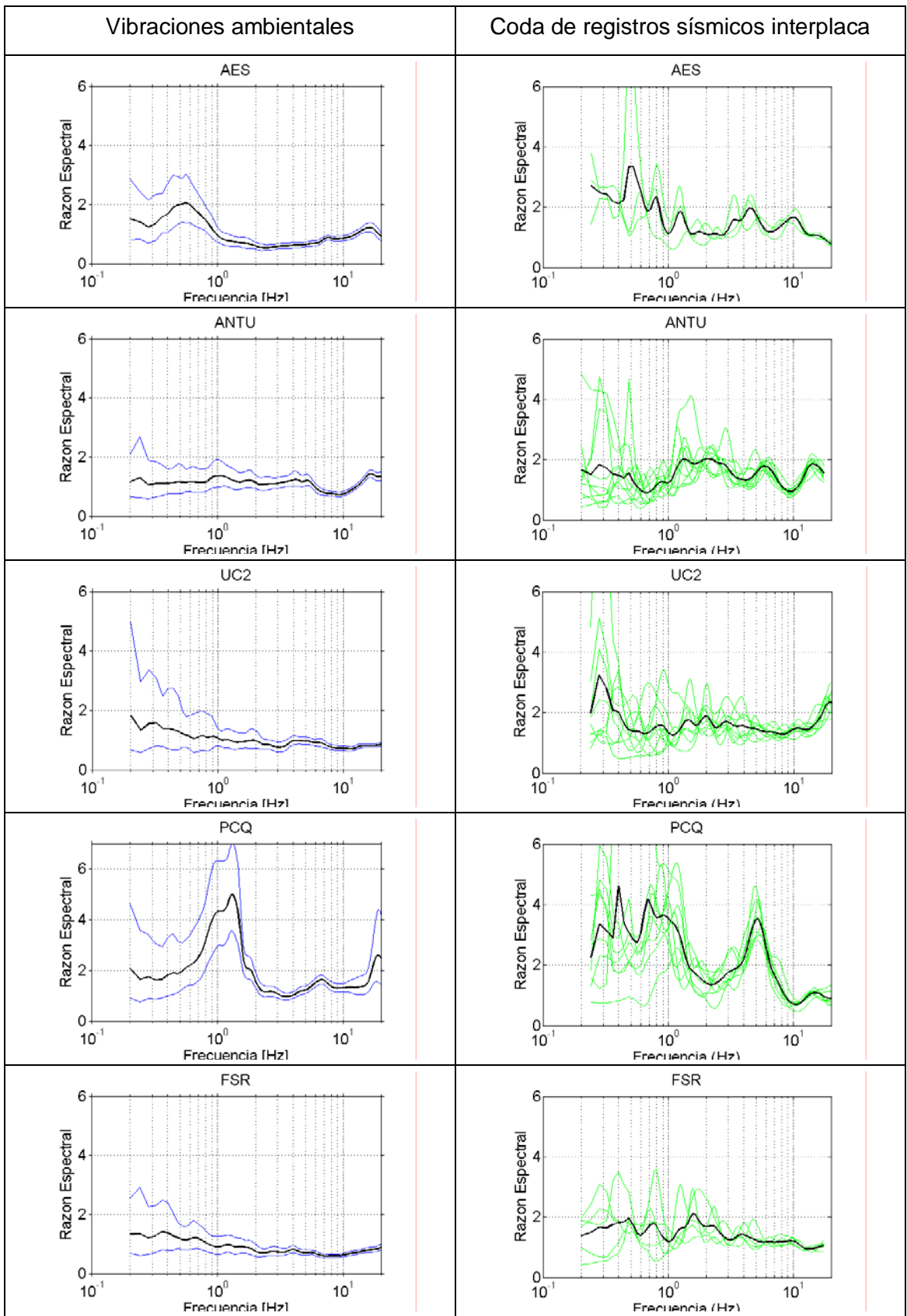


Figura 6.39. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la coda de todos los registros sísmicos (10s).



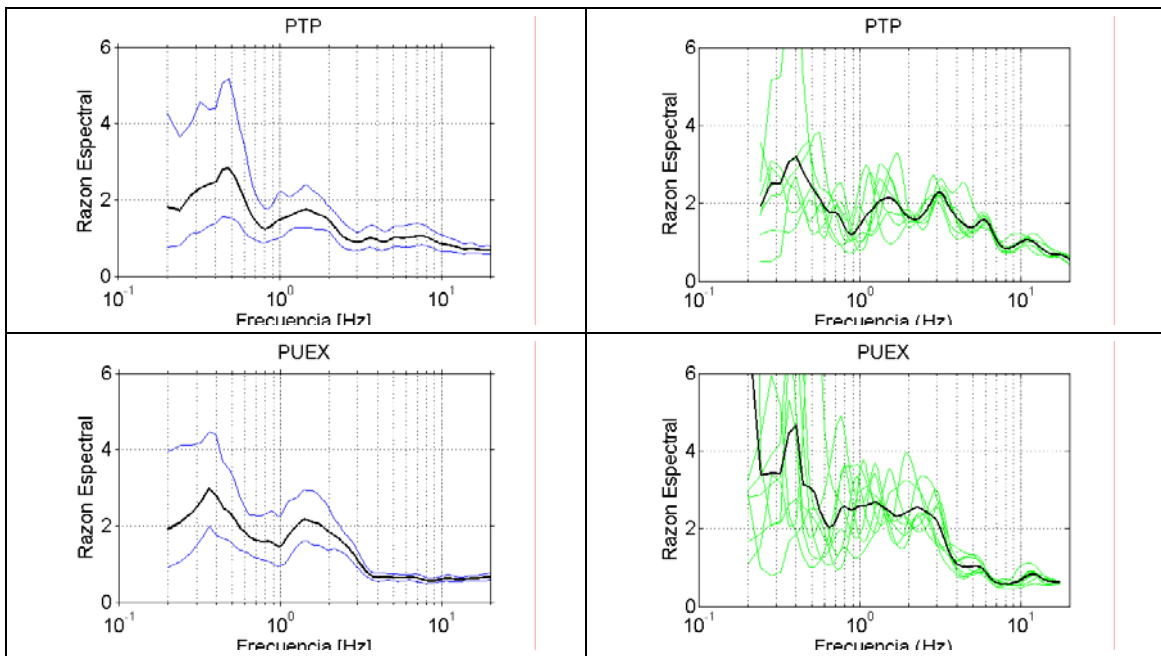
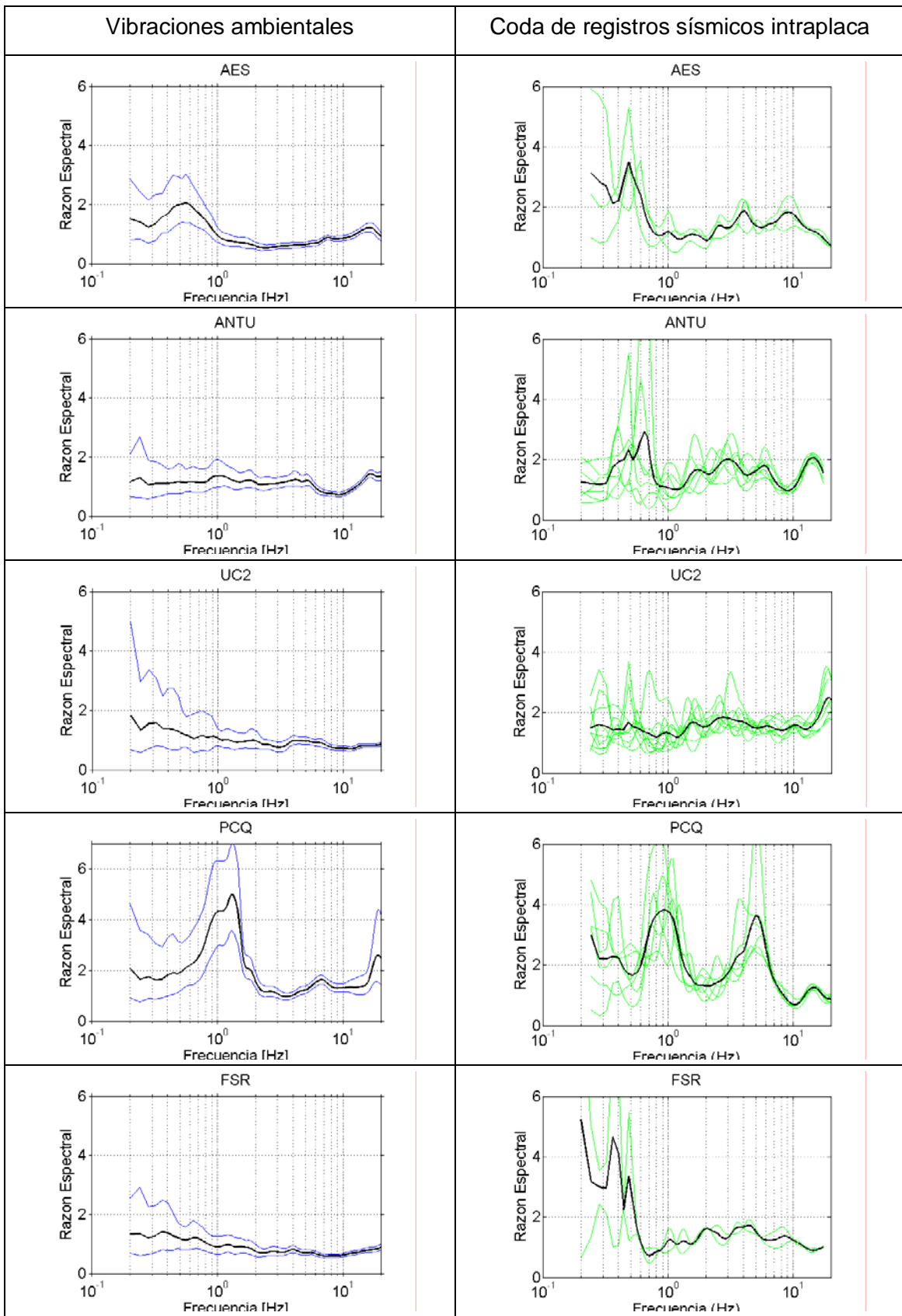


Figura 6.40. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la coda de registros sísmicos interplaca (10s).



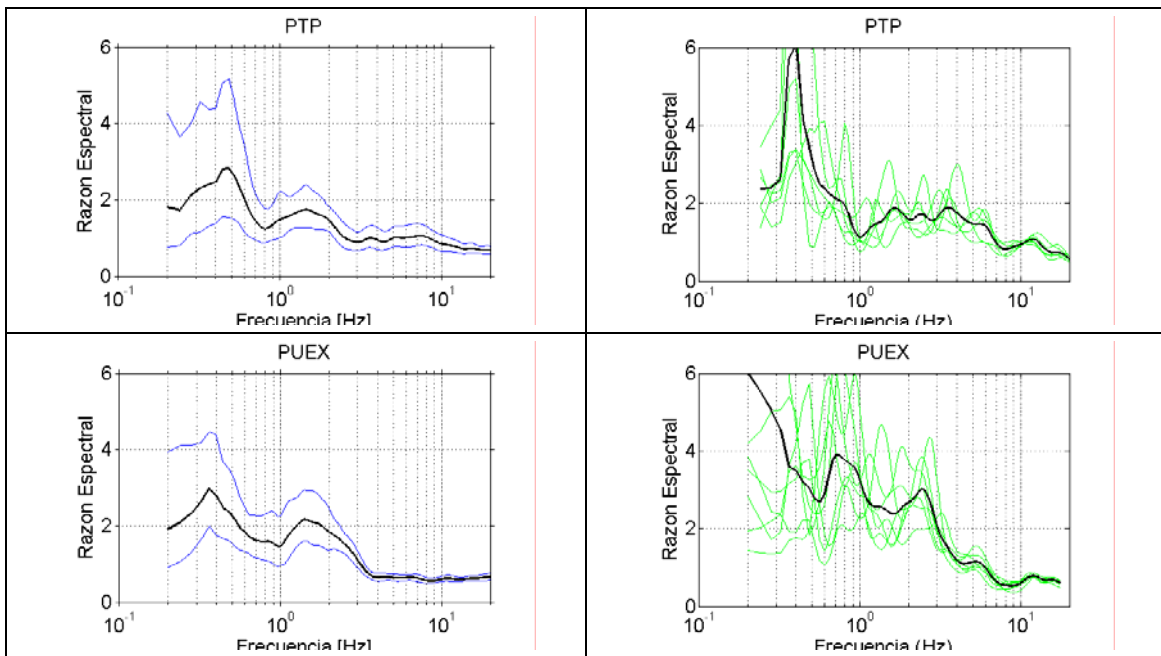


Figura 6.41. Razones espectrales de vibraciones ambientales y de la coda de registros sísmicos intraplaca (10s).

7. RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE REGISTROS SÍSMICOS

7.1 Sismos registrados en múltiples estaciones del SSN

A continuación se presentan los resultados correspondientes a los sismos más importantes que fueron registrados por las estaciones sismológicas del SSN. Se consideraron aquellos sismos que fueron registrados en las tres estaciones o los que produjeron las mayores aceleraciones en superficie.

Tabla 7.1 Aceleraciones máximas por componente (en g) registradas en las estaciones Sismológicas del SSN.

Sismo	Tipo	Estación								
		ANTU			FSR			PUEX		
		NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V
2	IPPI	0.0099	0.0060	0.0031	0.0070	0.0051	0.0061	-	-	-
5	IP	0.0003	0.0004	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0006	0.0008	0.0010
6	IP	0.0003	0.0004	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002	0.0005	0.0005	0.0003
7	S	0.0026	0.0044	0.0021	0.0045	0.0094	0.0068	0.0018	0.0041	0.0021
10	IP	0.0016	0.0015	0.0010	0.0007	0.0009	0.0007	0.0018	0.0015	0.0017
11	IP	0.0020	0.0016	0.0011	0.0009	0.0011	0.0009	0.0023	0.0019	0.0020
12	IP	0.0002	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	0.0003	0.0003	0.0003
13	IPPI	0.0163	0.0177	0.0088	0.0120	0.0146	0.0098	0.0130	0.0207	0.0121
16	IPPI	0.0108	0.0130	0.0065	-	-	-	0.0057	0.0076	0.0100
19	IPPI	0.0315	0.0260	0.0124	-	-	-	0.0164	0.0254	0.0270

Las aceleraciones máximas presentadas en la Tabla 7.1 se grafican desde la Figura 7.1 hasta la Figura 7.3, considerando un ordenamiento de las estaciones oeste-este de izquierda a derecha.

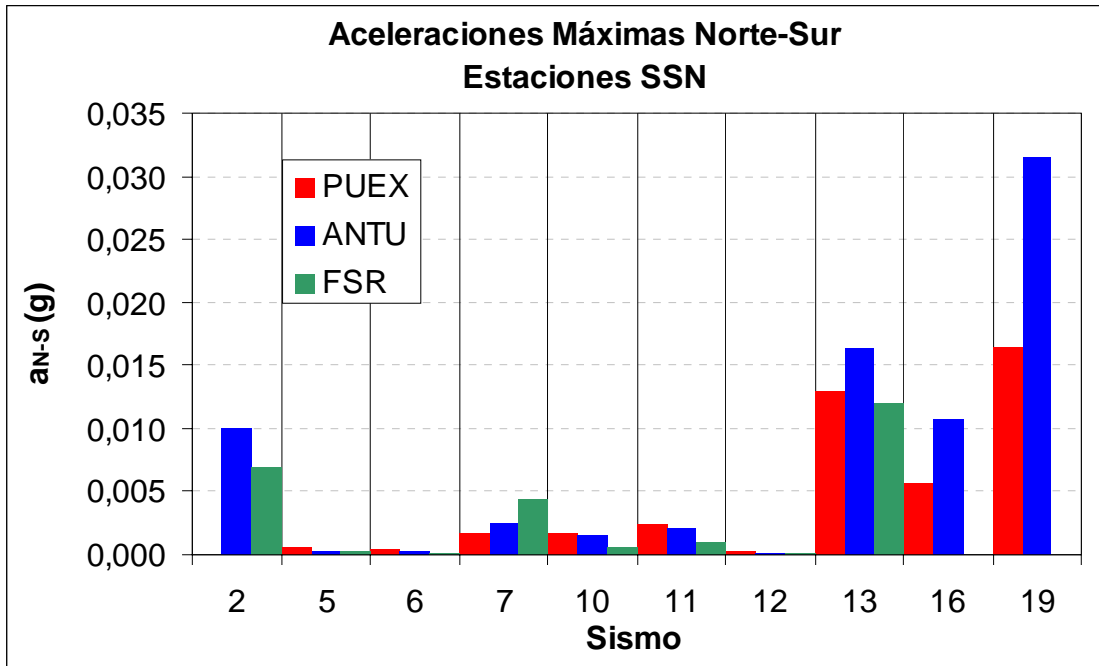


Figura 7.1. Aceleraciones norte sur máximas registradas por estaciones del SSN.

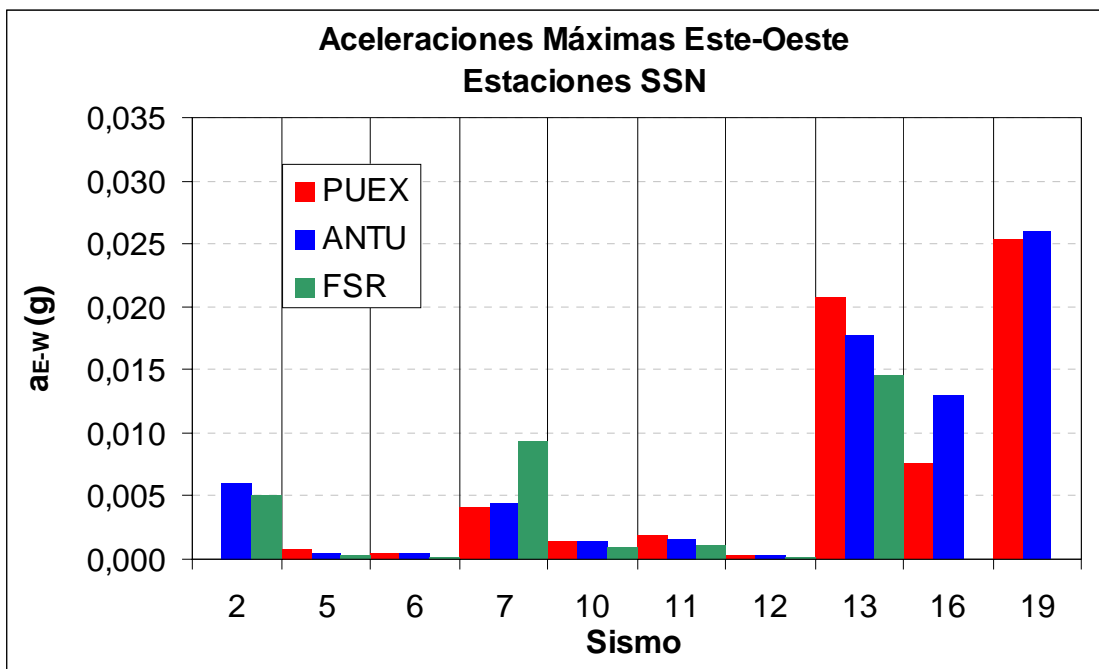


Figura 7.2. Aceleraciones este oeste máximas registradas por estaciones del SSN.

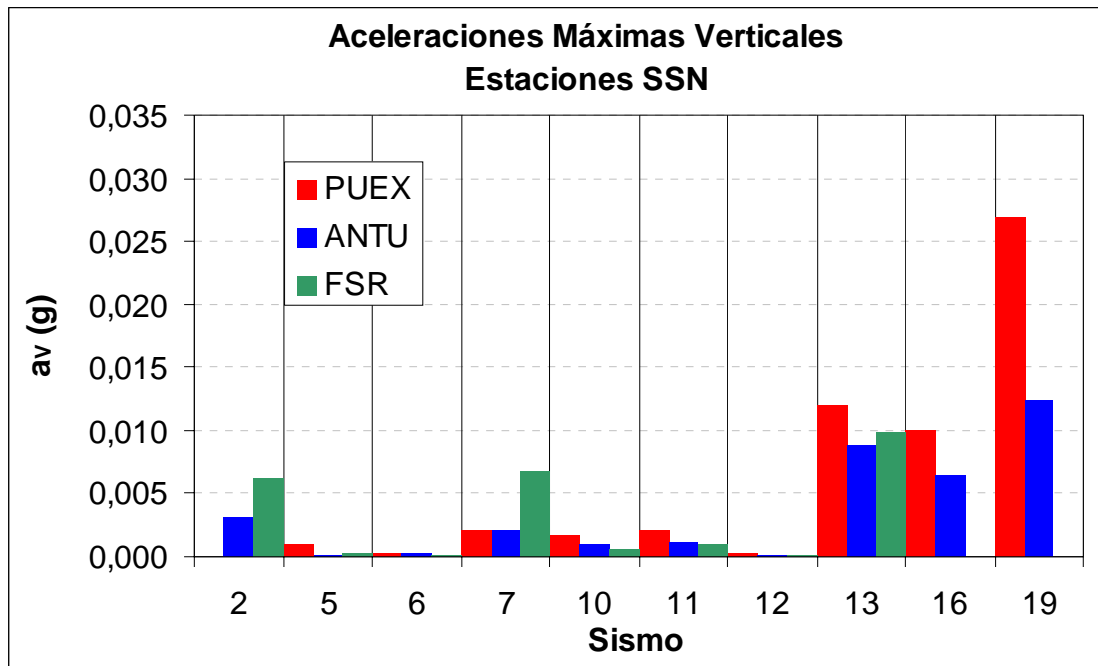


Figura 7.3. Aceleraciones verticales máximas registradas por estaciones del SSN.

Como es de esperar, los sismos de tipo interplaca (5, 6, 10, 11 y 12) produjeron aceleraciones mayores en las estaciones más occidentales y menores en las orientales. Los sismos 7, 16 y 19, en cambio, generan aceleraciones mayores en las estaciones más orientales. Por otro lado, los sismos 2 y 13, de tipo intraplaca cuyos hipocentros se encuentran justo debajo de la cuenca, produjeron aceleraciones máximas que decrecen hacia el oriente. Cabe destacar que las aceleraciones máximas producidas por los sismos intraplaca son mayores a las producidas por los sismos interplaca.

Los sismos fueron analizados mediante espectrogramas (obtenidos con la Transformada Corta de Fourier), el tensor instantáneo de Arias, la transformada de Fourier y la intensidad acumulada de Arias.

En los espectrogramas, con línea azul se demarca la frecuencia fundamental obtenida a partir de la razón espectral H/V de vibraciones ambientales medidas en las estaciones. En la estación PUEX se ha considerado el peak a la frecuencia de 1.4 Hz, debido a que la ventana temporal de 5 s considerada en el cálculo de los espectrogramas, no es capaz de identificar frecuencias menores a 0.4 Hz. En la estación ANTU, si bien la razón espectral se clasificó como Tipo 4, se consideró en 1.0 Hz la amplitud máxima de la razón espectral. En la estación FSR la razón espectral es mucho más plana por lo que no se consideró una frecuencia fundamental.

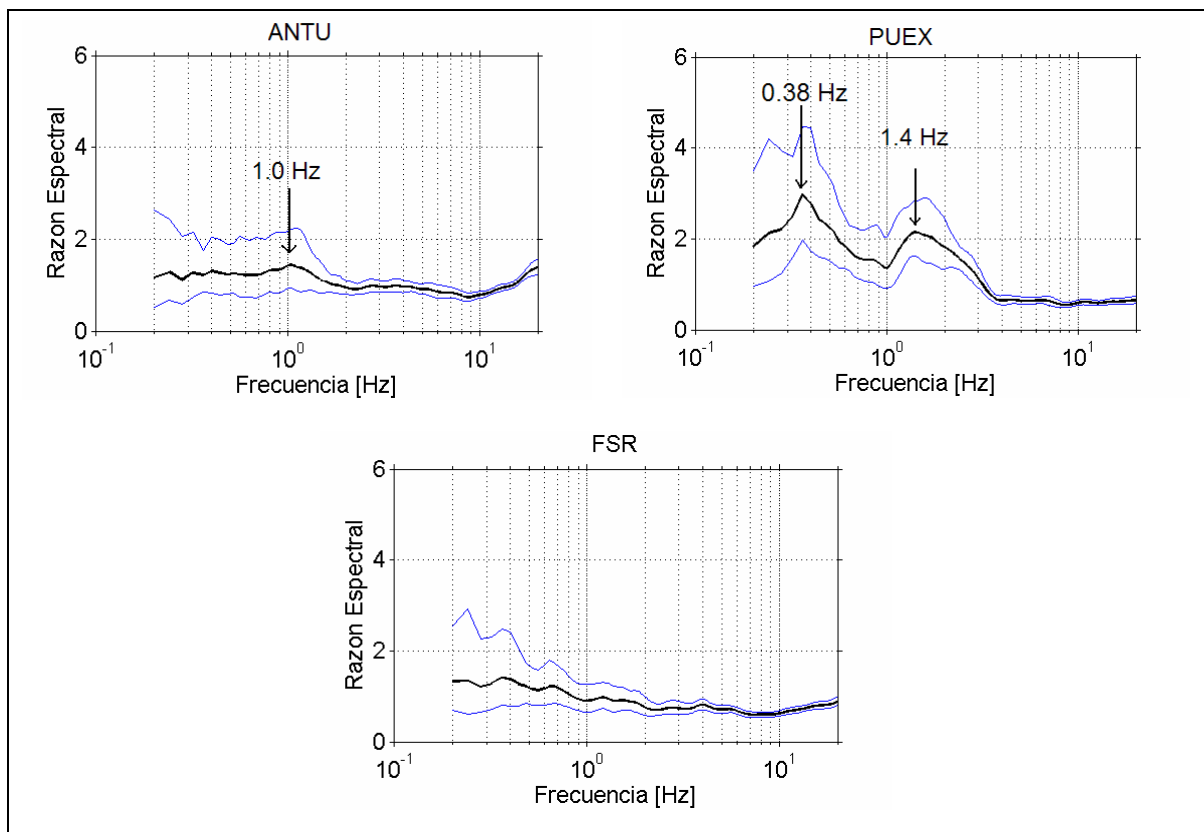


Figura 7.4. Frecuencias fundamentales obtenidas a partir de razones espectrales en estaciones del SSN.

Dado que los comportamientos de las componentes horizontales del movimiento (N-S y E-W) son similares en todos los registros, a continuación sólo se presentan los resultados correspondientes a la componente de aceleraciones norte sur.

Sismo 2 (intraplaca)

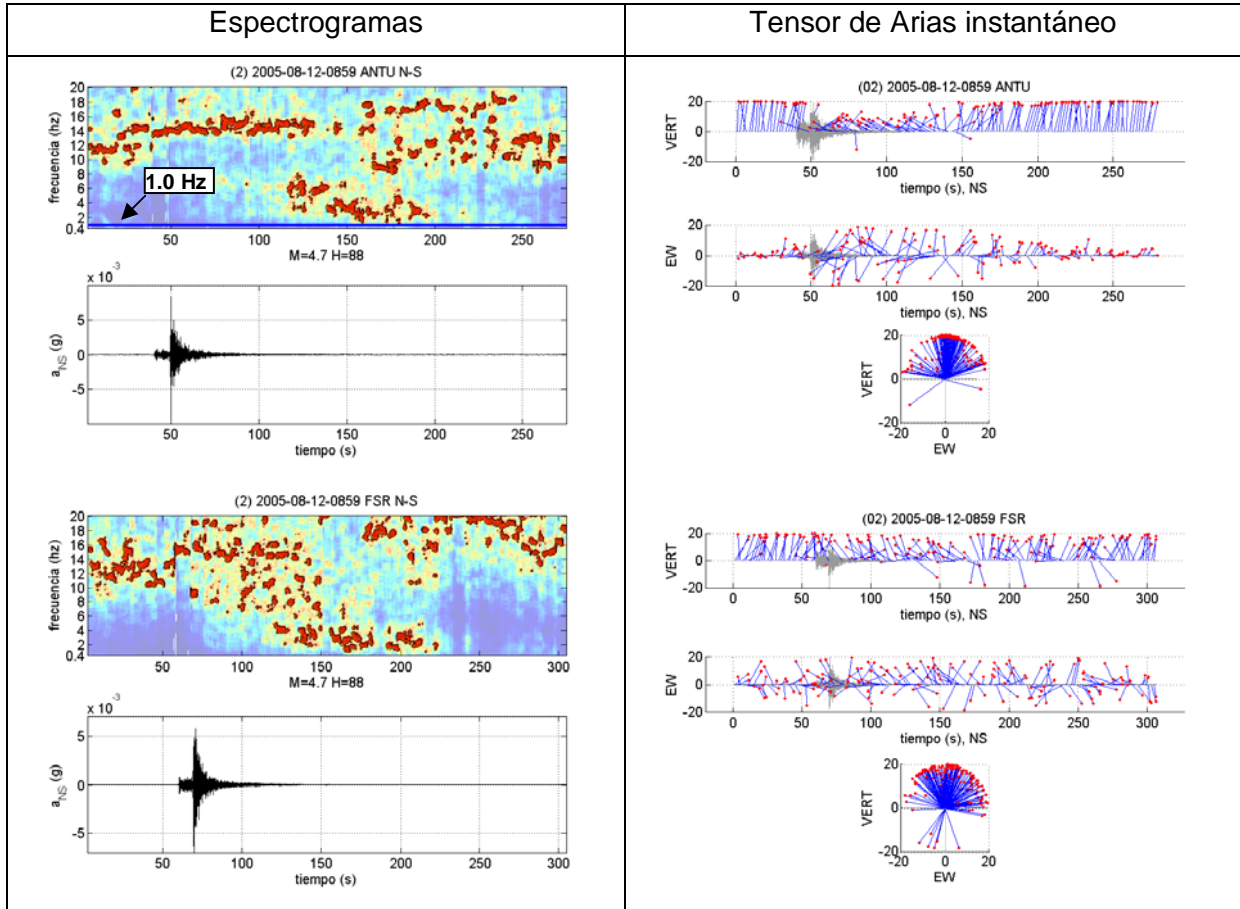


Figura 7.5. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 2 registrado en estaciones del SSN.

En ambas estaciones las frecuencias predominantes a lo largo de los registros son mayores a 1.0 Hz. Además, en la estación ANTU, a diferencia de lo ocurrido en la estación FSR, el tensor instantáneo de Arias tiende a la horizontal durante aproximadamente 100 s después de alcanzada la aceleración máxima. Este período de tiempo coincide con una frecuencia predominante alrededor de 14 Hz.

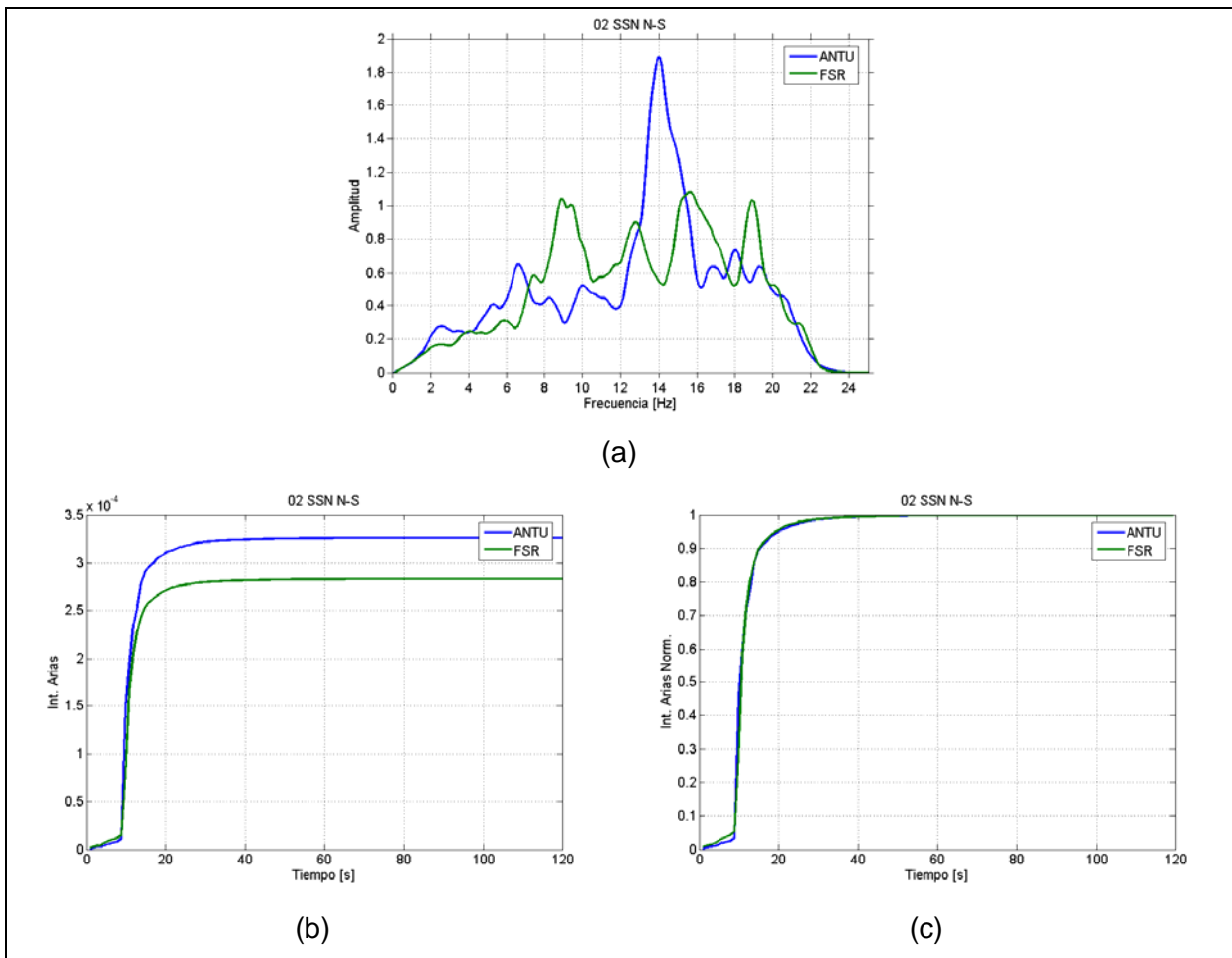


Figura 7.6. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 2 (intraplaca).

De acuerdo a la Figura 7.6, los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en ambas estaciones son idénticos.

Sismo 5 (interplaca)

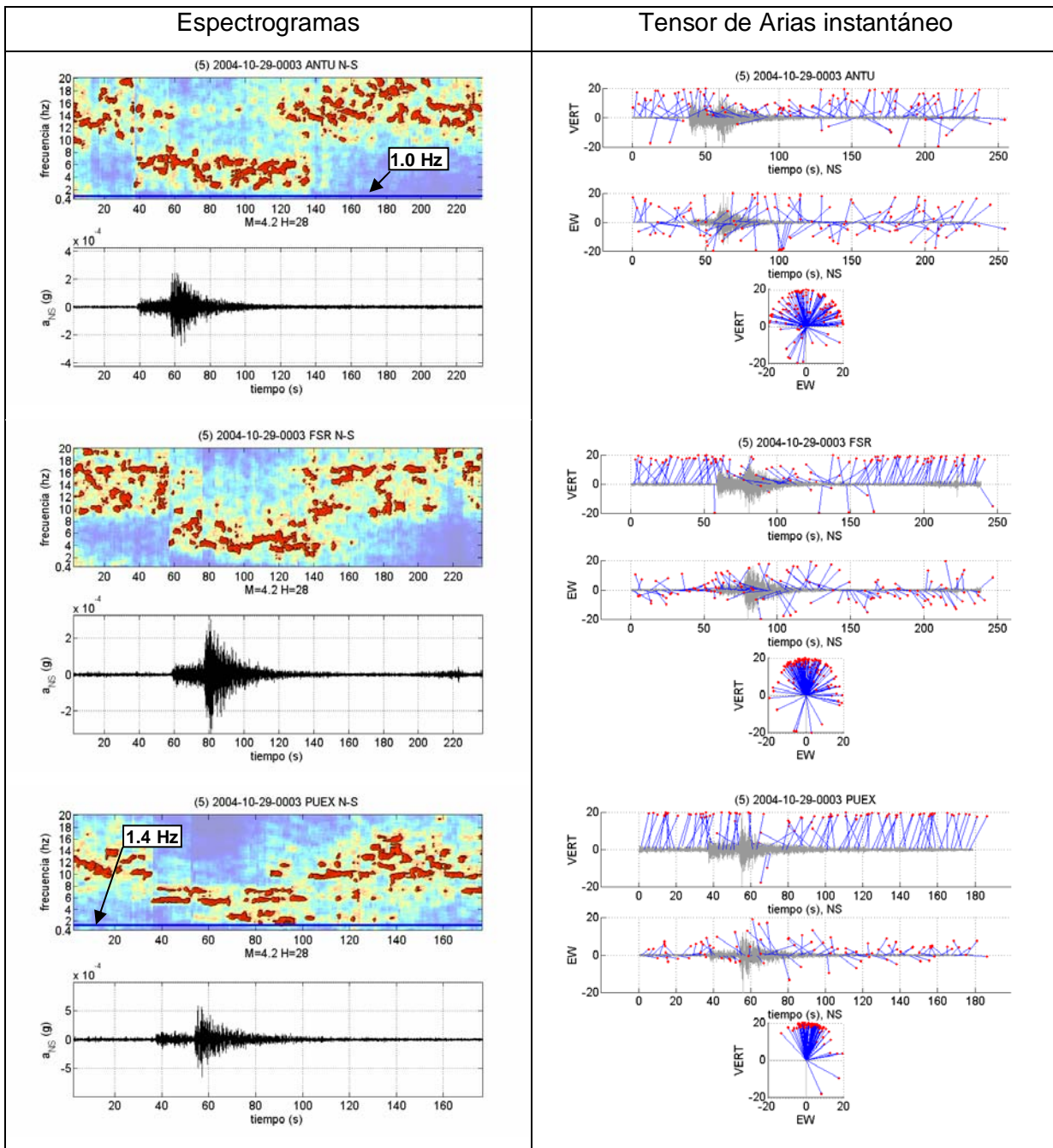


Figura 7.7. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 5 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes a lo largo de los registros son mayores a 2.0 Hz, aproximadamente. Además, en las estaciones ANTU y FSR, a diferencia de lo ocurrido en la estación PUEX, el tensor instantáneo de Arias tiende a la horizontal durante un breve instante de tiempo después de alcanzada la aceleración máxima. Este período de tiempo coincide con la disminución del valor de la frecuencia predominante a lo largo de los registros.

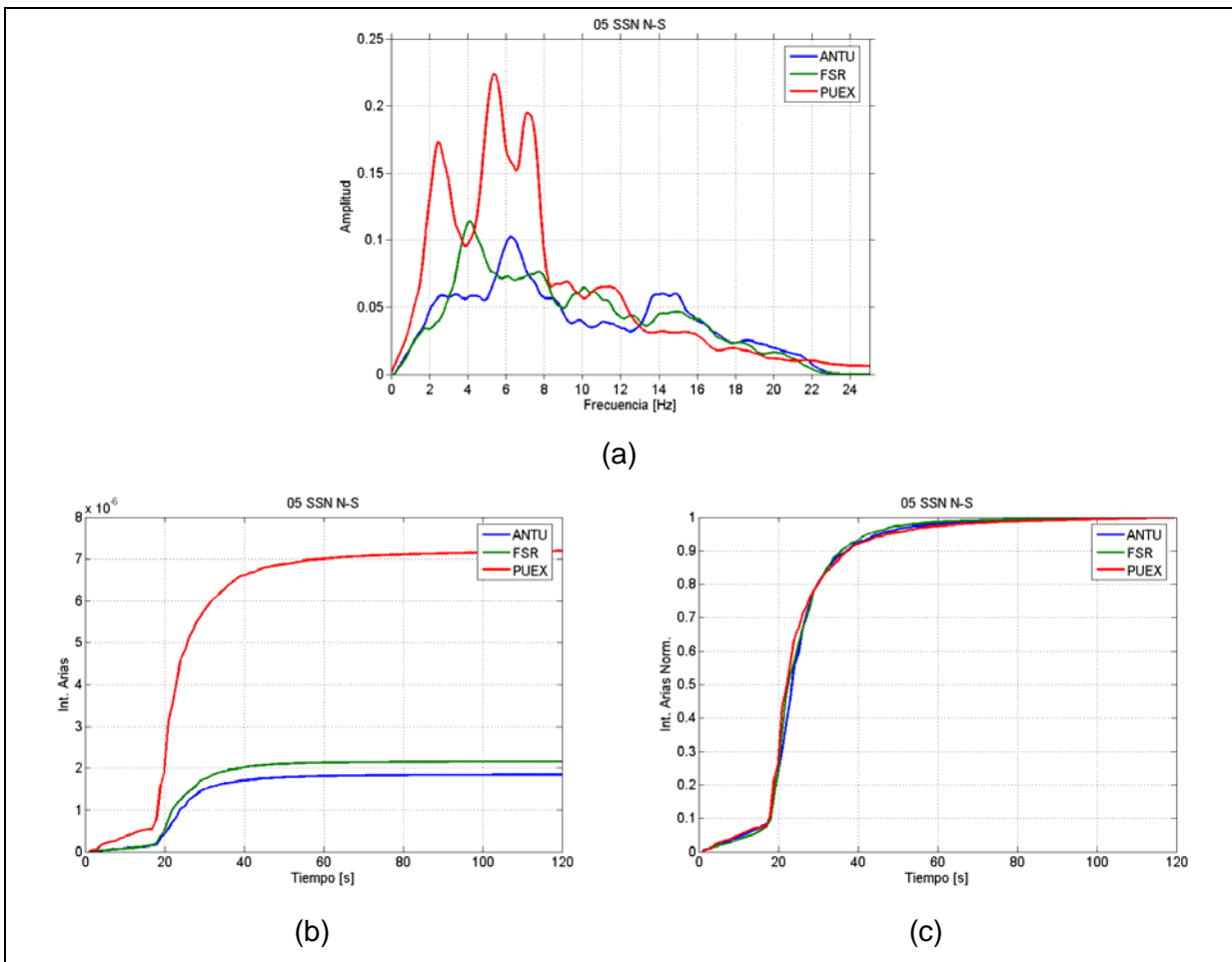


Figura 7.8. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 5 (interplaca).

De acuerdo a la Figura 7.8, los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son idénticos.

Sismo 6 (interplaca)

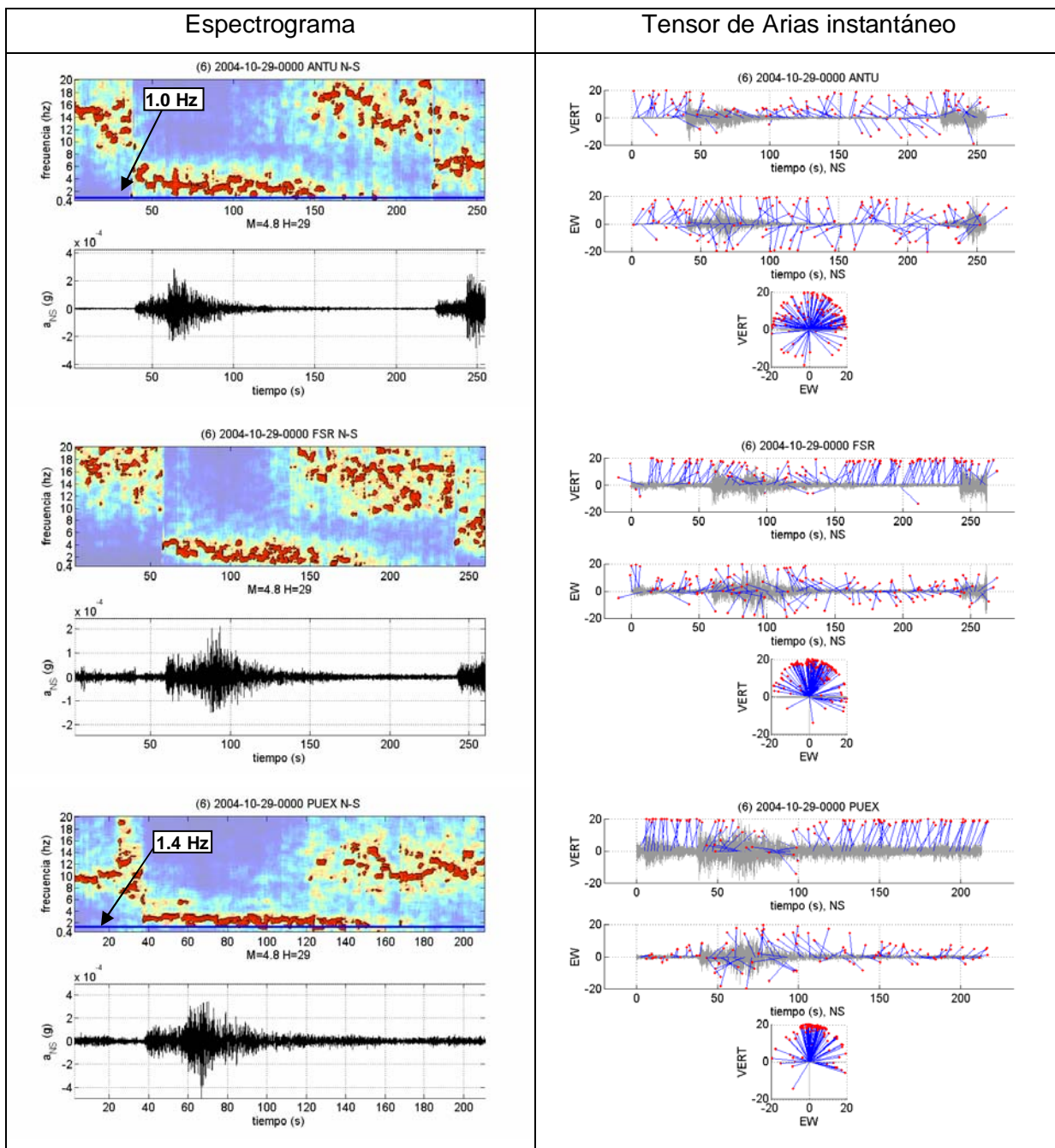


Figura 7.9. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 6 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes, a partir del arribo de la onda P, descienden a valores levemente superiores a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. Además, en todas las estaciones después de alcanzada la aceleración máxima el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un corto instante de tiempo. En este caso las bajas frecuencias predominantes no coinciden con un movimiento horizontal en superficie.

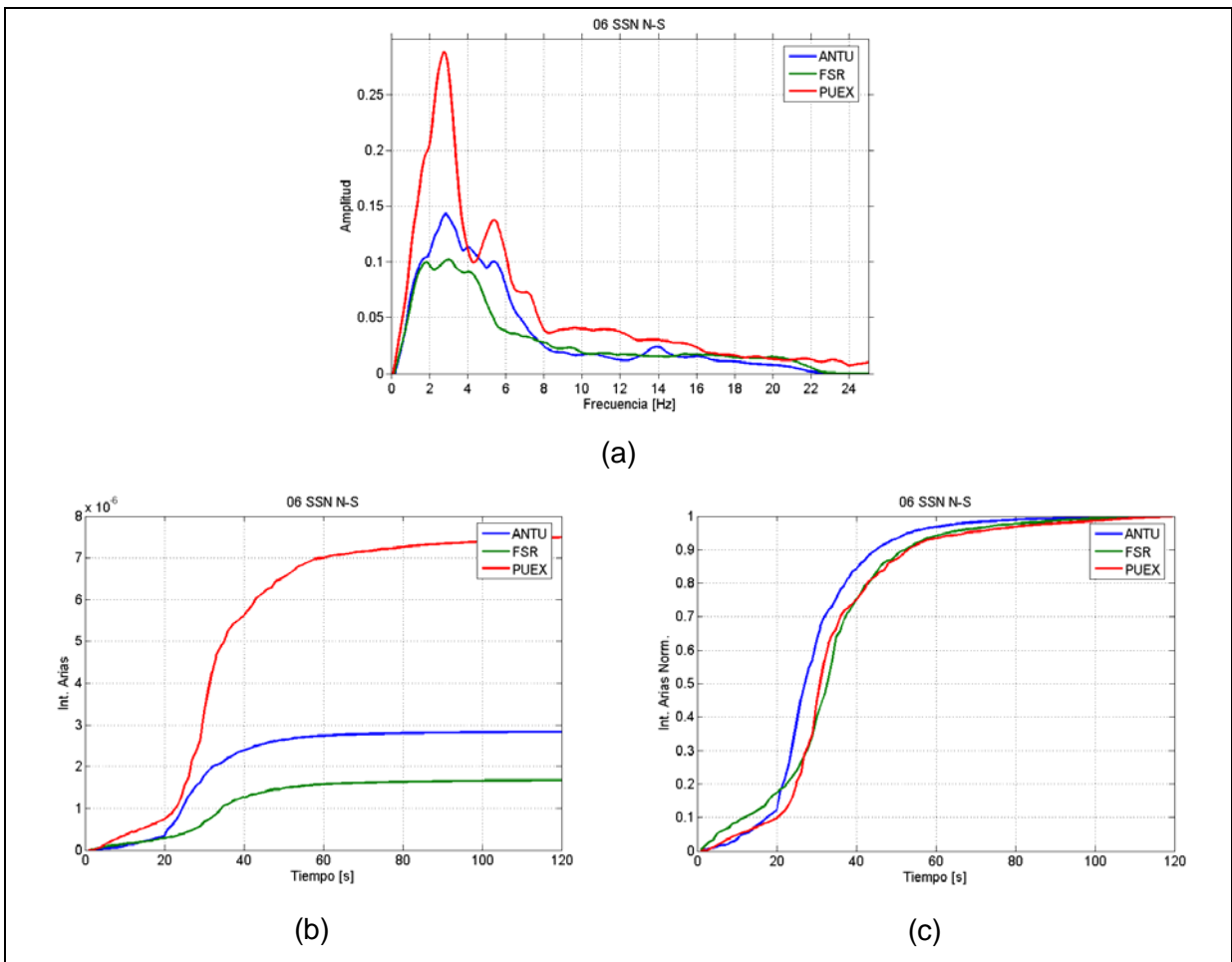


Figura 7.10. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 6 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En la estación ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en las estaciones FSR y PUEX.

Sismo 7 (superficial)

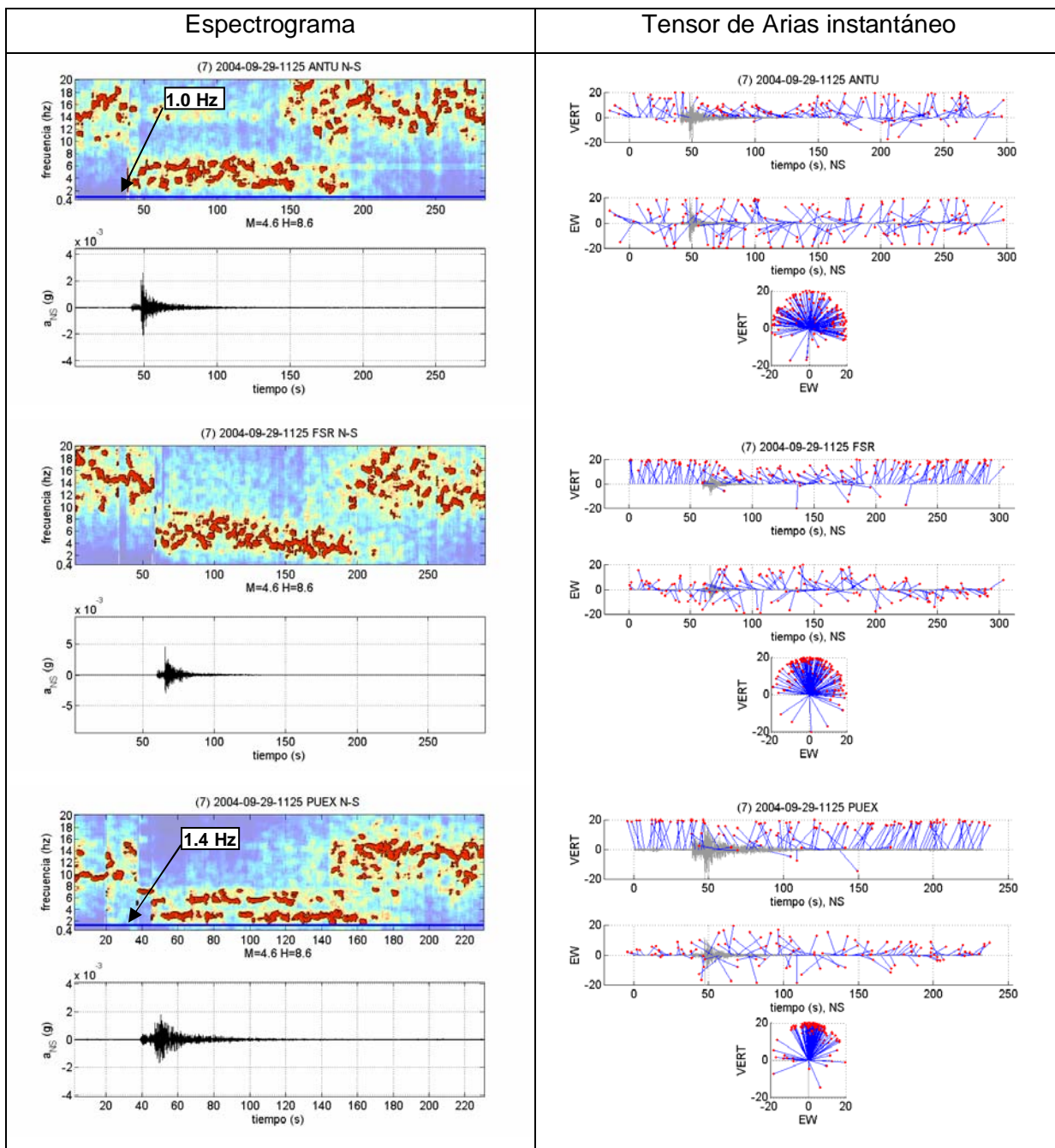


Figura 7.11. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 7 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes a lo largo de los registros son mayores a 2.0 Hz. Además, en las estaciones ANTU y FSR, a diferencia de lo ocurrido en la estación PUJEX, el tensor instantáneo de Arias tiende a la horizontal durante instante de tiempo después de alcanzada la aceleración máxima. Este período de tiempo coincide con la disminución del valor de la frecuencia predominante a lo largo de los registros.

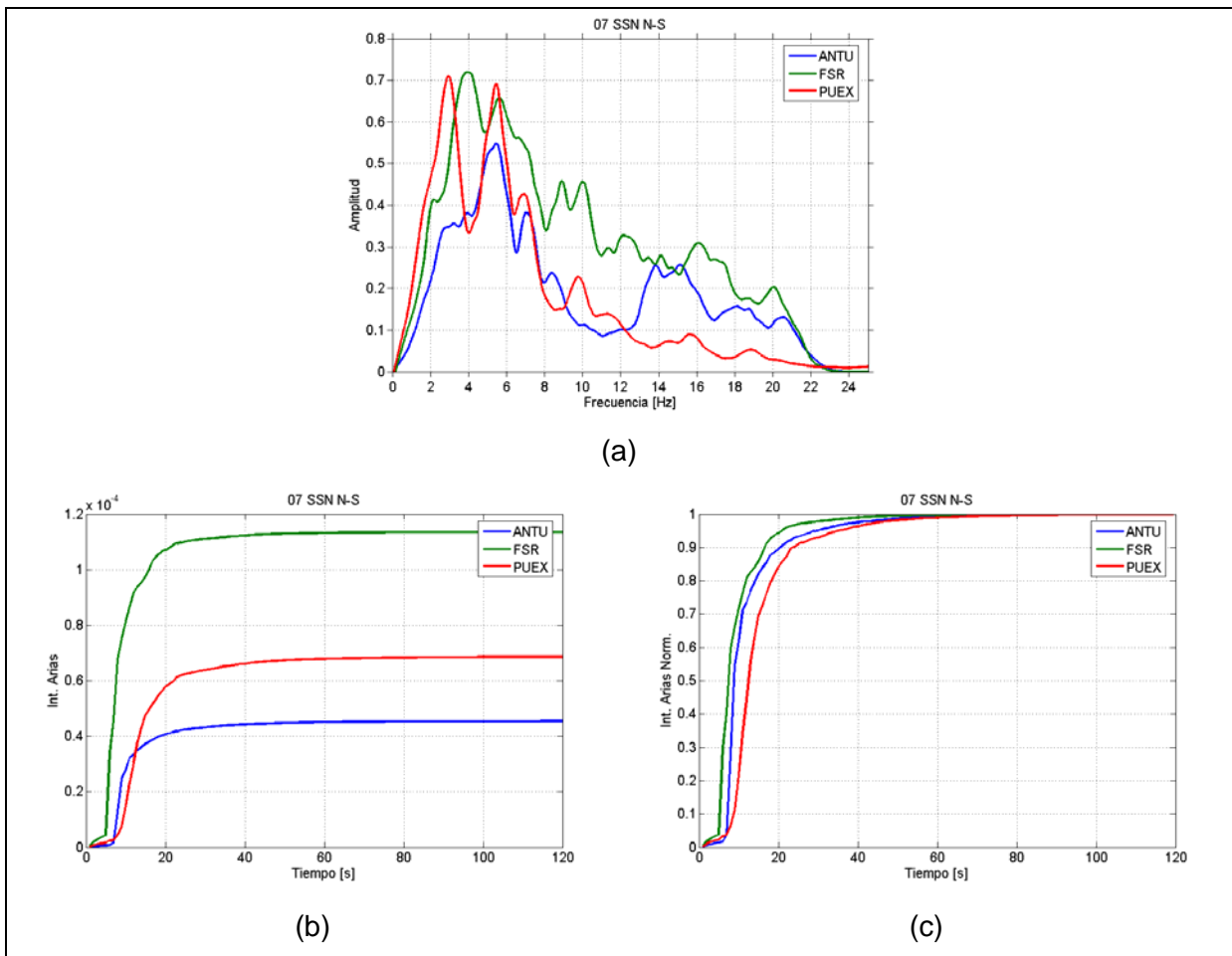


Figura 7.12. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 7 (superficial).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En las estaciones FSR y ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en la estación PUEX.

Sismo 10 (interplaca)

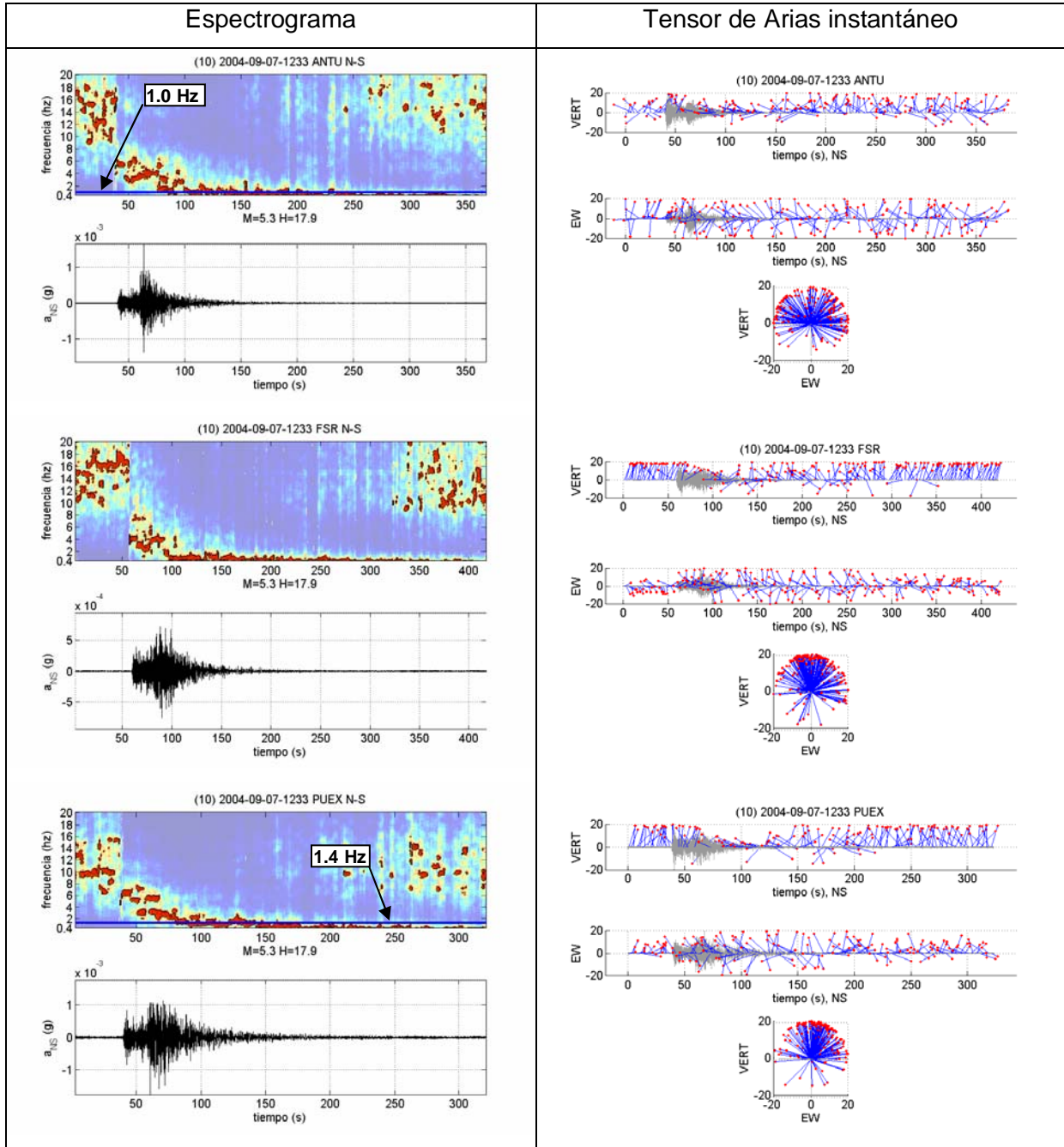


Figura 7.13. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 10 registrado en estaciones del SSN.

En las estaciones ANTU y PUEX las frecuencias predominantes, a partir del arribo de la onda P, descienden a valores cercanos a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. En la estación FSR se aprecia el mismo descenso del valor de las frecuencias predominantes. Además, en todas las estaciones después de alcanzada la aceleración máxima el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un corto instante de tiempo.

En este caso, las bajas frecuencias predominantes no coinciden con un movimiento horizontal en superficie.

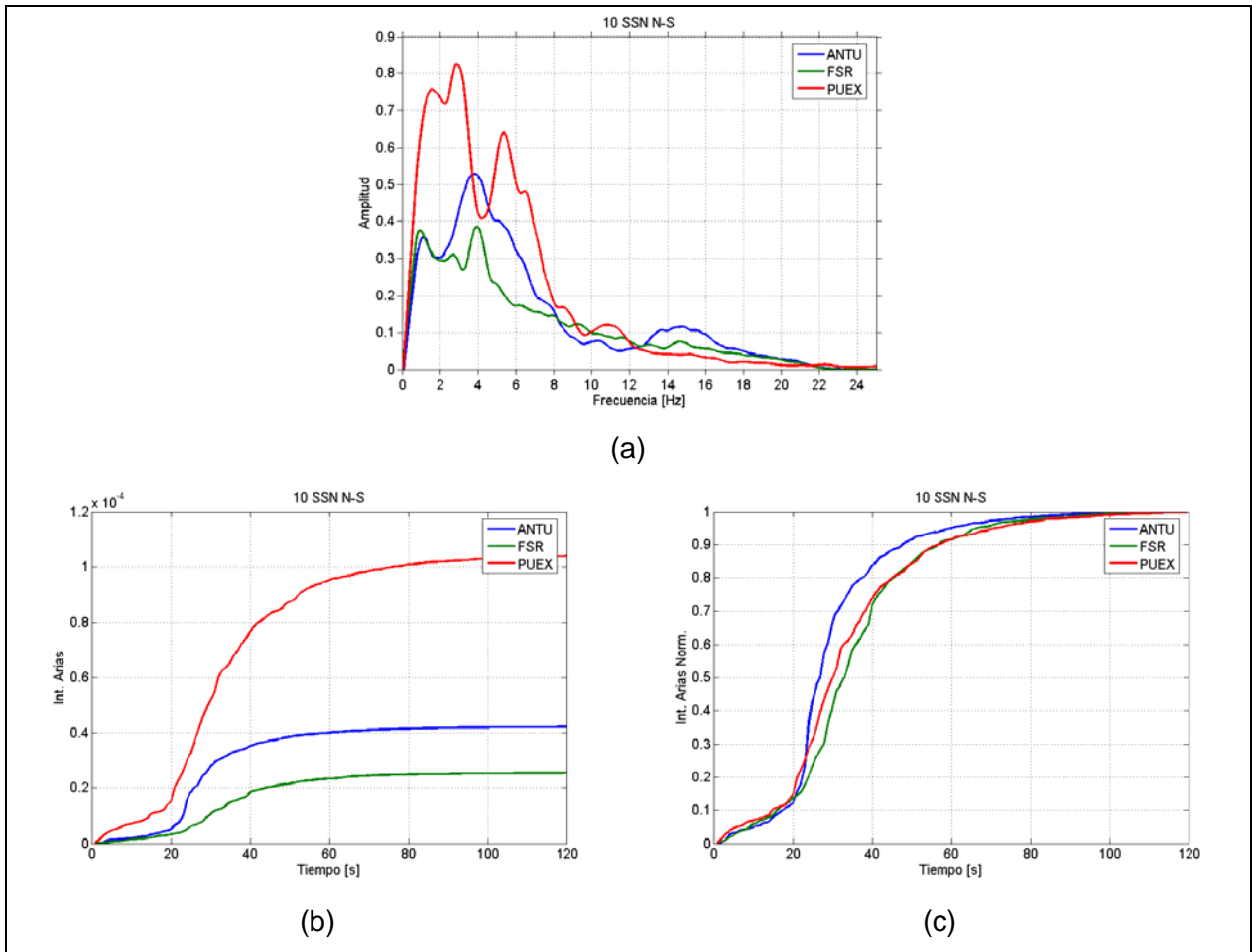


Figura 7.14. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 10 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En la estación ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en las estaciones FSR y PUEX.

Sismo 11 (interplaca)

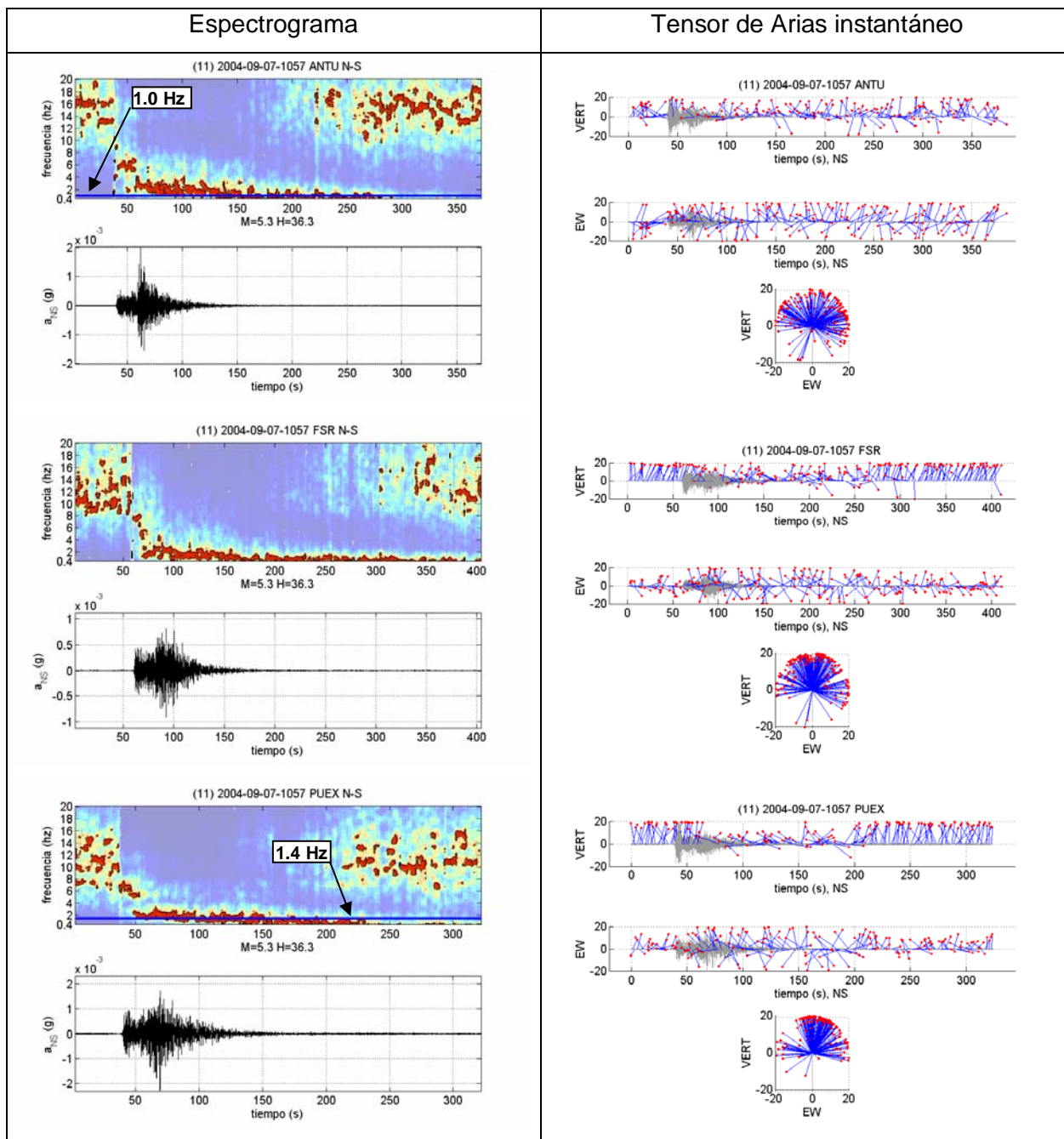


Figura 7.15. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 11 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes descienden a partir del arribo de la onda P a valores cercanos a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. Además, en la estación PUEX, después de alcanzada la aceleración máxima, el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un período de tiempo que coincide con las bajas frecuencias exhibidas en el espectrograma. En las otras estaciones no se verifica este hecho.

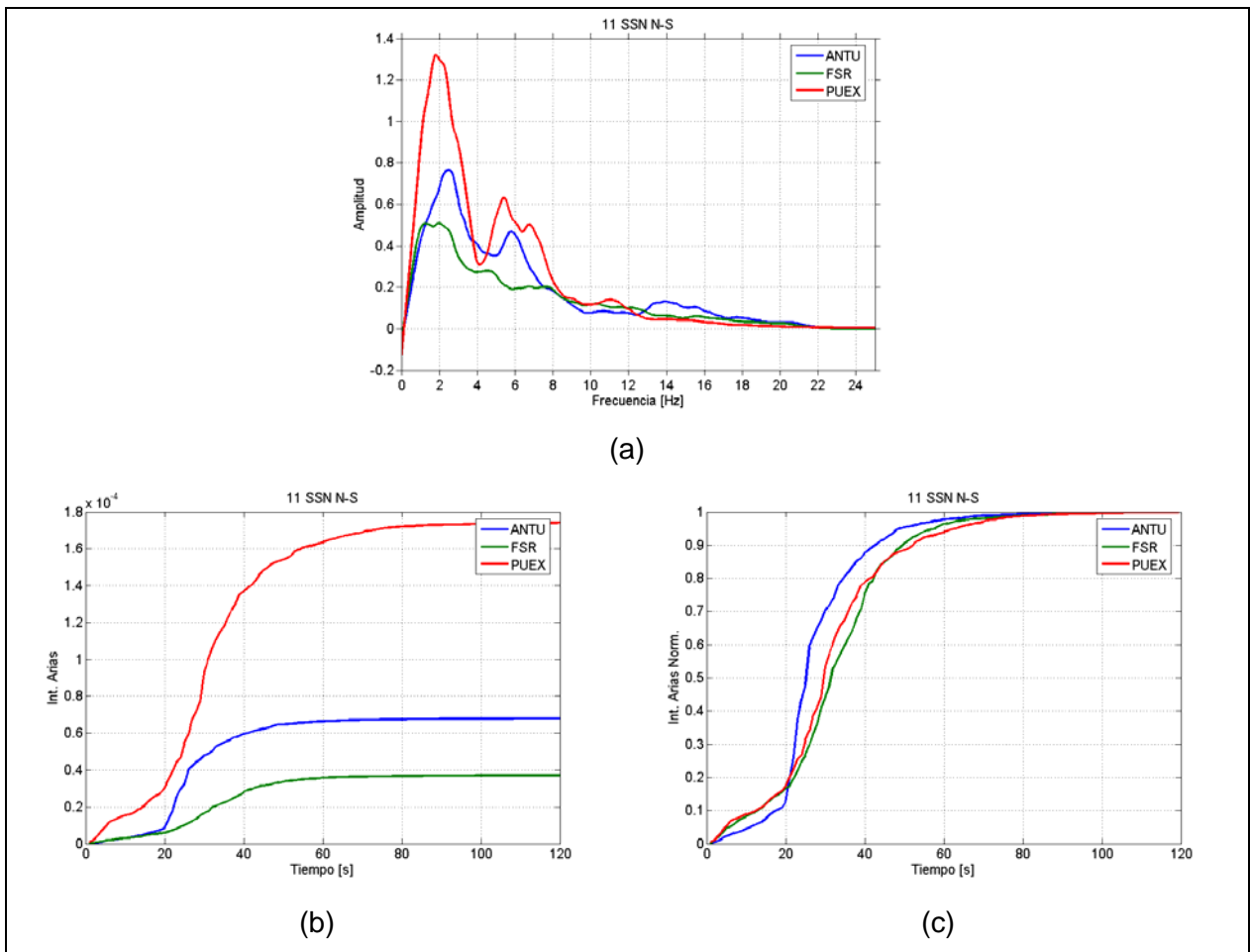


Figura 7.16. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 11 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En la estación ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en las estaciones FSR y PUEX.

Sismo 12 (interplaca)

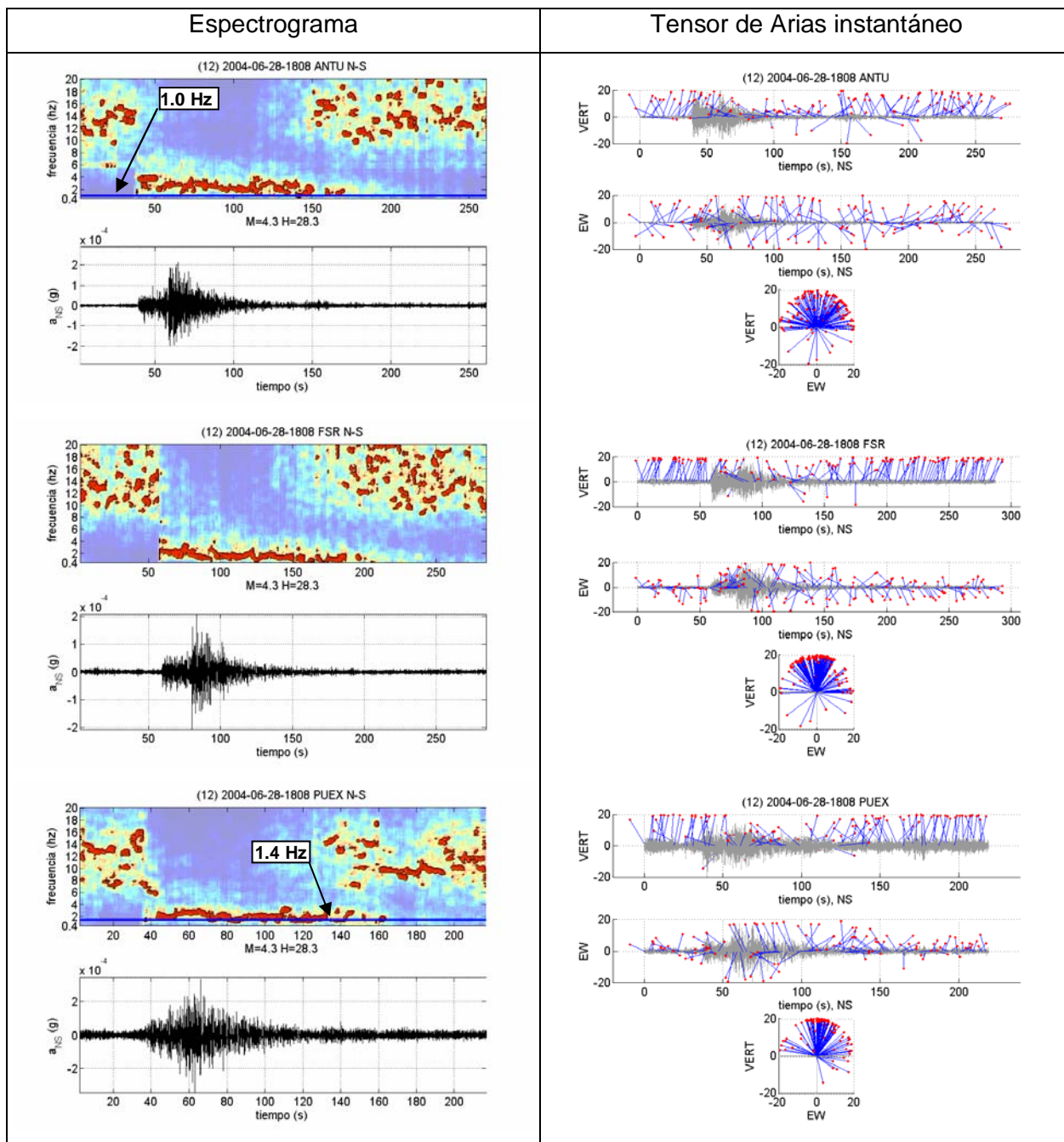


Figura 7.17. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 12 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes descienden a partir del arribo de la onda P a valores cercanos a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. Además, sólo en la estación ANTU, después de alcanzada la aceleración máxima, el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un período de tiempo.

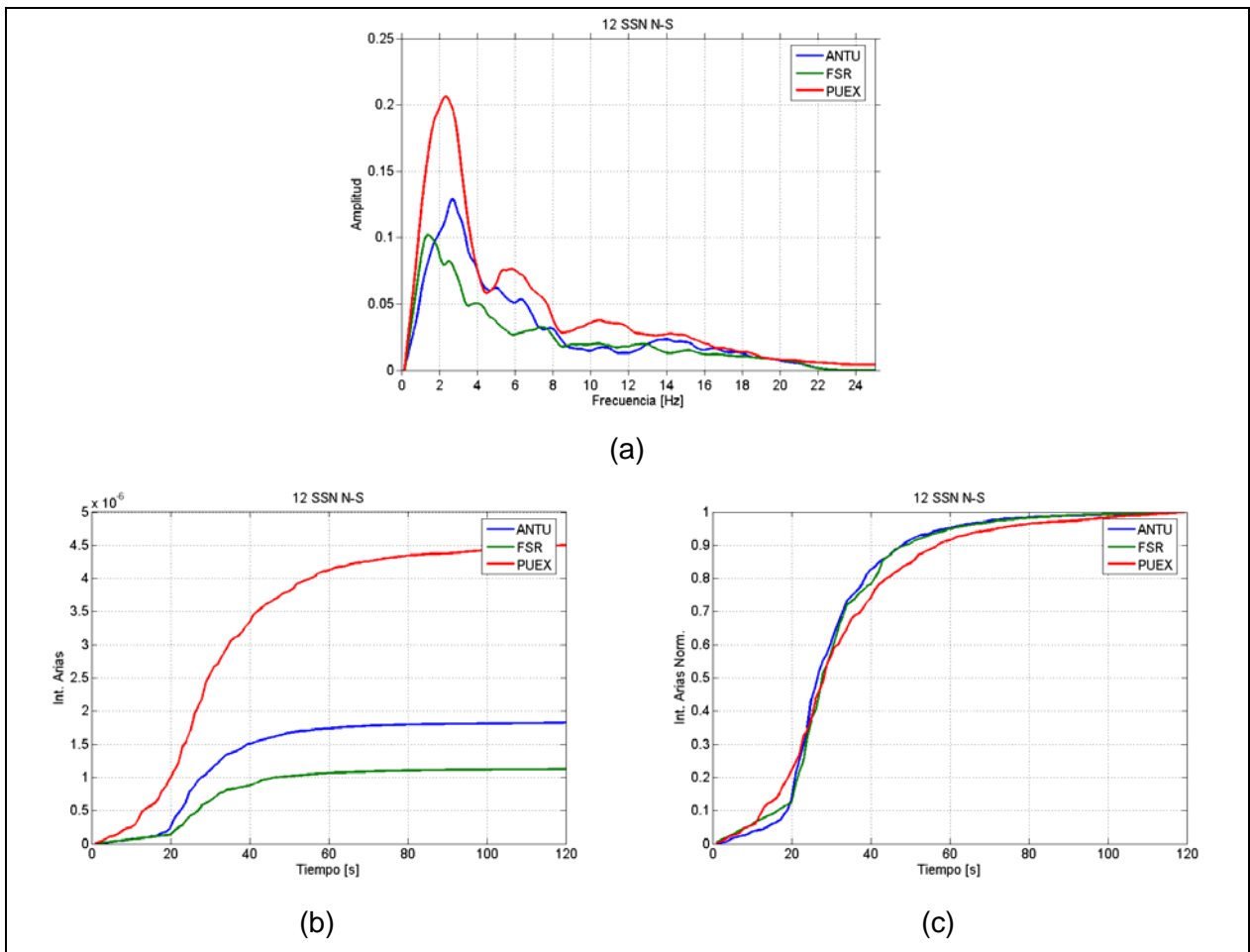


Figura 7.18. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 12 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En las estaciones ANTU y FSR la máxima liberación de energía se alcanza antes que en la estación PUEX.

Sismo 13 (intraplaca)

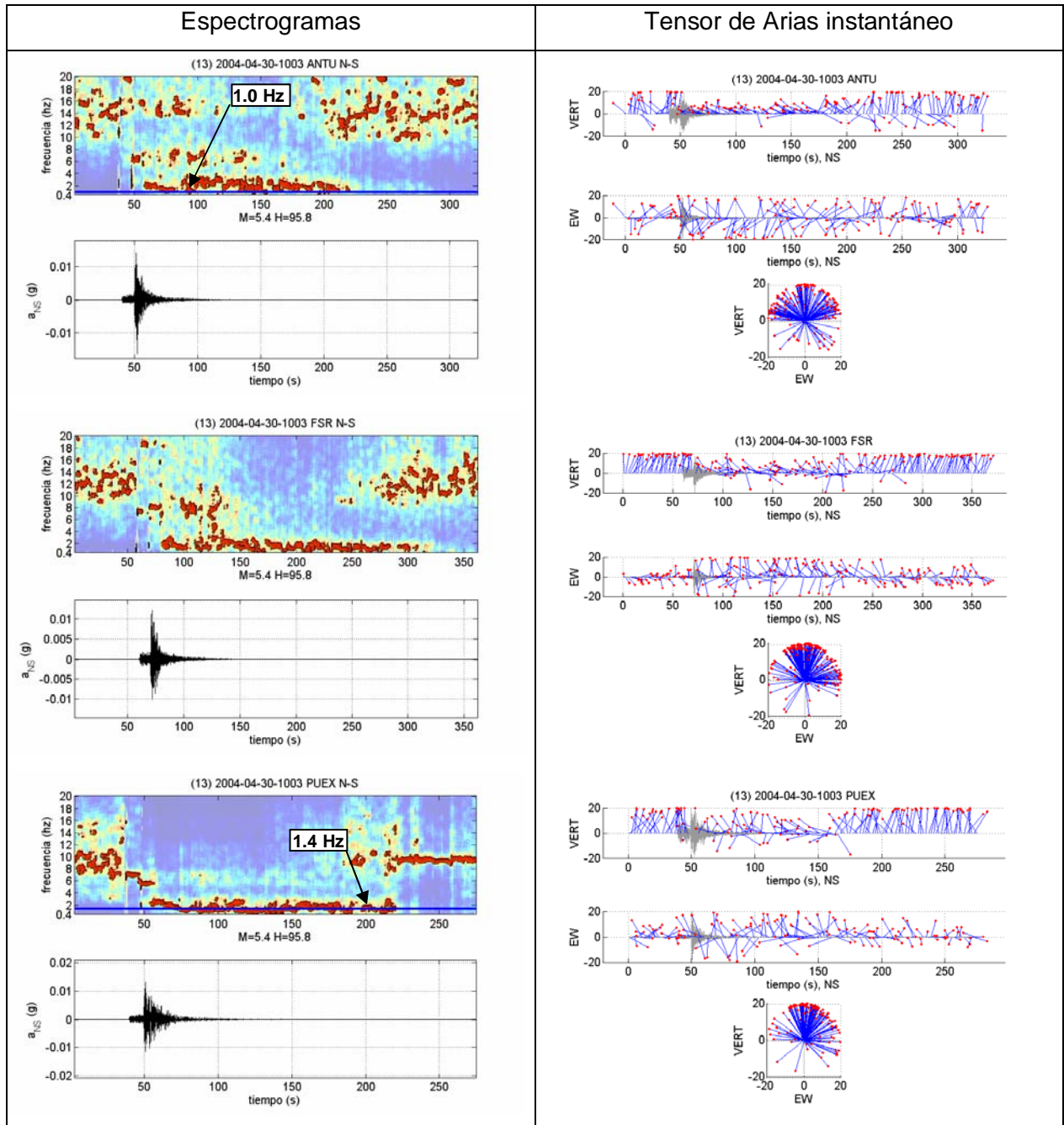


Figura 7.19. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 13 registrado en estaciones del SSN.

En las tres estaciones las frecuencias predominantes descienden a partir del instante que se alcanza la aceleración máxima a valores cercanos a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. Además, en las estaciones ANTU y FSR, después de alcanzada la aceleración máxima, el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un período de tiempo aproximadamente coincidente con el descenso de la frecuencia predominante. En la estación PUEX este hecho no se verifica.

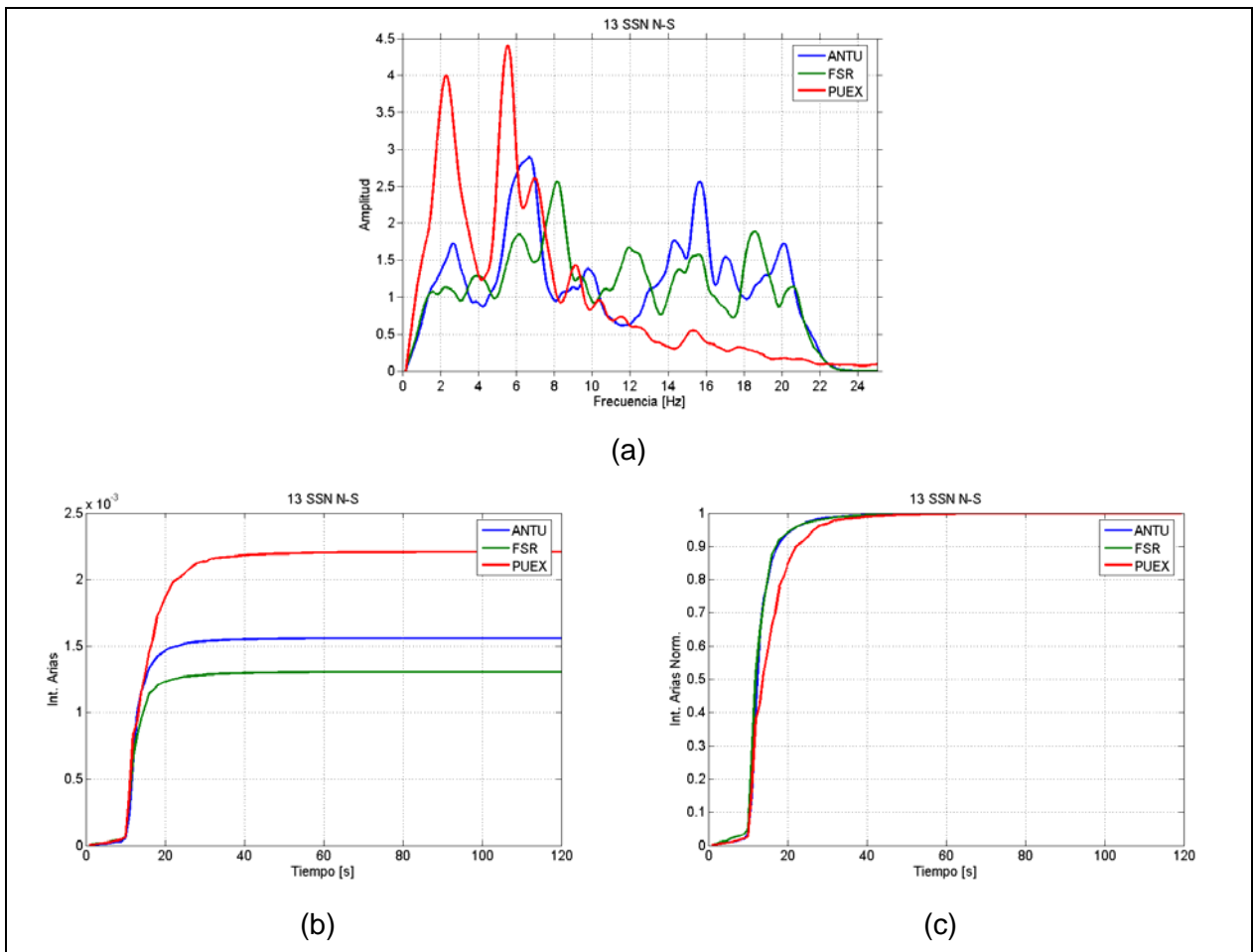


Figura 7.20. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 13 (intraplaca).

De acuerdo a la Figura 7.20, los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las estaciones ANTU y FSR son idénticos y menores a los exhibidos por la estación PUEX

Sismo 16 (intraplaca)

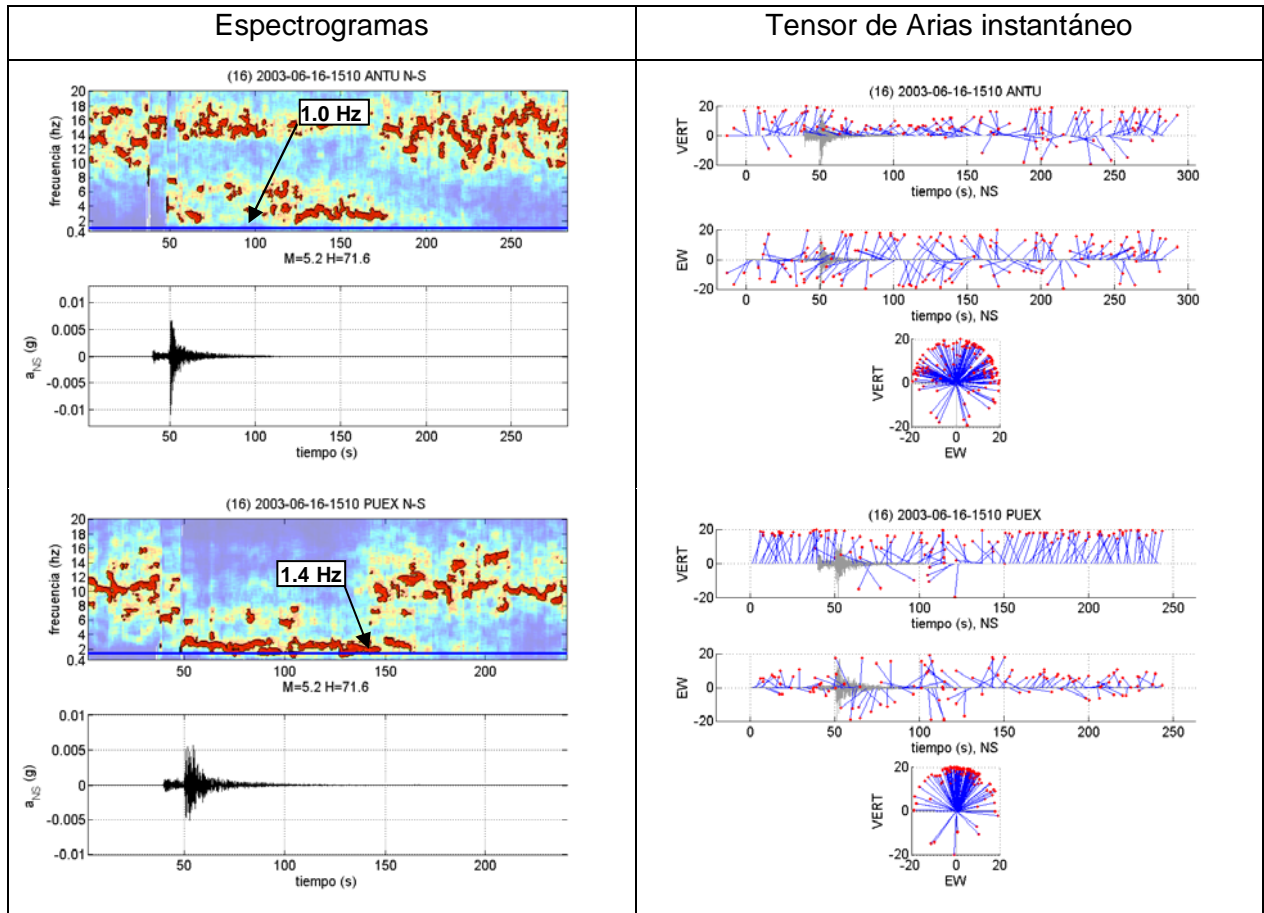


Figura 7.21. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 16 registrado en estaciones del SSN.

En la estación ANTU, a diferencia de los ocurrido en la estación PUEX, las frecuencias predominantes a lo largo del registro de aceleraciones se mantienen muy por sobre la fundamental. Además, en esta estación el tensor de Arias tiende a la horizontal después de alcanzarse la aceleración máxima.

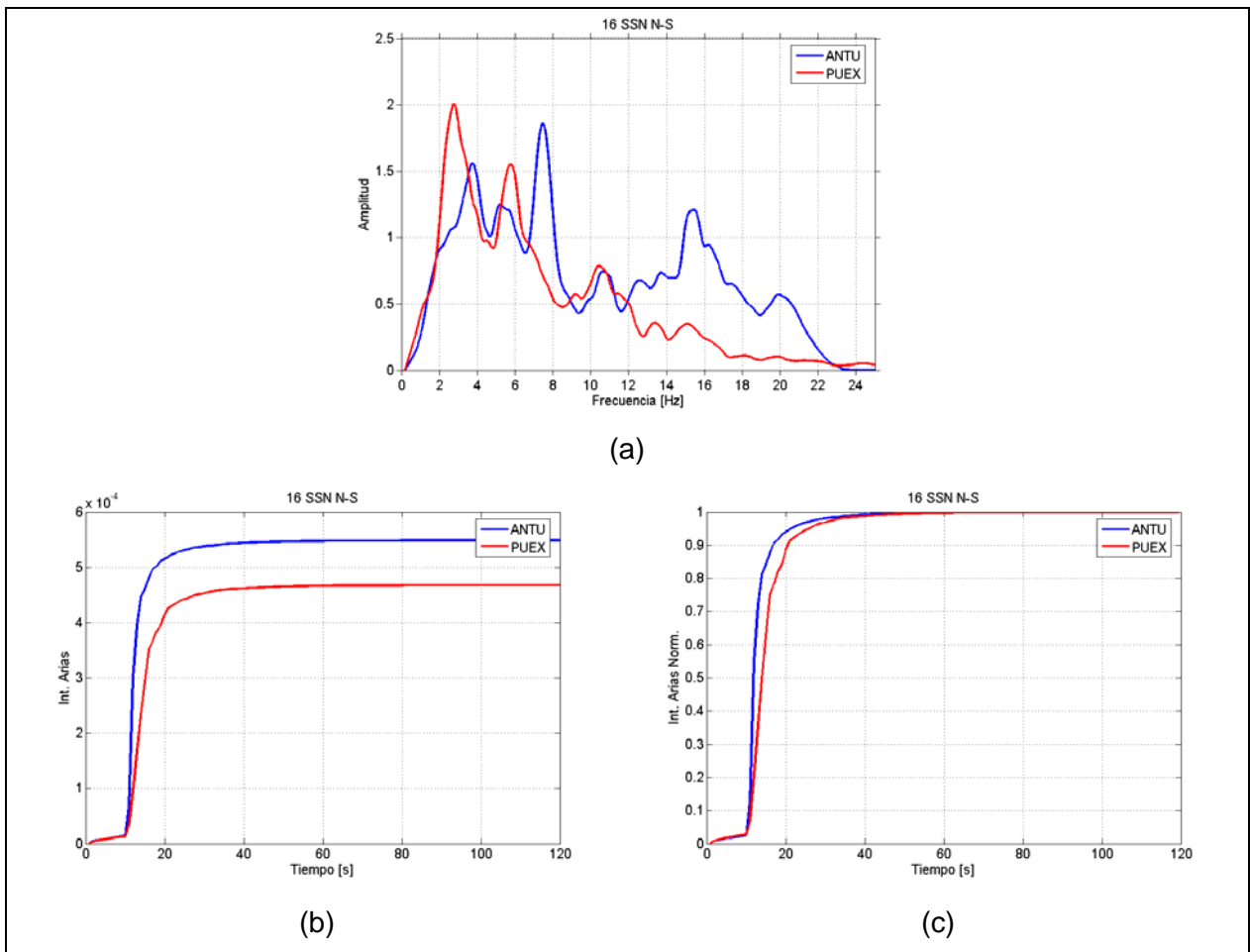


Figura 7.22. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 16 (intraplaca).

En la estación ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en la estación PUEX.

Sismo 19 (intraplaca)

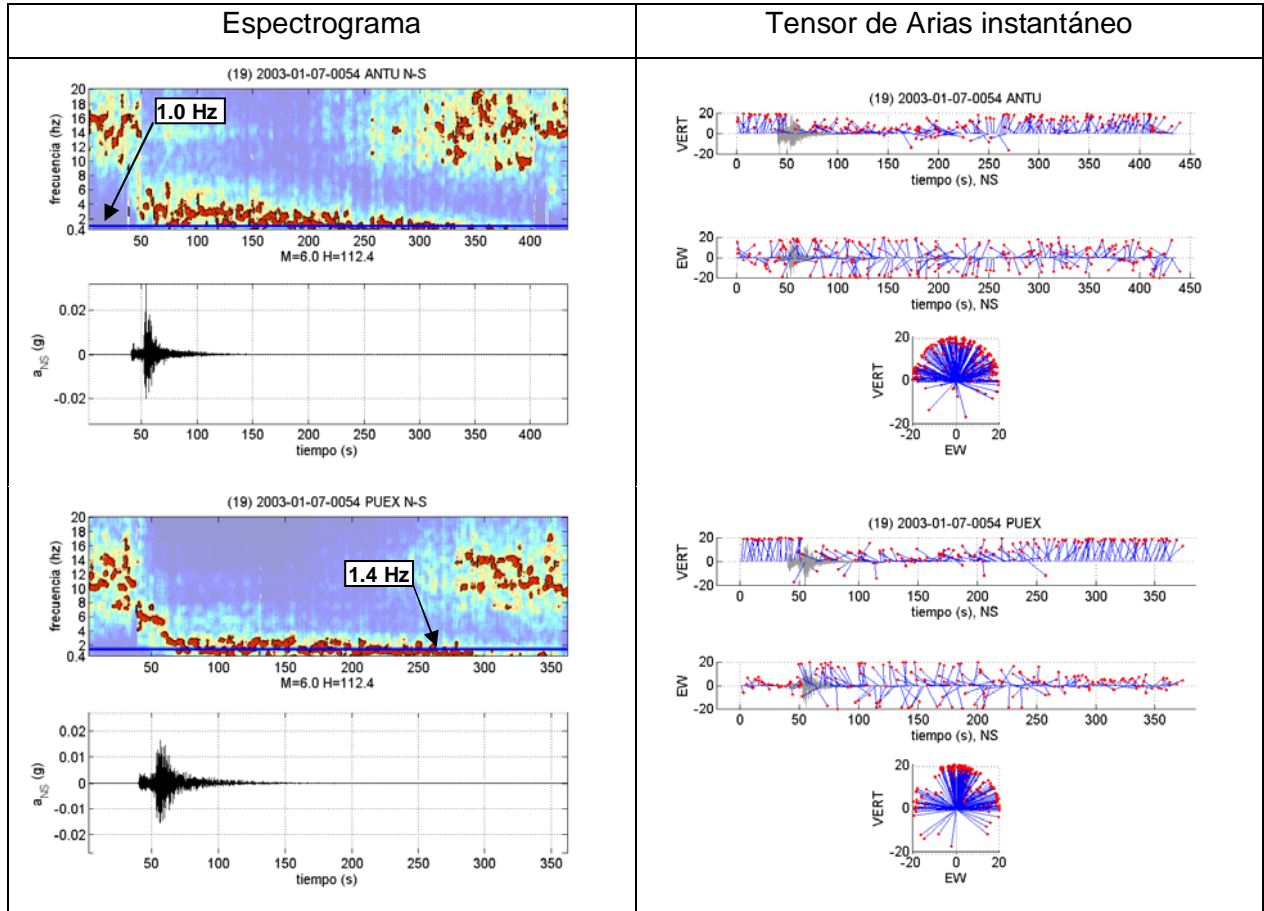


Figura 7.23. Espectrogramas y tensores instantáneos de Arias de componentes N-S de sismo 19 registrado en estaciones del SSN.

En ambas estaciones las frecuencias predominantes descienden a partir del instante que se alcanza la aceleración máxima a valores cercanos a las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. Además, en ambas estaciones, después de alcanzada la aceleración máxima, el tensor de Arias tiende a la horizontal durante un período de tiempo aproximadamente coincidente con el descenso de la frecuencia predominante.

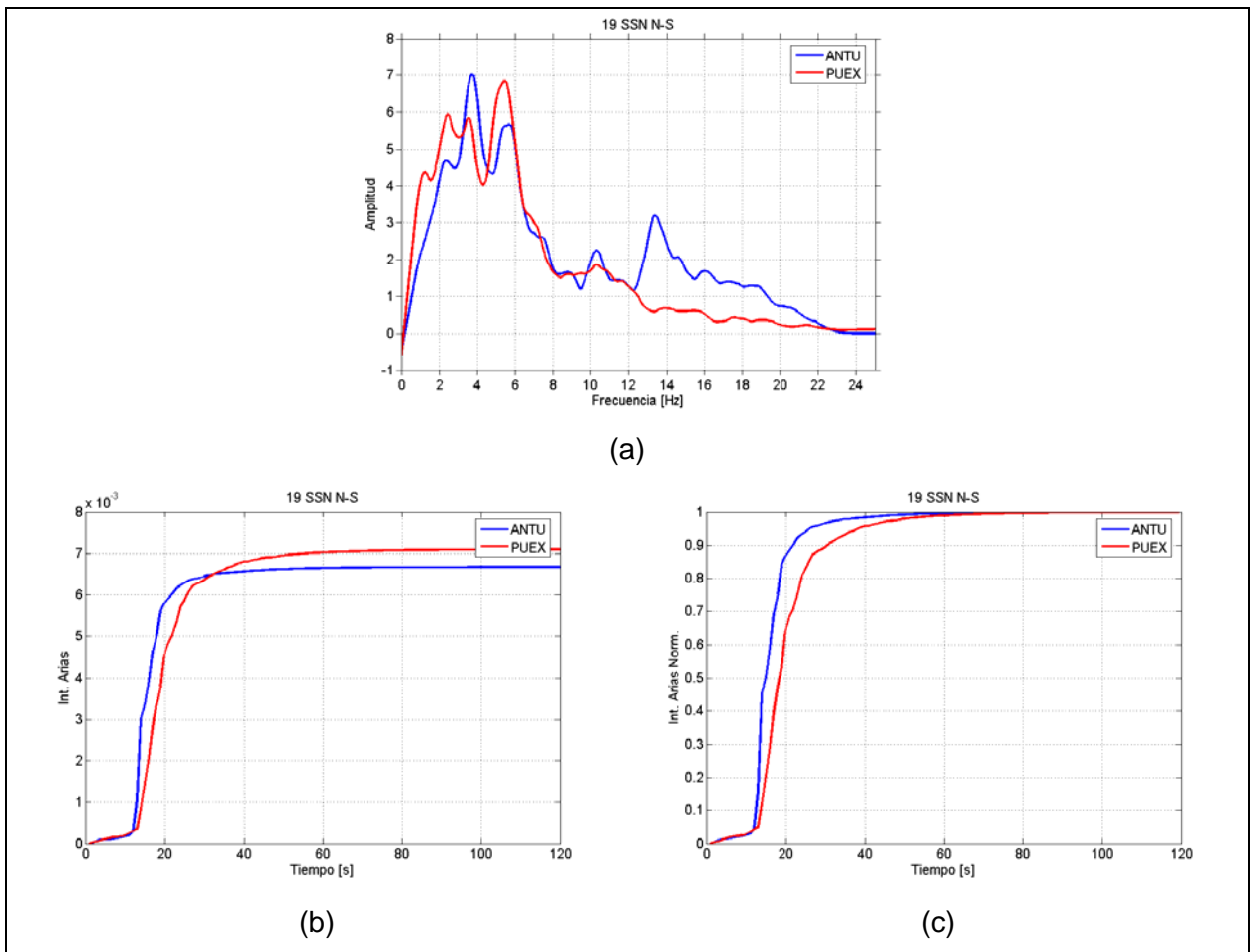


Figura 7.24. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 19 (intraplaca).

En la estación ANTU la máxima liberación de energía se alcanza antes que en la estación PUEX.

7.2 Sismos registrados en múltiples estaciones del LSMF

A continuación se presentan los resultados de los análisis realizados a los sismos más importantes que fueron registrados en las estaciones sismológicas del LSMF.

Tabla 7.2 Aceleraciones máximas (en g) registradas en las estaciones sismológicas del LSMF.

Sismo	Tipo	Estación											
		AES			PCQ			PTP			UC2		
		NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V	NS	EW	V
1	IP	0.0052	0.0045	0.0025	0.0218	0.0183	0.0068	0.0058	0.0061	0.0043	0.0066	0.0032	0.0021
2	IP	0.013	0.0223	0.0093	0.0276	0.0341	0.0181	0.0092	0.0094	0.0092	0.0114	0.009	0.0071
3	IPPI	0.0313	0.0288	0.0099	0.012	0.0205	0.0093	0.0064	0.0051	0.0089	0.0091	0.0148	0.0057
4	IP	-	-	-	0.0674	0.0545	0.0362	0.0486	0.057	0.0346	0.048	0.0394	0.0203
8	IPPI	-	-	-	0.0777	0.1046	0.0642	0.0725	0.0569	0.097	0.0697	0.0737	0.055
10	IP	-	-	-	0.0731	0.0619	0.0418	0.0244	0.0292	0.02	0.0266	0.0208	0.0177
12	IPPI	0.0287	0.0194	0.014	0.0899	0.1298	0.0593	0.0261	0.0272	0.0256	0.0182	0.0184	0.0108
15	IP	0.006	0.0061	0.0054	0.0099	0.0096	0.005	0.006	0.0052	0.0051	0.0027	0.0028	0.0025
18	IPPI	-	-	-	0.0566	0.0652	0.0469	0.0236	0.0217	0.0313	0.0741	0.0548	0.0279
20	IPPI	0.0727	0.0636	0.0374	0.0758	0.0646	0.0562	0.0567	0.054	0.0421	0.0557	0.058	0.0265

Las aceleraciones de la Tabla 7.2 se grafican desde la Figura 7.25 hasta la Figura 7.27.

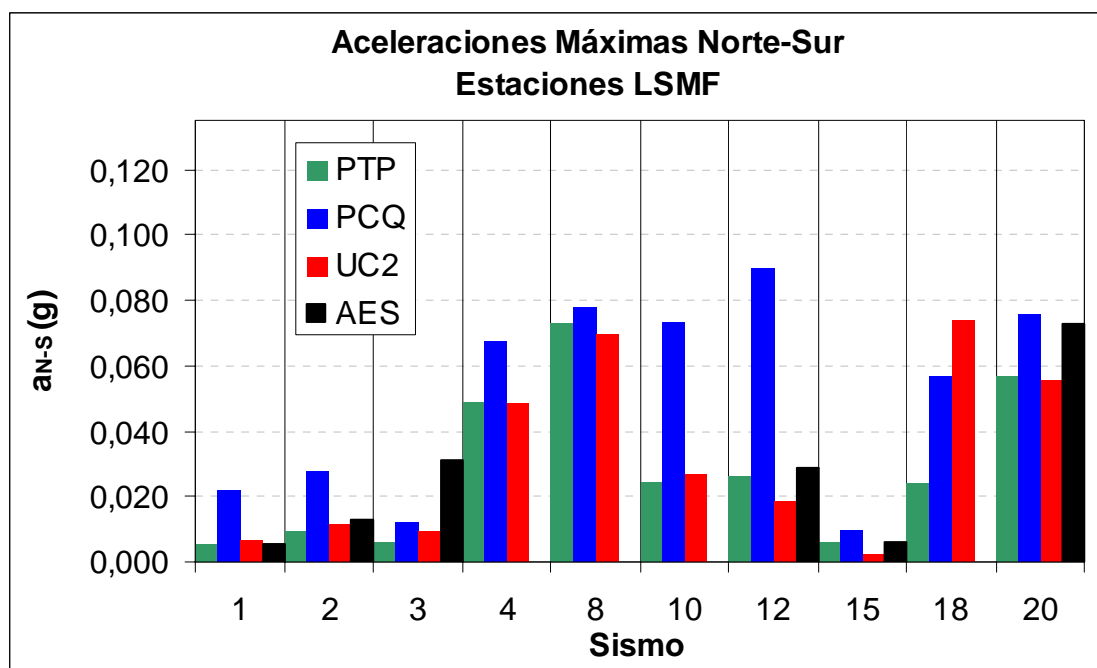


Figura 7.25. Aceleraciones máximas norte sur registradas por estaciones del LSMF.

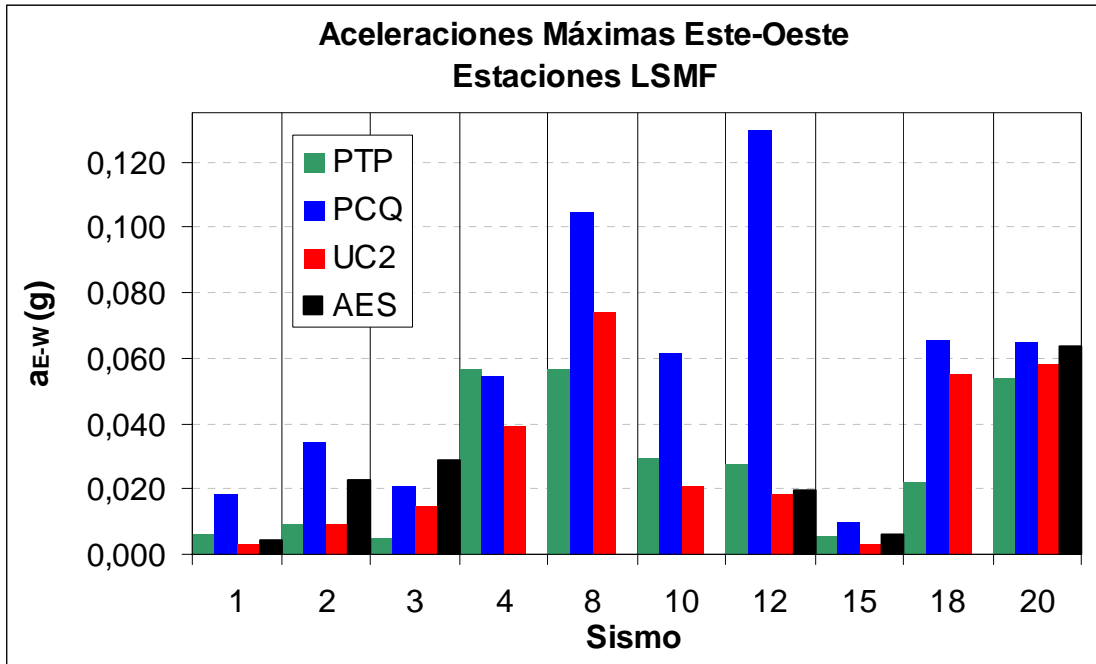


Figura 7.26. Aceleraciones máximas este oeste registradas por estaciones del LSMF.

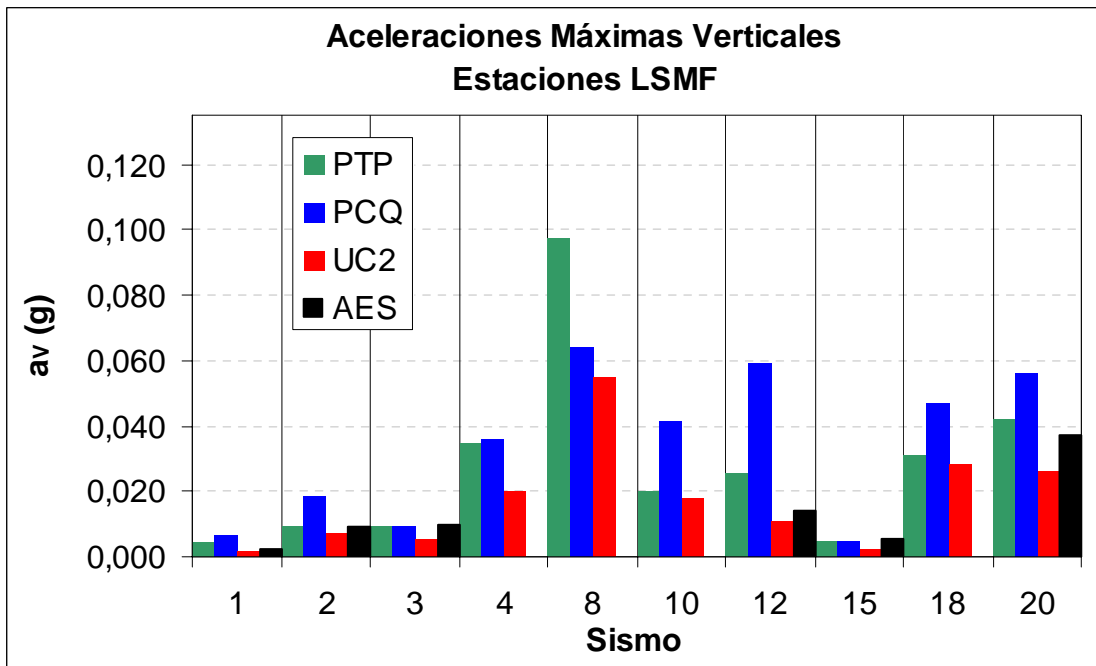


Figura 7.27. Aceleraciones máximas verticales registradas por estaciones del LSMF.

Los análisis en este caso fueron realizados mediante espectrogramas, transformadas de Fourier e intensidad de Arias acumulada.

Al igual que para el caso de los espectrogramas de los registros sísmicos de las estaciones del SSN, las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales de vibraciones ambientales se muestran a continuación en la Figura 7.28. Sin embargo, en los espectrogramas sólo se hace referencia a estas frecuencias y no se demarcan como en el caso anterior.

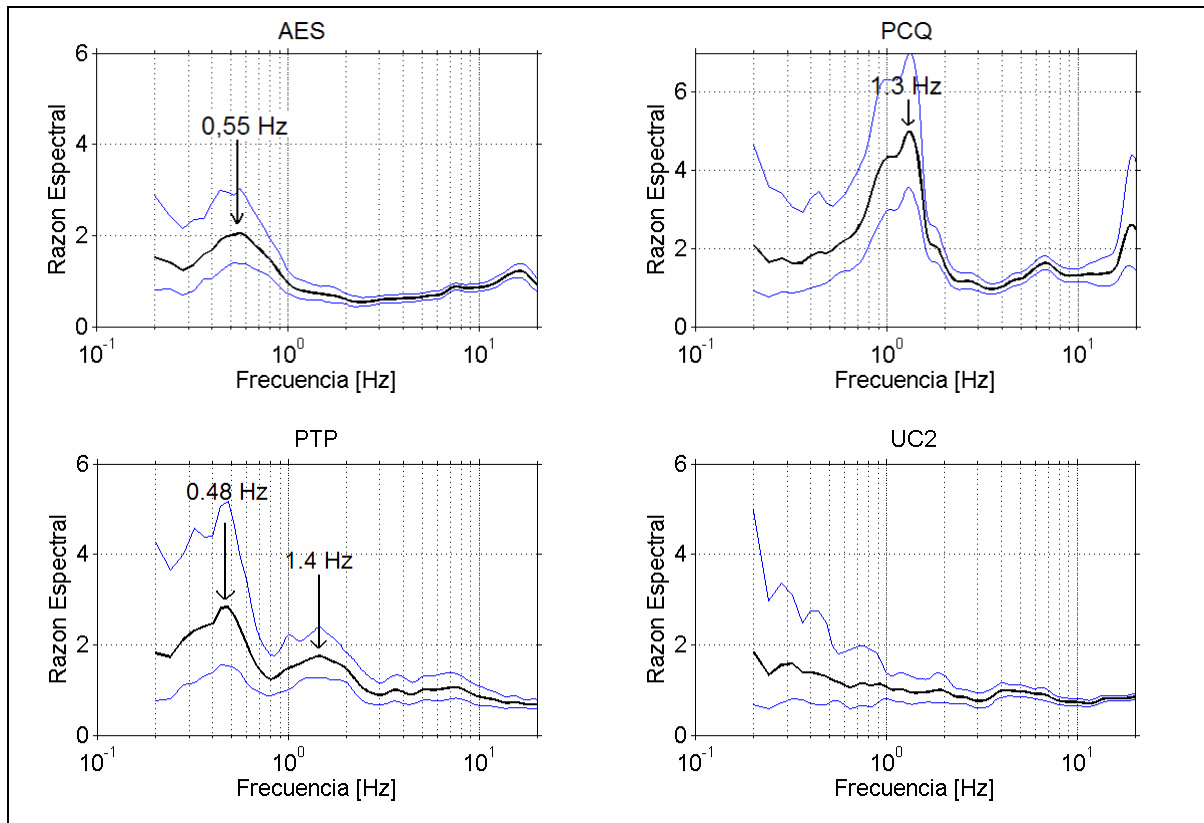


Figura 7.28. Frecuencias fundamentales obtenidas a partir de razones espectrales en estaciones del LSMF.

Sismo 1 (interplaca)

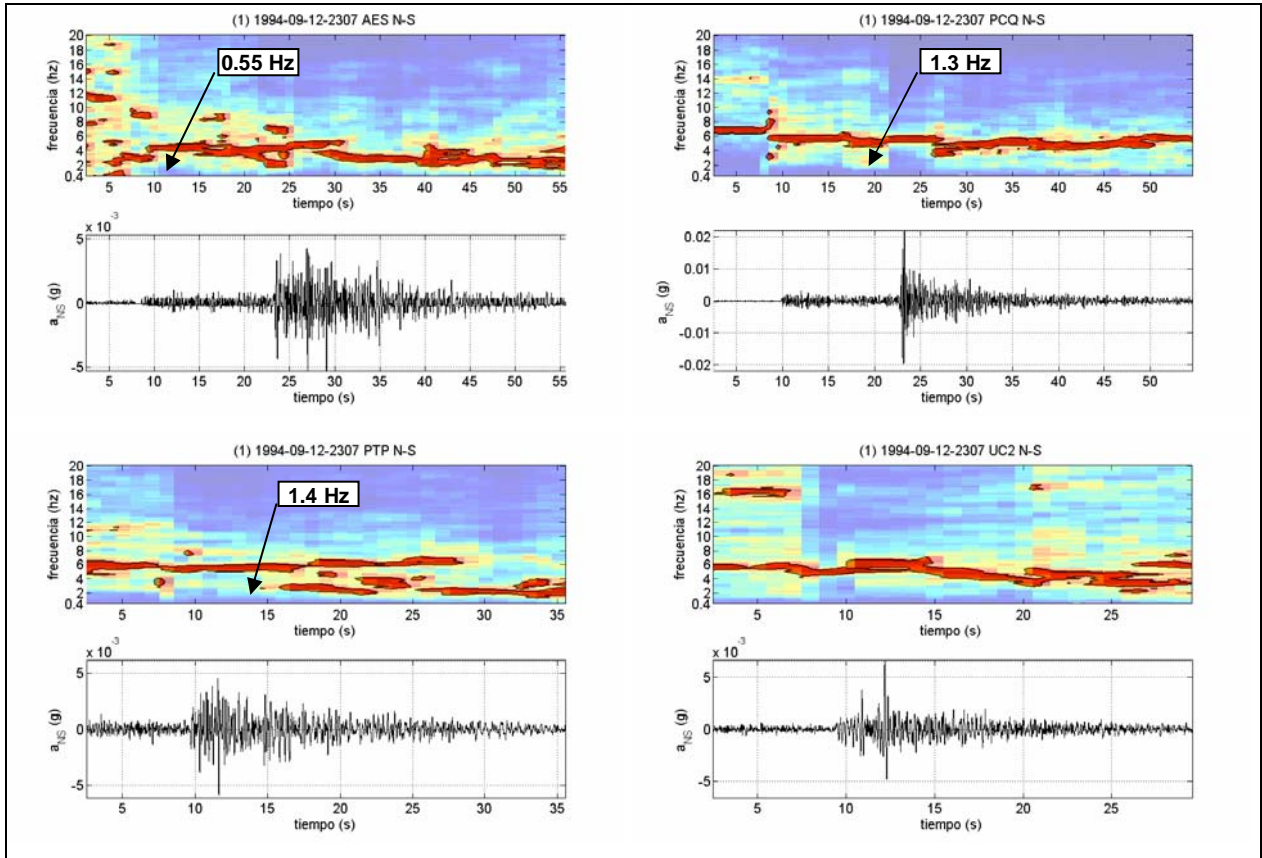


Figura 7.29. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 1 registrado en estaciones del LSMF.

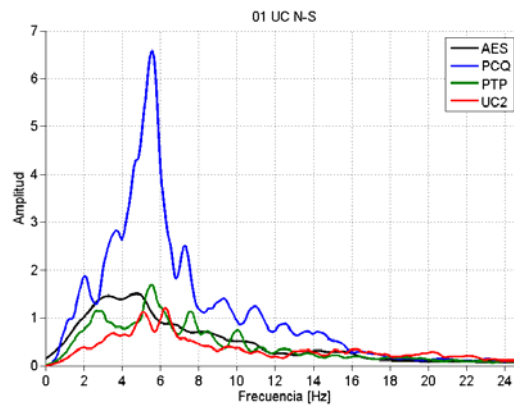


Figura 7.30. Transformadas de Fourier de los registros del sismo 1 (interplaca).

Salvo en la estación PTP, las frecuencias predominantes a lo largo de los registros de aceleraciones se mantienen por sobre las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. En todos los casos se exhiben frecuencias predominantes entre 4.0 y 6.0 Hz.

Sismo 2 (interplaca)

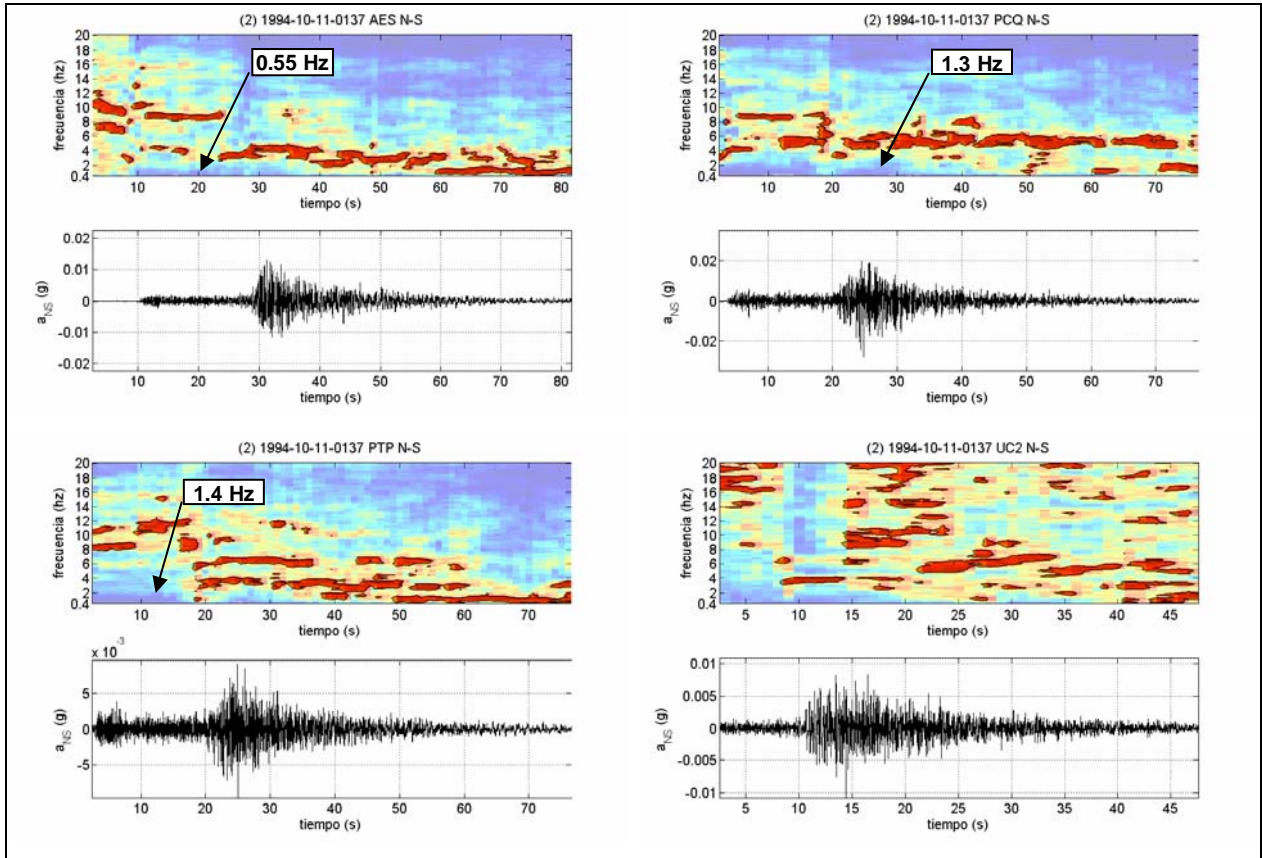


Figura 7.31. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 2 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones AES y PTP, hacia el final de los registros de aceleraciones, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación PCQ las frecuencias se mantienen por sobre la fundamental, y en la estación UC2 no existe una frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones.

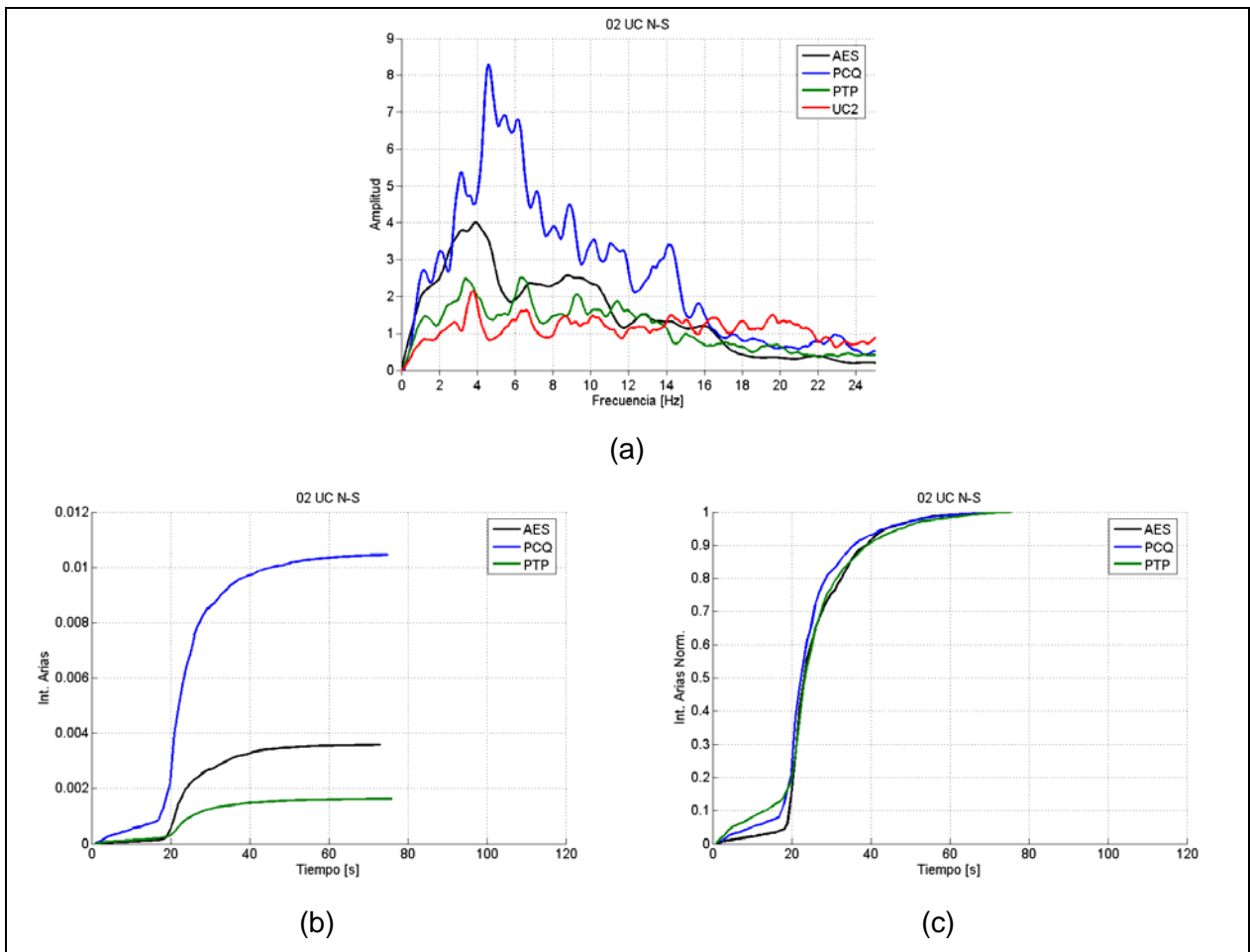


Figura 7.32. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 2 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

Sismo 3 (intraplaca)

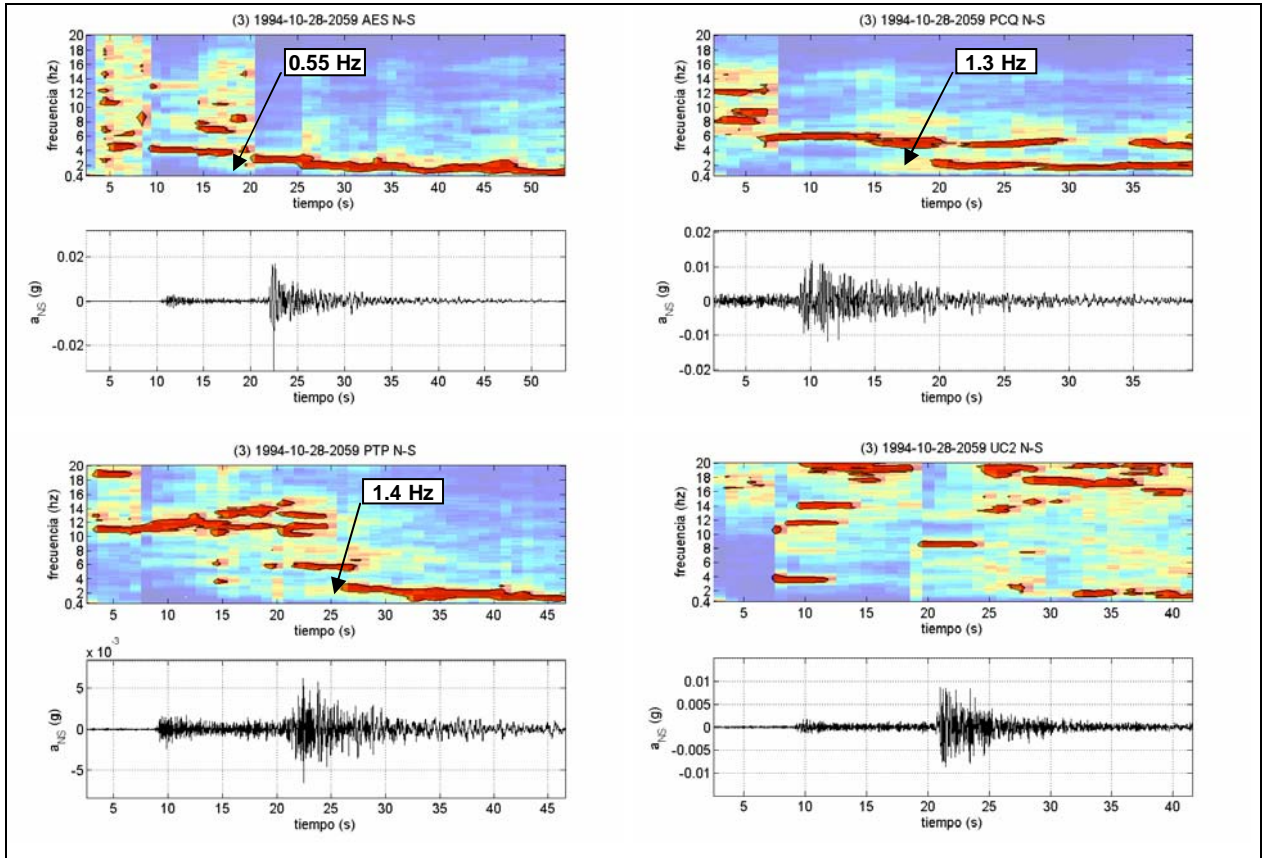


Figura 7.33. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 3 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones AES, PCQ y PTP, después de alcanzar las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación UC2 no existe una frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones.

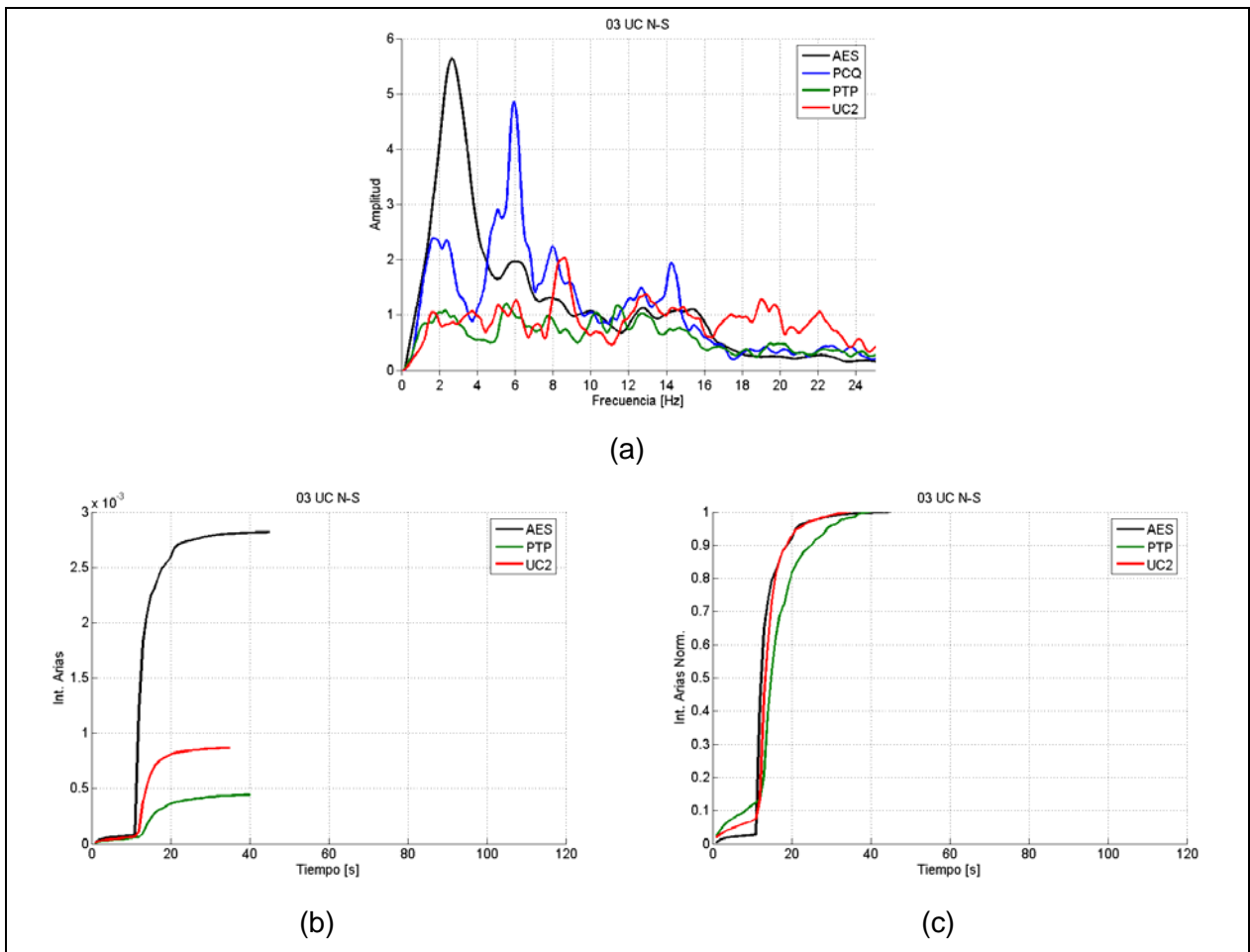


Figura 7.34. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 3 (intraplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones difieren. En las estaciones AES y UC2 la máxima liberación de energía se alcanza en tiempos similares antes que en la estación PTP.

Sismo 4 (interplaca)

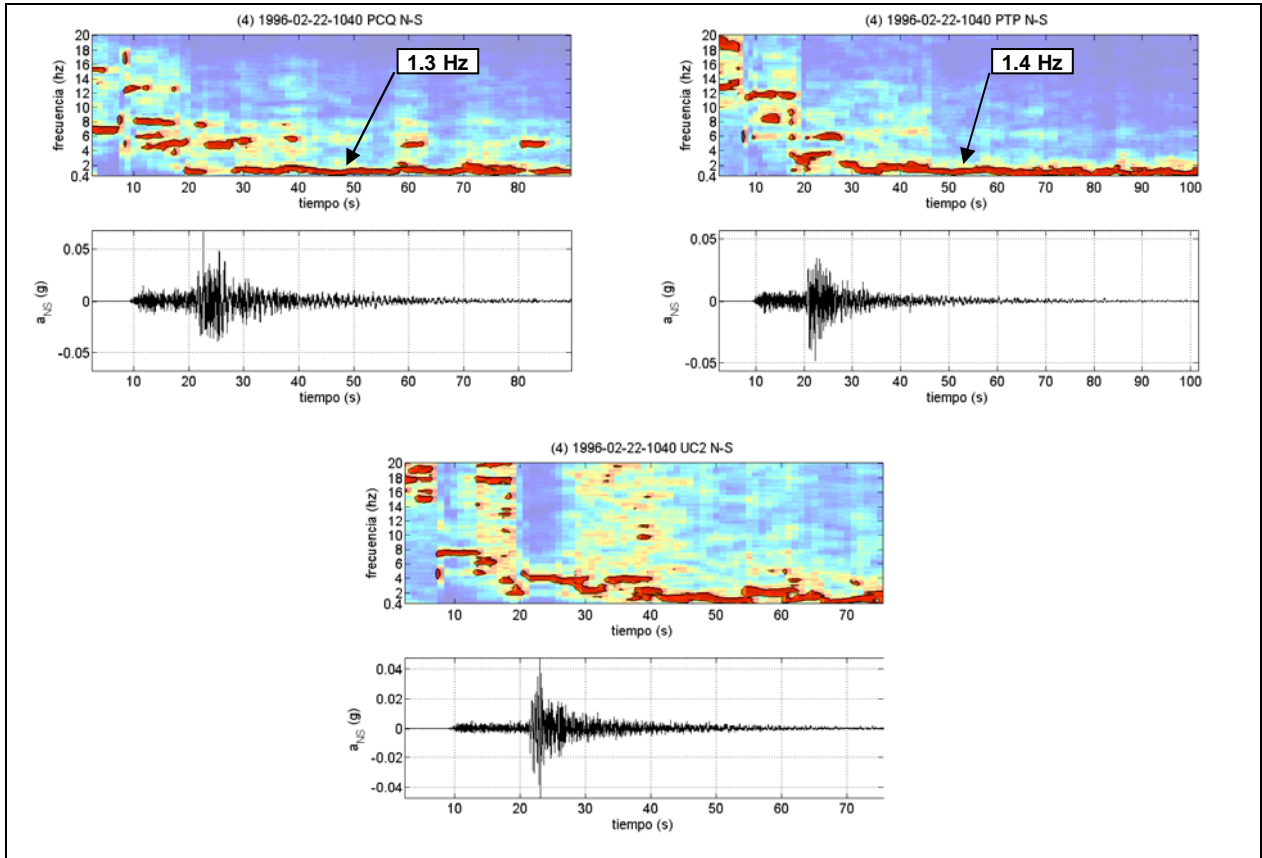


Figura 7.35. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 4 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones PCQ y PTP, después de alcanzar las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación UC2 la frecuencia predominante, después de alcanzar la aceleración máxima, desciende a valores cercanos a 0.5 Hz.

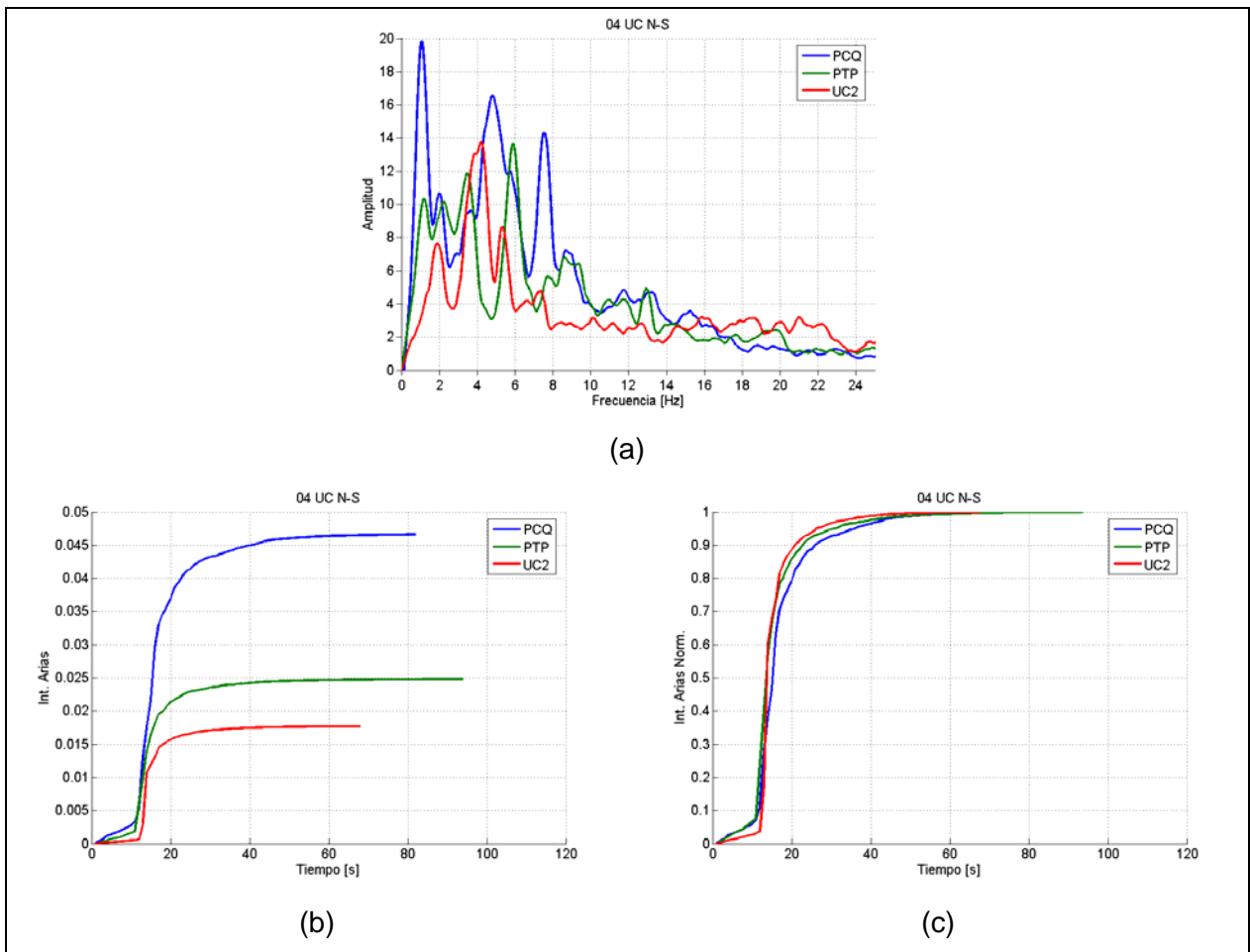


Figura 7.36. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 4 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

Sismo 8 (intraplaca)

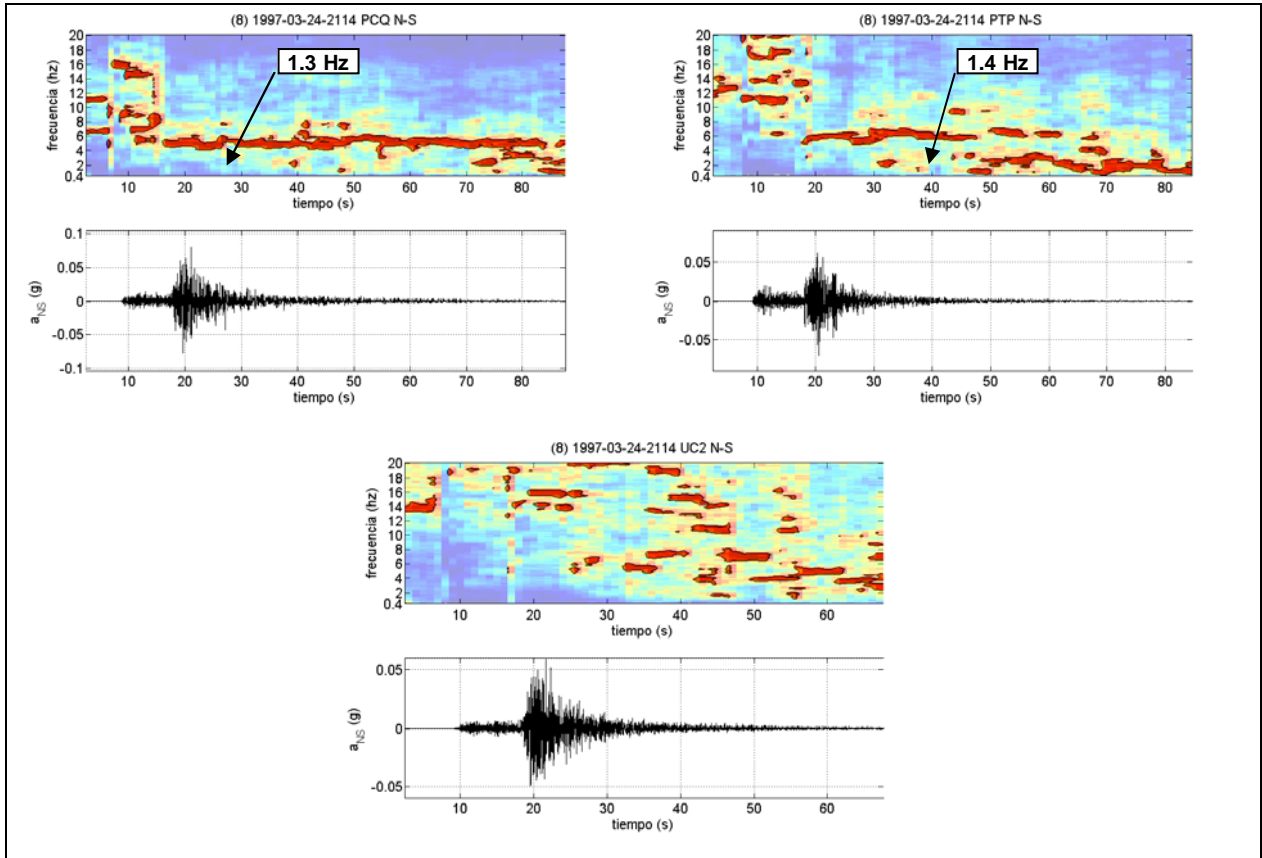


Figura 7.37. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 8 registrado en estaciones del LSMF.

Salvo en la estación PTP hacia el final del registro de aceleraciones, las frecuencias predominantes se mantienen por sobre las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. En la estación PCQ las frecuencias predominantes se mantienen entre 4.0 y 6.0 Hz. En la estación UC2 no existe una frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones.

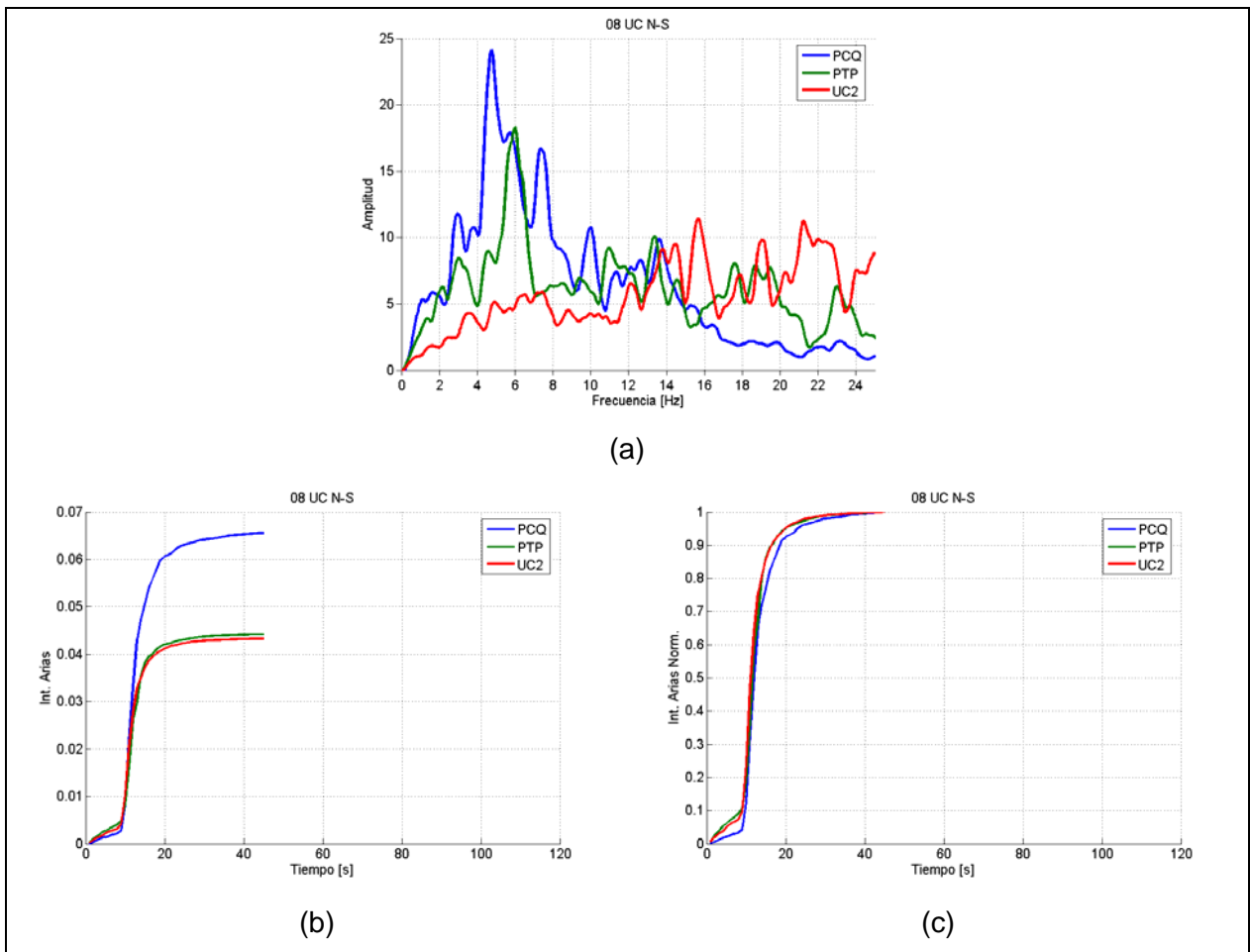


Figura 7.38. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 8 (intraplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

Sismo 10 (interplaca)

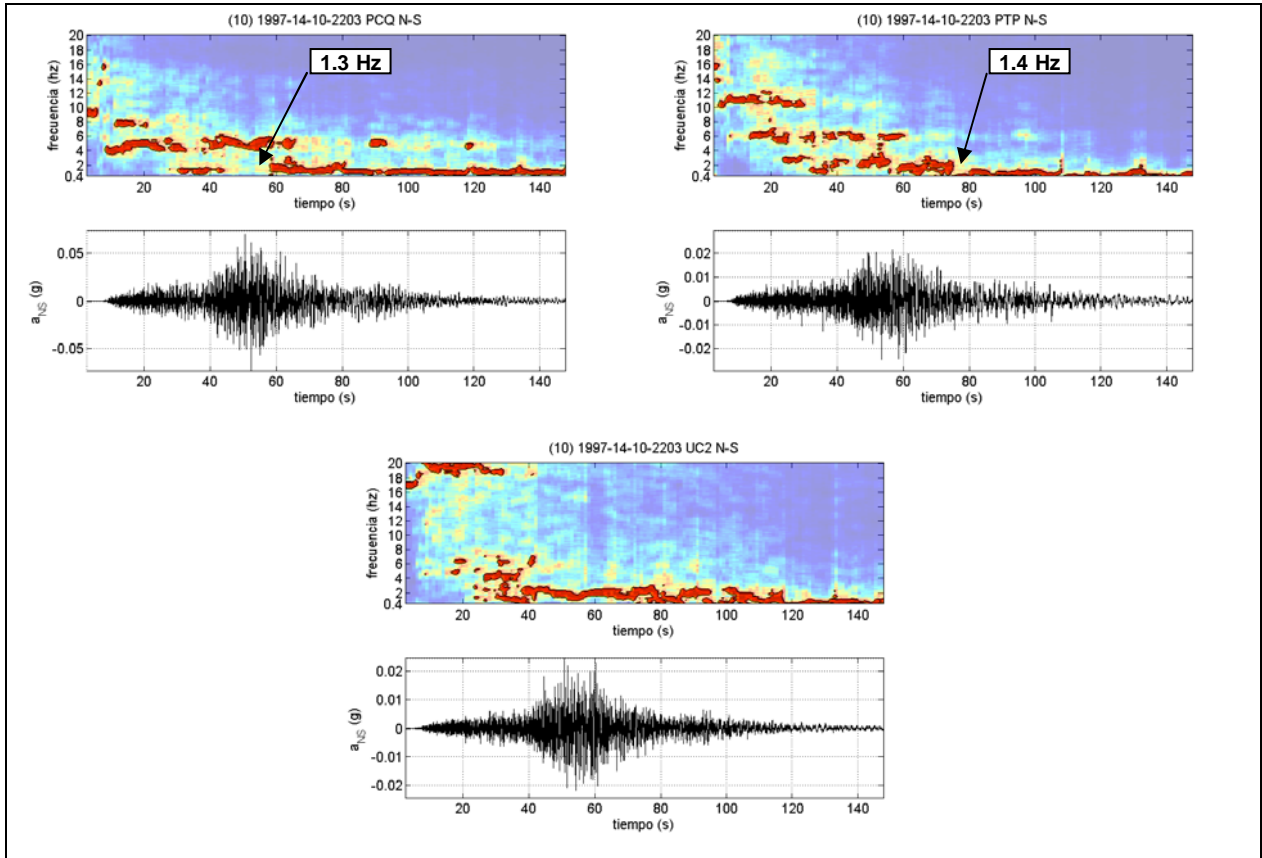


Figura 7.39. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 10 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones PCQ y PTP, después de alcanzar las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación UC2 la frecuencia predominante, después de alcanzar la aceleración máxima, desciende a valores cercanos a 0.5 Hz.

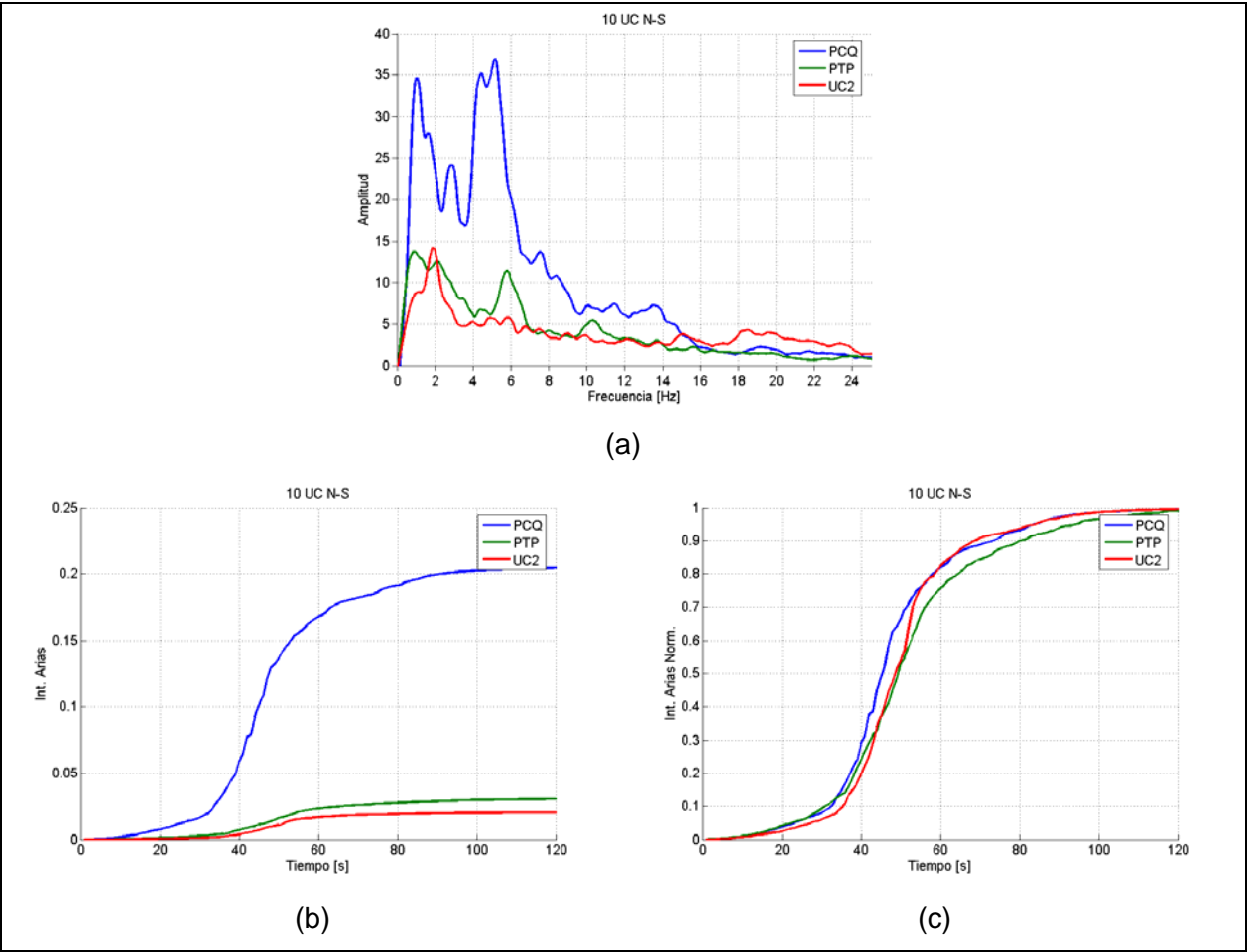


Tabla 7.3 (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 10 (interplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

Sismo 12 (intraplaca)

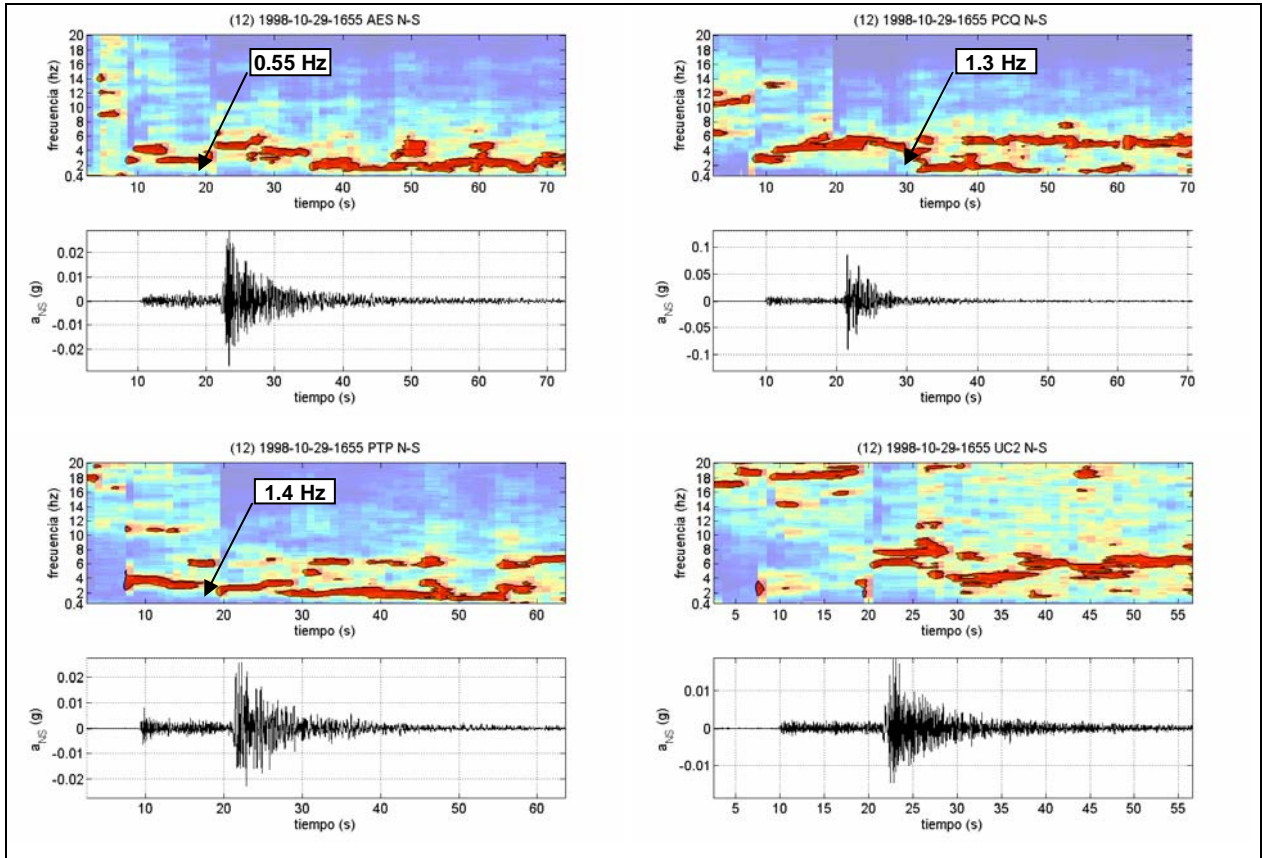


Figura 7.40. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 12 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones AES, PCQ y PTP, después de alcanzar las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación UC2 la frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones se mantiene sobre 3.0 Hz.

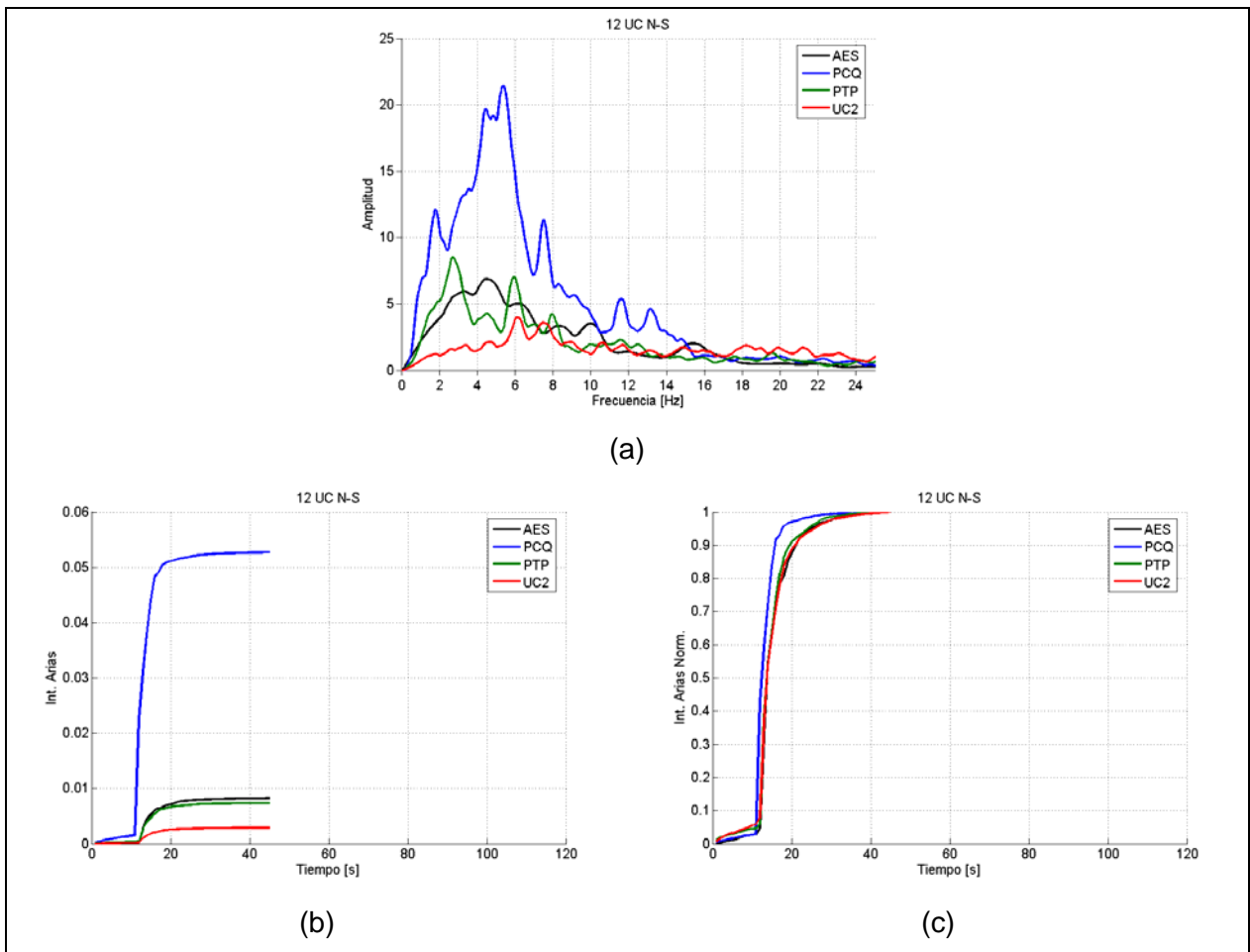


Figura 7.41. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 12 (intraplaca).

Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

Sismo 15 (interplaca)

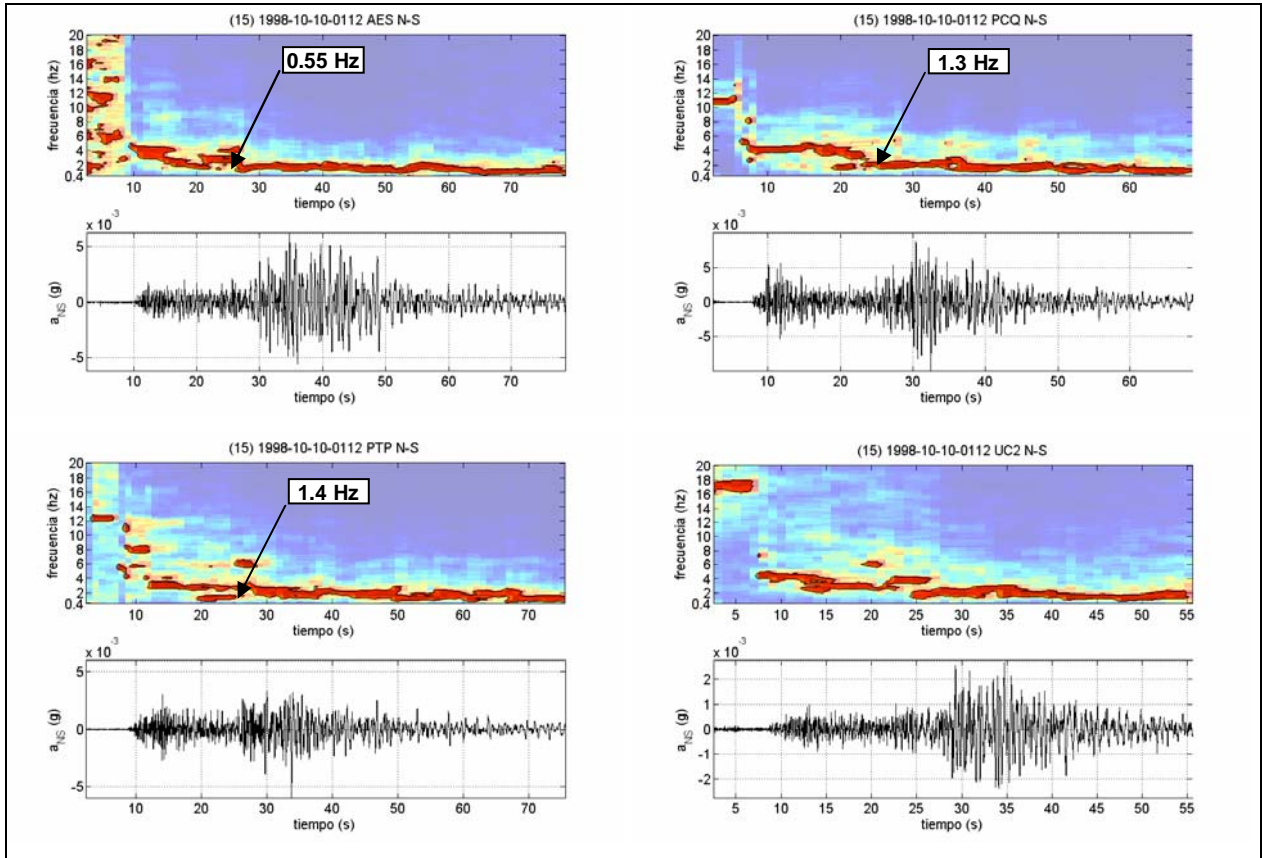


Tabla 7.4 Espectrogramas de componentes N-S de sismo 15 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones AES, PCQ y PTP, a partir del momento que se alcanzan las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. En la estación UC2 la frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones se mantiene alrededor de 1.0 Hz.

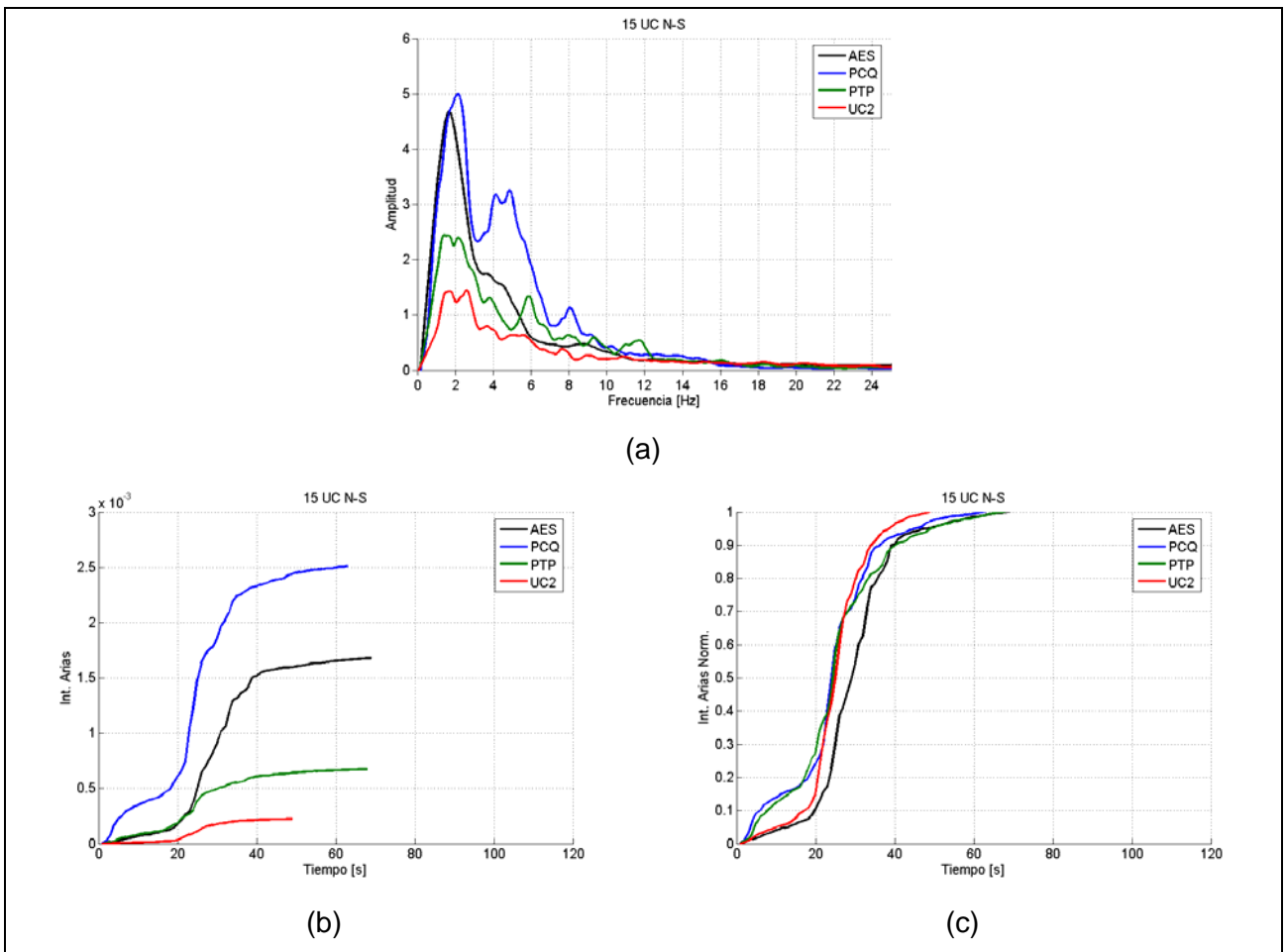


Figura 7.42. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 15 (interplaca).

Sismo 18 (intraplaca)

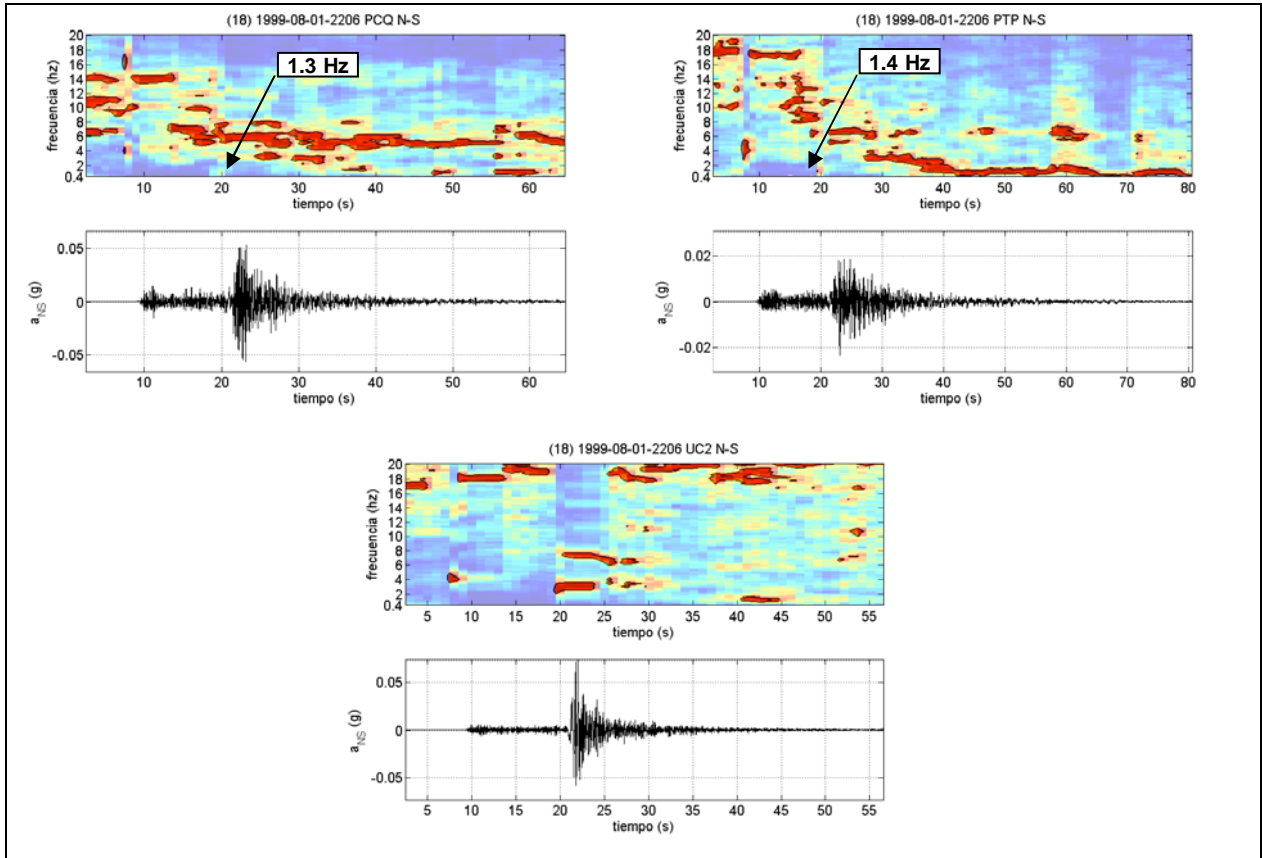


Figura 7.43. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 18 registrado en estaciones del LSMF.

Salvo en la estación PTP, hacia el final del registro de aceleraciones, las frecuencias predominantes se mantienen por sobre las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales. En la estación PCQ las frecuencias predominantes se mantienen entre 4.0 y 6.0 Hz. En la estación UC2 no existe una frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones.

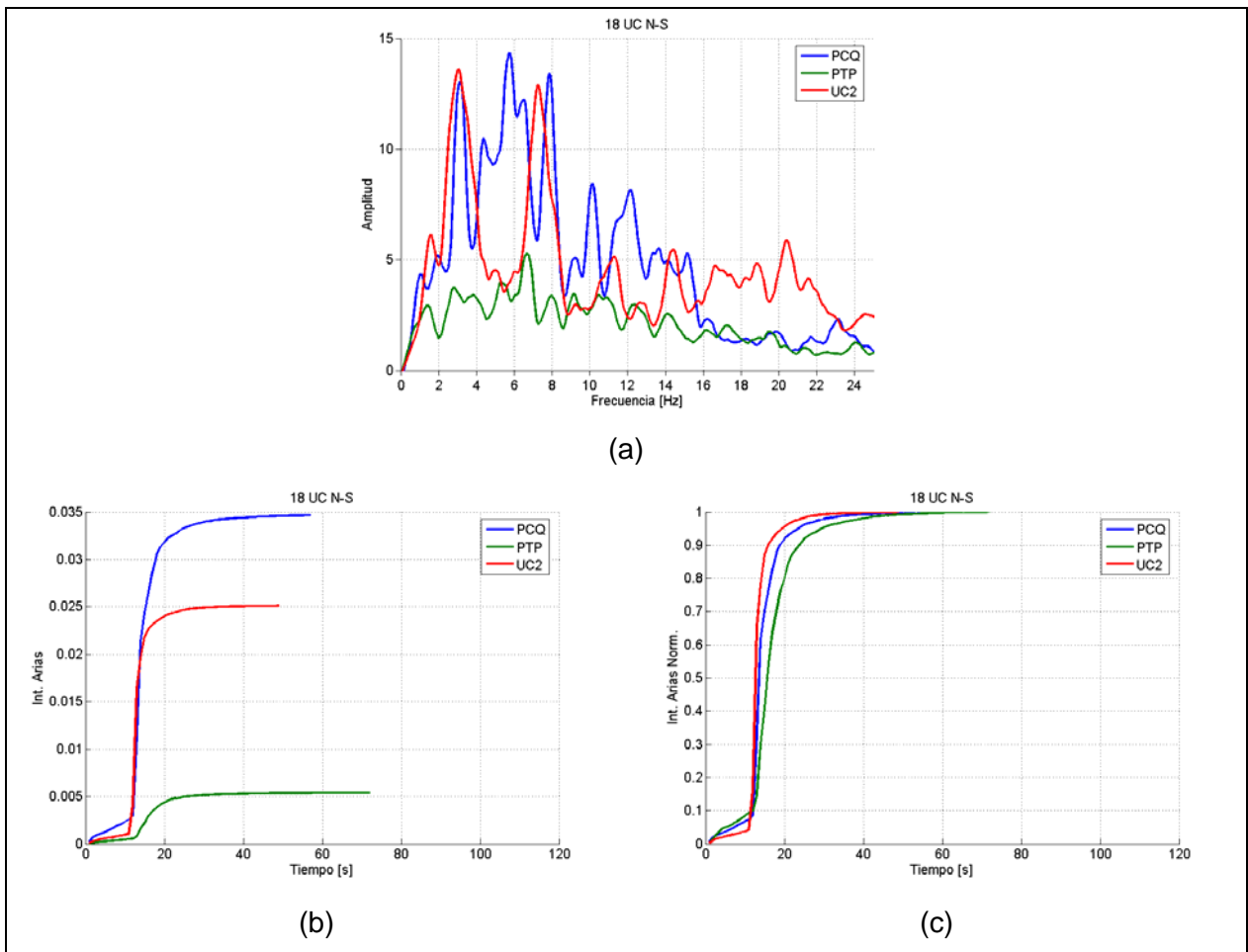


Figura 7.44. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 18 (intraplaca).

La máxima liberación de energía se produce en forma más rápida en la estación UC2, mientras que en las estaciones PCQ y PTP se producen en forma más lenta.

Sismo 20 (intraplaca)

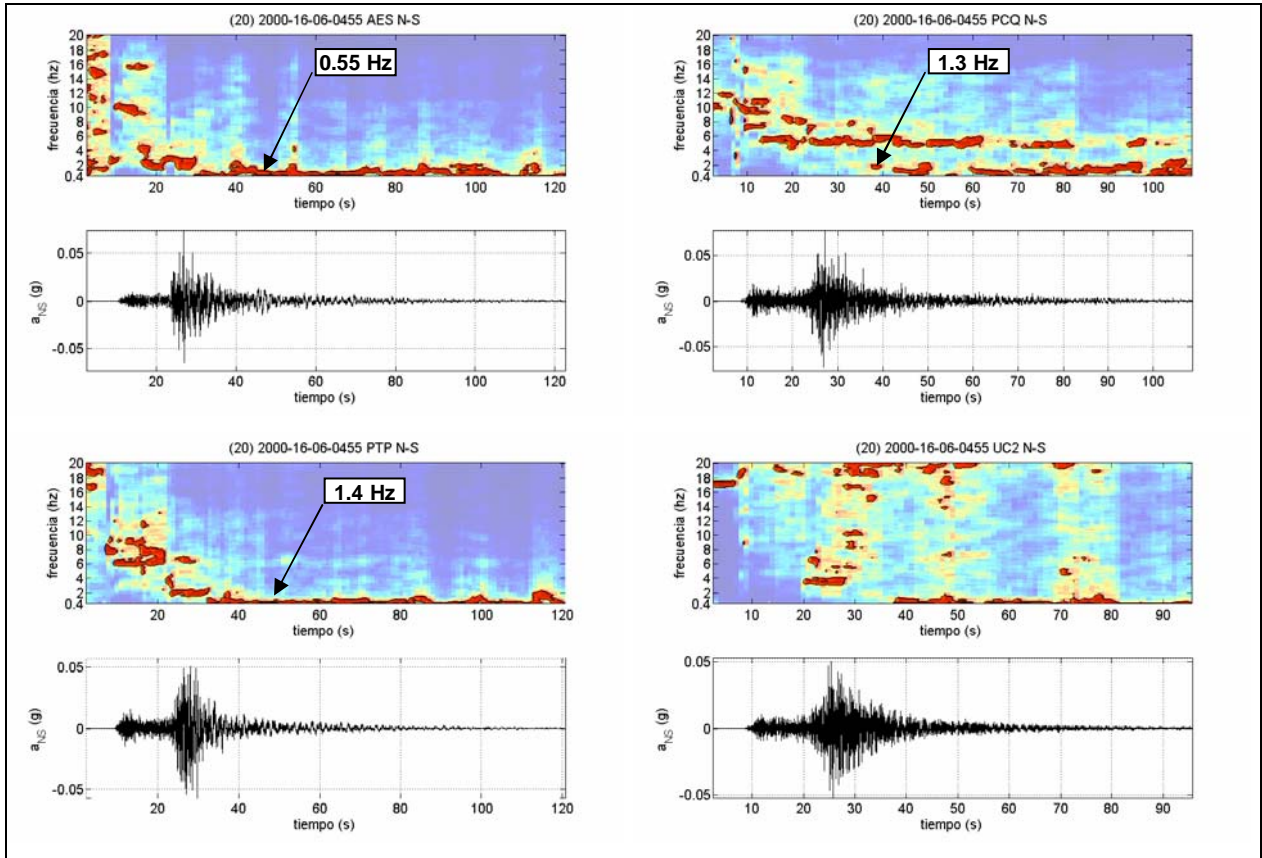


Figura 7.45. Espectrogramas de componentes N-S de sismo 18 registrado en estaciones del LSMF.

En las estaciones AES, PCQ y PTP, a partir del momento que se alcanzan las aceleraciones máximas, las frecuencias predominantes se asemejan a las frecuencias fundamentales obtenidas mediante las razones espectrales. Además, en la estación PCQ se puede apreciar en paralelo una frecuencia predominante alrededor de 5.0 Hz. En la estación UC2 no se distingue una frecuencia predominante a lo largo del registro de aceleraciones.

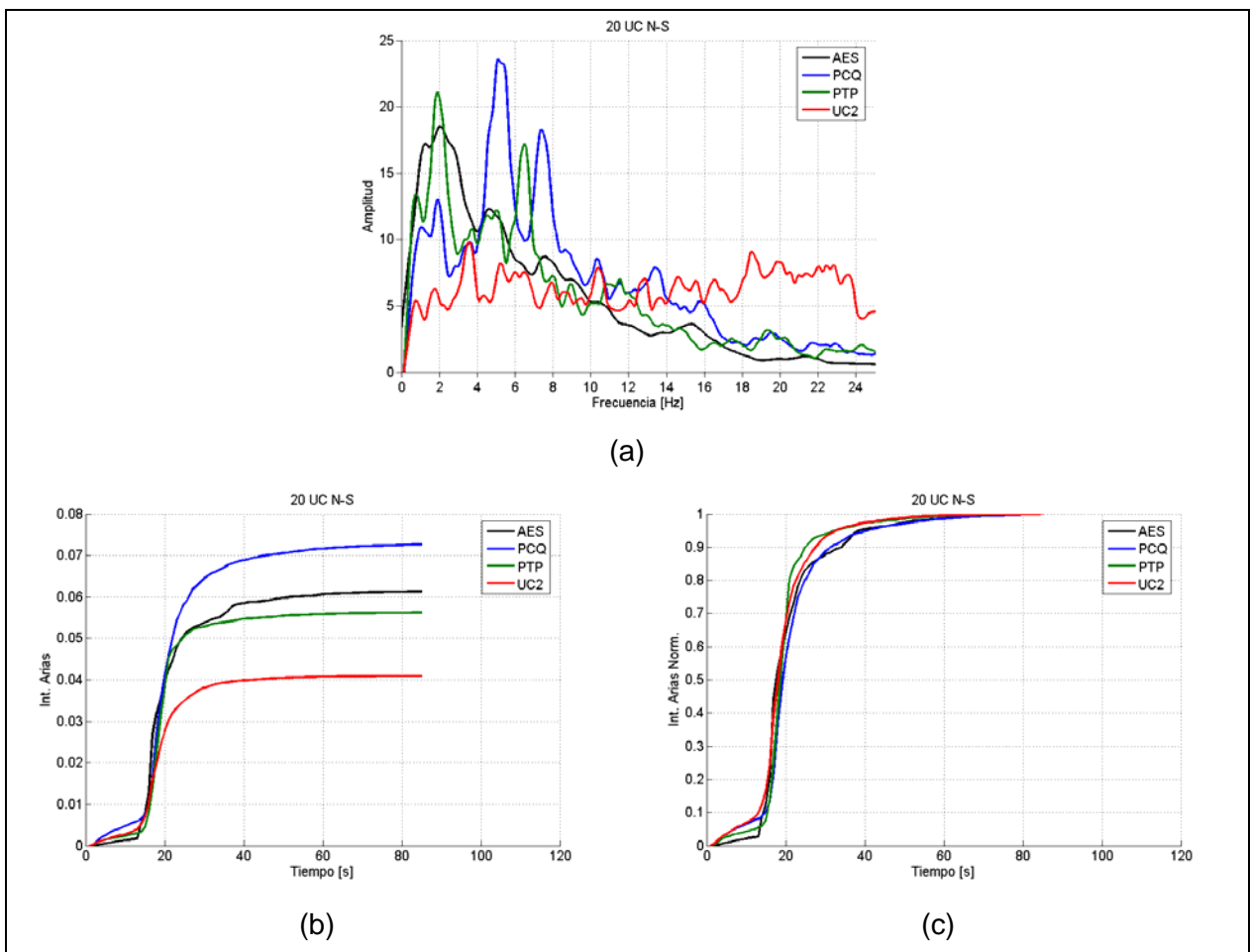


Figura 7.46. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de registros del sismo 20 (intraplaca).

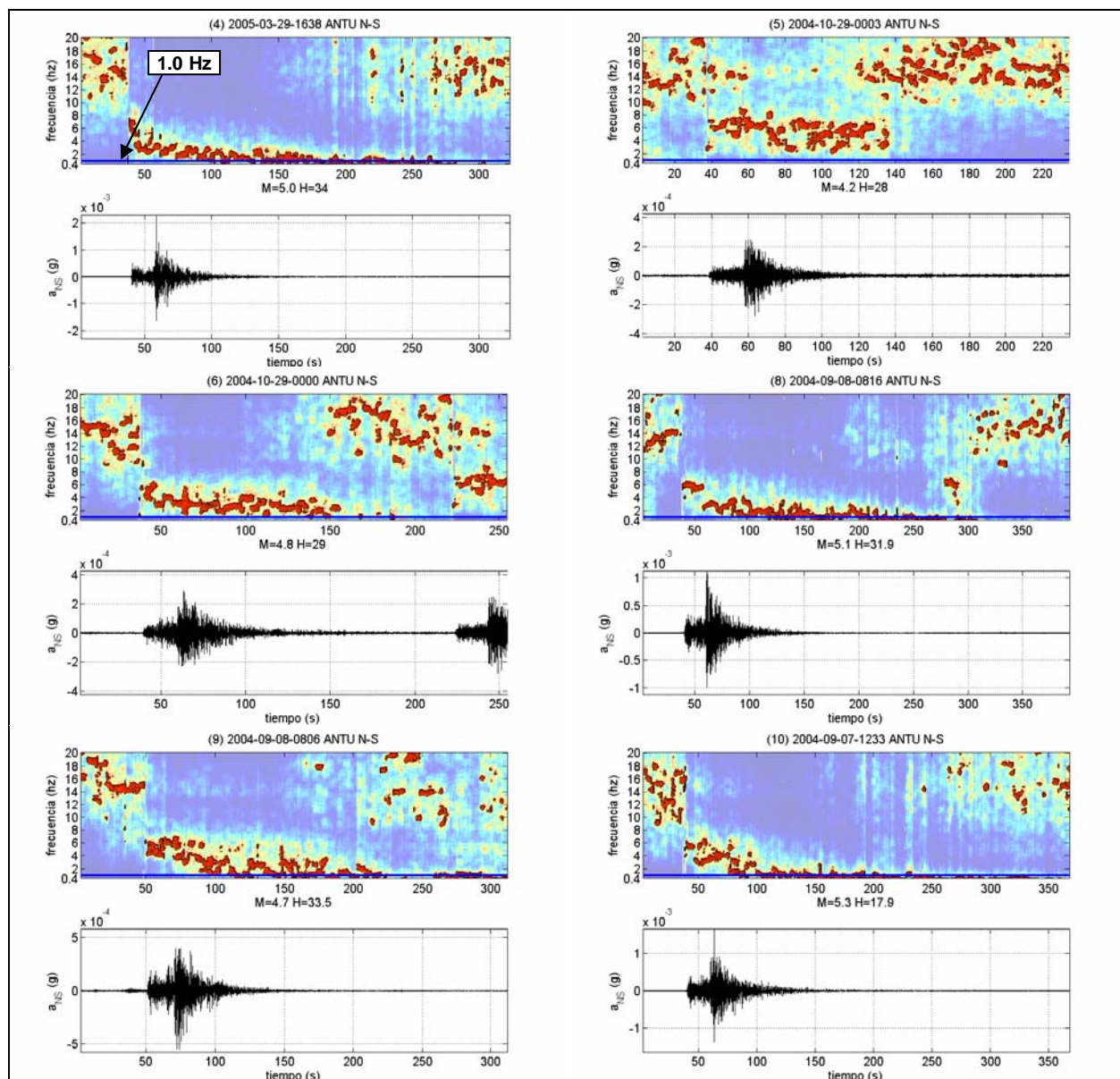
Los tiempos en desarrollar la máxima liberación de energía en las tres estaciones son aproximadamente similares.

7.3 Comparación entre sismos intraplaca, interplaca y superficiales

A continuación se presentan los espectrogramas, las transformadas de Fourier y la intensidad acumulada de Arias de las componentes Norte Sur de los sismos registrados en las estaciones sismológicas de la cuenca de Santiago separados por tipo: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia y superficiales.

7.3.1. Antumapu (ANTU)

Sismos Interplaca



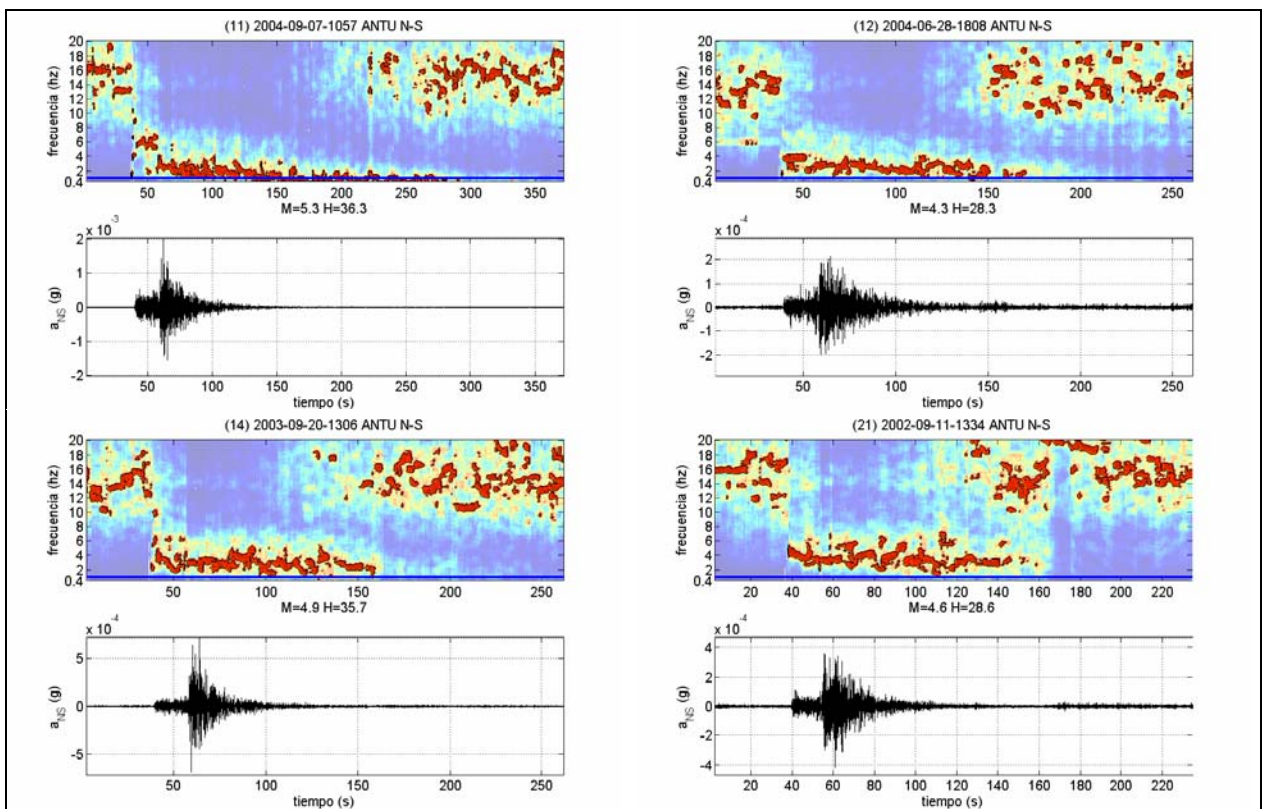


Figura 7.47. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación ANTU.

El contenido de frecuencias de todos los sismos interplaca registrados en la estación ANTU, a excepción del sismo 5, decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias en torno a 1.0 Hz que corresponde a la frecuencia fundamental obtenida a partir de las razones espectrales.

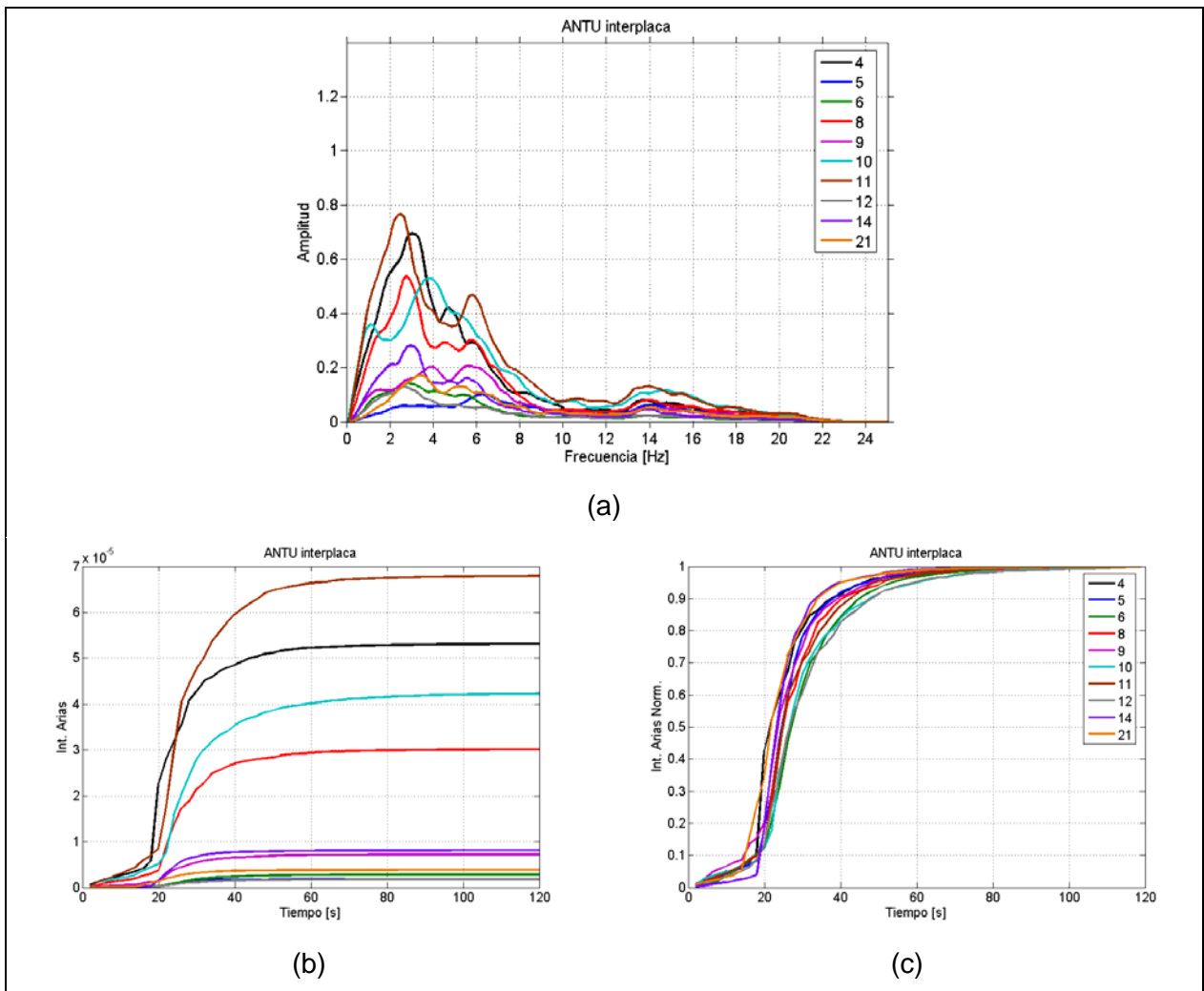


Figura 7.48. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación ANTU.

La tendencia del incremento de la intensidad de Arias acumulada de los sismos interplaca registrados en la estación ANTU, en promedio, muestran que el 95% del movimiento fuerte se desarrolla en un período de tiempo entre 15 y 45 s.

El contenido de frecuencias de los registros sísmicos se concentra en frecuencias inferiores a 8.0 Hz.

Sismos Intraplaca

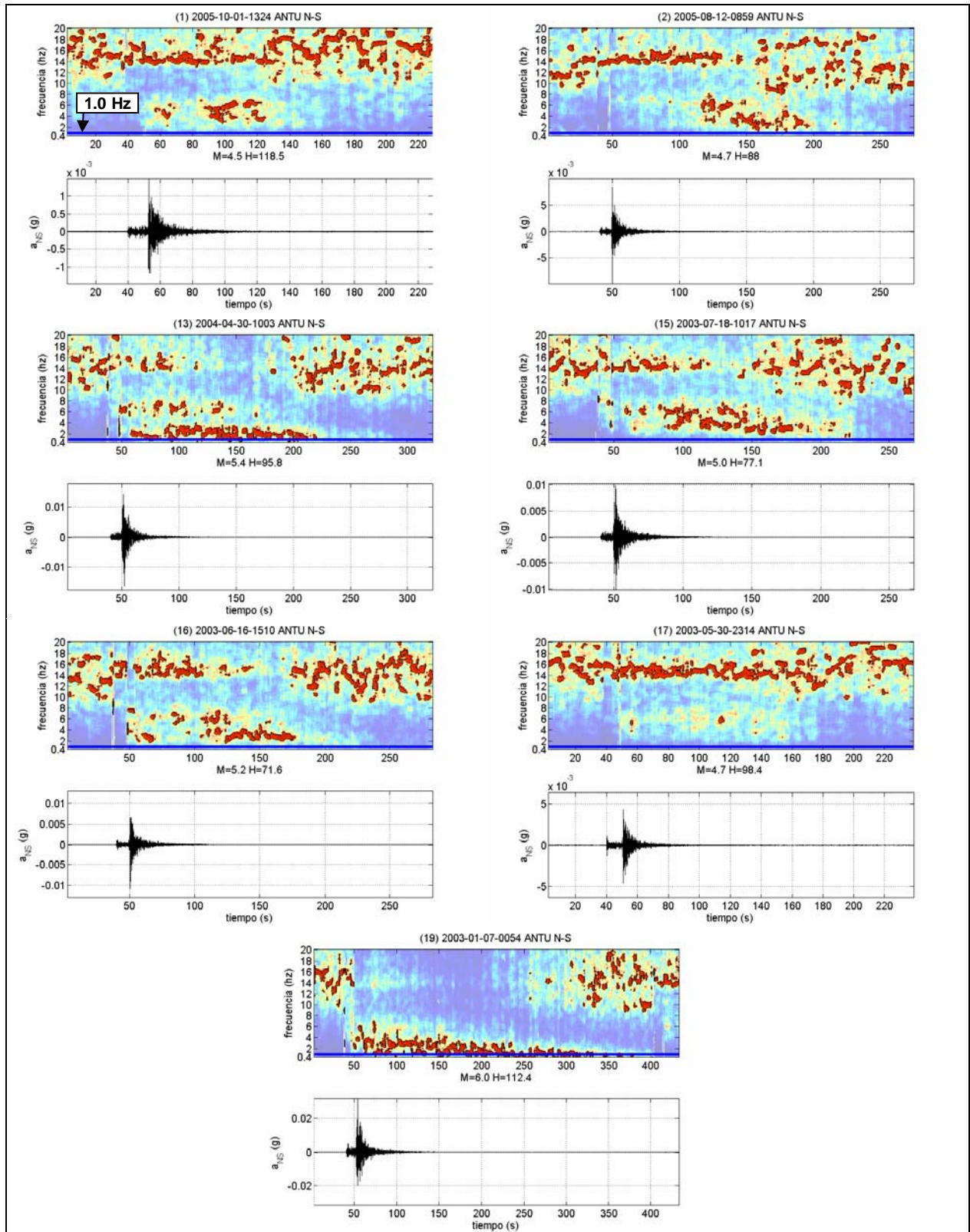


Figura 7.49. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación ANTU.

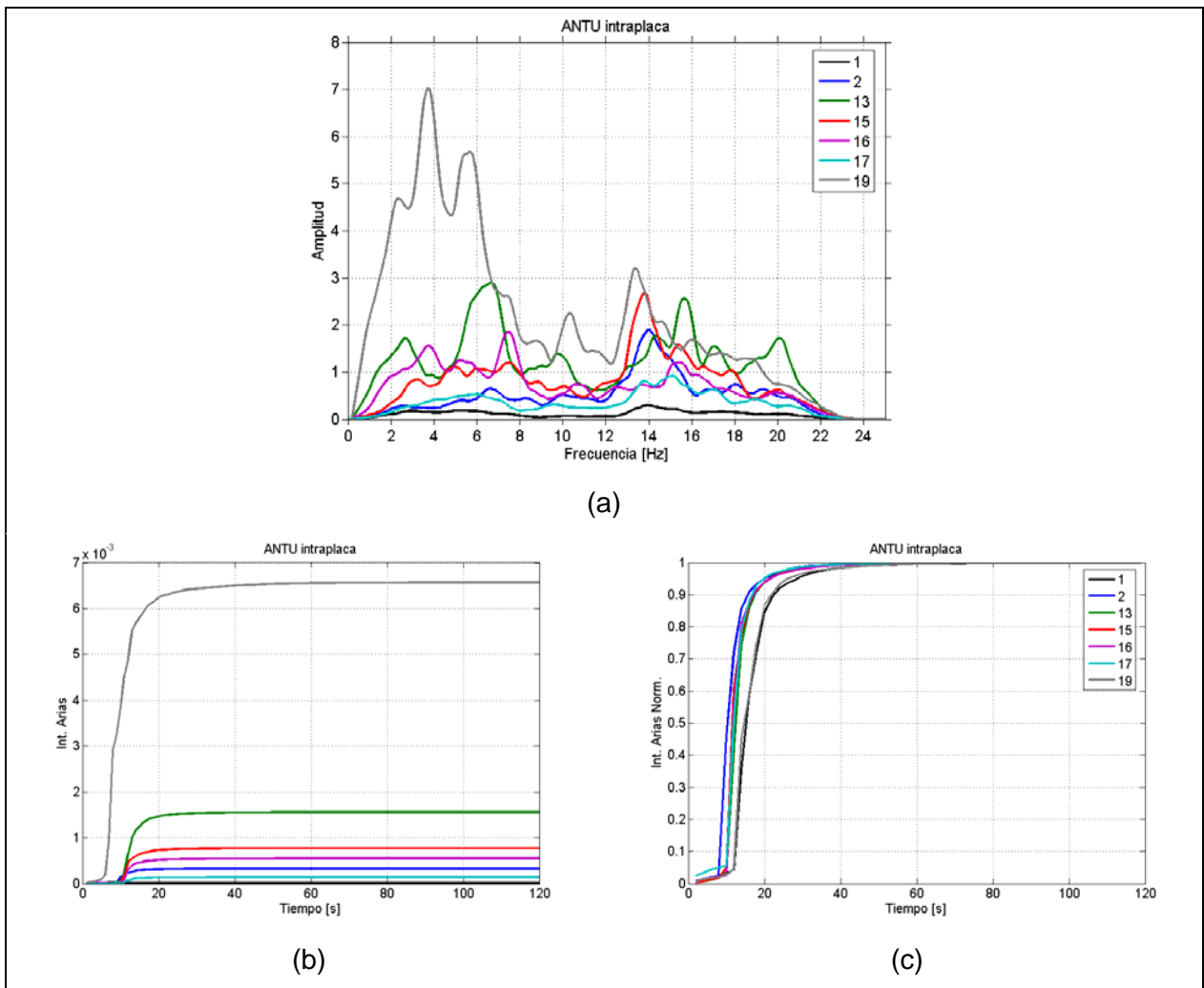


Figura 7.50. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación ANTU.

La mayoría de los sismos intraplaca registrados en la estación ANTU presentan altas frecuencias preponderantes, llegando en algunos casos a mantenerse alrededor de los 14 Hz. Los sismos 13 y 19, que generan las mayores aceleraciones, muestran las menores frecuencias, en torno a 2.0 Hz, después de alcanzar las aceleraciones máximas.

La tendencia del incremento de la intensidad de Arias acumulada de los sismos intraplaca registrados en la estación ANTU, en promedio, muestran que el 95% del movimiento fuerte se desarrolla en un período de tiempo alrededor de 10 s, muy inferior al registrado por sismos intraplaca en la misma estación (desde 15 hasta 45 s).

Sismos Superficiales

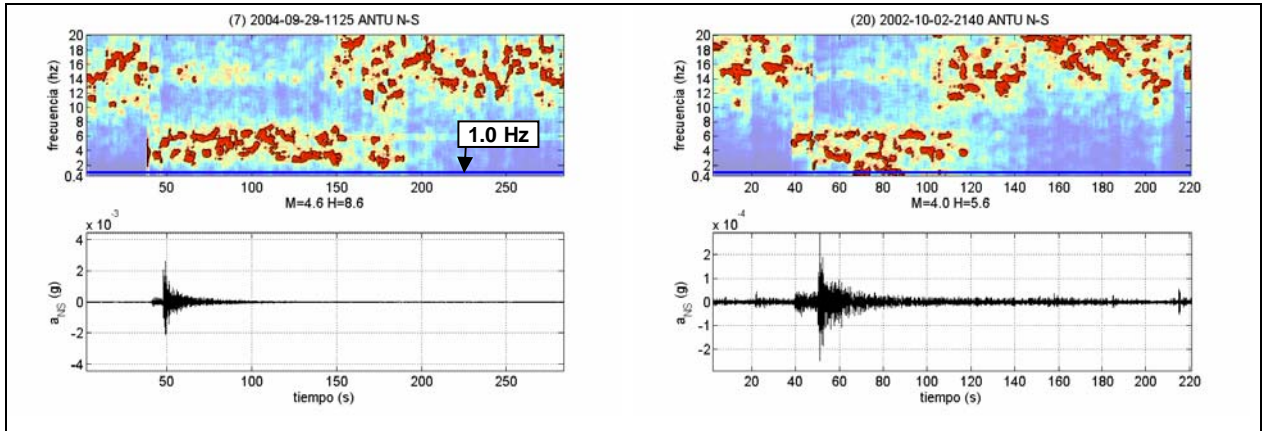


Figura 7.51. Espectrogramas de componentes N-S de sismos superficiales registrados en la estación ANTU.

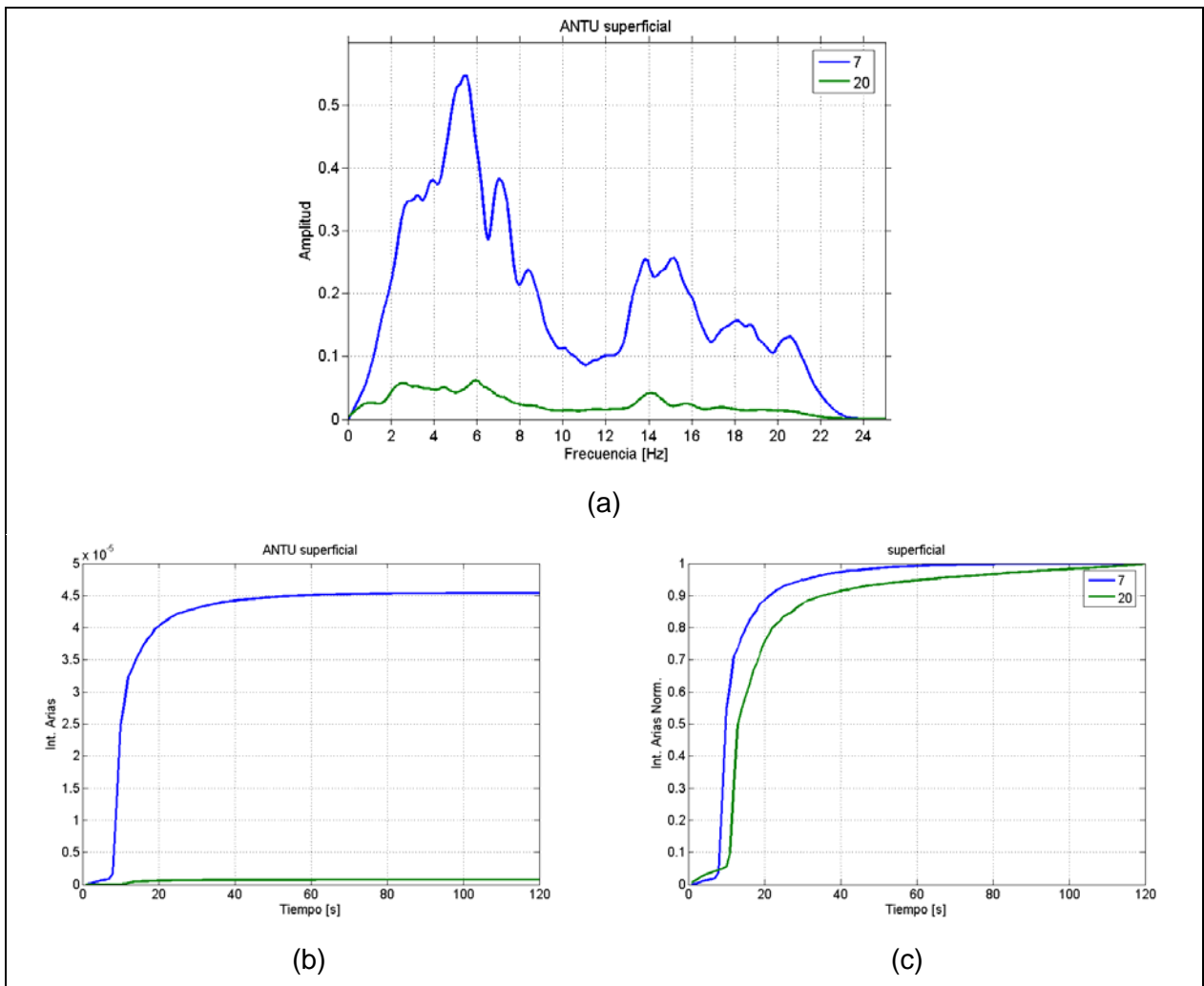


Figura 7.52. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos superficiales registrados en la estación ANTU.

Las frecuencias predominantes de los sismos superficiales registrados en la estación ANTU tienen un comportamiento similar a lo exhibido por los sismos de tipo intraplaca, es decir, se mantienen con valores sobre la frecuencia fundamental.

7.3.2. Peñalolen (FSR)

Sismos Interplaca

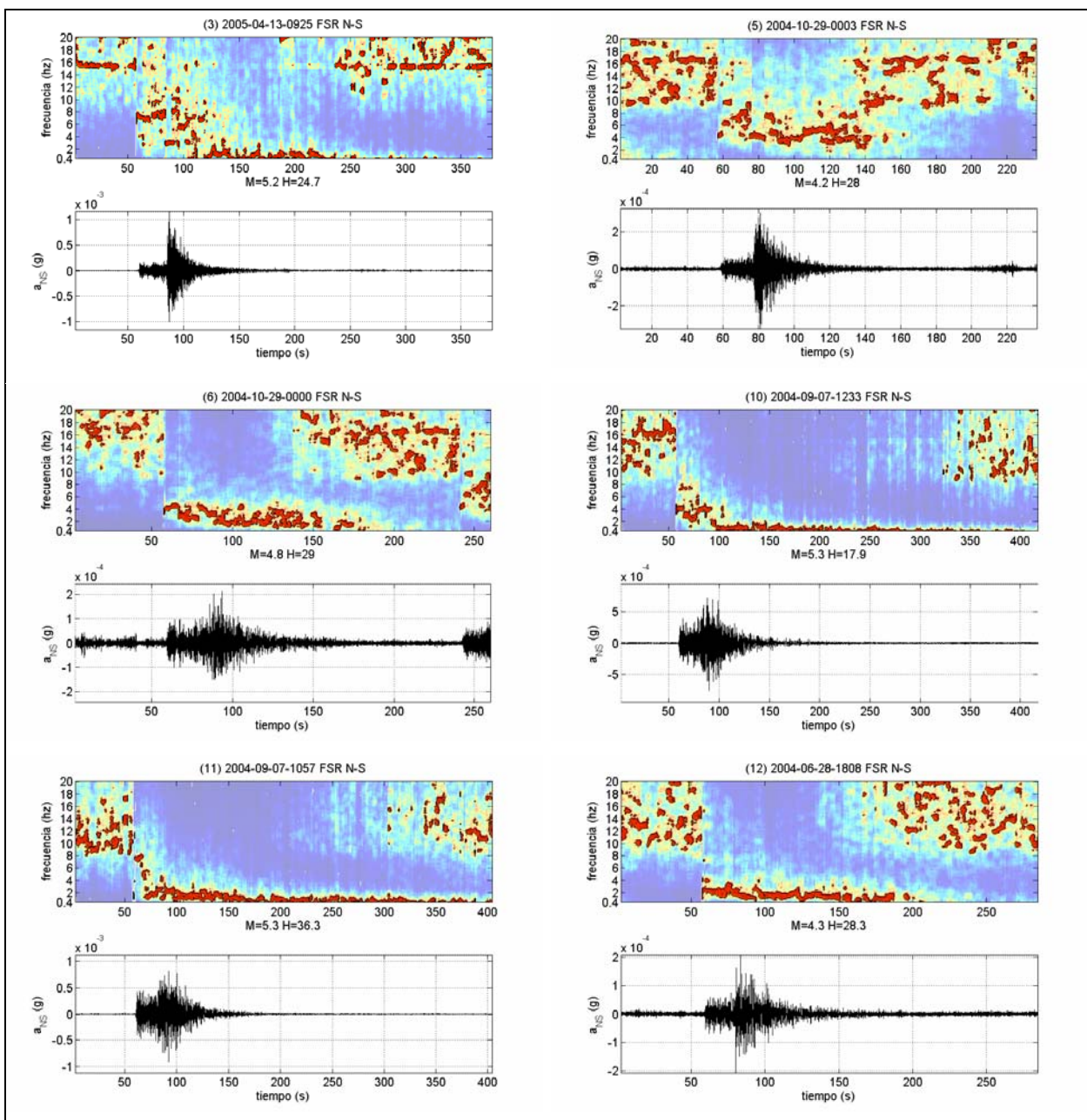


Figura 7.53. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación FSR.

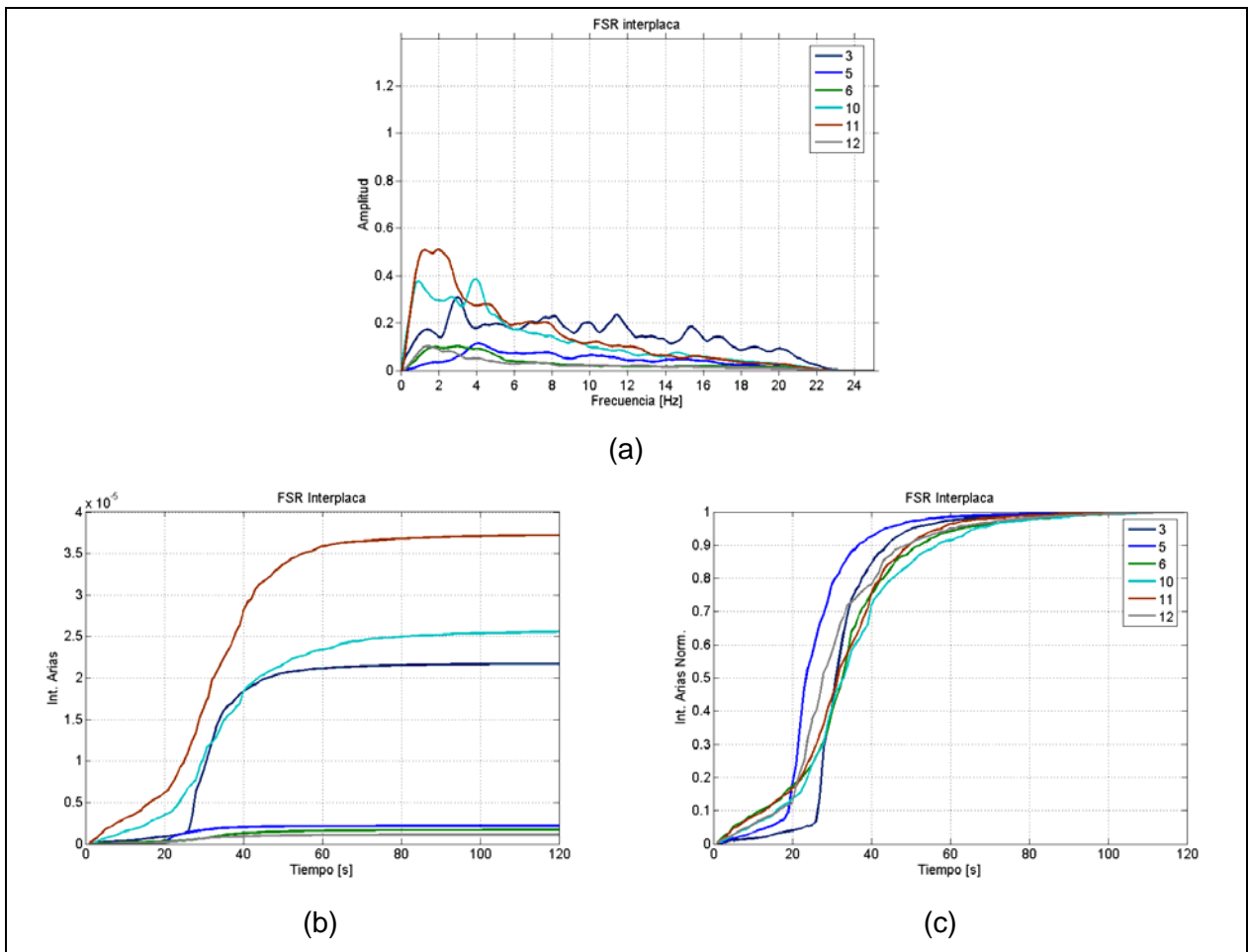


Figura 7.54. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación FSR.

Las frecuencias predominantes de todos los sismos interplaca registrados en la estación FSR, a excepción del sismo 5, decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias inferiores a 2.0 Hz.

Por otro lado, los dos sismos intraplaca analizados presentan patrones distintos de comportamiento. Uno de ellos presenta una disminución del valor de las frecuencias predominantes a partir del momento que se alcanza la aceleración máxima, mientras que el otro exhibe frecuencias superiores a 2.0 Hz durante la mayor parte del registro de aceleraciones.

El sismo superficial analizado presenta una frecuencia predominante mayor a 2.0 Hz.

Sismos Intraplaca

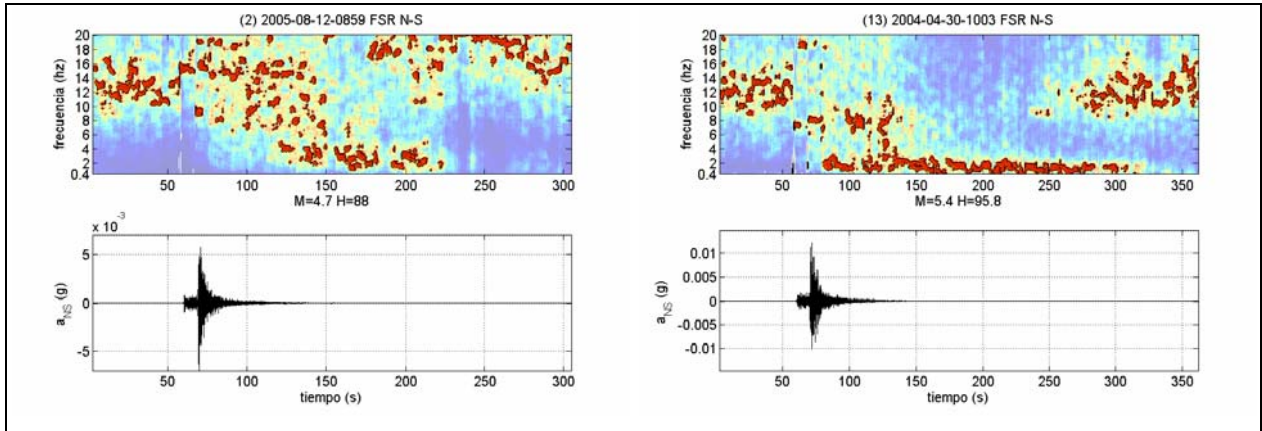


Figura 7.55. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación FSR.

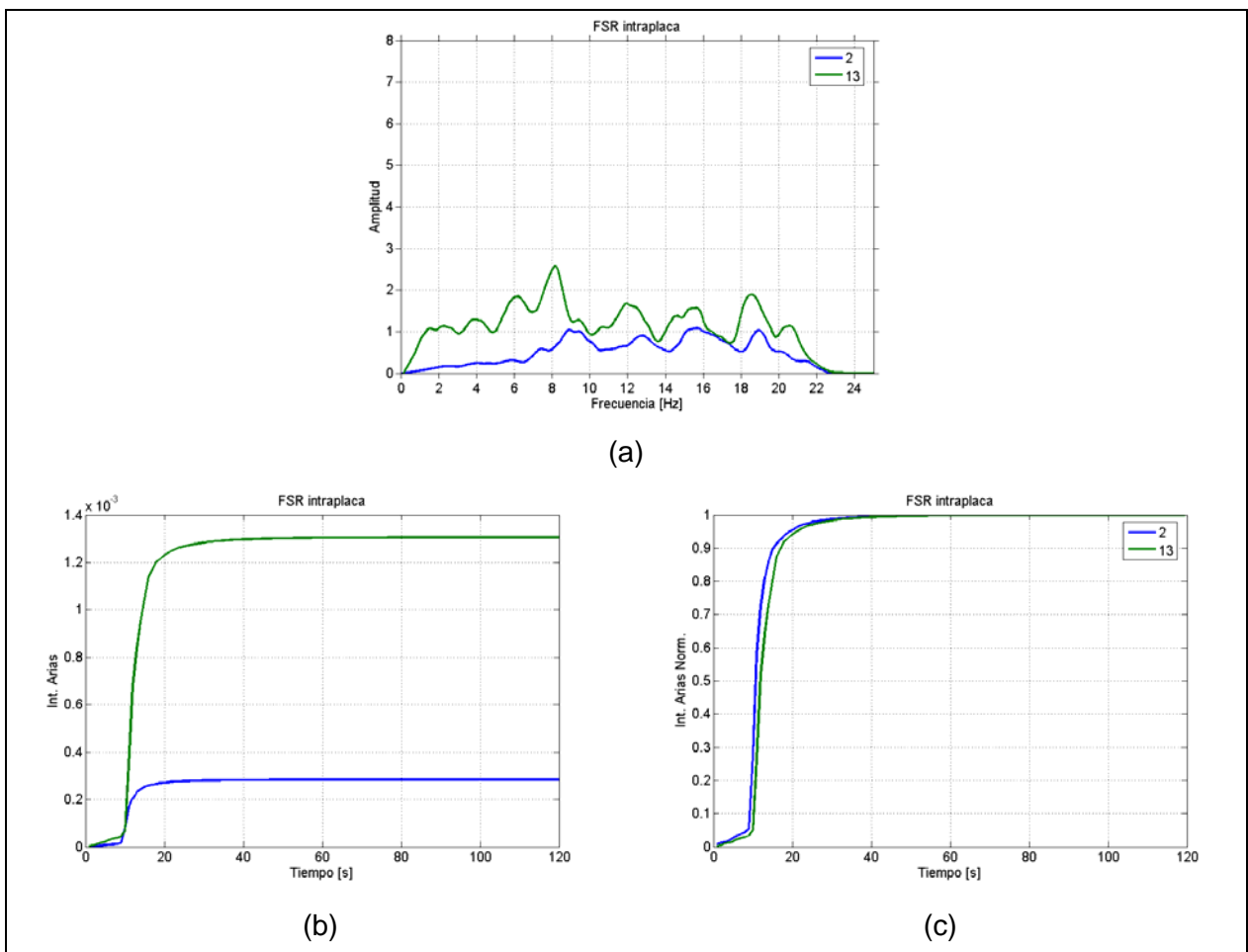


Figura 7.56. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación FSR.

Sismo Superficial

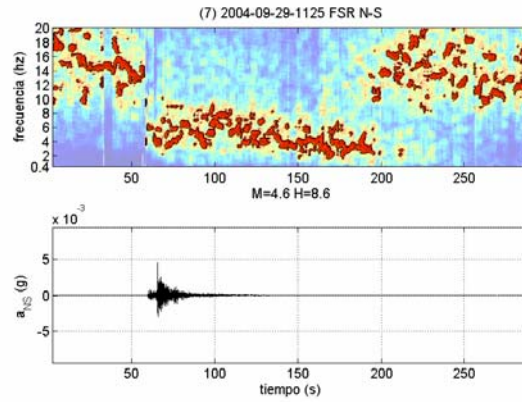
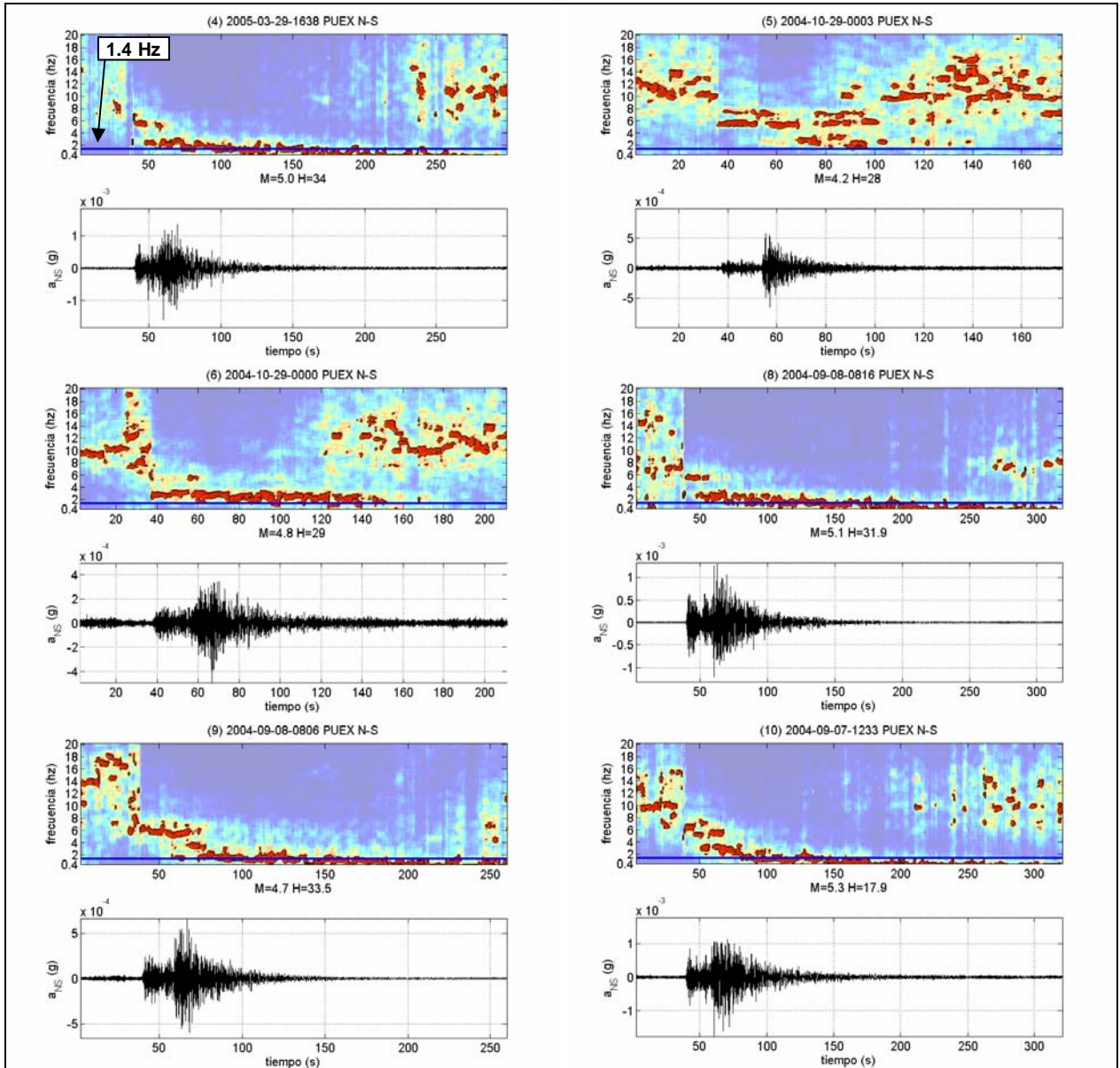


Figura 7.57. Espectrograma de componente N-S de sismo superficial registrado en la estación FSR.

7.3.3. Liceo de Pudahuel (PUEX)

Sismos Interplaca



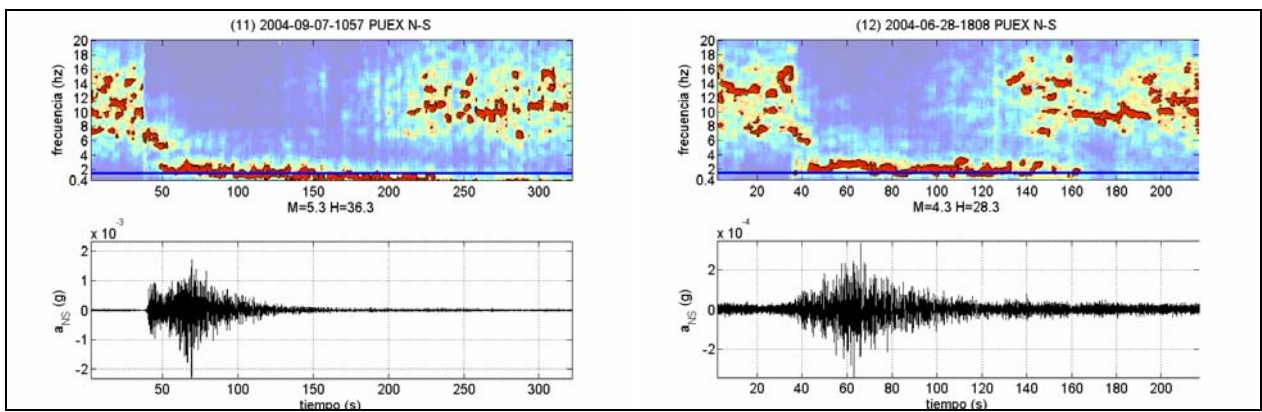


Figura 7.58. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PUEX.

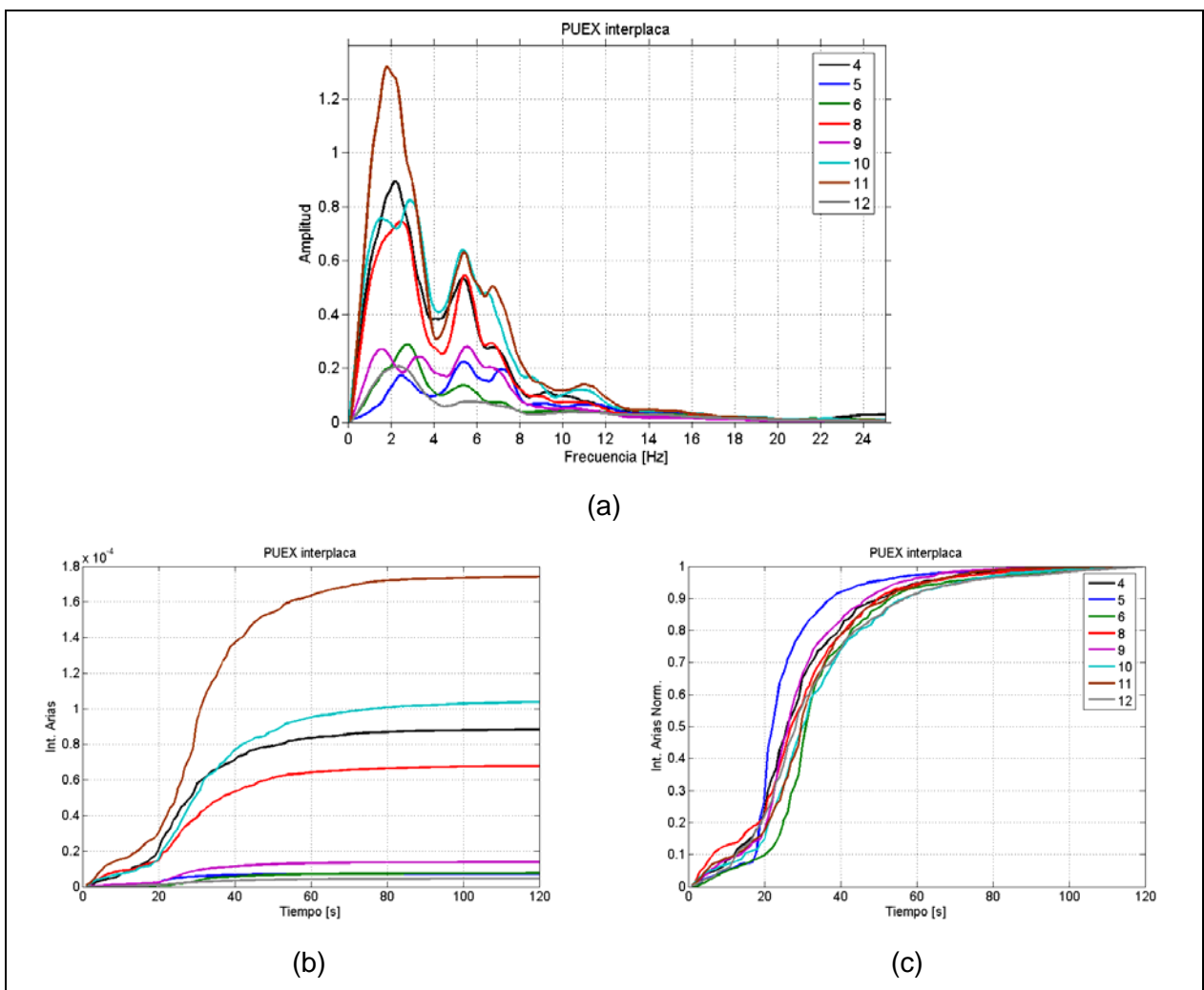


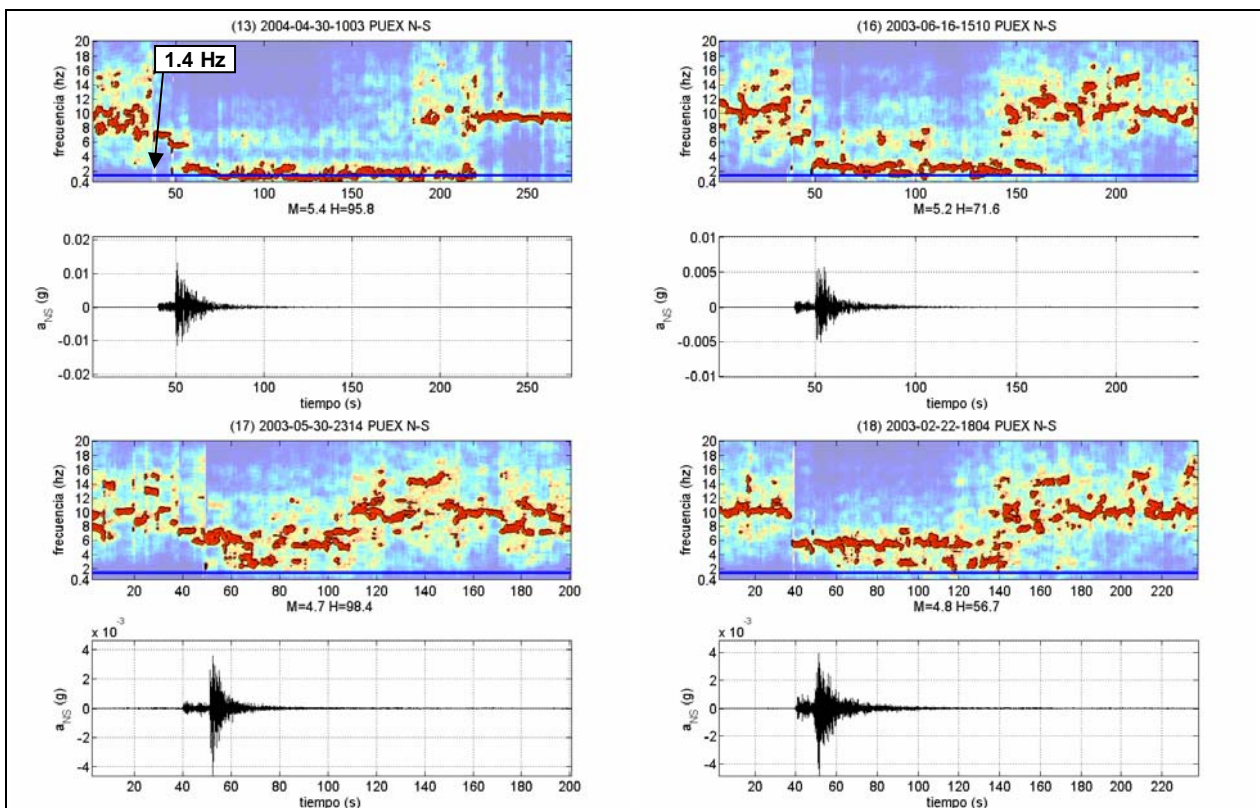
Figura 7.59. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PUEX.

Las frecuencias predominantes de todos los sismos interplaca registrados en la estación PUEX, a excepción del sismo 5, decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias en torno a la frecuencia fundamental, sin exhibir un significativo contenido de altas frecuencias. Además, la frecuencia correspondiente al arribo de la onda P en casi todos los casos es alrededor de 6.0 Hz.

Las transformadas de Fourier muestran un contenido de frecuencias concentrado alrededor de 2.0 y 5.5 Hz.

Finalmente, la mayoría de los sismos en la Figura 7.59 (c) presentan la misma tendencia, a excepción del sismo 5, desarrollan el 95% de la liberación máxima de energía en un período de tiempo alrededor de 40 s.

Sismos Intraplaca



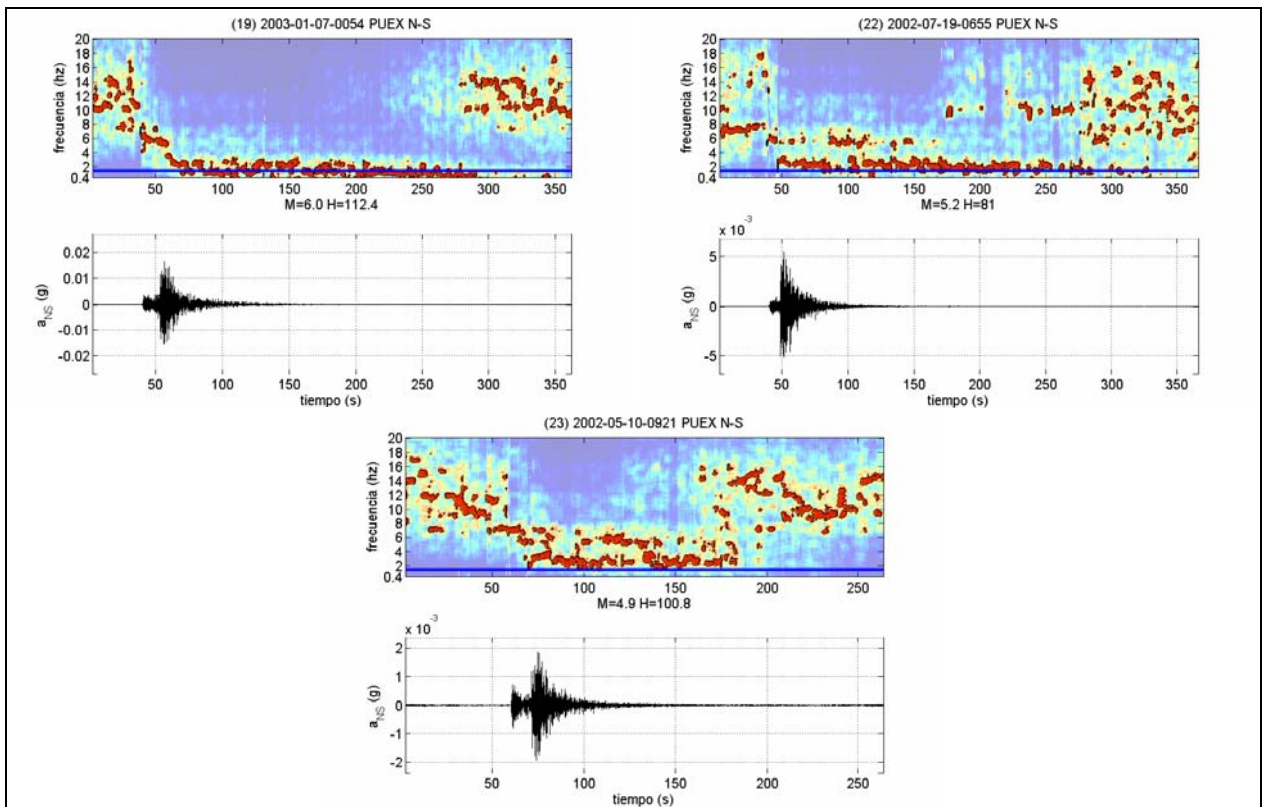


Figura 7.60. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PUEX.

En todos los sismos intraplacas registrados en PUEX, a excepción de los de mayor magnitud, sismos 13 y 19, si bien las frecuencias predominantes bajan, se mantienen entre 2.0 y 6.0 Hz, sobre la frecuencia fundamental.

Al igual que lo exhibido por los sismos interplaca, las transformadas de Fourier de los registros muestran un importante contenido de frecuencias alrededor de 2.0 y 5.5 Hz (Figura 7.61).

La tendencia del incremento de la intensidad de Arias acumulada de los sismos intraplaca registrados en la estación PUEX (Figura 7.61), en promedio, muestran que el 95% de la liberación máxima de energía se desarrolla en un período de tiempo alrededor de 20 s, 10 s mayor al exhibido por los sismos intraplaca registrados en la estación ANTU.

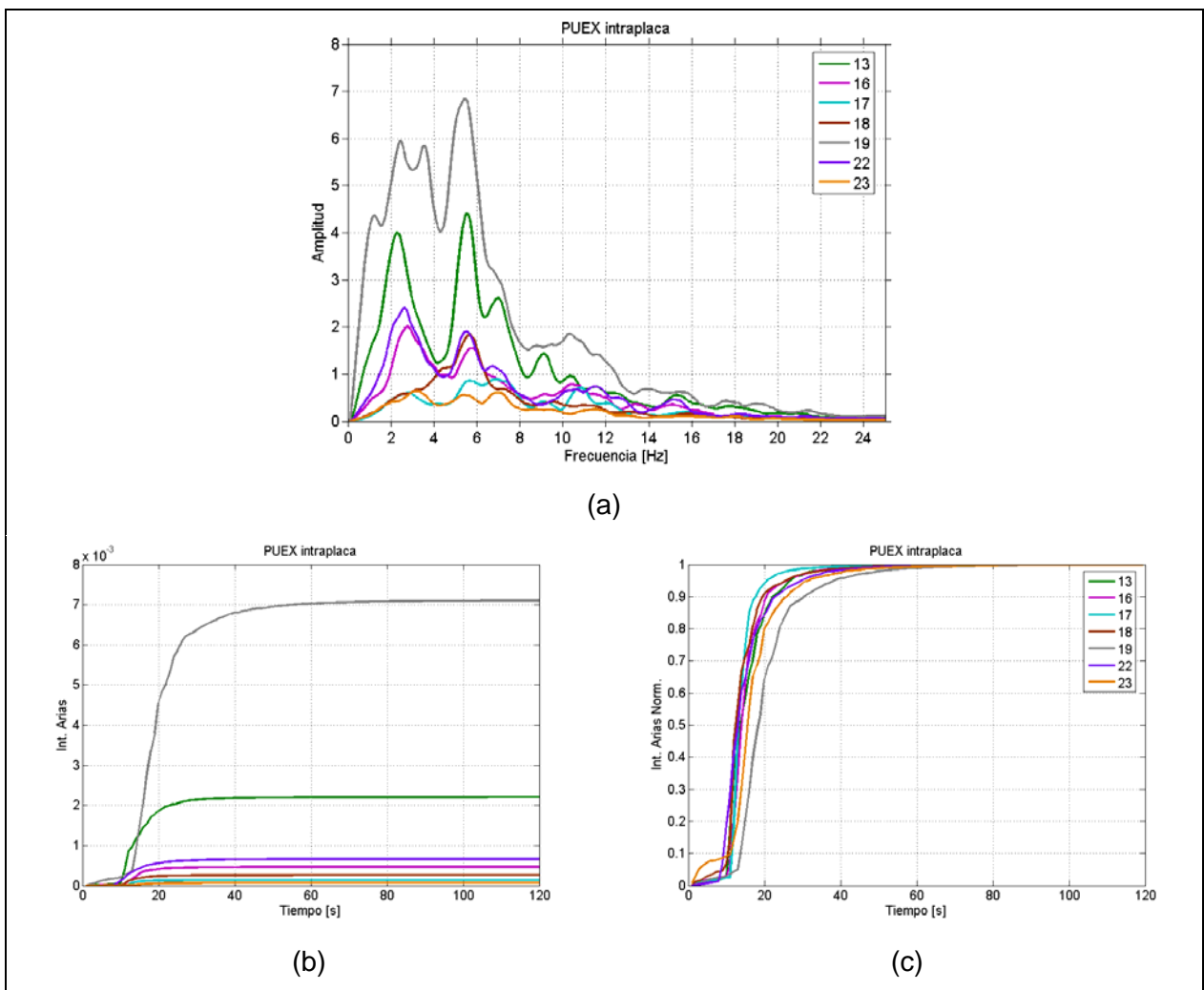


Figura 7.61. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PUEX.

Sismos Superficiales

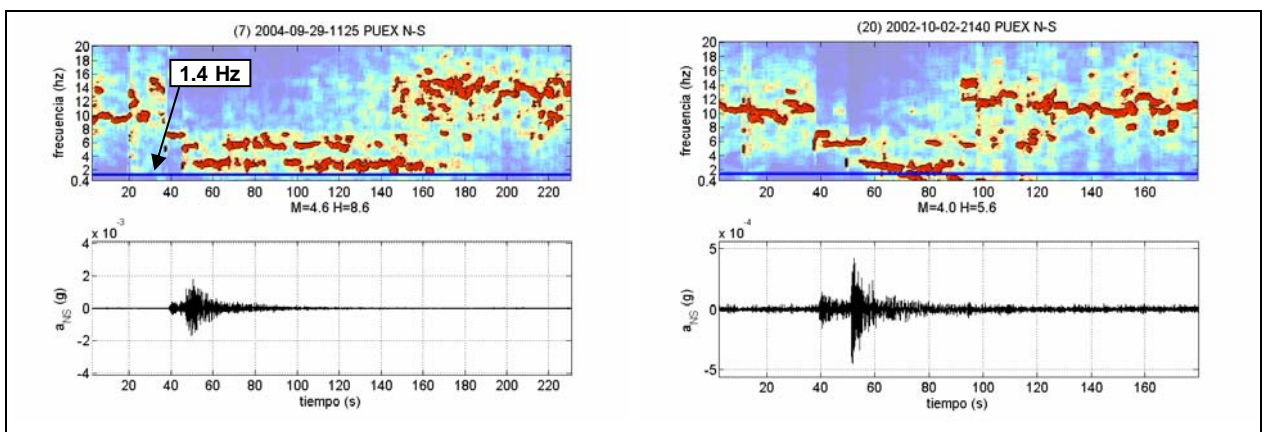


Figura 7.62. Espectrogramas de componentes N-S de sismos superficiales registrados en la estación PUEX.

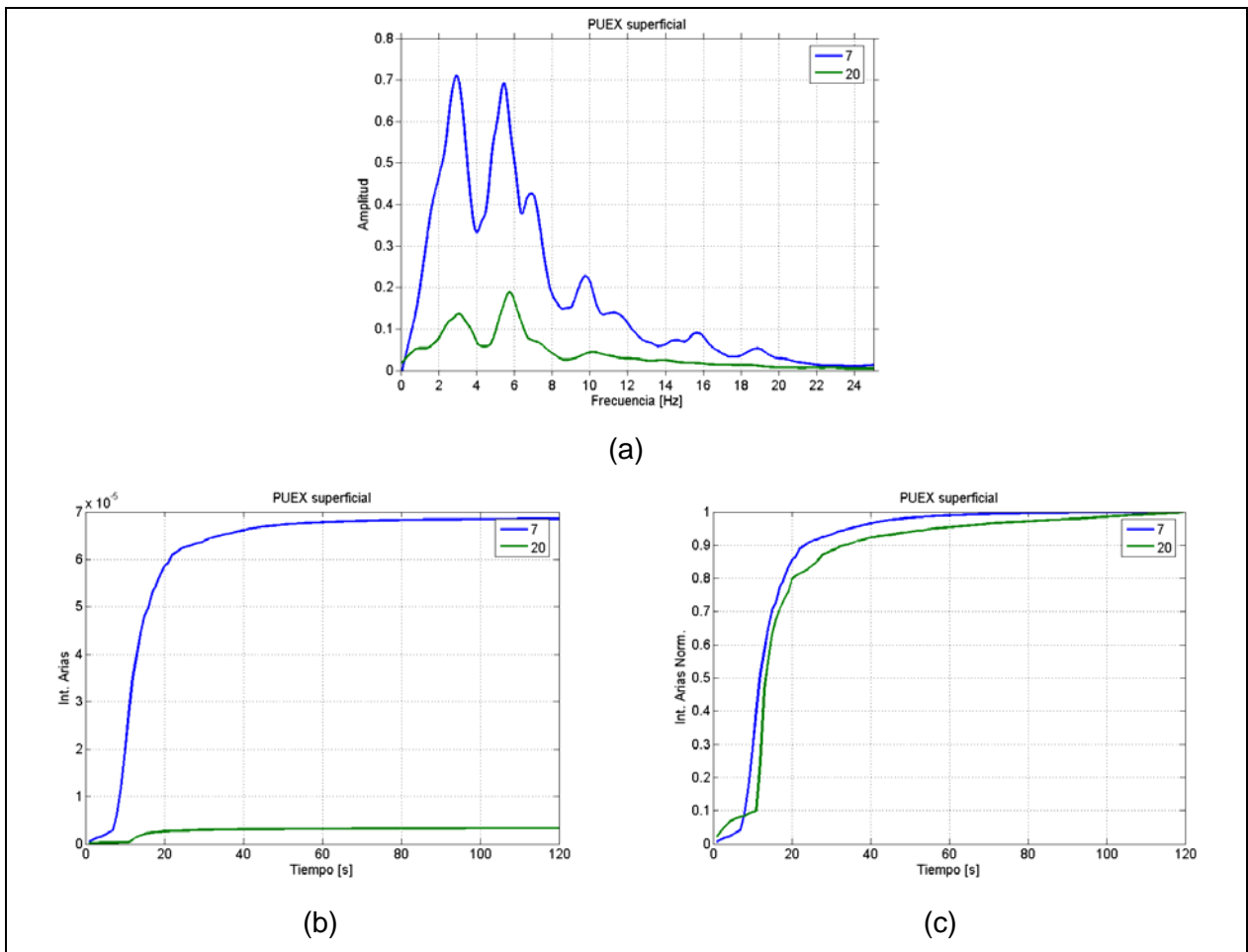


Figura 7.63. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos superficiales registrados en la estación PUEX.

Los registros de sismos superficiales analizados muestran distintas tendencias, sin embargo, en general, las frecuencias predominantes se encuentran sobre la frecuencia fundamental, al igual que el comportamiento exhibido ante sismos intraplaca.

7.3.4. Aeródromo Eulogio Sánchez (AES)

Sismos Interplaca

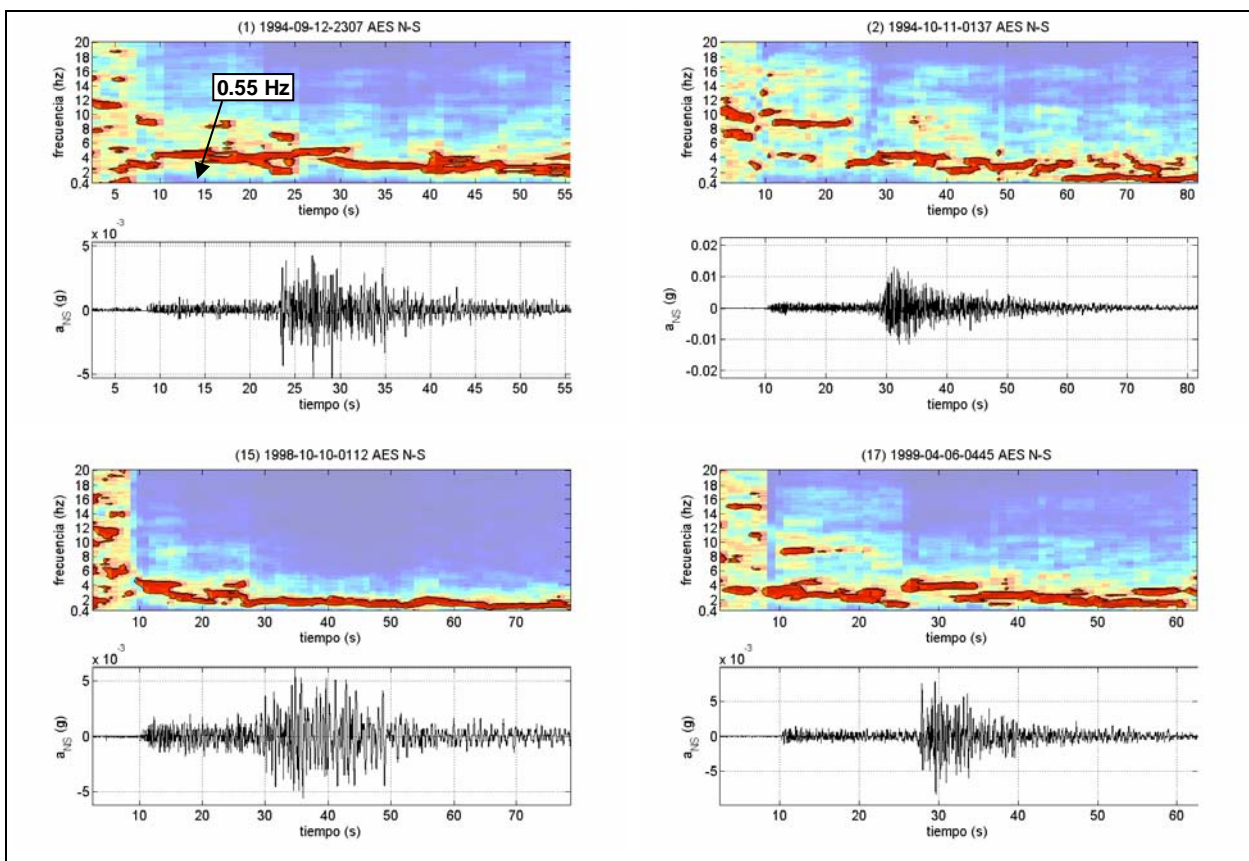


Figura 7.64. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación AES.

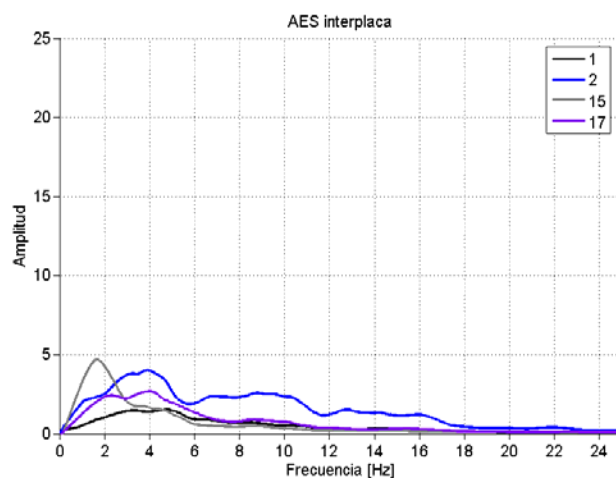


Figura 7.65. Transformadas de Fourier de componente N-S de sismos interplaca registrados en la estación AES.

Sismos Intraplaca

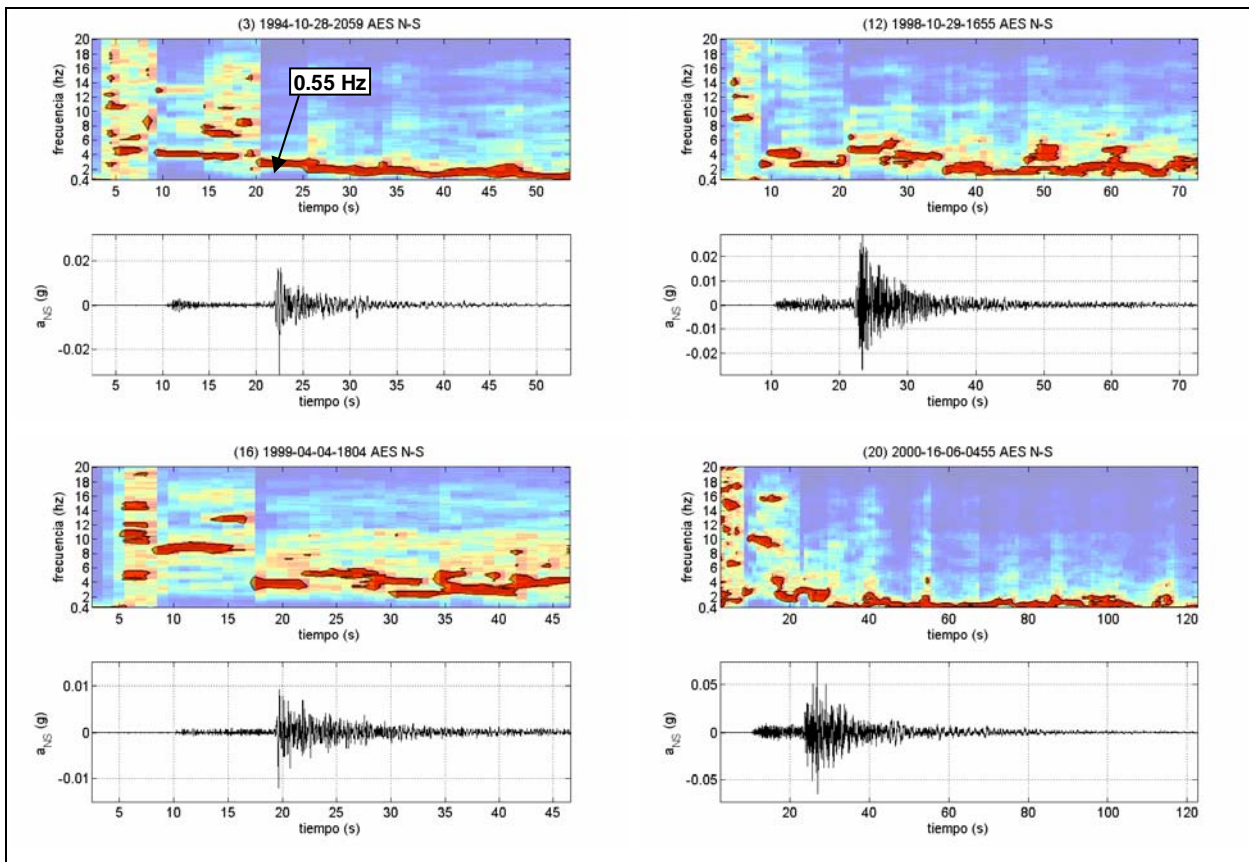


Figura 7.66. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación AES.

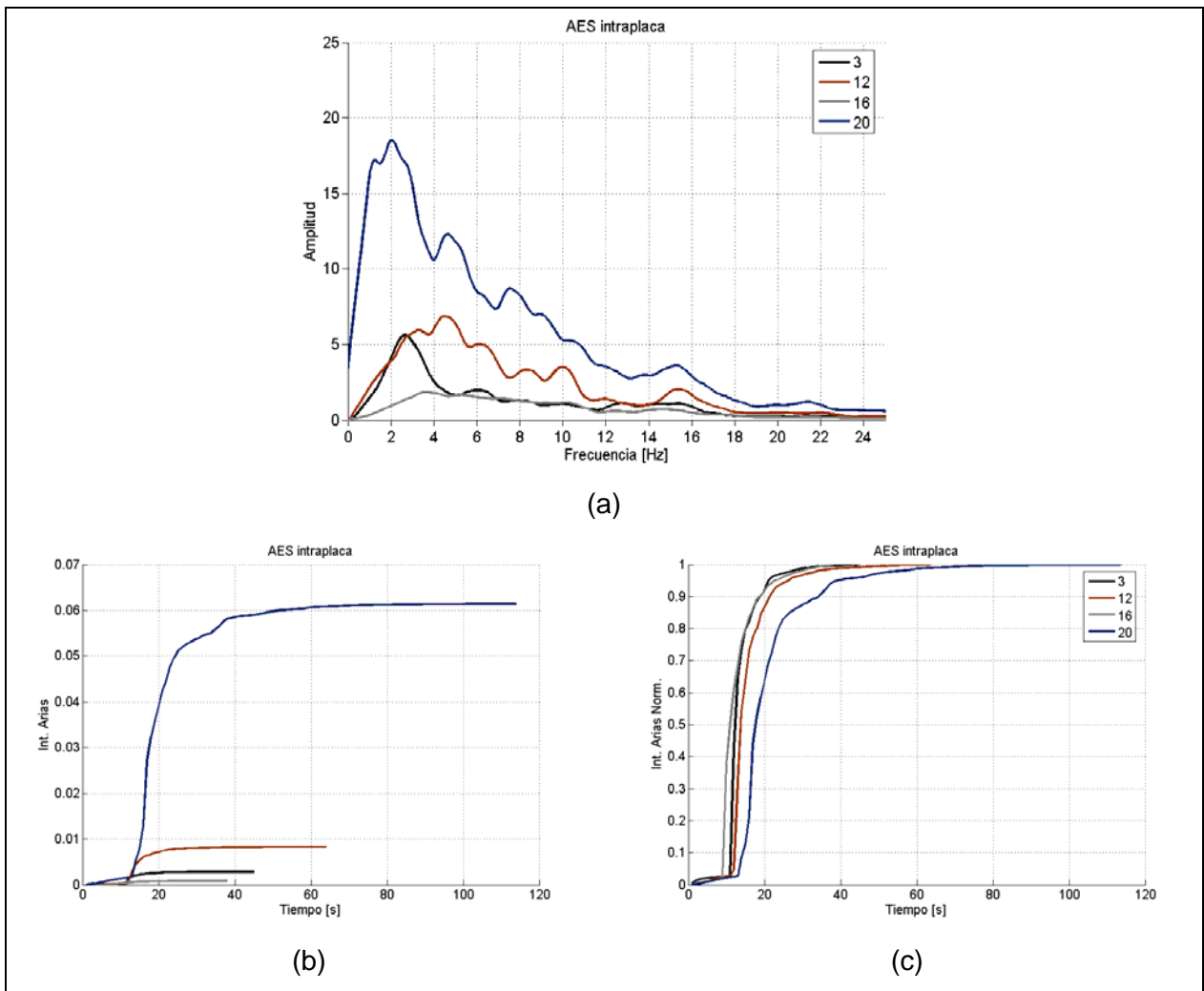
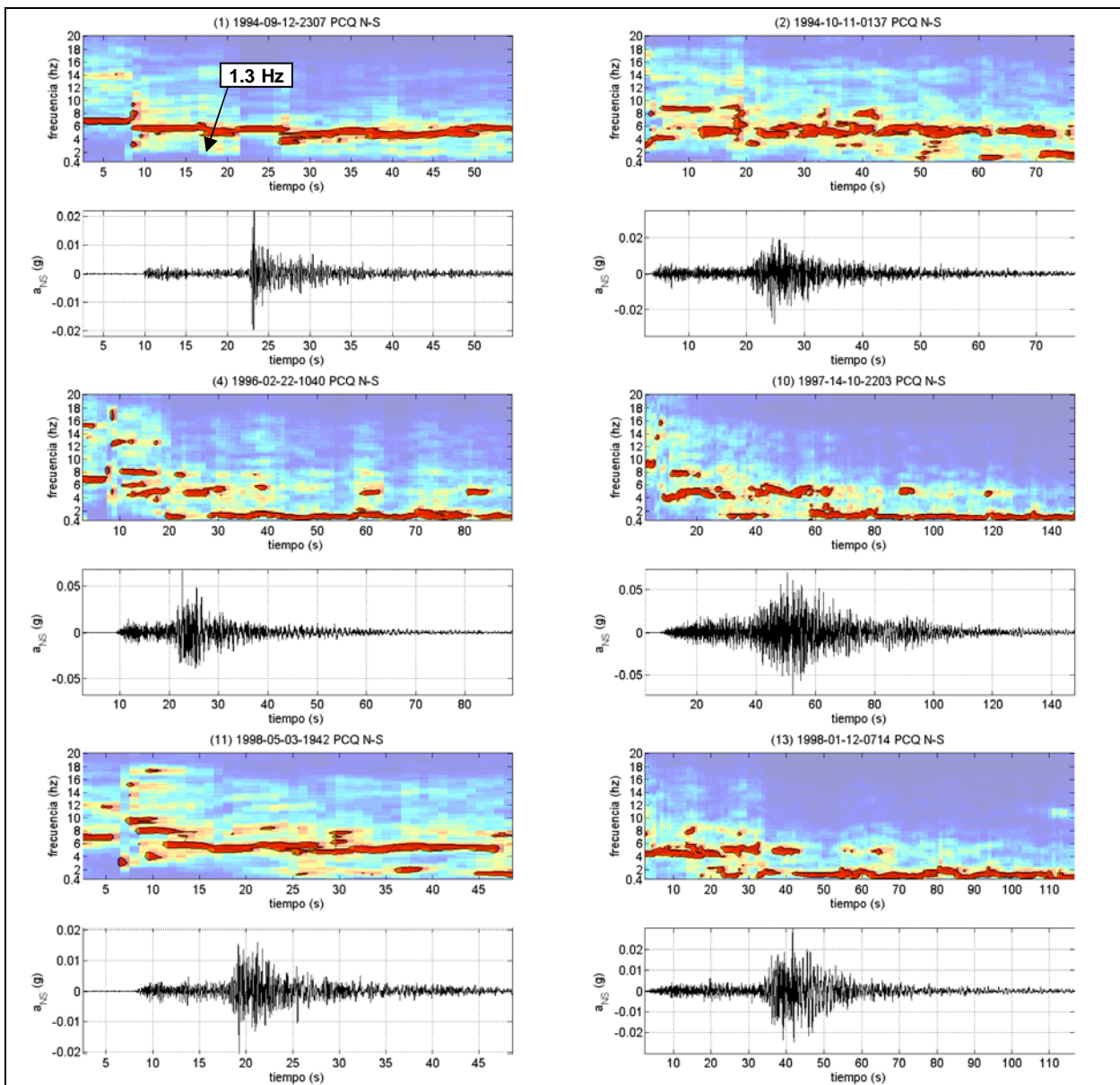


Figura 7.67. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación AES.

En la mayoría de los sismos interplaca (Figura 7.64) e intraplaca (Figura 7.66), las frecuencias predominantes, después de alcanzar las aceleraciones máximas, descienden a valores levemente superiores a los de la frecuencia fundamental obtenida a través de las razones espectrales. Es decir, no existe una diferencia evidente entre la respuesta de este sitio ante estos dos tipos de sismos.

7.3.5. Planta Cervecera Quilicura (PCQ)

Sismos Interplaca



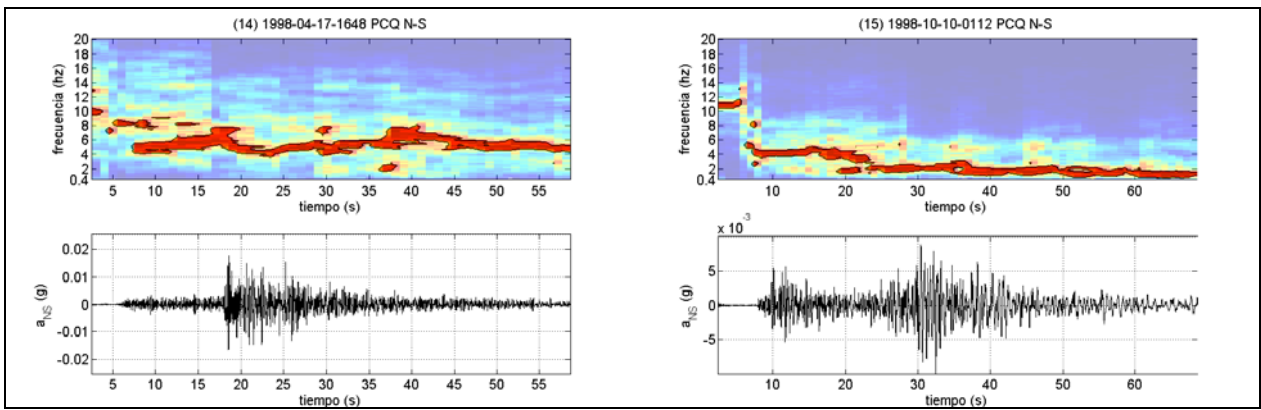


Figura 7.68. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PCQ.

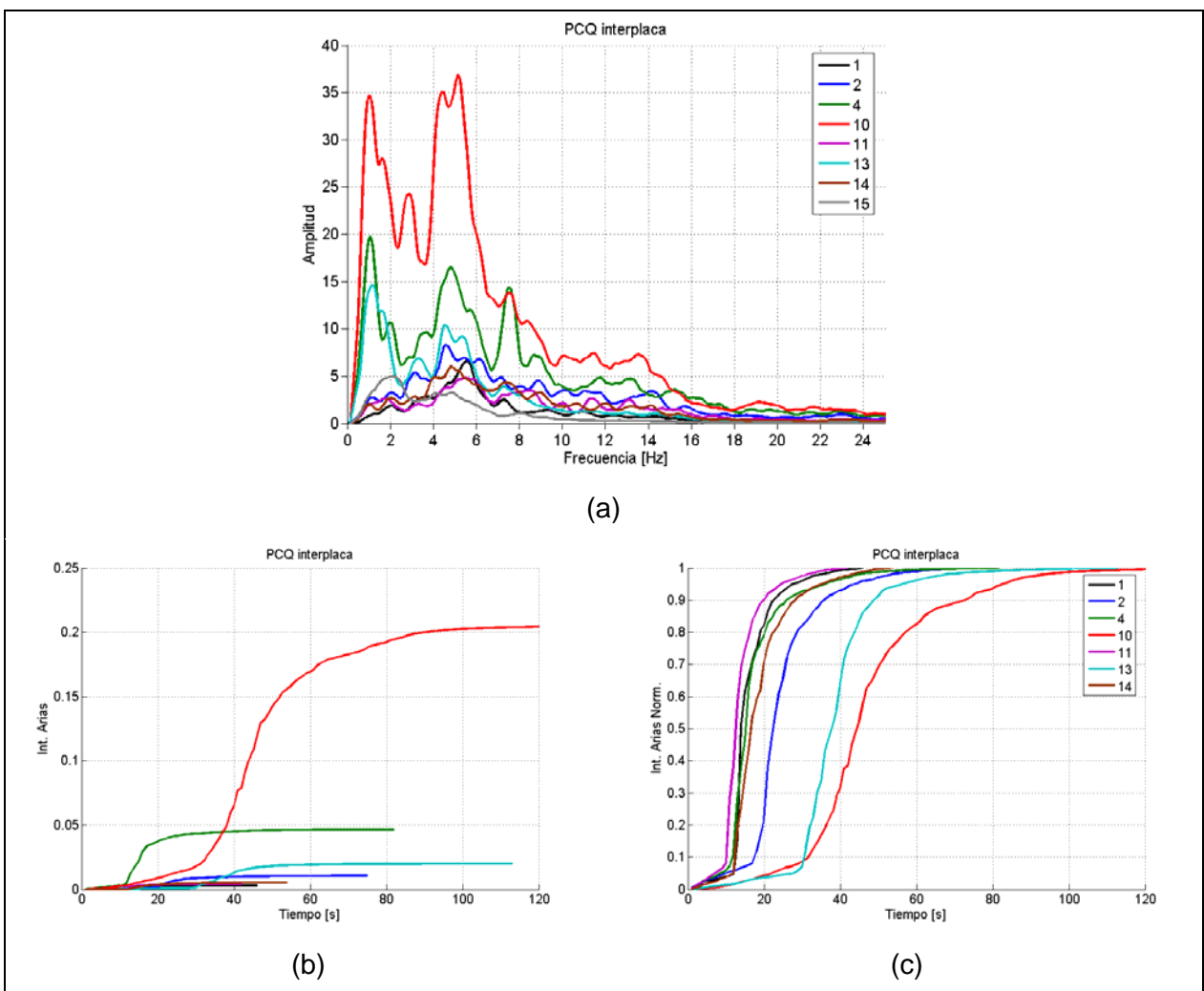
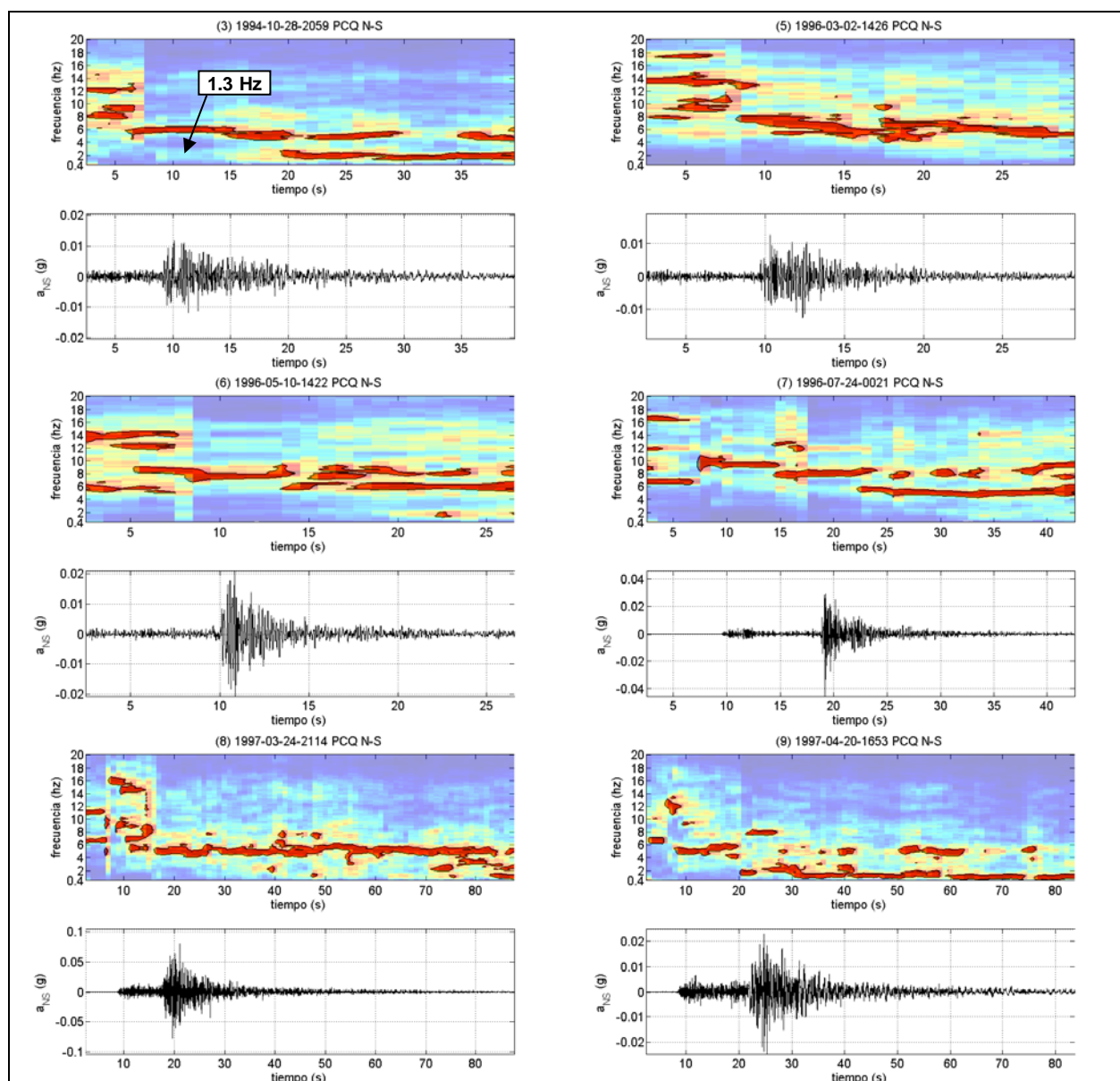


Figura 7.69. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PCQ.

Se pueden apreciar dos tipos de tendencia en los sismos interplaca registrados en esta estación (Figura 7.68). En algunos casos la frecuencia predominante se mantiene alrededor de 5.0 Hz durante todo el registro y en otros casos desciende alrededor de la frecuencia fundamental después de alcanzarse la aceleración máxima.

Al contrario de lo ocurrido con los sismos interplaca registrados en las estaciones del SSN, existe una marcada diferencia en el desarrollo de la intensidad de Arias acumulada normalizada dependiendo del sismo. No existe una tendencia única.

Sismos Intraplaca



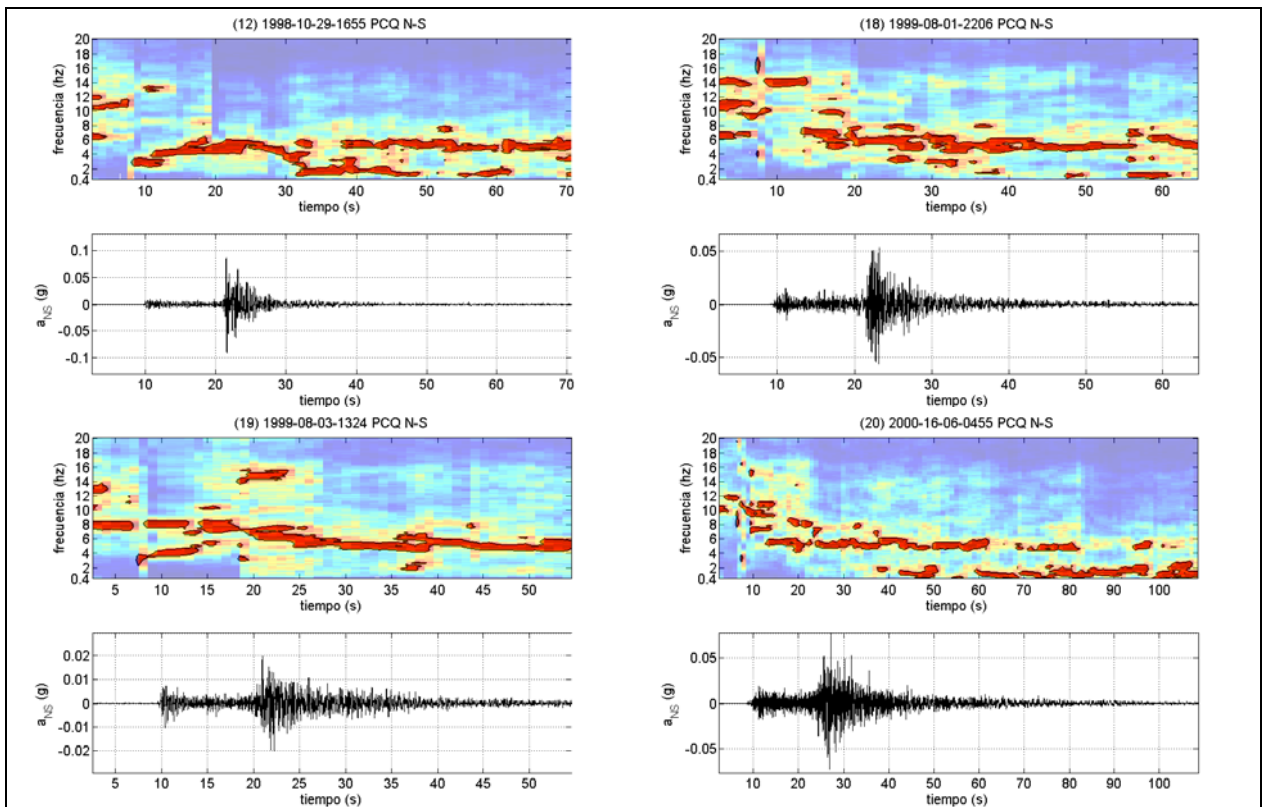


Figura 7.70. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PCQ.

Las frecuencias predominantes encontradas a lo largo de estos registros es similar al encontrado en el caso de los sismos interplaca, es decir, en algunos casos la frecuencia se mantiene alrededor de 5.0 Hz. durante todo el registro y en otros casos desciende a valores cercanos a la frecuencia fundamental después de haber alcanzado las aceleraciones máximas.

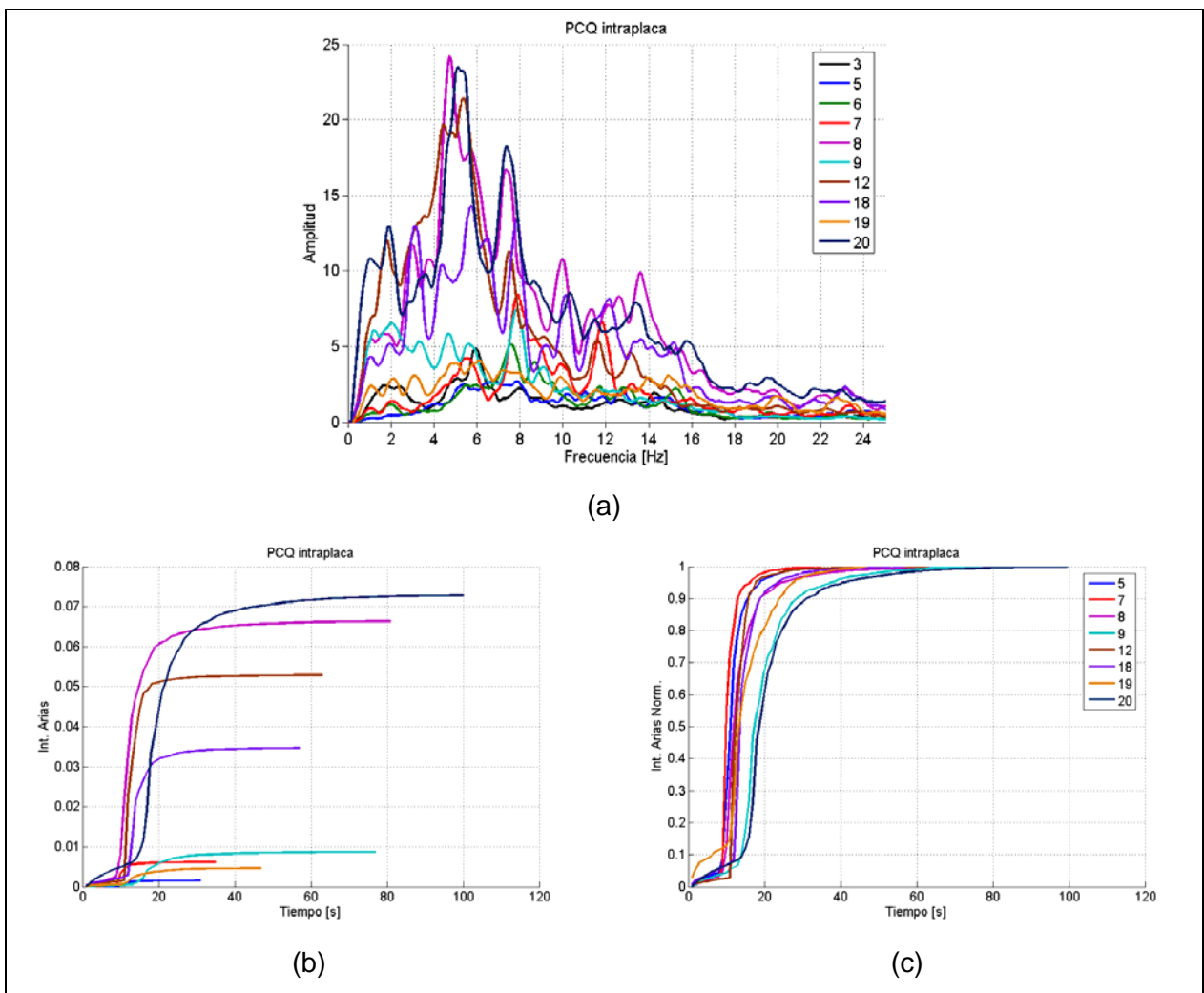
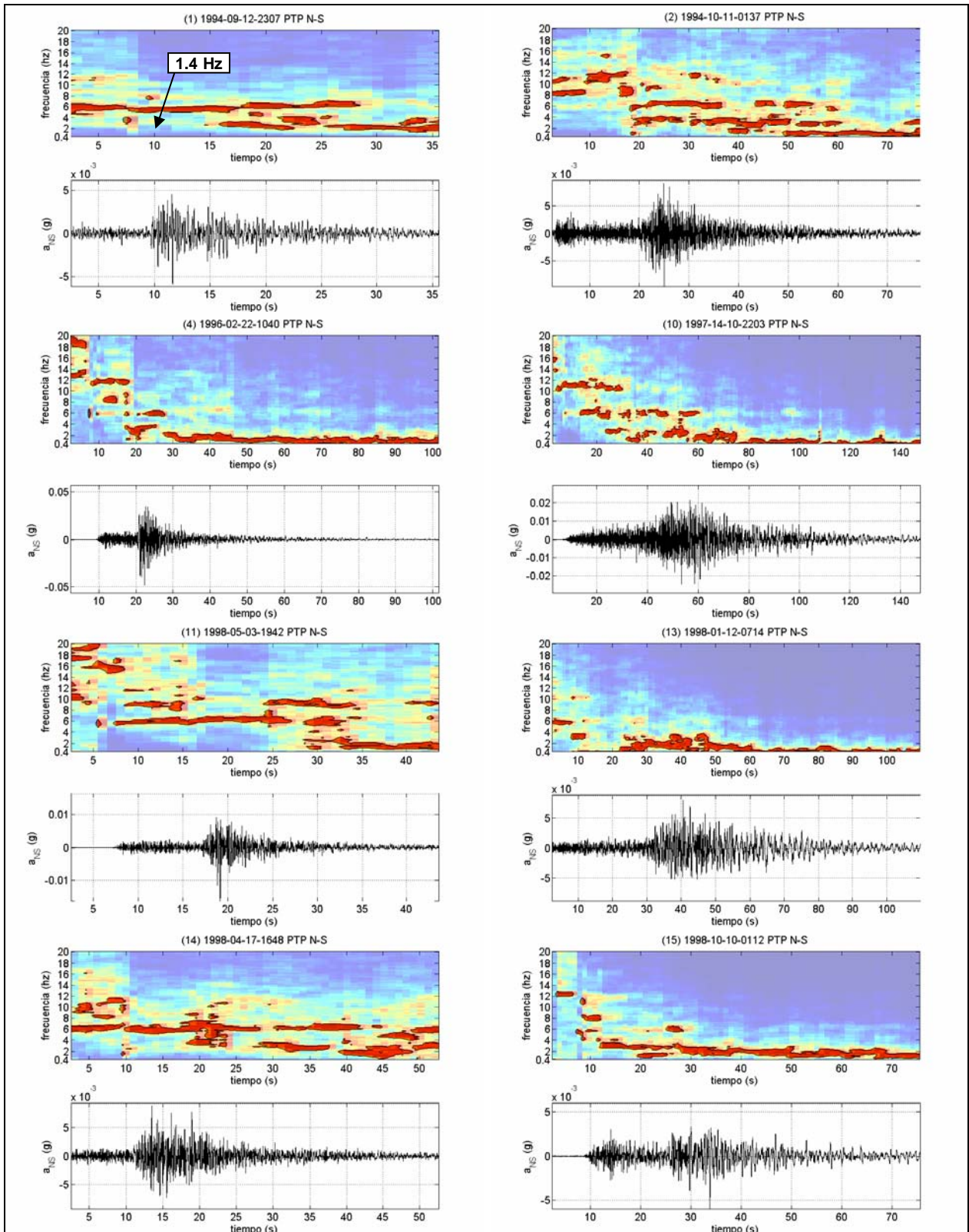


Figura 7.71. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PCQ.

Las tendencias del desarrollo de la intensidad de Arias acumulada se ajustan mejor que en el caso de los sismos interplaca. Por otro lado, el tiempo que demora liberar la máxima energía es menor que en el otro caso.

7.3.6. Planta Toyota Pudahuel (PTP)

Sismos Interplaca



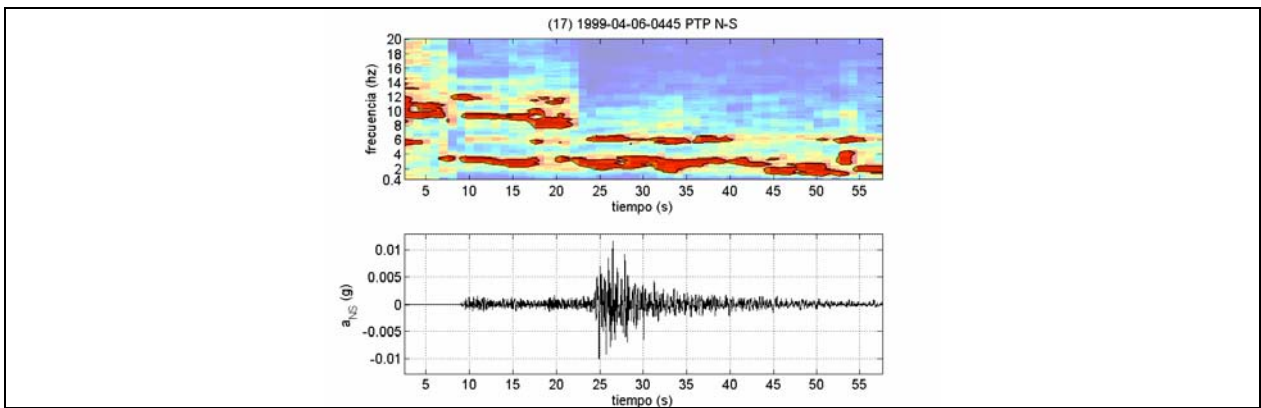


Figura 7.72. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PTP.

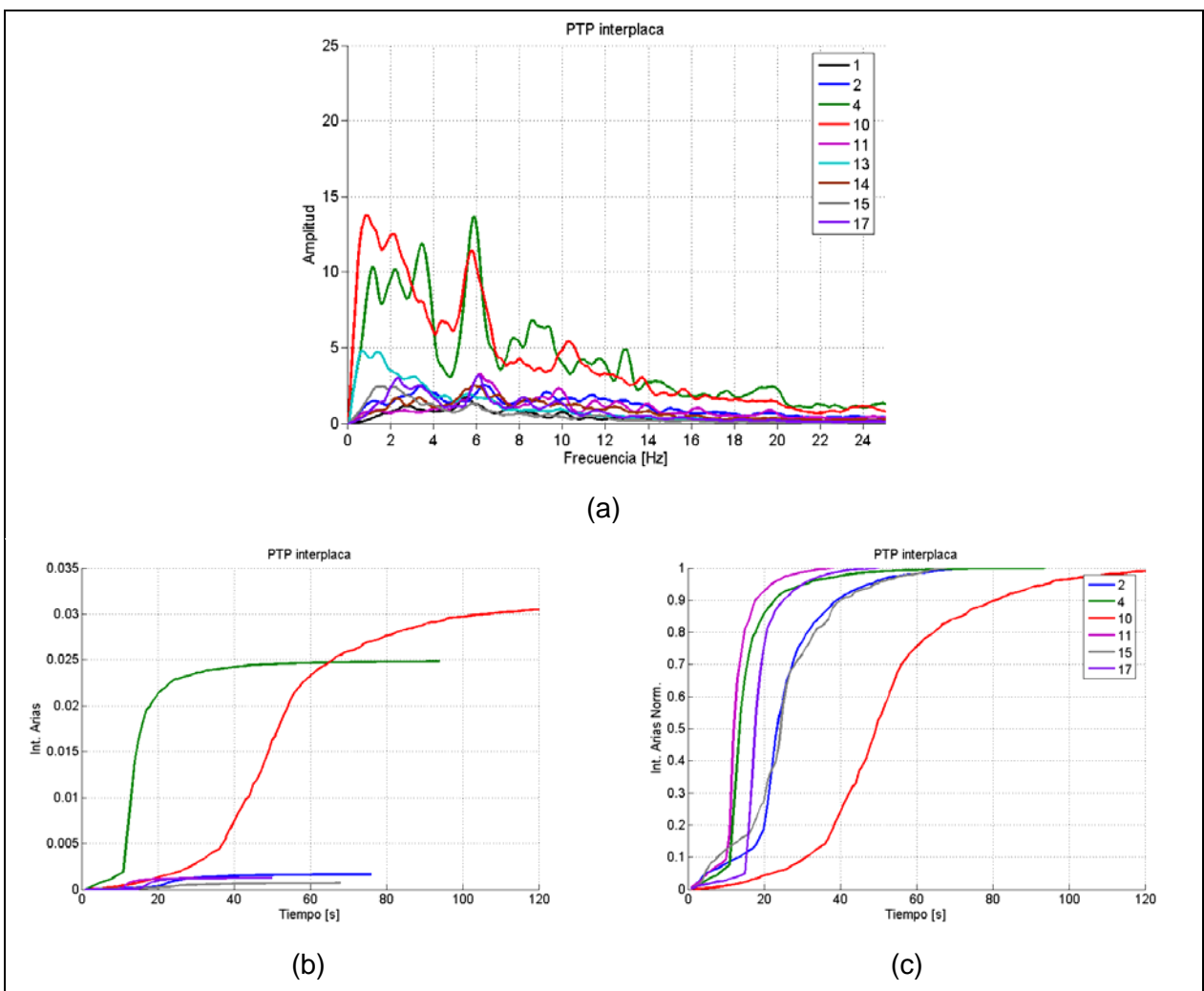
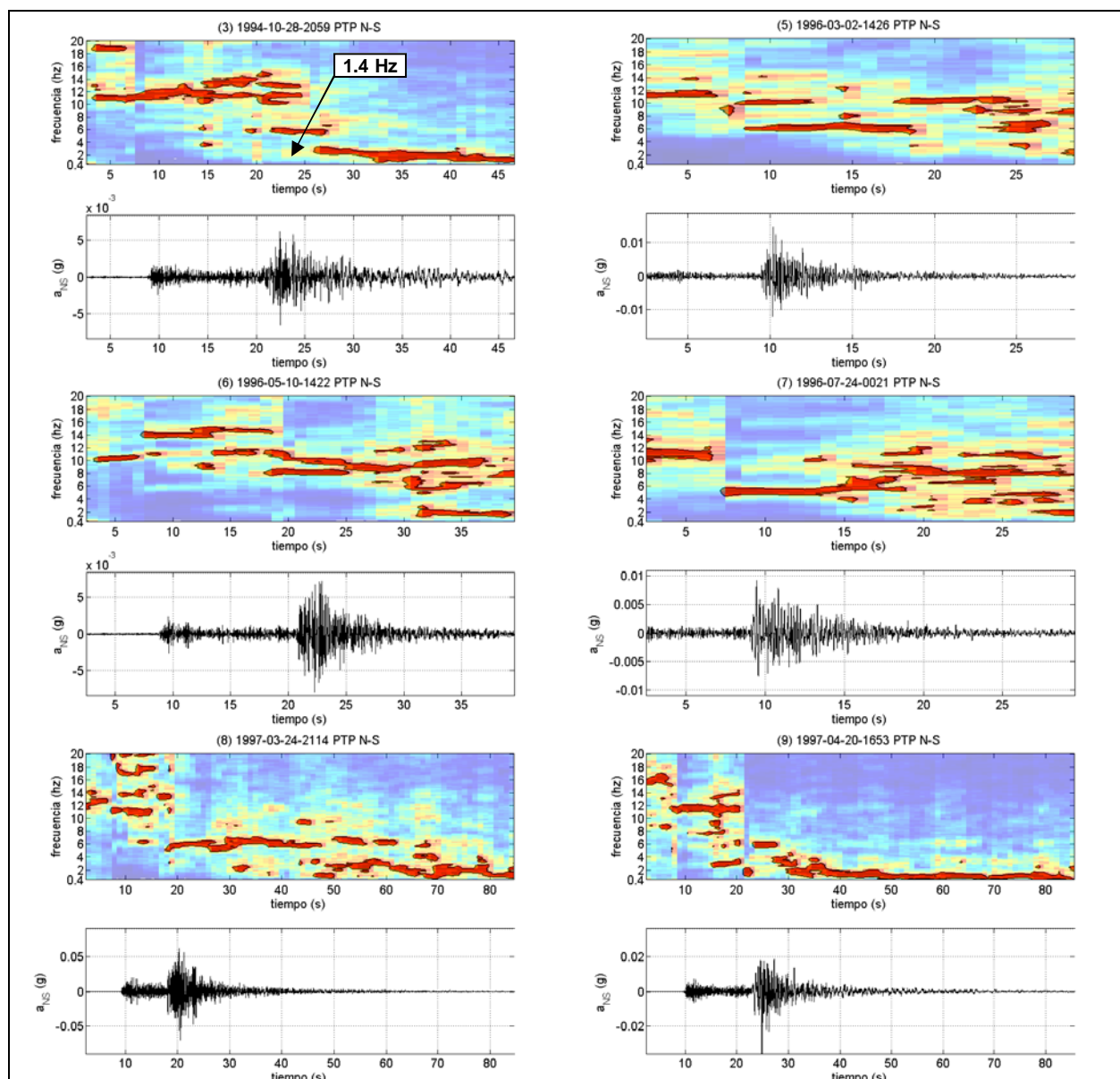


Figura 7.73. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación PTP.

Las frecuencias predominantes durante sismos interplaca registrados en esta estación (Figura 7.72) tienden a valores cercanos a la frecuencia fundamental obtenida a partir de las razones espectrales, después de alcanzar las aceleraciones máximas.

Al igual que en el caso de los sismos interplaca registrados en la estación PCQ, en esta estación no existe una única tendencia de desarrollo de la intensidad de Arias normalizada, pues depende fuertemente de cada sismo.

Sismos Intraplaca



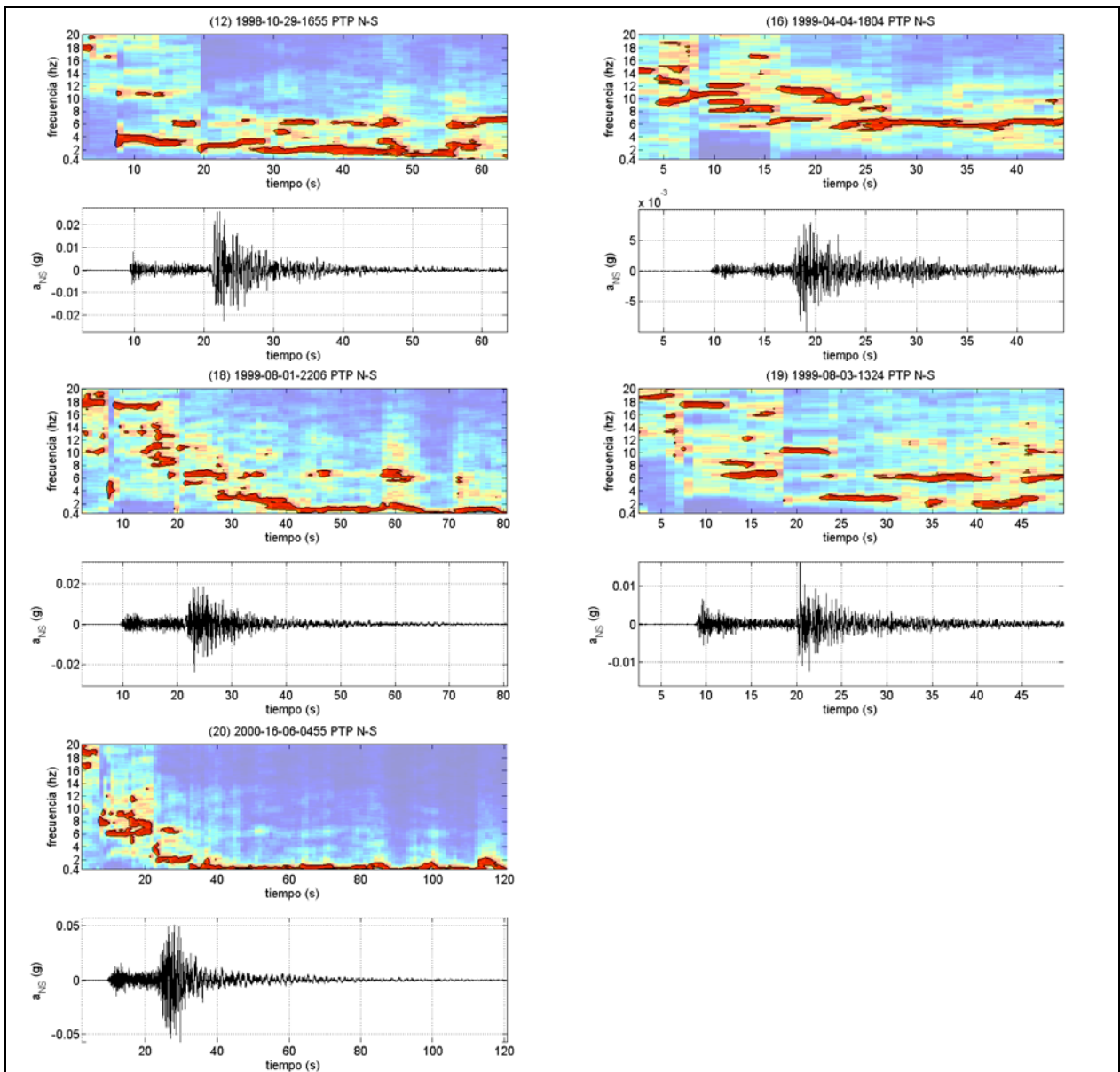


Figura 7.74. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PTP.

Sólo en algunos sismos de tipo intraplaca registrados en esta estación se pueden observar frecuencias preponderantes cercanas a la frecuencia fundamental. En la mayoría de los casos, las frecuencias predominantes son mayores a 2.0 Hz. De acuerdo a esto, no se puede establecer un patrón claro de comportamiento.

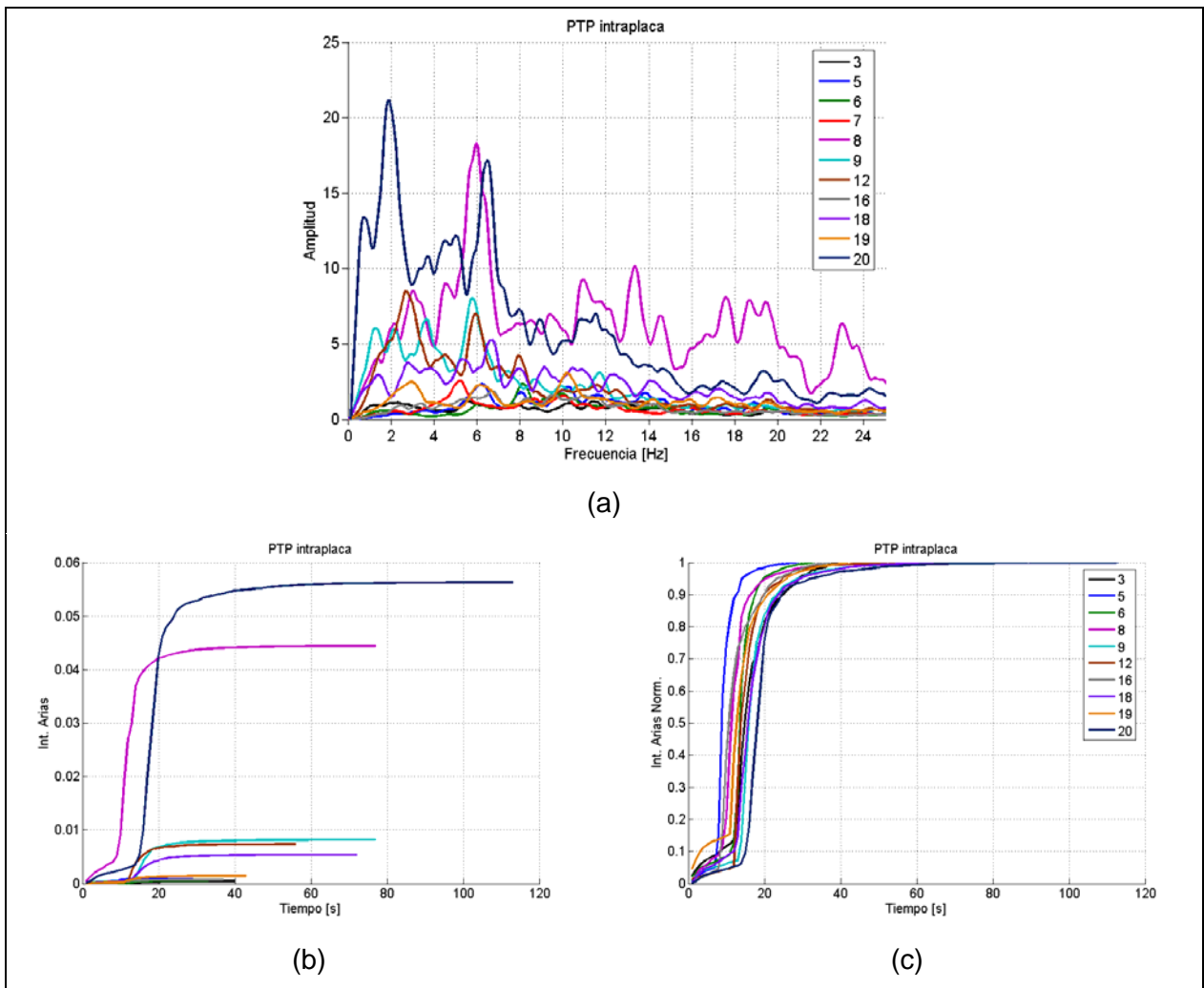
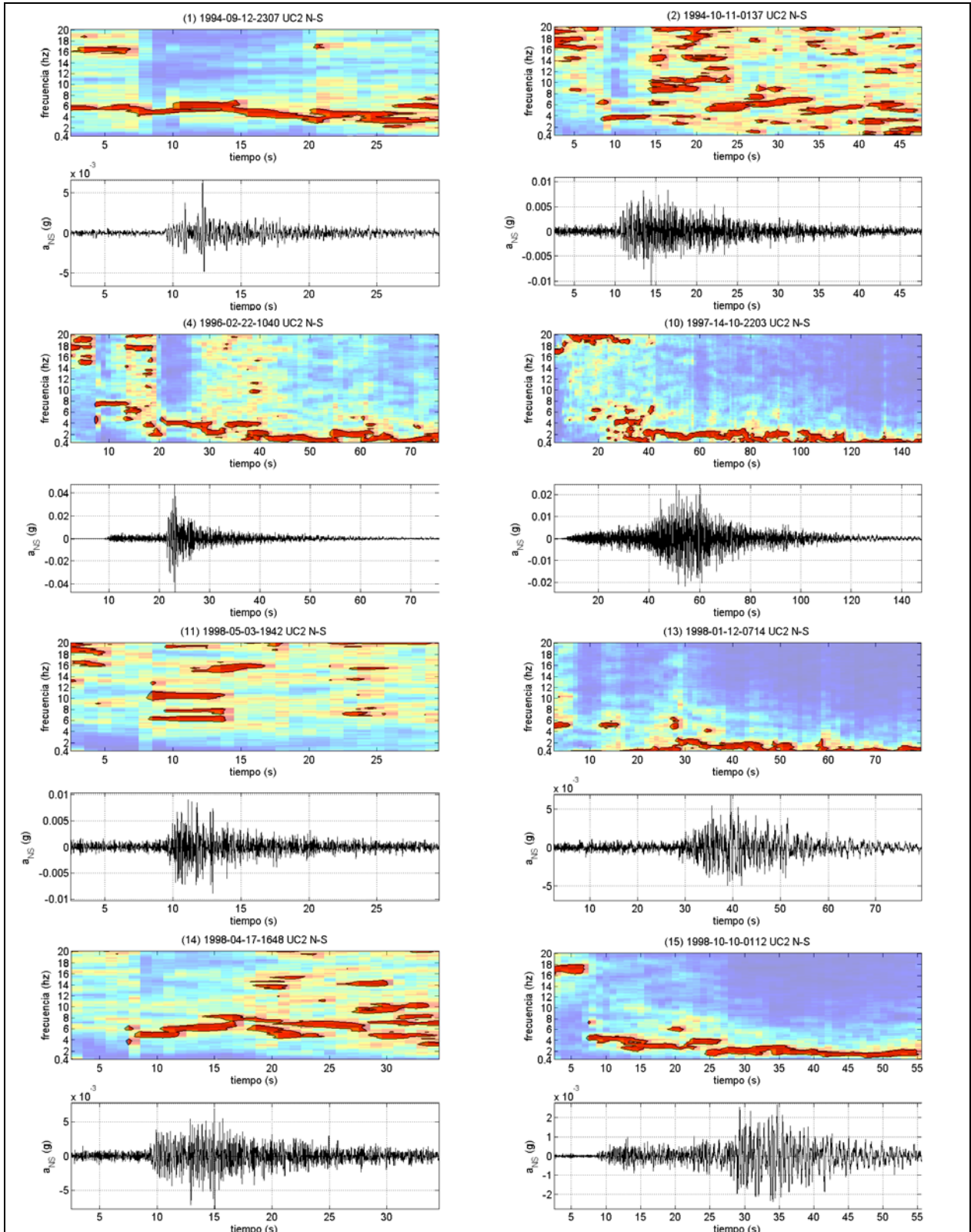


Figura 7.75. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación PTP.

Al igual que lo ocurrido durante los sismos intraplaca registrados en la estación PCQ, existe una tendencia similar de desarrollo de la energía liberada de los sismos intraplaca en la estación PTP.

7.3.7. U. C. Campus San Joaquín (UC2)

Sismos Interplaca



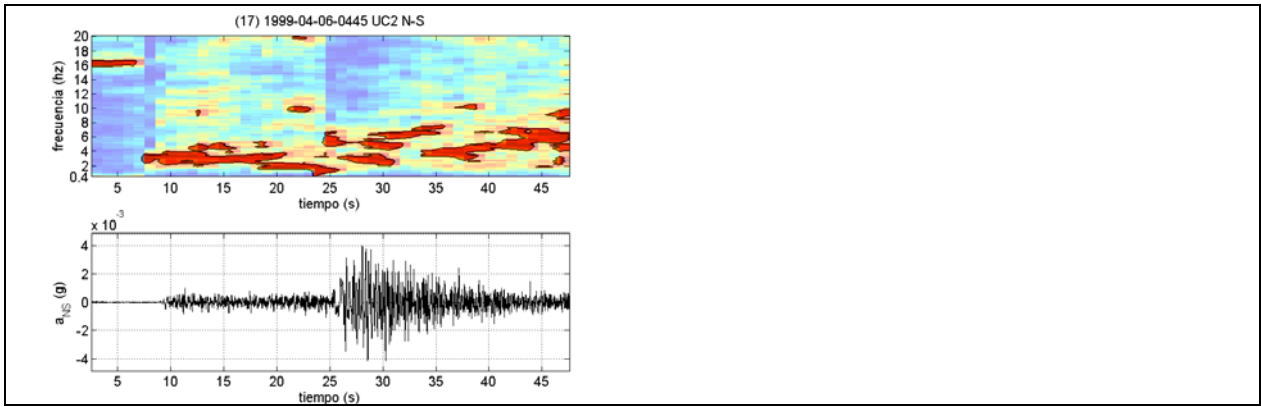


Figura 7.76. Espectrogramas de componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación UC2.

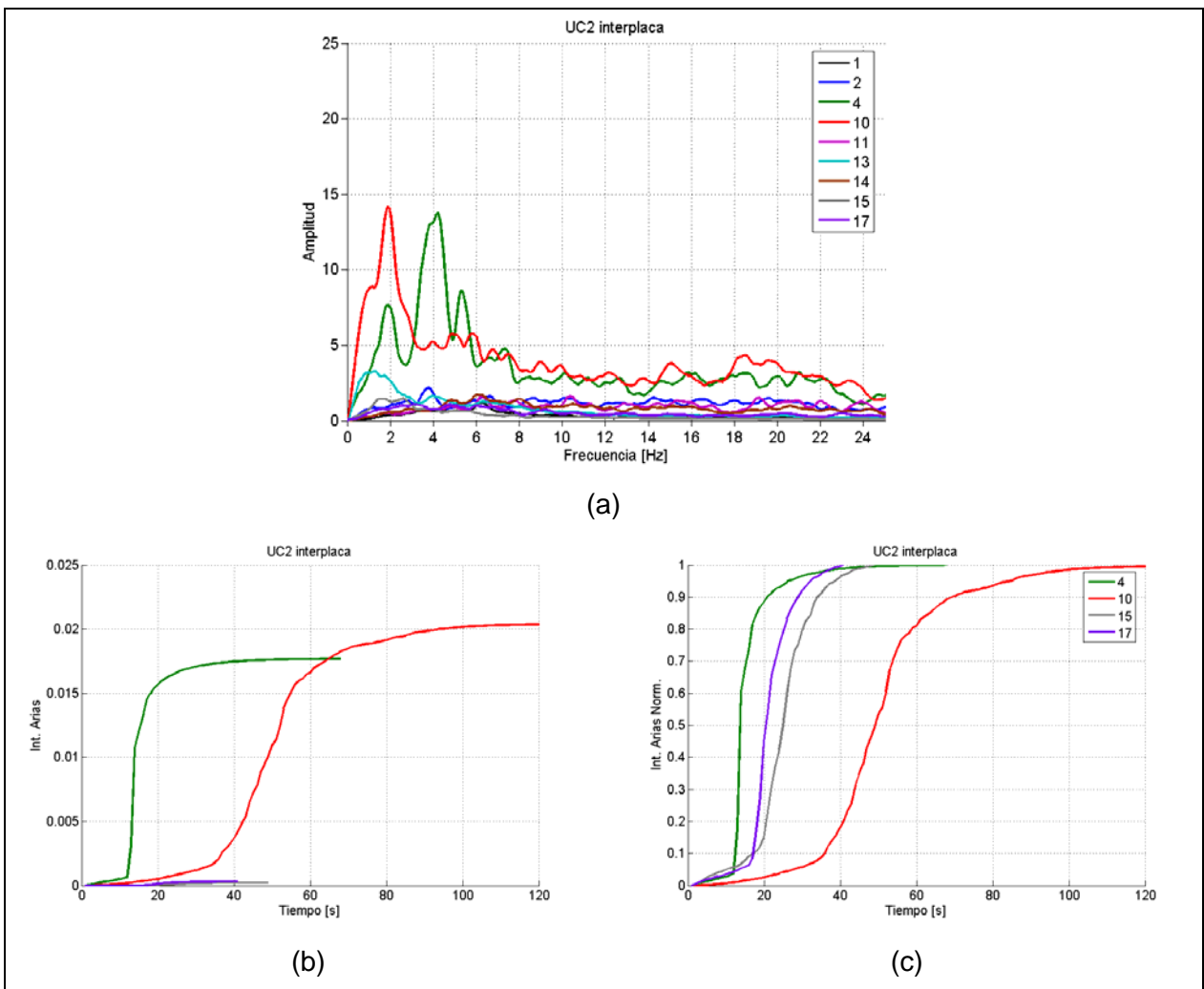
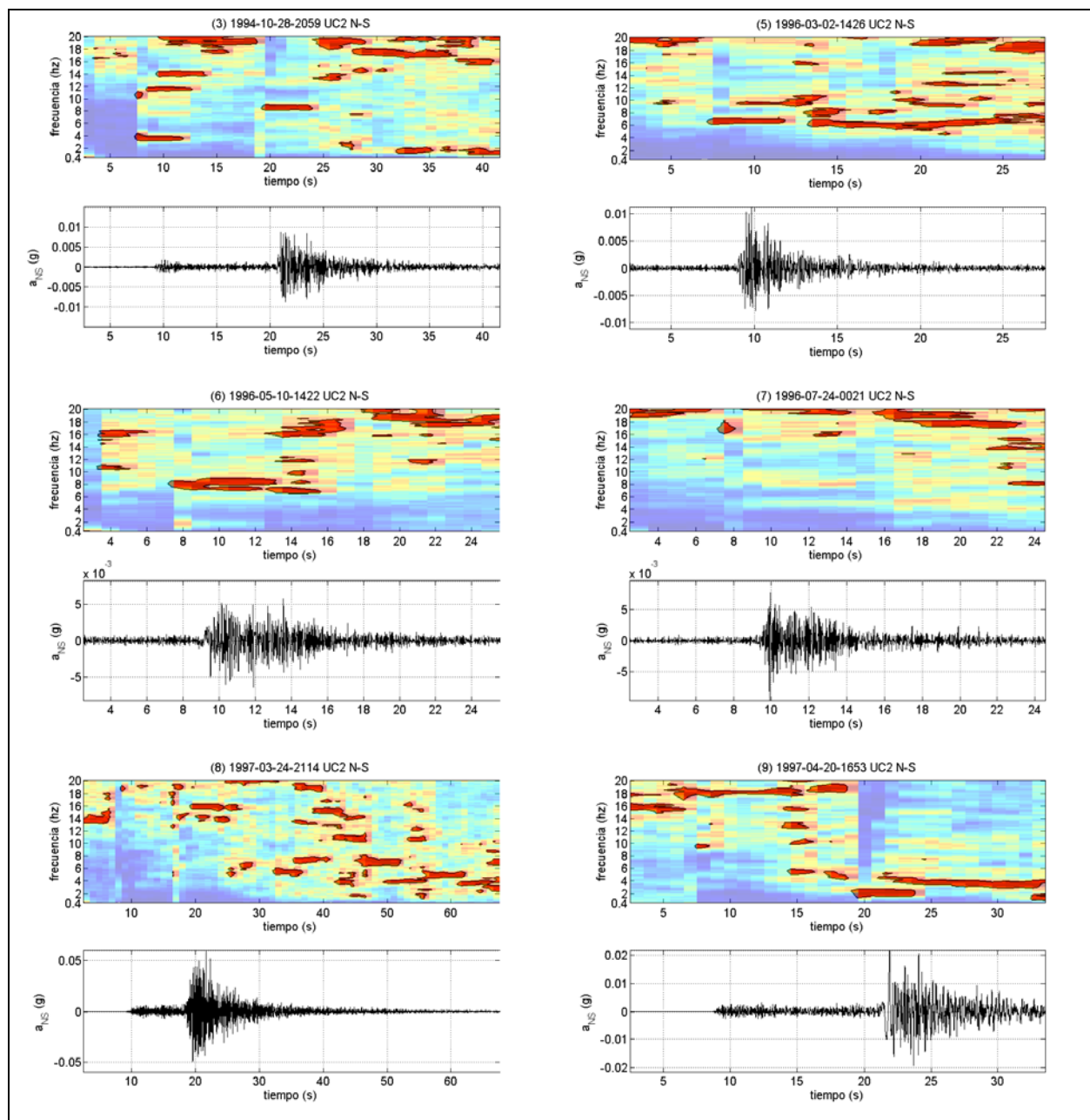


Figura 7.77. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos interplaca registrados en la estación UC2.

El comportamiento exhibido por esta estación ante sismos de tipo interplaca es muy variable. En algunos casos las frecuencias predominantes se mantienen sobre 2.0 Hz, en otros casos bajan a valores inferiores y en otros simplemente no presentan una frecuencia predominante.

Al igual que las estaciones anteriores, el desarrollo de las intensidades de Arias acumuladas (Figura 7.77) depende de cada sismo.

Sismos Intraplaca



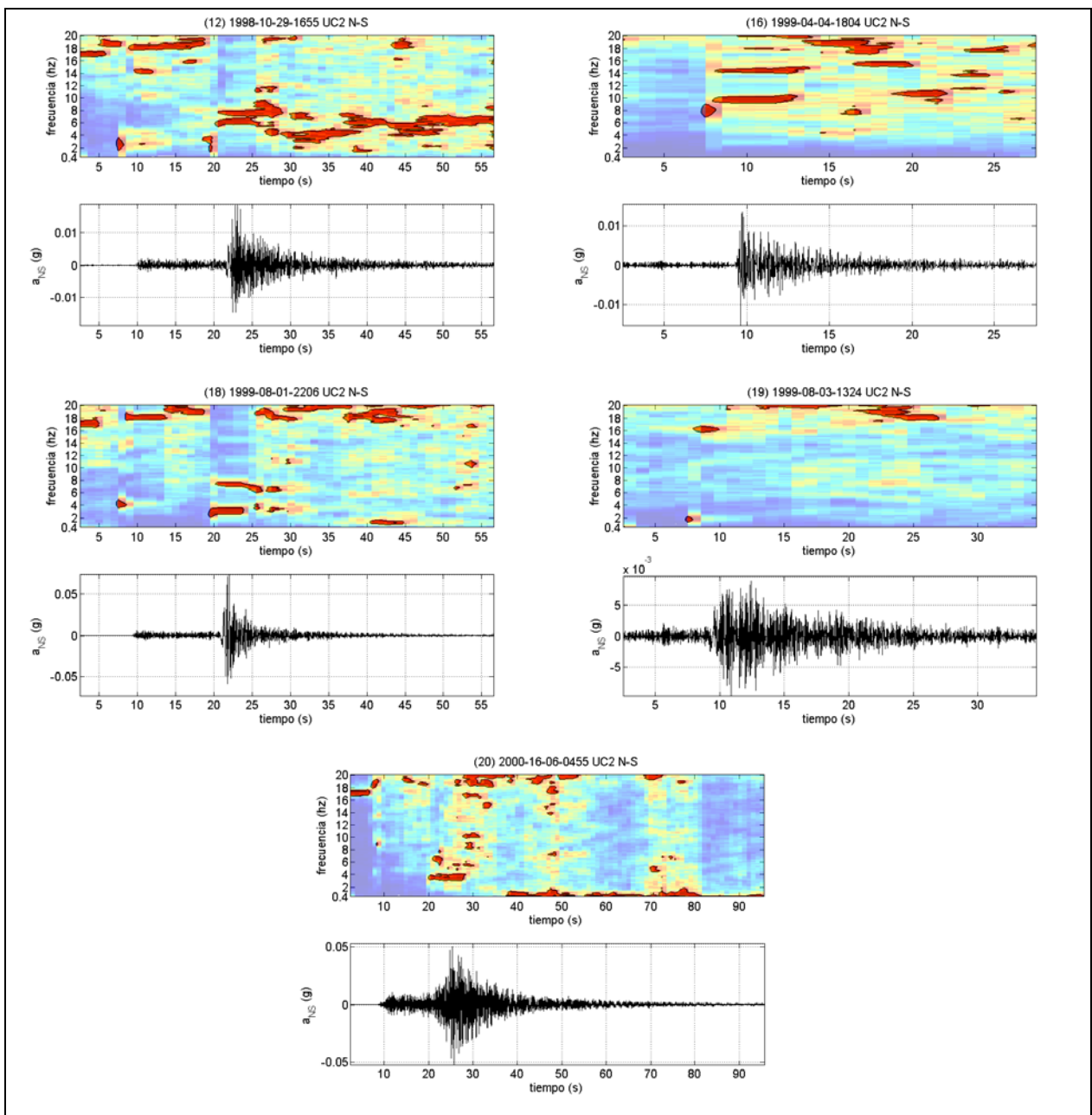


Figura 7.78. Espectrogramas de componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación UC2.

El contenido de frecuencias de los sismos intraplaca registrados en esta estación es muy variable y no presenta un valor predominante como lo exhibido por las otras estaciones.

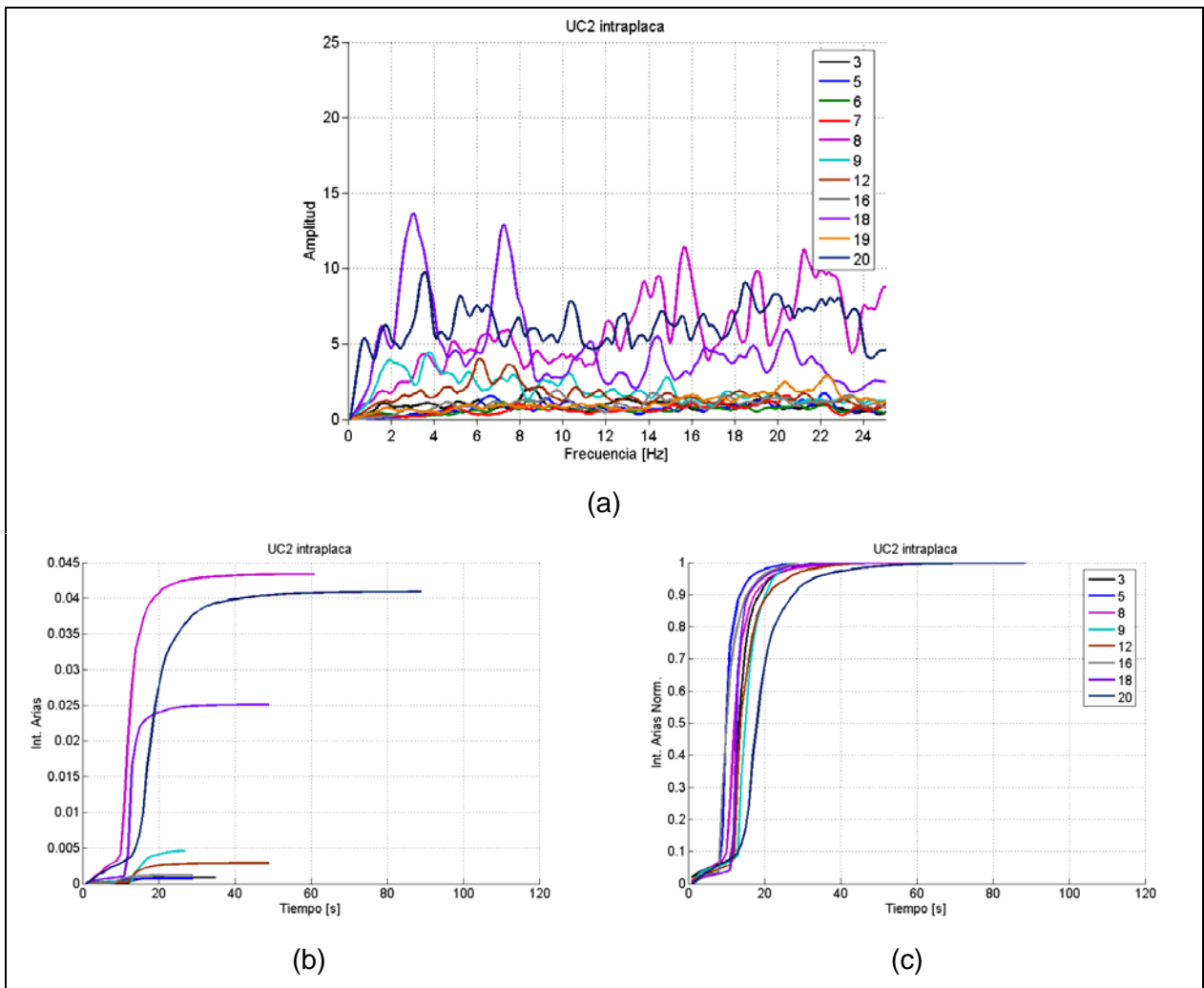


Figura 7.79. (a) Transformadas de Fourier, (b) intensidad de Arias acumulada absoluta y (c) normalizada de las componentes N-S de sismos intraplaca registrados en la estación UC2.

Todos los sismos tienen una tendencia similar del desarrollo de la intensidad de Arias acumulada, que alcanza su máximo en un período corto de tiempo.

8. ANÁLISIS DE RESULTADOS

8.1 Análisis de resultados obtenidos a partir de razones espectrales

Las razones espectrales de Tipo 1, en las cuales se pueden identificar claramente las frecuencias fundamentales, se encuentran distribuidas por toda la cuenca. Sin embargo, sus amplitudes máximas van decreciendo hacia el sector sur a medida que los sedimentos se van haciendo más rígidos.

Las razones espectrales de Tipo 2, en las cuales se identifican al menos dos frecuencias preponderantes, se encuentran concentradas al norte de la cuenca y en sectores aislados de la zona sur. De acuerdo a los análisis realizados, no es posible asociar su ubicación a una configuración determinada de tipo de suelo o profundidad de basamento.

Las razones espectrales de Tipo 3, en las que es difícil identificar la frecuencia fundamental, se encuentran predominantemente en el sector central y en una franja de orientación norte sur, al oriente de la cuenca.

Las razones espectrales de Tipo 4, de amplitud cercana a uno, se concentran al oriente de la línea que une el cerro San Cristóbal con el cerro Chena y, de acuerdo a la Figura 6.7, sólo se distribuyen en el sector donde las frecuencias fundamentales son mayores a 0,5 Hz.

Como se puede apreciar en la Figura 6.4, existe una zona de bajas frecuencias fundamentales, inferiores a 0.5 Hz., que rodea el Cerro Renca y se extiende hacia el norte por el sector occidental. Bajo este dominio se encuentran las comunas de Quinta Normal, Lo Prado, Maipú, Pudahuel, Quilicura y Lampa. Según lo indica la Figura 6.6, esta zona de bajas frecuencias coincide con los sectores de mayor profundidad de sedimentos en el sector centro y norte de la cuenca.

Por otro lado, el sector sur de la cuenca, desde el sur de Santiago Centro hasta Puente Alto, está dominado por frecuencias fundamentales entre 1.0 y 2.0 Hz. A pesar de que las profundidades del basamento rocoso son variables y los sedimentos son bastante homogéneos en esta zona, no existe una correlación entre la profundidad del basamento y las frecuencias fundamentales. Esto se debe, probablemente, a que los sedimentos de esta zona presentan una alta rigidez en profundidad y el contraste de impedancias con la roca basal no es lo

suficientemente pronunciado para que el método sea sensible a las variaciones de los espesores de sedimentos.

Al oriente de la cuenca, entre las comunas de La Reina y Peñalolen, existe también una zona de bajas frecuencias, inferiores a 0.5 Hz. Según la Figura 6.6, estas frecuencias no correlacionan con la profundidad máxima del basamento rocoso en ese sector, pero puede estar asociado a una configuración de espesor de sedimento menos profundo y sedimentos menos rígidos.

En las inmediaciones de los afloramientos rocosos del sector centro norte de la cuenca, como el Cerro San Cristóbal, Cerro Renca, Cerro Lo Castro, Cerro Calán y Rinconada de Maipú, las razones espectrales presentan frecuencias fundamentales superiores a 2.0 Hz. Este resultado se puede asociar a que los espesores de sedimentos en estas zonas son menores y a que el contraste de impedancia entre la roca basal y los sedimentos es lo bastante pronunciado para que el método identifique esta configuración. Lo contrario ocurre en las inmediaciones del cerro Chena, donde las frecuencias fundamentales no difieren de las obtenidas en sectores donde el basamento rocoso es más profundo. Este resultado puede ser producto de que la alta rigidez de los sedimentos en profundidad no permite que el método identifique las variaciones de la profundidad del basamento rocoso.

Hacia el sur del cerro Renca se prolonga, por las comunas de Renca, Quinta Normal y Cerro Navia, una zona de frecuencias fundamentales mayores a 1 Hz., lo que se puede asociar a una menor profundidad del basamento rocoso en comparación a dos zonas vecinas que superan los 400 m.

Finalmente, considerando las frecuencias interpoladas de la Figura 6.5, resulta interesante notar que frecuencias menores a 2.0 Hz. sólo se pueden encontrar en tres sectores de la cuenca: al nor-oeste y en el sector central de la cuenca, y un sector al sur del cerro Chena, que coinciden con las zonas de más bajas frecuencias fundamentales de la Figura 6.4. Lamentablemente, con la información disponible es difícil interpretar el significado de estos peaks a altas frecuencia, pero probablemente estén asociadas a modos superiores de vibración en depósitos de suelos que cumplen ciertas condiciones de configuración de sedimentos.

Un análisis más detallado que relaciona los tipos de razones espectrales y las frecuencias fundamentales encontradas se puede hacer a través de la información obtenida de los pozos profundos. Si bien la información de los pozos disponibles es solamente de tipo descriptiva y las

velocidades de onda de corte promedio, utilizadas para calcular la frecuencia fundamental del perfil de suelos, fueron estimadas, los resultados indican que las razones espectrales de mediciones de vibraciones ambientales realizadas sobre suelos compuestos principalmente por gravas tienen menor amplitud y no tienen una frecuencia fundamental clara, al contrario de lo ocurrido con las obtenidas sobre suelos compuestos por sedimentos más blandos, donde las amplitudes espectrales son mayores y existen una o más frecuencias predominantes.

La Tabla 8.1 muestra un resumen de la comparación entre las frecuencias fundamentales obtenidas mediante la teoría de propagación vertical de ondas de corte, f_0 , y las obtenidas mediante las razones espectrales utilizando el método de Nakamura, f_{Naka} , considerando un ordenamiento creciente de las velocidades de onda de corte promedio de los pozos.

La información de la Tabla 8.1 se grafica en la Figura 8.1 y a partir de ella se puede corroborar que la profundidad del basamento rocoso en la mayor parte de la cuenca supera los 200 m, lo que justifica que en sitios conformados por sedimentos blandos, como en la zona centro norte de la cuenca, las frecuencias fundamentales sean menores a 0.5 Hz.

También, se puede apreciar que las razones espectrales de Tipo 4 no están asociadas a las mayores velocidades de onda de corte promedio de los perfiles de sedimentos, sino que su aparición también tiene relación con el espesor de los sedimentos.

Tabla 8.1 Frecuencias fundamentales sobre pozos profundos

Pozo	Razón Espectral	V_s (m/s)	H (m)	f_0 (Hz)	f_{Naka} (Hz)	Tipo
110*	Lampa 7	382	170	0.56	0.52	2
70	Pudahuel 8	382	240	0.40	0.48	2
1043	Maipú 11	389	120	0.81	0.92	1
88*	Pudahuel 11	402	182	0.55	0.40	1
3406*	Huechur 4	426	91	1.17	1.00	1
1214*	Huechur 3	443	119	0.93	1.16	2
2114*	Vitacura 4	455	93	1.22	1.24	1
75	Pudahuel 21	482	400	0.30	0.44	2
92	Renca 4	500	30	4.17	4.00	2
2068	LoBarnech 2	500	43	2.91	-	3
1158	QtaNormal 12	516	280	0.46	0.48	1
52	StgoCentro 4	536	330	0.41	0.48	2
139	Pudahuel 10	538	500	0.27	0.40	2
129	Macul 2	582	300	0.49	-	3
3122*	Vitacura 5	603	133	1.13	1.00	1
2145*	Vitacura 2	637	127	1.25	-	4
2134*	Vitacura 1	646	128	1.26	1.00	1
6	SanJoaq 1	665	180	0.92	-	4
1224	LoEspejo 2	668	190	0.88	0.88	2
130	Peñalolen 7	677	280	0.60	0.52	1
1256	LaPintana 10	728	280	0.65	-	4

Considerando las razones espectrales sobre los perfiles de suelos (Figura 6.30, 6.31 y 6.32), se puede establecer que las razones espectrales en sitios con presencia de suelos finos tienen mayores amplitudes, y dependiendo de la profundidad de los sedimentos y su rigidez, cambia su frecuencia fundamental. En cambio, las razones espectrales sobre sitios con gravas son aproximadamente planas o de amplitudes máximas en frecuencias fundamentales superiores a 1.0 Hz.

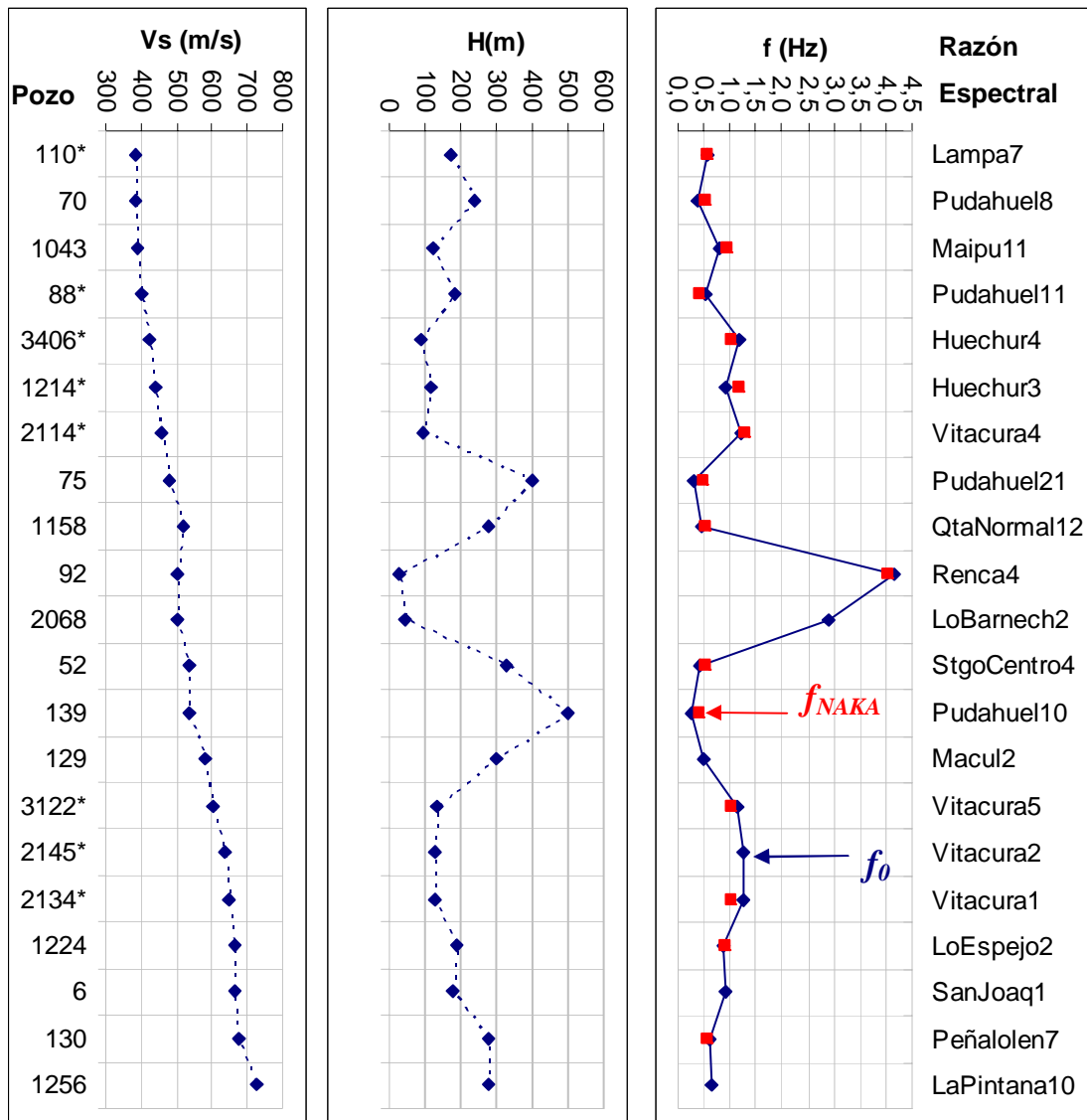


Figura 8.1. Frecuencias fundamentales sobre pozos profundos

En la Tabla 8.2 se resume la comparación entre las razones espectrales obtenidas mediante vibraciones ambientales y mediante registros sísmicos. Como se puede apreciar, las razones espectrales obtenidas a partir de la ventana temporal que considera el registro completo son las que más se asemejan a las obtenidas mediante vibraciones ambientales, sobretodo en bajas frecuencias. Las razones espectrales de la ventana temporal correspondiente a la onda S son las que menos se asemejan a las obtenidas mediante vibraciones ambientales.

De acuerdo a este resultado es posible suponer que las vibraciones ambientales son producidas por distintos tipos de ondas, al igual que lo ocurrido durante un sismo, considerando la totalidad del registro. Con la salvedad de que los sismos son capaces de excitar frecuencias mayores debido a la mayor energía con la que solicitan los depósitos de suelos.

Tabla 8.2 Comparación entre razones espectrales obtenidas mediante registros sísmicos y vibraciones ambientales.

Ventana Temporal	Tipos de Sismos		
	Todos	Interplaca	Intraplaca
Onda S	Las razones espectrales de los registros sísmicos muestran una importante dispersión y una tendencia promedio que en la mayoría de los casos difiere de las obtenidas mediante vibraciones ambientales.	Las razones espectrales de los registros sísmicos muestran una menor dispersión. Sin embargo, la tendencia promedio no se asemeja a la de las razones espectrales obtenidas mediante vibraciones ambientales.	Las razones espectrales de los registros sísmicos presentan una gran dispersión y la tendencia promedio difiere de la obtenida mediante vibraciones ambientales.
Coda	Las razones espectrales de los registros sísmicos presentan una gran dispersión. Sin embargo, las tendencias promedio de las estaciones ANTU y UC2 se aproximan a las obtenidas mediante vibraciones ambientales.	No existen similitudes entre las razones espectrales de registros sísmicos y de vibraciones ambientales	Salvo en la estación UC2, las razones espectrales de los registros sísmicos difieren de las obtenidas mediante vibraciones ambientales.
Registro Completo	Las tendencias promedio de las razones espectrales de los registros sísmicos, salvo en las estaciones ANTU y UC2, son similares en bajas frecuencias a las obtenidas mediante vibraciones ambientales. Las razones espectrales de los registros sísmicos tienen mayor información en altas frecuencias.	La dispersión de las razones espectrales de los registros sísmicos es pequeña en todas las estaciones. Además, las tendencias promedio son similares a las obtenidas mediante vibraciones ambientales en bajas frecuencias.	Las razones espectrales de los registros sísmicos presentan mayores amplitudes en bajas frecuencias, en comparación a las de sismos interplaca.

8.2 Análisis de resultados obtenidos a partir de registros sísmicos

La Figura 8.2 y Figura 8.3 presentan un resumen de las transformadas de Fourier de los registros de aceleraciones obtenidos en las estaciones del SSN y del LSMF, respectivamente, considerando sismos de tipo interplaca e intraplaca.

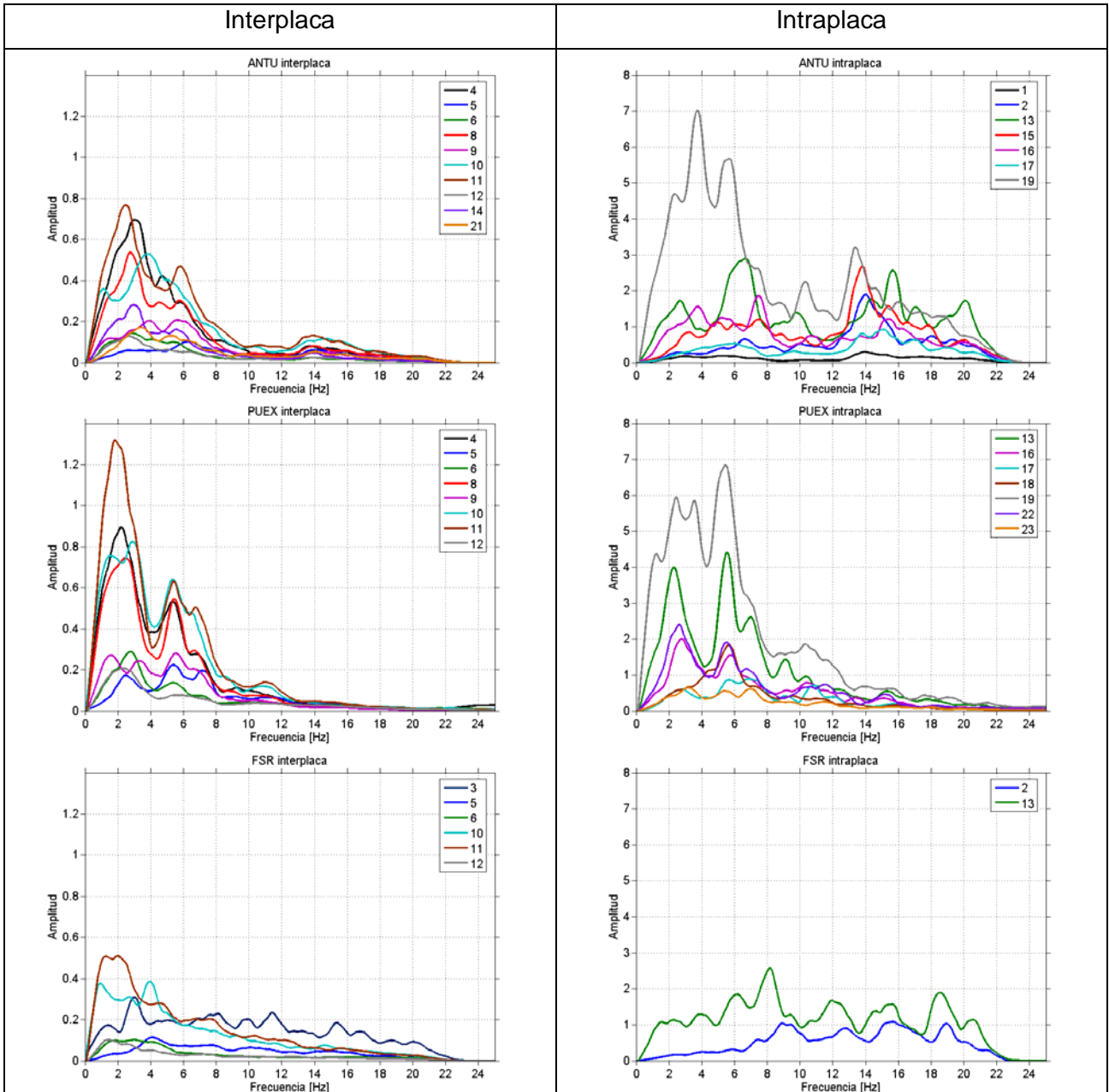


Figura 8.2. Transformadas de Fourier de la componente N-S de sismos interplaca e intraplaca registrados en las estaciones sísmológicas del SSN.

Según la Figura 8.2, las amplitudes espectrales de la respuesta en superficie ante sismos de tipo intraplaca son mayores a las producidas por eventos de tipo interplaca. Esto indica que los sismos intraplaca analizados solicitan con mayor energía los depósitos de suelos bajo las estaciones del SSN.

En la estación ANTU la mayoría de los sismos intraplaca tienen un importante contenido de bajas y altas frecuencias, desde 1.0 a 20.0 Hz. No así los sismos interplaca que sólo se concentran en frecuencias menores a 8.0 Hz. En la estación PUEX, sin embargo, no es tan significativa la diferencia entre el contenido de frecuencias relativo inducido por sismos interplaca e intraplaca, principalmente entre 0.5 y 9.0 Hz. En la estación FSR, tanto sismos interplaca como intraplaca producen comportamientos similares en superficie.

Según la Figura 8.3, las amplitudes espectrales de la respuesta en superficie ante sismos de tipo intraplaca son comparables a las producidas por eventos de tipo interplaca. Sin embargo, existe una tendencia de las estaciones a responder en frecuencias más altas cuando se trata de sismos de tipo intraplaca.

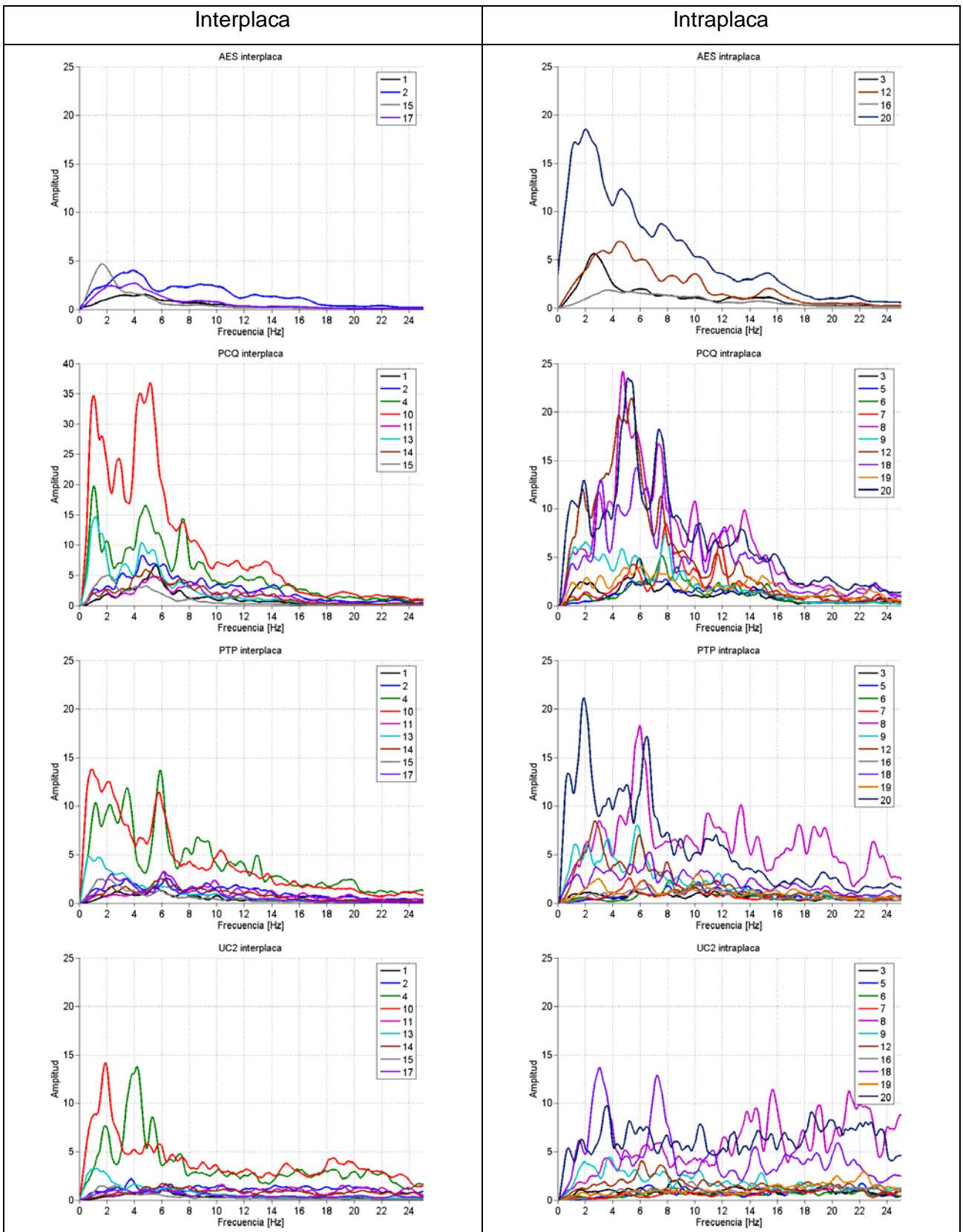


Figura 8.3. Transformadas de Fourier de la componente N-S de sismos interplaca e intraplaca registrados en las estaciones sismológicas del LSMF.

La Figura 8.4 y Figura 8.6 presentan un resumen de las Intensidades de Arias acumuladas de los registros de aceleraciones obtenidos en las estaciones del SSN, considerando sismos de tipo interplaca e intraplaca, respectivamente.

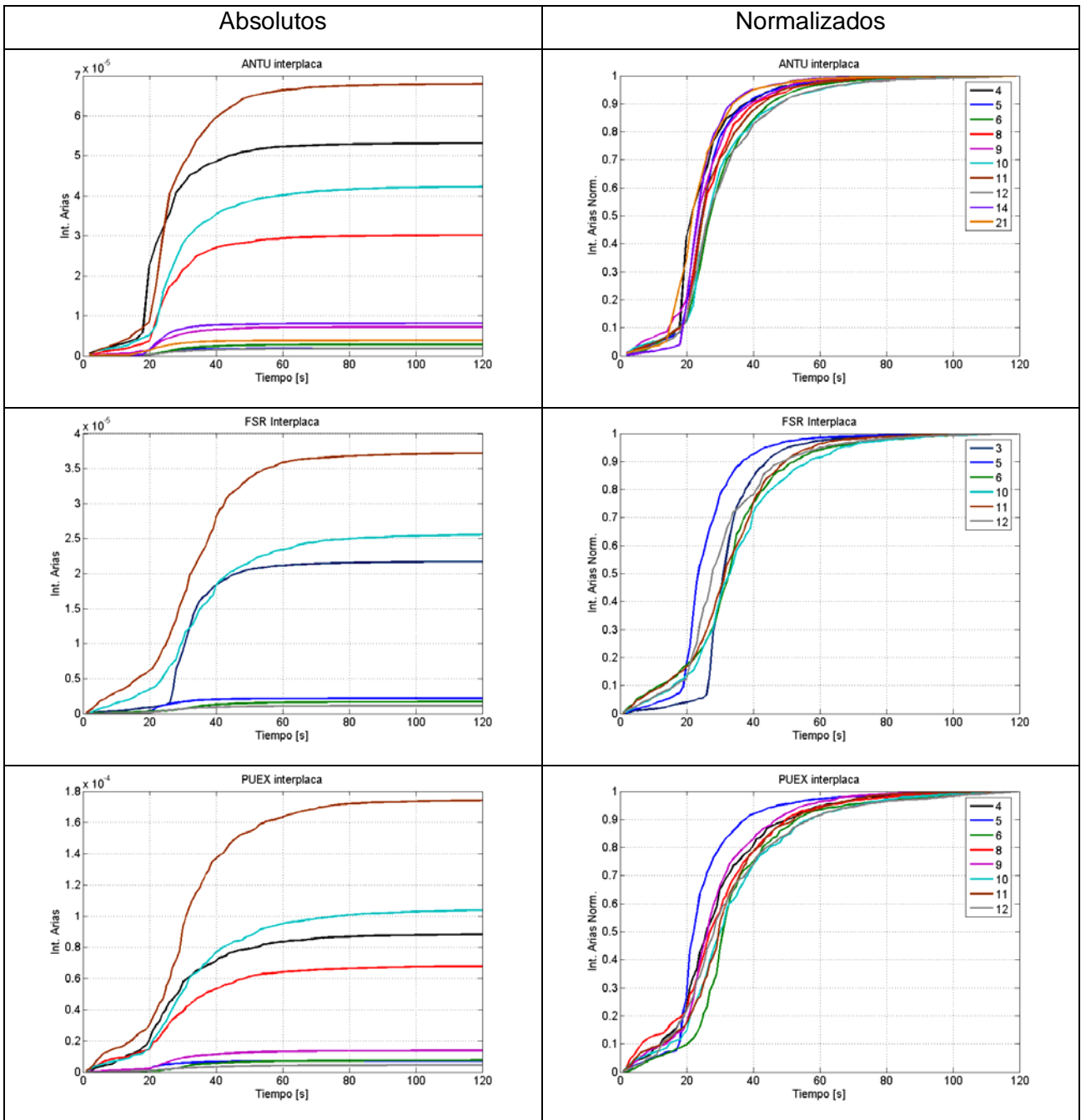


Figura 8.4. Intensidad de Arias acumulada de la componente N-S de sismos interplaca registrados en las estaciones sismológicas del SSN.

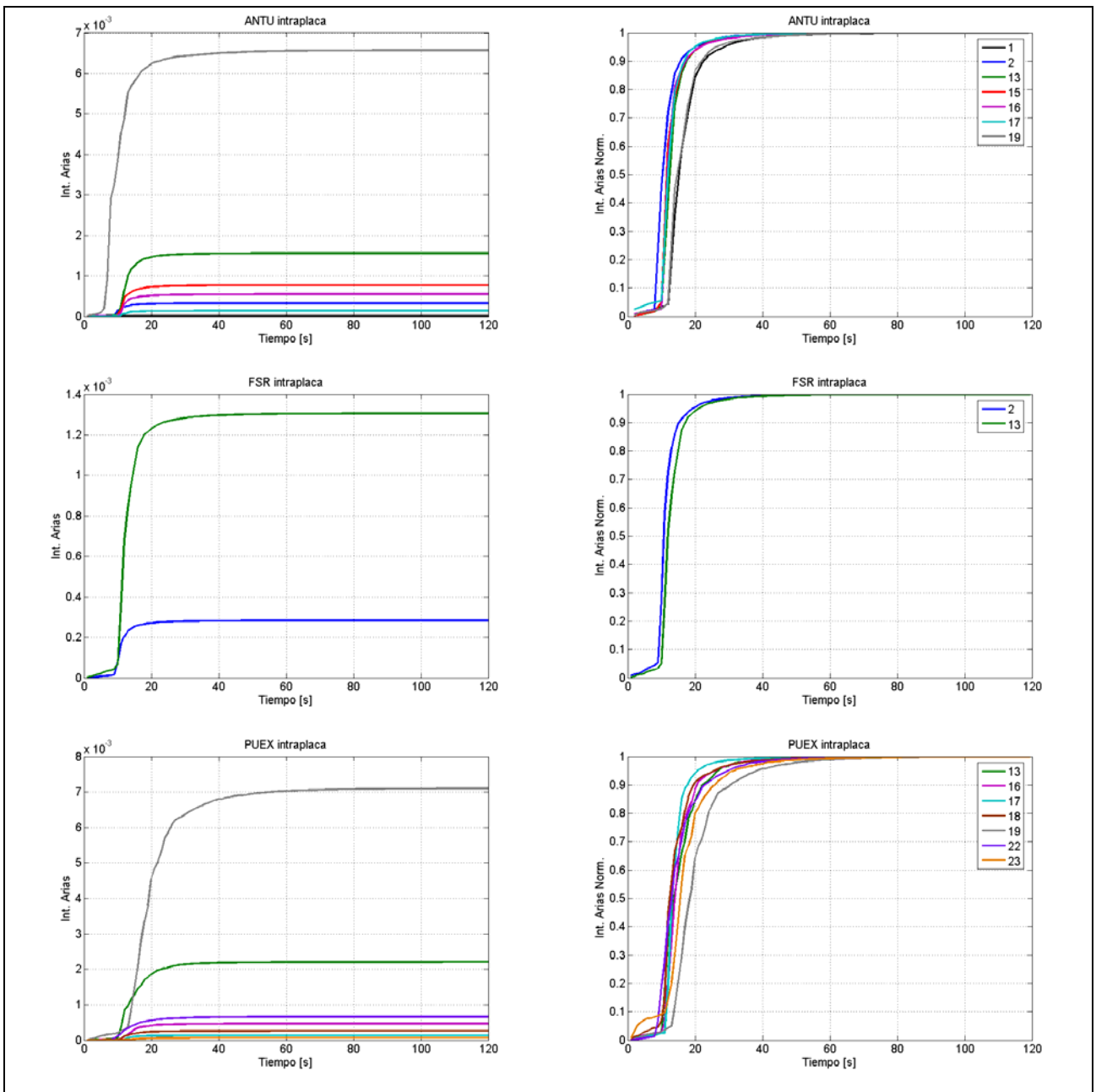


Figura 8.5. Intensidad de Arias acumulada de la componente N-S de sismos intraplaca registrados en las estaciones sismológicas del SSN.

Los sismos interplaca producen un desarrollo más lento del movimiento en superficie que el producido por los sismos intraplaca. Además, la tendencia normalizada del desarrollo de las intensidades de Arias acumuladas producidas por sismos intraplaca es aproximadamente constante en cada sitio, a diferencia de la respuesta ante sismos interplaca donde existe una mayor dispersión de su desarrollo ante diferentes eventos.

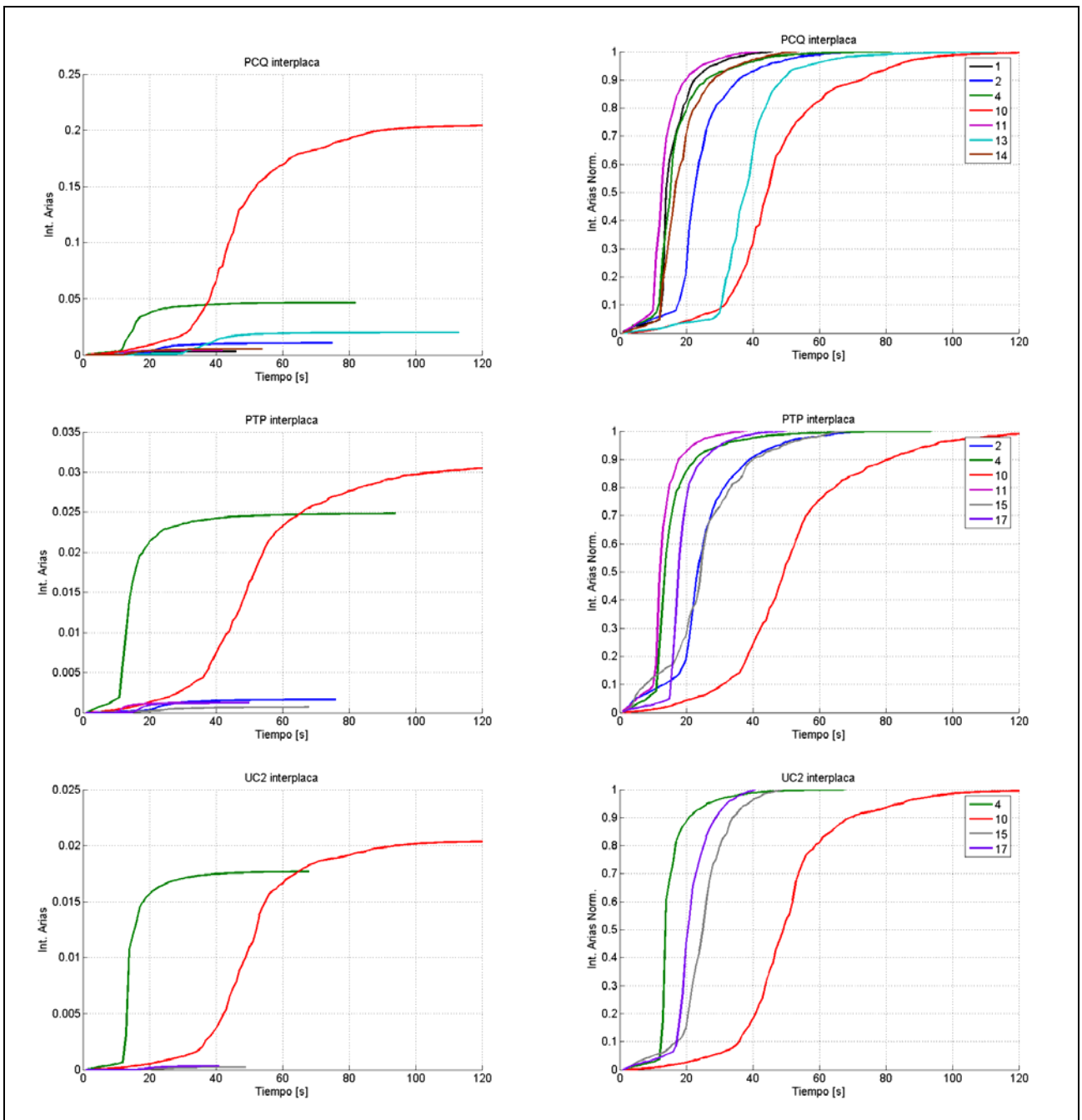


Figura 8.6. Intensidad de Arias acumulada de la componente N-S de sismos interplaca registrados en las estaciones sismológicas del LSMF.

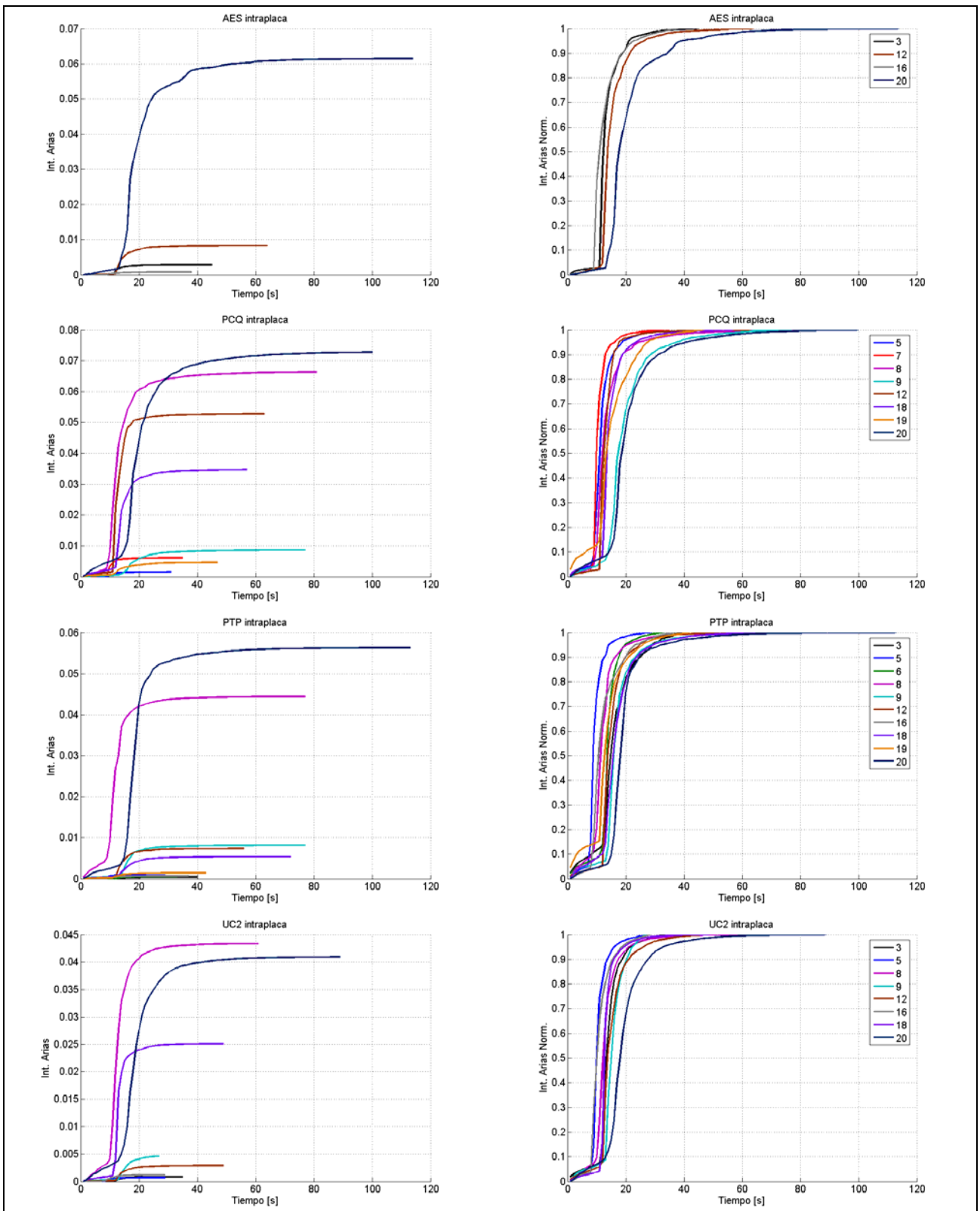


Figura 8.7. Intensidad de Arias acumulada de la componente N-S de sismos intraplaca registrados en las estaciones sismológicas del LSMF.

Al igual que lo ocurrido en las estaciones del SSN, los sismos interplaca producen un desarrollo más lento del movimiento en superficie que el producido por los sismos intraplaca. Además, la tendencia normalizada del desarrollo de la liberación de energía en superficie, producida por sismos intraplaca, es aproximadamente constante en cada sitio, a diferencia de la respuesta ante sismos interplaca donde existe una gran diferencia entre los comportamientos ante diferentes eventos.

Como se ha visto en los análisis anteriores, la respuesta completa de los depósitos de suelos ante sismos de tipo intraplaca se desarrolla en períodos cortos de tiempo. Por otro lado, se ha visto que este tipo de sismos inducen un mayor contenido de altas frecuencias en superficie.

Ambos hechos podrían ser explicados porque este tipo de eventos, por su corta duración y probable contenido de altas frecuencias a partir de la fuente, no son capaces de excitar en su totalidad los depósitos de suelos o los hacen responder en otros modos de vibrar. De esta forma los depósitos responden en otras frecuencias distintas a la fundamental.

8.3 Respuesta sísmica de estaciones sismológicas ante distintas sollicitaciones

A continuación la Tabla 8.3 presenta un resumen de las frecuencias predominantes observadas en cada estación durante el desarrollo de los diferentes tipos de sismos y las compara con las frecuencias fundamentales obtenidas a partir de las razones espectrales H/V.

Tabla 8.3 Frecuencias predominantes observadas en las estaciones sismológicas durante distintos tipos de sismos

Estación	Tipo de Sismo		
	Interplaca	Intraplaca	Superficial
ANTU	Las frecuencias predominantes decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias en torno a la frecuencia fundamental.	Las frecuencias predominantes son altas, llegando en algunos casos a mantenerse alrededor de los 14 Hz. Sólo algunos sismos presentan frecuencias levemente superiores a la fundamental, después de alcanzar las aceleraciones máximas.	Las frecuencias predominantes tienen un comportamiento similar a lo exhibido por los sismos de tipo intraplaca, es decir, sobre la frecuencia fundamental.
FSR	Las frecuencias predominantes decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias inferiores a 2.0 Hz.	-	-
PUEX	Las frecuencias predominantes decrecen a partir del inicio del movimiento fuerte hasta frecuencias en torno a la frecuencia fundamental, sin exhibir un significativo contenido de altas frecuencias.	En la mayoría de los casos las frecuencias predominantes se mantienen entre 2.0 y 6.0 Hz, sobre la frecuencia fundamental.	Las frecuencias predominantes se encuentran sobre la frecuencia fundamental, al igual que el comportamiento exhibido ante sismos intraplaca.
AES	Las frecuencias predominantes, después de alcanzar las aceleraciones máximas, descienden a valores levemente superiores a los de la frecuencia fundamental.	Las frecuencias predominantes, después de alcanzar las aceleraciones máximas, descienden a valores levemente superiores a los de la frecuencia fundamental.	-

Tabla 8.3 Frecuencias predominantes observadas en las estaciones sismológicas durante distintos tipos de sismos (cont.)

Estación	Tipo de Sismo		
	Interplaca	Estación	Interplaca
PCQ	En algunos casos la frecuencia predominante se mantiene alrededor de 5.0 Hz durante todo el registro y en otros casos desciende alrededor de la frecuencia fundamental después de alcanzarse la aceleración máxima.	En algunos casos la frecuencia predominante se mantiene alrededor de 5.0 Hz durante todo el registro y en otros casos desciende alrededor de la frecuencia fundamental después de alcanzarse la aceleración máxima.	-
PTP	Las frecuencias predominantes tienden a valores cercanos a la frecuencia fundamental, después de alcanzar las aceleraciones máximas.	Sólo en algunos casos se puede observar frecuencias preponderantes cercanas a la frecuencia fundamental. En la mayoría de los casos, las frecuencias predominantes son mayores a 2.0 Hz.	-
UC2	En algunos casos las frecuencias predominantes se mantienen sobre 2.0 Hz, en otros casos bajo este valor y en otros simplemente no presentan una frecuencia predominante.	No se presenta una frecuencia predominante a lo largo de los registros de aceleraciones.	-

De acuerdo al análisis de los registros sísmicos realizado mediante el tensor instantáneo de Arias, se puede concluir que la estación PUEX no presenta un movimiento horizontal preferente ante los tipos de sismos analizados. En la mayoría de los casos, el tensor no logra orientarse horizontalmente después de alcanzada la aceleración máxima de los registros.

En la estación ANTU, sin embargo, parece ser más probable que los distintos tipos de sismos analizados produzcan movimientos horizontales en superficie.

Por último, en la estación FSR, exhibe un comportamiento intermedio, pero con una tendencia a moverse en forma horizontal.

A continuación, en la Figura 8.8, se presentan los espectrogramas de la respuesta en superficie de las estaciones ANTU y PUEX ante sismos de tipo interplaca e intraplaca. A diferencia de las

representaciones anteriores, en este caso el eje de las ordenadas, donde se representa la frecuencia, está en escala logarítmica.

La respuesta de los dos sitios ante sismos interplaca es similar (Figura 8.8). La frecuencia predominante a partir del momento que se desarrolla la aceleración máxima desciende a valores cercanos a los obtenidos mediante las razones espectrales.

Por otro lado, los sismos de tipo intraplaca inducen una respuesta en superficie totalmente diferente a lo observado durante sismos interplaca (Figura 8.9). La frecuencia predominante se mantiene muy por sobre la frecuencia obtenida mediante las razones espectrales en la estación ANTU, donde los depósitos de suelos son más rígidos. Sin embargo, en la estación PUEX, donde los depósitos son menos rígidos, a pesar de que la frecuencia predominante es mayor a la obtenida mediante las razones espectrales, la diferencia es menor. Este resultado indica que los sitios con presencia de suelos menos rígidos tienen una mayor tendencia a vibrar en frecuencias similares a la frecuencia fundamental, a diferencia de los sitios con presencia de suelos más rígidos.

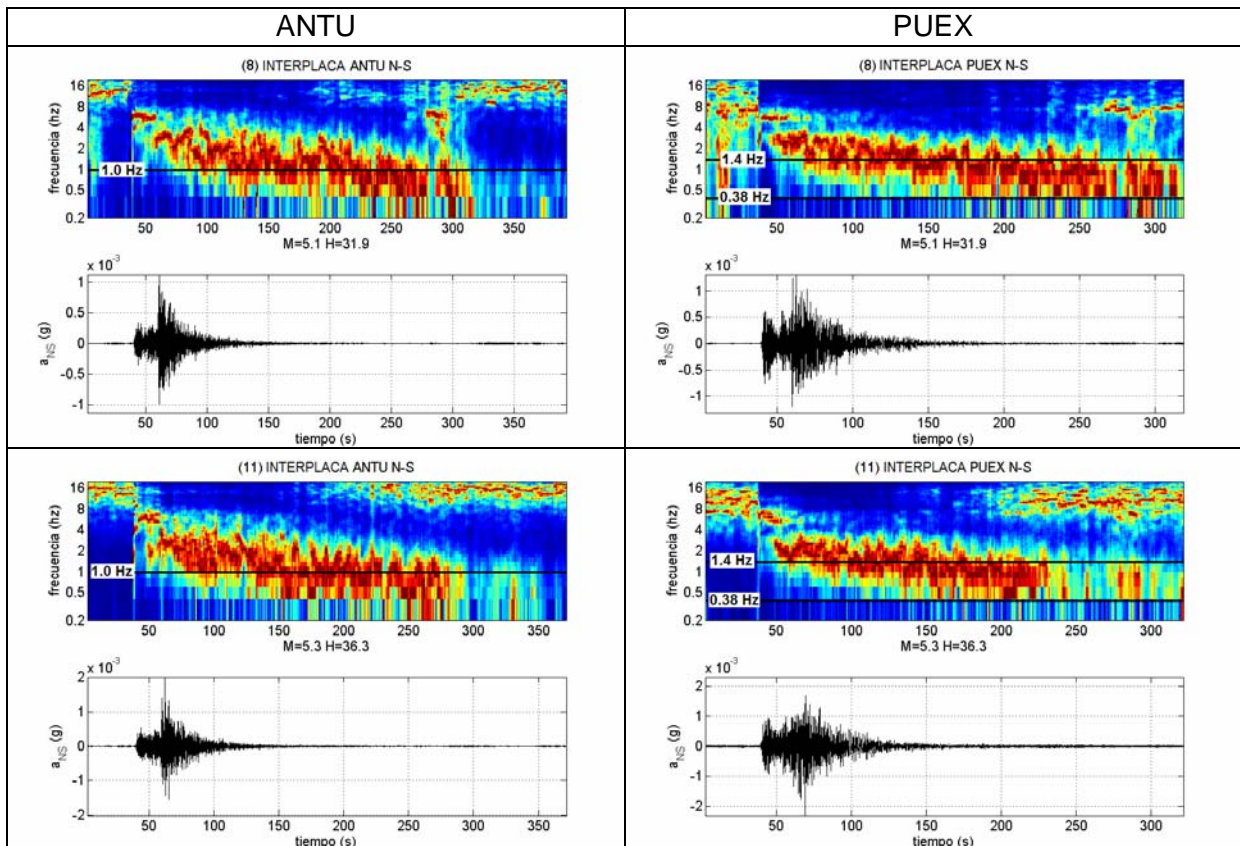


Figura 8.8. Respuesta en superficie de las estaciones ANTU y PUEX ante sismos interplaca.

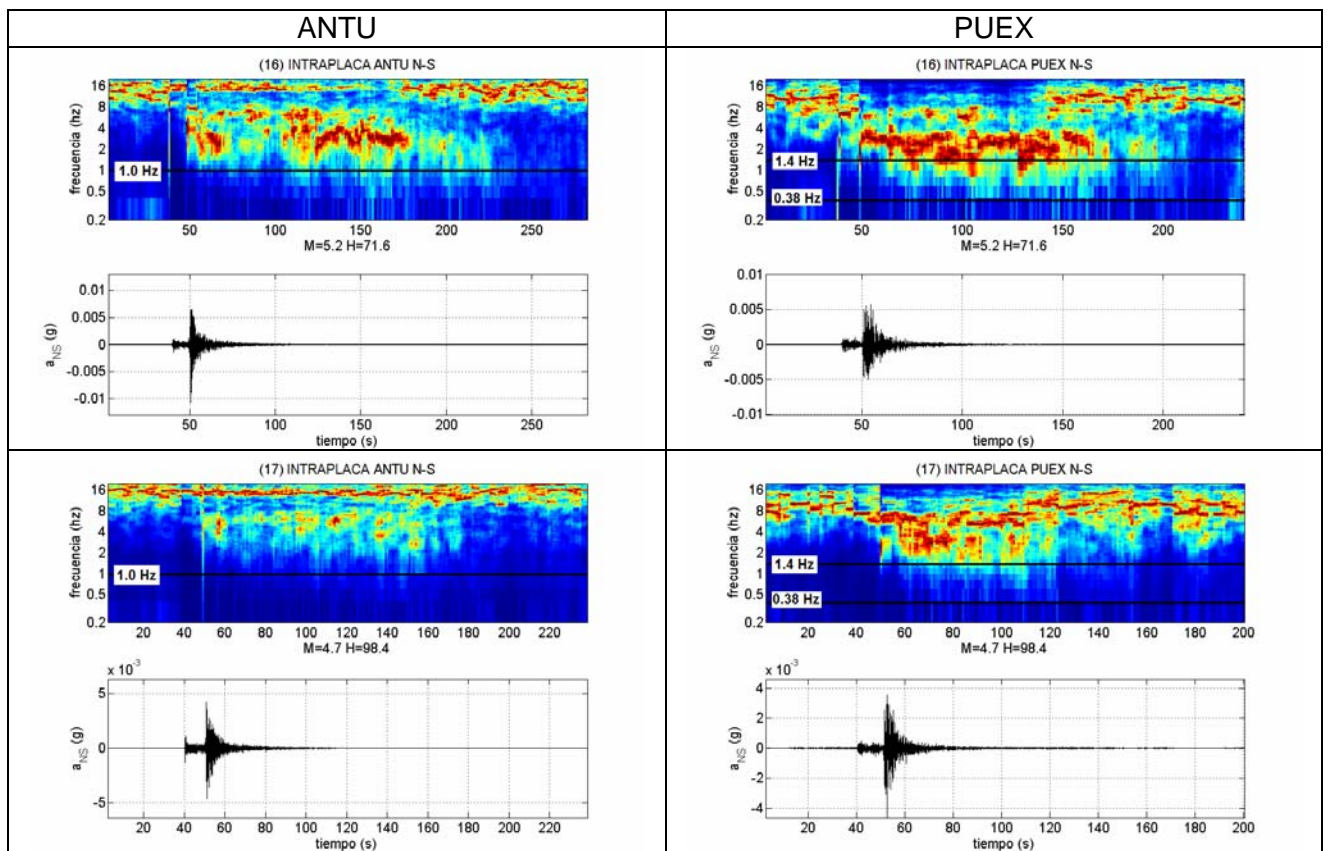


Figura 8.9. Respuesta en superficie de las estaciones ANTU y PUEX ante sismos intraplaca.

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 Conclusiones

El método de Nakamura es una herramienta útil para la caracterización relativa de la cuenca de Santiago, no tan sólo considerando las frecuencias fundamentales, sino que también los tipos de razones espectrales. Las frecuencias exhiben buena correlación con la profundidad del basamento rocoso en sectores con suelos blandos. Además, las razones espectrales de Tipo 4, de amplitud unitaria y sin frecuencias predominantes, evidencian la existencia de suelos rígidos. Sin embargo, el método presenta grandes limitaciones cuando los depósitos de suelos no tienen un claro contraste de densidades con la roca basal. En la cuenca de Santiago, en la zona sur oriental de la línea que une el cerro San Cristóbal con el cerro Chena se concentran la mayor cantidad de razones espectrales de Tipo 4, por lo que no es posible en muchos de estos sectores determinar las frecuencias fundamentales de los depósitos.

Considerando los resultados obtenidos a partir de las razones espectrales, utilizando el método de Nakamura, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- La distribución de las frecuencias fundamentales evidencia frecuencias menores a 0.5 Hz en sectores compuestos por sedimentos blandos y donde las profundidades del basamento rocoso son superiores a los 300 m, como en la zona centro norte de la cuenca.
- En el sector centro sur de la cuenca, compuesto mayoritariamente por gravas densas y rígidas, las amplitudes de las razones espectrales son levemente superiores a uno o planas en todo el rango de frecuencias. Donde se lograron identificar frecuencias fundamentales, éstas se encontraron entre 1.0 y 2.0 Hz.
- La forma y amplitud de las razones espectrales está relacionada con los tipos de sedimentos presentes en el sitio de medición. Sobre suelos blandos, las razones espectrales tienen amplitudes mayores a 2 y se pueden identificar fácilmente una o más frecuencias predominantes. Sobre sedimentos rígidos las amplitudes son menores y es difícil encontrar frecuencias predominantes.

- En la zona centro norte de la cuenca, donde se encuentran los sedimentos más blandos, las frecuencias fundamentales de las razones espectrales son sensibles a la profundidad del basamento rocoso. A medida que se recorre desde un sector con sedimentos profundos hacia un afloramiento rocoso, los valores de las frecuencias fundamentales aumentan.
- Donde se tiene información adecuada de los perfiles de suelo, los valores de las frecuencias fundamentales de las razones espectrales coinciden bastante bien con las obtenidas teóricamente a través del modelo de propagación vertical de ondas de corte. No obstante, esta correspondencia disminuye con el aumento de rigidez de los depósitos.
- De acuerdo al comportamiento sísmico esperado, en sectores donde se concentran las razones espectrales de tipo 4, compuestos por suelos rígidos, es posible esperar menores amplificaciones relativas de movimiento ante eventos sísmicos de gran magnitud. Lamentablemente, no así estimar las frecuencias fundamentales de vibración de estos depósitos. En cambio, en sectores dominados por bajas frecuencias fundamentales es probable que su comportamiento ante eventos de gran magnitud sea deficiente, por estar compuestos por suelos más blandos.
- En las estaciones sismológicas, las razones espectrales obtenidas con vibraciones ambientales se asemejan a las obtenidas utilizando los registros sísmicos completos. Además, las razones espectrales de sismos interplaca presentan una menor dispersión que las de sismos intraplaca. Por el contrario, las obtenidas utilizando la parte de la onda S y coda de los registros sísmicos no se asemejan a las obtenidas mediante vibraciones ambientales, presentando una gran diferencia entre un sismo y otro. Esto evidencia que los sismos registrados en la superficie de la cuenca de Santiago no tienen una relación estándar entre el contenido de frecuencias de sus componentes horizontales y vertical cuando se consideran pequeñas ventanas de temporales.
- A diferencia de lo que ocurre en ciudades compuestas por sedimentos blandos, como ciudad de México, donde la razón espectral H/V calculada a partir de la ventana temporal correspondiente a la onda S de registros sísmicos es estable y se asemeja a la obtenida mediante vibraciones ambientales, en la cuenca de Santiago lo que controla esta relación, por estar compuesta por suelos más rígidos, es la fuente y trayectoria de

las ondas sísmicas, y probablemente la geometría de la Cuenca. Esto hace suponer que la respuesta sísmica en superficie es fuertemente dependiente de la fuente sísmica y que la frecuencia fundamental, obtenida ya sea a partir de vibraciones ambientales con el método de Nakamura o a partir de la teoría unidimensional de propagación vertical de ondas de corte, no es suficiente para caracterizar la respuesta sísmica de la cuenca de Santiago.

Las vibraciones ambientales medidas en superficie, utilizadas por el método de Nakamura, contienen información del sitio y permiten estimar en los casos ya mencionados, frecuencias fundamentales de vibración que se asemejan a las proporcionadas por la teoría unidimensional de propagación vertical de ondas de corte. El efecto de sitio es la última transformación que sufren las ondas sísmicas generadas en la fuente antes de ser registradas en superficie y su importancia depende de qué tan significativo es su aporte en relación a la distorsión que generan otros agentes durante su trayectoria hasta la base del depósito de suelos. De acuerdo a los resultados encontrados, el método de Nakamura permitiría, considerando ciertas limitaciones, estimar el efecto de sitio considerando una configuración unidimensional de propagación de ondas, sin embargo, este efecto parece ser menos importante que el producido por la fuente y trayectoria de las ondas sísmicas, o por el efecto tridimensional de la Cuenca.

Considerando el análisis de los registros sísmicos obtenidos por las estaciones sismológicas ubicadas en la cuenca de Santiago, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- Existen notables diferencias entre la respuesta en superficie exhibida ante sollicitaciones de sismos interplaca e intraplaca.
- Los sismos intraplaca registrados en superficie tienen aceleraciones máximas mayores que los sismos interplaca, considerando sismos de magnitudes comparables. Además, el peak de aceleraciones se alcanza en un instante menor de tiempo, al contrario de lo que ocurre con los sismos interplaca que presentan un desarrollo de las aceleraciones máximas más gradual. Por otro lado, los sismos intraplaca medidos en superficie tienen un contenido de altas frecuencias más importante que los sismos interplaca.
- El movimiento producido en superficie por la mayoría de los sismos interplaca tiende a frecuencias bajas después del peak de aceleraciones, semejantes a las frecuencias

fundamentales obtenidas en las razones espectrales calculadas a partir de vibraciones ambientales.

- Muchos de los sismos intraplaca analizados no inducen movimientos en frecuencias estimadas mediante el método de Nakamura. Las frecuencias predominantes exhibidas a lo largo de los registros de aceleraciones son mayores a las frecuencias fundamentales obtenidas a través de este método. Este hecho se ve más a menudo en las estaciones donde los sedimentos son más rígidos, como por ejemplo las estaciones ANTU y UC2.
- Los sismos superficiales analizados muestran una tendencia similar a la producida por los sismos intraplaca.
- En la mayoría de los sismos donde las frecuencias predominantes a lo largo de los registros de aceleraciones tienden a la frecuencia fundamental obtenida a partir de las razones espectrales H/V, este valor se alcanza después de que se han registrado las aceleraciones máximas, en la parte del registro correspondiente a la coda. Generalmente las frecuencias asociadas a la aceleración máxima de los registros depende del tipo de evento, lo que explica en parte que la razón espectral H/V de esta ventana temporal no sea estable.
- El movimiento asociado al período de tiempo donde se alcanza la frecuencia fundamental parece no ser de tipo horizontal, sino que más bien de tipo aleatorio. Los sitios más rígidos tienden a moverse horizontalmente preferentemente ante sismos de tipo intraplaca y la mayoría de las veces en altas frecuencias. Este hecho impide que se exciten completamente los depósitos de suelos y aparezca la frecuencia fundamental de vibración. Por otro lado, los sitios menos rígidos tienden a moverse en forma aleatoria lo que favorece la aparición de la frecuencia fundamental de vibración.
- Los sitios donde se midieron razones espectrales de Tipo 4, de amplitud unitaria, presentan frecuencias predominantes a lo largo de los registros sísmicos muy diferentes dependiendo del tipo sismo (interplaca, intraplaca o superficial). Por otro lado, en los sitios donde las razones espectrales no tienen esta característica, la diferencia entre las frecuencias predominantes exhibidas durante cada tipo de sollicitación no es tan evidente. De acuerdo a esto, es probable que sitios con suelos más blandos tiendan a

vibrar con una frecuencia fundamental a diferencia de sitios más rígidos que pueden vibrar en cualquier frecuencia. Por lo tanto, si esto se verifica, el método de las razones espectrales puede servir para detectar sitios que son más o menos propensos a vibrar en la frecuencia fundamental durante un sismo.

- La respuesta sísmica observada en la cuenca de Santiago está fuertemente controlada por las características del sitio como lo son su rigidez y profundidad de sedimentos, además del tipo de sismo solicitante (interplaca, intraplaca o superficial).

9.2 Recomendaciones

9.2.1. Recomendaciones referentes al método de Nakamura

- Las mediciones de vibraciones ambientales se deben realizar en lugares quietos sin perturbaciones externas. Las vibraciones generadas por fuentes puntuales producen mucha dispersión en los resultados. Además, se debe asegurar que la superficie donde se mida sea lo más rígida posible. Se debe evitar medir sobre baldosas, pastelones, pasto o capas de suelos que se encuentren sueltos. También, se debe evitar medir en las cercanías de árboles o estructuras de grandes dimensiones, sobretodo en presencia de viento. Preferentemente se deben realizar mediciones en espacios abiertos sobre pavimentos en buenas condiciones.
- Se debe inspeccionar visualmente cada uno de los registros de vibraciones ambientales una vez que se han seleccionado las ventanas en forma automática, para asegurar que todas las ventanas tengan amplitudes promedio razonables y no existan bajas frecuencias excesivas producidas por perturbaciones puntuales.
- Dado que en muchos casos las razones espectrales pueden presentar una importante dispersión, es recomendable trazar en un mismo gráfico las razones espectrales de todas las ventanas para verificar si todas tienen la misma tendencia. En tal caso sería posible validar frecuencias fundamentales discutibles por tener gran dispersión.

9.2.2. Recomendaciones generales

- Considerando la distribución de frecuencias fundamentales obtenidas utilizando el método de Nakamura, es recomendable la instalación de estaciones sismológicas en sectores de suelos blandos del norte de la cuenca donde se han estimado frecuencias fundamentales inferiores a 0.5 Hz, para comparar su comportamiento con los observados en otros sectores de la cuenca mejor instrumentados.
- Debido a la certeza de que gran parte de la profundidad del basamento rocoso en la cuenca supera los 300 m y que resulta muy costoso su caracterización a través de sondajes, es necesario determinar o verificar a través de métodos indirectos la profundidad del basamento en toda la cuenca.

- El método de Nakamura es una herramienta que permite caracterizar en forma relativa distintos sectores y la frecuencia que se obtiene considera la rigidez promedio de los sedimentos y la profundidad del basamento rocoso. Por el comportamiento observado en la cuenca de Santiago durante el terremoto de 1985, se cree que la respuesta en superficie también depende de los depósitos de suelos más superficiales y de efectos topográficos inducidos por los cerros distribuidos al interior de la cuenca y las cadenas montañosas que la rodean. Por lo tanto, para completar la caracterización sísmica es importante conocer además, las características de los suelos más superficiales y en qué sectores se concentran los efectos topográficos.
- Ya que el método de Nakamura en muchos sectores compuestos por suelos rígidos no es capaz de identificar la frecuencia fundamental de vibración de los depósitos de suelos, se debe analizar a través de otros métodos el comportamiento dinámico de estos depósitos.
- De acuerdo a la disposición de los distintos tipos de suelos en la cuenca, es probable que el movimiento de los depósitos blandos dependa de los depósitos más rígidos, por lo que su dependencia debe ser evaluada.
- El método de Nakamura no permite estimar la amplificación de un sitio en relación a otro de referencia, ya que sólo utiliza mediciones independientes y de una estación. Consecuentemente, es necesario realizar estudios de cómo varía el factor de amplificación y si esta variación se relaciona con la caracterización de la Cuenca realizada en este trabajo.

10. REFERENCIAS

Ampuero, A., Van Sint Jan, M. (2004). Velocidades de Onda medidas en Santiago con el Ensayo de Refracción Sísmica. V Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Araneda, M., Avendaño, M., Merlo, C. (2000). Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final. IX Congreso Geológico de Chile, Puerto Varas, Chile, 2, 404-408.

Arias, A., Lange G., Arnold, P. (1969). Una medida de la intensidad sísmica. Primeras Jornadas Peruanas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Lima, Perú.

Astroza, M., Monge, J. (1991). Seismic microzones in the city of Santiago. Relation damage-geological unit. Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California, USA, 595-599.

Astroza, M., Moya, A., Sanhueza, S. (2002). Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Chillán de 1939 y de Talca de 1928. VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Valparaíso, Chile.

Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 8, 759-768.

Bonilla, L. F., Steidl, J. H., Lindley, G. T., Tumarkin, A. G., Archuleta, R. J. (1997). Site amplification in the San Fernando valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 710-730.

Borcherdt, R. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 1, 29-61.

Campos, J., Ruiz, S., Ruiz, J., Perez, A., Saragoni, R., Kausel, E., Thiele, R., Sepulveda, S. (2005). Terremotos Corticales de Las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: Un análisis comparativo con los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995. Nuevos antecedentes para el peligro sísmico en Chile. IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.

Cohen, L. (1995). Time-Frequency Analysis. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.

Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S.K., Suárez, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233, 393-500.

De la Hoz, K. (2007). Estimación de los parámetros de resistencia al corte en suelos granulares gruesos. Tesis para optar al Grado de Magíster en Ingeniería Geotécnica y Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Emparán, C. (1966). Informe Geológico del Pozo N°1 Pudahuel. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities. Proceedings of the second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (ed), Univ. of Missouri-Rolla, 2, 1779-1797.

Field, E. H., Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site response estimate techniques, including three are non reference-site dependent. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143.

Ghayamghamian, M. R., Kawakami, H. (2000). On-Site Nonlinear Hysteresis Curves and Dynamic Soil Properties. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126, 6, 543-555.

Hidalgo, E., Ortigosa, P. (1997). Estabilidad de excavaciones en la Línea 5 del Metro de Santiago. *Obras Públicas*, 5:19, 32-40.

Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, N. Ch., Tung, Ch. Ch., Liu, H. H. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London*, 454, 903-995.

Huerta, C., Shin, Y. J., Powers, E. J., Roësset, J. M. (2000). Time-frequency analysis of earthquake records. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland. CD Proceedings, paper reference 1724/4/A.

Ishihara, K. (1982). Evaluation of soil properties for use in earthquake response analysis. International Symposium on Numerical Models in Geomechanics, Zurich, 13-17 September, 237-259.

Karzulovic, J. (1958). Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. Universidad de Chile, Instituto de Geología.

Kelly, K. R., Marfurt, K. J. (1990). Numerical Modeling of Seismic Wave Propagation. Geophysics Reprint Series, Nº 13, Soc. of Exploration Geophysics, Tulsa, U.S.A.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauría, E., Souto Fortes, L.P. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences, 16, 2, 125-131.

Konno, K., Ohmachi, T. (1998). Ground-Motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 228-241.

Lachet, C., Bard, P.Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's Technique. J. Phys. Earth, 42, 377-397.

Lange, G. (1968). Una medida de la intensidad sísmica. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Lagos, J. (2003) Ignimbrita Pudahuel: caracterización geológica geotécnica orientada a su respuesta sísmica. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Lermo, J., Chavez-García, F.J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1574-1594.

Lermo, J., Chavez-García, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1350-1364.

Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile, Física de la Tierra (Madrid), 10, 221-258.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute, 30, 25–33.

Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. (1992). Fast Fourier Transform. Ch. 12 in Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing, 2nd ed. Cambridge, England, Cambridge University Press, 490-529.

Rilling, G., Flandrin, P., Gonçalvès, P. (2003). On empirical mode decomposition and its algorithms. IEEE-EURASIP, Workshop on Nonlinear Signal and Image Processing NSIP-03, Grado (I).

Sánchez-Sesma, F. J., Palencia, V. J., Luzón, F. (2002). Estimation of local site effects during earthquakes: an overview. ISET Journal of Earthquake Technology, 39:3, 167-193.

Santamarina, J.C., Fratta, D. (1998). Introduction to Discrete Signals and Inverse Problems in Civil Engineering, ASCE Press, Reston, VA.

Sato, T., Kawase, H., Matsushima, S., (2001). Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves, and Cudas. Bull. Seism. Soc. Am., 91, 313–334.

Seed, H.B., Romo, M.P., Sun, J.I., Jaime, A., Lysmer, J. (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985 – Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. Earthquake Spectra, 4(4), 687-729.

Stern, C., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J. (1984). Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile, 23, 39-52.

Thiele, R. (1980). Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile N° 39, Instituto de Investigaciones Geológicas.

Tichelaar, B.W., Ruff, L.J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 98(B2), 2017-2038.

Valenzuela, G. (1978). Suelo de fundación del gran Santiago. Boletín N°33, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Verdugo, R. (1993). Propiedades dinámicas de los suelos. Memorias Tercer Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica, Volumen 2.

Verdugo, R. (2004). Apuntes del curso Dinámica de Suelos. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

Varela, J. (1991). Geología del Cuaternario de la Depresión Central de Chile en la zona de la Cuenca de Santiago, Región Metropolitana, Chile. VI Congreso Geológico de Chile, Santiago, Chile, 593–596.