

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

**UNIDAD DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL**



TESIS

**“ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA
ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S
PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA”**

**PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA CIVIL CON MENCIÓN EN
GEOTECNIA**

ELABORADA POR:

GERSON DARIO CARRASCO DÍAZ

ASESOR:

Dr. CARLOS EDUARDO GONZALES TRUJILLO

LIMA, PERÚ

2025

“ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA
ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S
PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA”

GERSON DARIO CARRASCO DÍAZ

Presentado a la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ingeniería Civil en
cumplimiento parcial de los requerimientos para el grado académico de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA CIVIL CON MENCIÓN EN
GEOTECNIA

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

2025

Autor : Gerson Dario Carrasco Díaz
Recomendado : Dr. Carlos Eduardo Gonzales Trujillo
Asesor de la tesis
Aceptado por : Dra. Hedy Marcela Jimenez Yabar
Directora (e) de la Unidad de Posgrado

@ 2025; Universidad Nacional de Ingeniería, todos los derechos reservados o el autor autoriza a la UNI-FIC a reproducir la tesis en su totalidad o en partes.



DEDICATORIA

A mi madre Giovanna Díaz y a mi padre Dario Carrasco
Por ser los principales guías de mi formación personal y académica.
Y por la confianza que me han brindado en todo momento.



AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mis padres, Giovanna Díaz y Dario Carrasco, por ser los principales guías durante mi formación personal y académica. Su disciplina, valores y apoyo constante han sido la base para alcanzar muchos de mis logros a lo largo de mi vida.

Estoy profundamente agradecido con mi asesor de tesis, el Dr. Carlos Gonzales, por su valioso tiempo y su vasto conocimiento, que han sido importantes para la elaboración de esta tesis. Asimismo, agradezco a mis compañeros y grandes amigos Cinthia Calderón, Fernando García, Bryan Long, Ángel Matos y Elder Valentín por su apoyo incondicional tanto en el aspecto académico como en el motivacional.

Mi agradecimiento se extiende al Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID-FIC-UNI) por el respaldo recibido durante mi participación en el proyecto SATREPS 2021-2026. En particular, agradezco al Dr. Carlos Zavala, MSc. Fernando Lazares, Dr. Zenón Aguilar, Dr. Miguel Díaz, Dra. Diana Calderón, entre otros especialistas, por su apoyo y orientación.

Merece una mención especial el apoyo de JICA a través del Dr. Hiroaki Yamanaka, Hisao Kondo, Hiroe Miyake, y el Dr. Kosuke Chimoto, entre otros miembros del Yamanaka's Lab (Tokyo Institute of Technology). Los conocimientos adquiridos en este laboratorio han sido fundamentales para la elaboración de esta tesis.



ÍNDICE DE CONTENIDOS

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
ÍNDICE DE CONTENIDOS	v
LISTA DE TABLAS	vii
LISTA DE ILUSTRACIONES	viii
LISTA DE SÍMBOLOS Y DE SIGLAS	x
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I: PROTOCOLO DE LA INVESTIGACIÓN	3
1.1. IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA DE ESTUDIO.....	3
1.1.1. Formulación del problema general	3
1.1.2. Formulación de problemas específicos.....	3
1.2. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCES	4
1.2.1. Justificación.....	4
1.2.2. Alcances.....	4
1.3. OBJETIVOS	5
1.3.1. Objetivo general	5
1.3.2. Objetivos específicos.....	5
1.4. HIPÓTESIS Y VARIABLES	6
1.4.1. Hipótesis general.....	6
1.4.2. Hipótesis específicas.....	6
1.4.3. Variables	6
1.5. METODOLOGÍA.....	6
1.5.1. Tipo de investigación.....	6
1.5.2. Nivel de investigación.....	7
1.5.3. Métodos de trabajo.....	7
1.5.4. Tipo de diseño.....	7
1.5.5. Técnicas e instrumentos de recolección de datos	8
1.5.6. Técnicas e instrumentos de análisis y procesamiento de datos.....	8
1.5.7. Etapas de intervención del estudio	8
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	10
2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN	10
2.2. BASES TEÓRICAS.....	11
2.2.1. Ondas sísmicas	11



2.2.2. Microtremores	16
2.2.3. Dispersión de las ondas superficiales	17
2.2.4. Velocidades de fase y grupo	21
2.2.5. Interferometría sísmica	23
2.2.6. Inversión de la curva de dispersión	26
2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS.....	30
CAPÍTULO III: DESARROLLO DE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN	31
3.1. ANÁLISIS DE LOS DATOS Y RESULTADOS	31
3.1.1. Características dinámicas del área de estudio	31
3.1.2. Instalación de sensores de banda ancha en Lima Metropolitana	34
3.1.3. Análisis de interferometría sísmica.....	39
3.1.4. Estimación de curvas de dispersión y perfiles profundos	49
3.2. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	65
CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	70
4.1. CONCLUSIONES	70
4.2. RECOMENDACIONES	71
REFERENCIAS	73
ANEXOS	77
ANEXO I: MATRIZ DE CONSISTENCIA.....	78
ANEXO II: PERFILES VS RECOPIRADOS.....	80
ANEXO III: FUNCIONES DE CORRELACIÓN CRUZADA	83
ANEXO IV: DISPERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES.....	103
ANEXO V: PERFILES VS PROFUNDOS CALCULADOS	123
ANEXO VI: MAPAS	125

MAPAS

- M-1** : Ubicación del área de estudio
- M-2** : Ubicación de los perfiles Vs recopilados
- M-3** : Ubicación de las estaciones sísmicas
- M-4** : Correlaciones cruzadas entre pares de sensores



LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de los perfiles de suelos	12
Tabla 2. Parámetros del modelo del perfil.....	27
Tabla 3. Ubicación de los perfiles Vs recopilados	34
Tabla 4. Ubicación de las estaciones de monitoreo de movimiento del suelo	37
Tabla 5. Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones	42
Tabla 6. Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones y su tiempo de registro continuo.....	43
Tabla 7. Perfiles y su correlación cruzada correspondiente	56
Tabla 8. Capas del perfil MAGD consideradas para el análisis	68



LISTA DE ILUSTRACIONES

Figura 1. Modelo utilizado para el análisis de propagación de las ondas Love	13
Figura 2. Modelo utilizado para el análisis de propagación de las ondas Rayleigh	14
Figura 3. Comparación de las velocidades de ondas de cuerpo con las Rayleigh en función a la relación de Poisson	15
Figura 4. Estado de tensiones de un elemento diferencial	16
Figura 5. Fuente y clasificación de los microtemores.....	17
Figura 6. Modelo unidimensional utilizado para la estimación de la curva de dispersión teórica.....	18
Figura 7. Comparación de la velocidad de fase y de grupo.....	23
Figura 8. Campo de ondas en el subsuelo y un frente de ondas.....	25
Figura 9. Fuentes de ruido ambiental y el efecto sobre las correlaciones cruzadas	26
Figura 10. Ejemplo de diagrama de reproducción en los algoritmos genéticos	28
Figura 11. Ejemplo de mutación de un cromosoma	28
Figura 12. Esquema simplificado de los algoritmos genéticos	29
Figura 13. Distribución de los sensores en el ensayo de arreglos de microtemores	31
Figura 14. Curvas de dispersión observada y calculada	32
Figura 15. Perfil sísmico Vs obtenido del análisis de inversión	33
Figura 16. Comparación de la curva de elipticidad y las relaciones espectrales HV del punto PQR.....	33
Figura 17. Equipos de medición de movimiento del suelo de banda ancha	35
Figura 18. Respuesta de un acelerógrafo MITUTOYO JEP-6A3-10 en su componente vertical	36
Figura 19. Respuesta de un sismómetro SERCEL L-22E	36
Figura 20. Configuración de los sensores instalados en la estación BRIS	38
Figura 21. Disposición final de los equipos en la estación IMCA.....	38
Figura 22. Disposición final de los equipos de monitoreo.....	39
Figura 23. Diagrama de flujo para la estimación de un perfil profundo a partir de interferometría sísmica	40
Figura 24. Correlaciones cruzadas no normalizadas de las estaciones CEPR e IMCA Máxima amplitud del ruido con respecto al tiempo de registro	41
Figura 25. Máxima amplitud del ruido con respecto al tiempo de registro	44
Figura 26. Máxima amplitud con respecto al tiempo de registro.....	45
Figura 27. Trailing noise con respecto al tiempo de registro	46
Figura 28. Relación S/N con respecto al tiempo de registro.....	47



Figura 29. Funciones de Green estimadas	48
Figura 30. Filtros gaussianos	49
Figura 31. Dispersión de las ondas superficiales CEPR-IMCA	50
Figura 32. Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-DIHN.....	51
Figura 33. Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones BRIS-SERV, CEPR- CISM e INIC-SERV	51
Figura 34. Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-INIC	52
Figura 35. Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-SERV.....	52
Figura 36. Curvas de dispersión de ondas superficiales observadas de los puntos LINC, MIRA y SBOR.....	53
Figura 37. Comparación de las curvas de dispersión observadas y calculadas de los perfiles superficiales	54
Figura 38. Comparación de los perfiles superficiales	55
Figura 39. Comparación de las relaciones espectrales HV y las curvas de las curvas de elipticidad.....	55
Figura 40. Curvas de dispersión observadas de las ondas Rayleigh y Love	56
Figura 41. Comparación de las curvas de dispersión de los perfiles superficiales y las curvas observas de la interferometría sísmica	59
Figura 42. Comparación de los perfiles superficiales y profundos.....	61
Figura 43. Comparación de las curvas de dispersión superficiales y profundas.....	62
Figura 44. Comparación de las curvas de elipticidad y las relaciones espectrales HV	62
Figura 45. Comparación de las curvas de dispersión observadas y calculadas (perfiles profundos)	63
Figura 46. Perfiles Vs profundos estimados en el área de estudio	65
Figura 47. Comparación de los perfiles SMGL y MAGD	66
Figura 48. Curvas de dispersión de los perfiles SMGL y MAGD	67
Figura 49. Curvas de elipticidad del perfil MAGD.....	68
Figura 50. Isobatas de los depósitos del abanico de Lima	69



LISTA DE SÍMBOLOS Y DE SIGLAS

λ	:	constante de Lamé
C_{AB}	:	correlación cruzada entre los desplazamientos en los puntos A y B
ε	:	deformación
ρ	:	densidad del material
HV	:	división de los espectros de Fourier horizontal sobre vertical
σ	:	esfuerzo
μ	:	módulo de corte del medio
k	:	número de onda
G	:	filtro gaussiano
ω	:	frecuencia angular
<i>fit</i>	:	función de aptitud (algoritmos genéticos)
γ_{AB}	:	función de coherencia entre los puntos A y B
G_{AB}	:	función de Green entre los puntos A y B
S/N	:	relación señal/ruido
T	:	periodo
v_f	:	velocidad de fase
v_g	:	velocidad de grupo
V_s	:	velocidad de propagación de las ondas de corte
V_p	:	velocidad de propagación de las ondas longitudinales



RESUMEN

En esta tesis se estimaron ocho perfiles de velocidades de ondas de corte (V_s) profundos utilizando interferometría sísmica. La primera fase del estudio consistió en recopilar datos de perfiles obtenidos mediante ensayos con arreglos de microtremores, los cuales alcanzan profundidades superiores a 30 m. Estos datos sirvieron como base para definir el área de estudio.

Para lograr el objetivo de la tesis y en el marco del proyecto SATREPS 2021-2026 “Desarrollo de un Sistema Experto Integrado para la Estimación y Observación del Nivel de Daño en la Infraestructura del Área Metropolitana de Lima”, se instalaron siete sensores de banda ancha en Lima Metropolitana. El propósito de estos sensores es monitorear el movimiento continuo del suelo y predecir el comportamiento en periodos largos.

La información obtenida de los sensores permitió extraer las funciones de Green mediante el análisis de correlaciones cruzadas en el dominio de las frecuencias. Se evaluó el tiempo necesario para alcanzar la convergencia de las funciones de Green, determinando que se requieren al menos 2000 horas (aproximadamente 3 meses) de registro continuo para obtener una aproximación precisa.

Las funciones de Green fueron filtradas con filtros gaussianos para obtener la dispersión de ondas superficiales (Rayleigh y Love) en términos de velocidades de grupo. A partir de los valores máximos obtenidos, se definieron las curvas de dispersión para periodos comprendidos entre 0.30 s y 2.00 s.

Las curvas de dispersión obtenidas de los perfiles recopilados se combinaron con las obtenidas mediante interferometría sísmica para ampliar el rango de dispersión. Estas últimas curvas se invirtieron conjuntamente (Rayleigh y Love) para obtener los perfiles V_s profundos.

Finalmente, se verificaron los perfiles comparando sus curvas de elipticidad con las relaciones espectrales HV, encontrando un buen ajuste tanto para periodos cortos como largos (menores a 1.00 s).



ABSTRACT

In this thesis, eight deep shear wave velocity (V_s) profiles were estimated using seismic interferometry. The first phase of the study consisted of collecting data from profiles obtained through tests with microtremor arrays, which reach depths greater than 30 m. These data served as a basis for defining the study area.

To achieve the objective of the thesis and within the framework of the SATREPS 2021-2026 project "Development of an Integrated Expert System for the Estimation and Observation of the Level of Damage in the Infrastructure of the Metropolitan Area of Lima", seven broadband sensors were installed in Metropolitan Lima. The purpose of these sensors is to monitor the continuous movement of the ground and predict the behavior over long periods. The information obtained from the sensors allowed the extraction of Green functions through the analysis of cross-correlations in the frequency domain. The time required to reach convergence of the Green functions was evaluated, determining that at least 2000 hours (approximately 3 months) of continuous recording are required to obtain an accurate approximation.

The Green functions were filtered with Gaussian filters to obtain the dispersion of surface waves (Rayleigh and Love) in terms of group velocities. From the maximum values obtained, dispersion curves were defined for periods between 0.30 s and 2.00 s.

The dispersion curves obtained from the collected profiles were combined with those obtained by seismic interferometry to expand the dispersion range. These latter curves were jointly inverted (Rayleigh and Love) to obtain the deep V_s profiles.

Finally, the profiles were verified by comparing their ellipticity curves with the HV spectral ratios, finding a good fit for both short and long periods (less than 1.00 s).



INTRODUCCIÓN

Dado que Perú se encuentra en una zona altamente sísmica, se han llevado a cabo numerosos estudios sobre el comportamiento del suelo en los últimos años, con el objetivo de estimar el movimiento sísmico y los posibles daños derivados de eventos sísmicos de gran magnitud. Entender el comportamiento del suelo es importante para evaluar los efectos locales de un sismo. Estos efectos dependen principalmente de las características del perfil de velocidades de ondas de corte (V_s), que varían entre suelos superficiales y profundos. En esta tesis, se define la diferencia entre perfiles superficiales, que se extienden hasta aproximadamente 100 m de profundidad y tienen velocidades V_s menores a 1500 m/s, y perfiles profundos, que alcanzan profundidades superiores a los 100 m y presentan velocidades V_s mayores a 1500 m/s.

Para obtener una visión más completa de los depósitos de suelo, se requiere explorar a mayores profundidades y comprender las características locales que pueden influir en la respuesta sísmica. El ensayo multicanal de ondas superficiales (MASW) proporciona información sobre el perfil del suelo hasta aproximadamente 30 m de profundidad, información que se utiliza para la clasificación de suelos según la norma peruana E.030. No obstante, en muchos casos, esta información no refleja completamente el comportamiento dinámico del suelo, especialmente en periodos largos (alrededor de 1.0 s). Esto se evidencia al comparar las funciones de transferencia teóricas con las obtenidas mediante las relaciones espectrales HV de la técnica de Nakamura (1989), las cuales no se ajustan adecuadamente para el rango de periodos largos.

Para superar esta limitación, se utilizan técnicas más especializadas, como el ensayo con arreglos de microtemores, que, dependiendo de su configuración, pueden explorar profundidades mayores a 30 m. Sin embargo, la implementación de estos ensayos en áreas urbanas presenta desafíos significativos, incluyendo complejidades logísticas y factores que dificultan su ejecución. Por esta razón, la información sobre perfiles profundos es escasa en Lima Metropolitana, donde la mayoría de los estudios estimaron perfiles superficiales.

Este trabajo de tesis tiene como objetivo estimar ocho perfiles de velocidades de ondas de corte (V_s) a grandes profundidades en un área perteneciente a Lima Metropolitana. En esta región, previamente se habían estimado perfiles superficiales de hasta 100 m de profundidad. Aprovechando las técnicas de interferometría sísmica, se logró complementar esta información para obtener perfiles profundos, alcanzando velocidades superiores a 1500 m/s y profundidades mayores a 100 m.



Para lograr este objetivo, se emplearon registros continuos de larga duración obtenidos mediante equipos de medición de movimiento del suelo de banda ancha, combinados con técnicas de interferometría sísmica. Los registros, con duraciones de al menos tres meses, permitieron capturar información de ondas de hasta 1.00 s de periodo, proporcionando así una caracterización detallada de los perfiles profundos del suelo.

Como principales aportes, se obtuvieron ocho perfiles profundos utilizando interferometría sísmica, lo que representa un avance en la caracterización del suelo en Lima Metropolitana. Estos perfiles permiten complementar los estudios previos y mejorar la comprensión de los efectos locales de los sismos en la región. Además, se recomienda emplear la interferometría sísmica en áreas donde ya se disponga de información sobre perfiles de suelos superficiales, ya que esta técnica puede proporcionar estimaciones detalladas de perfiles profundos. Esto es valioso para una evaluación más completa del subsuelo, lo que permite el diseño de medidas de mitigación del riesgo sísmico y para la planificación urbana en zonas de alta sismicidad.

CAPÍTULO I: PROTOCOLO DE LA INVESTIGACIÓN

1.1. IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA DE ESTUDIO

1.1.1. Formulación del problema general

La limitada información sobre la subestructura profunda del suelo en Lima Metropolitana, especialmente en perfiles de velocidad de ondas de corte (V_s), motiva la realización de estudios para su obtención. Los ensayos geofísicos convencionales permiten estimar perfiles hasta 30 m de profundidad, pero presentan limitaciones para registrar ondas de periodo largo (alrededor de 1.0 s). En Lima, los suelos varían desde formaciones blandas, como limos y arcillas, hasta gravas y rocas. Esta diversidad afecta la propagación de las ondas sísmicas. Se considera un perfil profundo aquel que supera los 100 m de profundidad y presenta velocidades V_s mayores a 1500 m/s, mientras que los perfiles superficiales alcanzan hasta 100 m con velocidades menores. La estimación de perfiles profundos es necesaria para entender cómo las ondas sísmicas se transmiten desde la roca hasta la superficie, mejorando la evaluación del riesgo sísmico.

1.1.2. Formulación de problemas específicos

Si bien es cierto que se han realizado algunos trabajos donde se han estimado la subestructura profunda del suelo de Lima Metropolitana, estos no se han compilado de tal manera que se puedan comparar en términos de V_s y en dispersión de ondas, lo cual es importante para tener idea de la caracterización profunda faltante en dichas zonas.

Un problema bastante importante para la caracterización dinámica profunda del suelo es la capacidad de registrar ondas de periodo largo, lo cual se logra con equipos de alta sensibilidad y precisión. Sin embargo, existen algunas limitantes para el monitoreo del movimiento del suelo mediante estos equipos, las cuales suelen ser la adquisición, instalación y supervisión de los mismos.

El monitoreo constante de los puntos de diversos puntos de observación permite estimar funciones de correlación cruzada entre pares de sensores, las cuales convergen a las funciones de Green cuando se tiene una cantidad de información bastante densa. Dado que un factor limitante en cualquier estudio es el tiempo, es importante determinar la cantidad necesaria de este para obtener las funciones de Green entre pares de sensores. La aplicación de filtros gaussianos a las funciones de Green genera la dispersión de ondas superficiales, en donde las amplitudes máximas corresponden a la curva del modo fundamental en términos de velocidades de grupo. Sin embargo, para la estimación de perfiles es importante resolver el problema inverso y ajustar la curva de dispersión teórica a la observada tanto para las ondas Rayleigh como para las ondas Love.

1.2. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCES

1.2.1. Justificación

Como se mencionó anteriormente, Lima Metropolitana ha experimentado un incremento importante de edificaciones debido al aumento poblacional y modernización de la ciudad. Entonces, dada la ubicación de Lima Metropolitana en una zona de alta sismicidad, es de vital importancia el diseño de estructuras sismorresistentes tal como indica la Norma Técnica Peruana E-030.

El diseño sismorresistente de las estructuras debe estar acompañado de un análisis de movimiento sísmico del suelo, razón por la cual, actualmente, se han generado muchas investigaciones que contienen importantes resultados en Lima Metropolitana. Sin embargo, existen algunos vacíos dada la complejidad y falta de instrumentación, tal como la estimación de perfiles V_s a nivel profundo.

A pesar de contar con una gran variedad de información de los perfiles de suelos en diversos proyectos e investigaciones, tales como los trabajos de microzonificación sísmica realizados por el CISMID, los perfiles generalmente llegan hasta un nivel relativamente superficial, en el cual, en algunos casos, no se ha llegado al lecho rocoso. Es por ello que existe la motivación de llegar a mayor profundidad mediante interferometría sísmica, siendo esta una herramienta bastante útil y que se ha implementado en otros países.

El trabajo de Aguilar et al. (2019) contiene una serie de respuestas sísmicas del suelo partiendo desde un material rígido con valores de V_s de 760 m/s, el cual ha obtenido importantes resultados que incluyen y/o sugieren una subclasificación de los tipos de suelo S2 de la Norma E-030. Sin embargo, existe gran cantidad de información de perfiles superficiales en Lima Metropolitana, que a pesar de que no llegan a un material rígido, pueden ser complementados con perfiles profundos y obtener así uno más completo en el que se pueda estimar del movimiento sísmico superficial mediante un análisis de propagación de ondas. Este tipo de análisis ya incluiría los efectos locales de una manera precisa, a diferencia de la utilización de las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (GMPE) empleadas en el análisis de peligro sísmico, que incluye parámetros dinámicos tales como el V_{s30} , profundidad de la roca, periodo fundamental del suelo, entre otros.

1.2.2. Alcances

El alcance espacial del proyecto comprende zonas ubicadas en Lima Metropolitana en donde se encuentran instaladas estaciones acelerográficas pertenecientes a la Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS). Además, se pretende que el desarrollo del trabajo se centre en zonas donde se han realizados estudios geofísicos previamente, con un

énfasis particular en aquellas en las que se llevaron a cabo arreglos de microtemores y se hayan obtenido perfiles Vs profundos.

El área de estudio comprende algunos distritos de Lima Metropolitana, lugar donde se encuentran instalados una gran cantidad de estaciones acelerográficas. En este estudio en particular, se trabajará en siete estaciones pertenecientes a la Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS). Los puntos que limitan el área de estudio son los siguientes:

- Latitud: -12.065674° y longitud: -77.155727° (Callao)
- Latitud: -12.013274° y longitud: -77.050220° (Rímac)
- Latitud: -12.069506° y longitud: -76.954847° (La Molina)
- Latitud: -12.216963° y longitud: -76.993096° (Chorrillos)
- Latitud: -12.106489° y longitud: -77.054228° (San Isidro)

El área de estudio se muestra en el **Mapa M-1**.

Por otro lado, el alcance temporal del proyecto de tesis corresponde al tiempo de registros de movimiento del suelo durante varios meses (mayor a 3 meses). Para lograr ello, se utilizaron equipos de medición de alta sensibilidad, instalados en puntos específicos de Lima Metropolitana como parte del proyecto SATREPS.

Se pretende estimar perfiles en los cuales se llegue hasta basamento rocoso (Vs mayor a 1500 m/s), de modo que se obtenga una información completa tanto de materiales superficiales como profundos.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

Estimar perfiles de velocidades de ondas S profundos mediante el análisis de interferometría sísmica en Lima Metropolitana.

1.3.2. Objetivos específicos

- ✓ Recopilación de perfiles profundos en Lima Metropolitana a partir de arreglos de microtemores.
- ✓ Monitoreo de acelerógrafos y velocímetros de banda ancha y obtención de registros continuos de microtemores.
- ✓ Estimación de funciones de correlación cruzada entre pares de puntos de observación y cálculo de funciones de Green.
- ✓ Estimación de curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love entre pares de puntos de observación y de perfiles profundos a partir de su inversión.

1.4. HIPÓTESIS Y VARIABLES

1.4.1. Hipótesis general

El análisis de interferometría sísmica permitiría obtener perfiles de velocidades de ondas S profundos a partir de correlaciones cruzadas de registros continuos de movimiento del suelo en Lima Metropolitana.

1.4.2. Hipótesis específicas

- Si se recopila perfiles de profundidad mayores a 30 m se podrá definir una línea base para complementar los perfiles Vs profundos que se obtendrían.
- La instalación de sensores de banda ancha en ubicaciones predefinidas permitiría la obtención de registros continuos de ondas de periodos largos.
- Si se obtienen las correlaciones cruzadas se podrán estimar la semejanza entre pares de puntos de observación.
- Si se realiza el análisis de ruido se podrá obtener el tiempo necesario para la convergencia a la función de Green entre pares de estaciones.
- A partir de la dispersión de las ondas Rayleigh y Love se podrá conocer la distribución de las velocidades de grupo para cada periodo de vibración.
- Con base en la inversión de la curva de dispersión de ondas superficiales se podrán estimar los perfiles profundos.

1.4.3. Variables

- **Variable independiente:**
Registros continuos de movimiento del suelo
- **Variable dependiente:**
Perfiles de velocidades de onda S profundos

1.5. METODOLOGÍA

1.5.1. Tipo de investigación

- Según el objetivo de la tesis, el presente estudio corresponde a una investigación básica dado que se busca ampliar la información de la subestructura del suelo.
- Según la profundidad de la tesis, el presente estudio corresponde a una investigación descriptiva, puesto que se utiliza la interferometría sísmica para describir las características dispersivas del suelo y su distribución en la subestructura.
- Según el tipo de datos, el presente estudio corresponde a una investigación cuantitativa, dado que utiliza metodologías matemáticas con la finalidad de medir variables.

- Según la manipulación de variables, la presente tesis corresponde a una investigación no experimental, puesto que se limita a medir las variables mediante la observación.
- Según el tipo de inferencia, la presente tesis corresponde a una investigación deductiva, dado que se utilizarán conceptos generales de las ondas sísmicas que se propagan en el suelo hasta llegar a la estimación de perfiles sísmicos profundos.
- Según la temporalidad, la presente tesis corresponde a una investigación transversal, dado que se centra en la observación o monitoreo del suelo durante en un momento dado.

1.5.2. Nivel de investigación

La investigación corresponde a un nivel descriptivo puesto que pretende describir la subestructura del suelo en términos de velocidades de ondas de corte para poder comprender el comportamiento dinámico de este. Por lo tanto, en esta investigación se van a medir variables.

1.5.3. Métodos de trabajo

La presente investigación pretende estimar información de la subestructura del suelo utilizando conceptos generales de las ondas sísmicas que se propagan en la corteza terrestre, por esta razón, se utilizará un método deductivo.

Las ondas que se propagan en la corteza terrestre pueden ser captadas por equipos de alta sensibilidad. Los actuales estudios se basan en la medición de las microvibraciones del suelo dado que son relativamente fáciles de medirlas y no requieren del registro de un evento sísmico de gran magnitud.

El movimiento del suelo es registrado por sensores de banda ancha capaces de medir las ondas de periodo largo, las cuales permiten obtener información de los materiales del suelo a grandes profundidades. Estos registros se obtienen de manera simultánea en diferentes puntos del área de estudio y se calculan las funciones de correlación cruzada para cada par de puntos de observación. A partir de ellos se obtienen perfiles profundos que permiten conocer la subestructura del suelo.

1.5.4. Tipo de diseño

La presente investigación corresponde a un tipo de diseño no experimental, puesto a que las variables no serán modificadas en el desarrollo; en su lugar, estas serán medidas en un único momento de manera simultánea. Por lo tanto, esta investigación corresponde al subtipo transversal. Las variables de la investigación presentan características cuantitativas. Es decir, en el desarrollo de la tesis, estas serán medidas; por lo tanto, también corresponde a un tipo de diseño descriptivo.

El tipo de diseño de la presente tesis es no experimental, transversal y descriptivo por las características mencionadas anteriormente.

1.5.5. Técnicas e instrumentos de recolección de datos

El trabajo de tesis consiste básicamente de la observación y registro del movimiento del suelo, especialmente captar las ondas de periodo largo que permiten obtener información de la subestructura del suelo a nivel profundo. Para conseguir información del movimiento del suelo se utilizan sensores de banda ancha capaces de captar las ondas mencionadas anteriormente. El movimiento del suelo es captado en las componentes horizontales y verticales durante largos periodos de tiempo, esta información es registrada en una tarjeta SD de manera discretizada y con una frecuencia de muestreo conveniente.

1.5.6. Técnicas e instrumentos de análisis y procesamiento de datos

La información obtenida de los sensores de banda ancha y almacenada en las tarjetas SD son ordenadas de acuerdo con la estación que corresponde, generalmente la data es registrada en intervalos de 10 minutos. Dado que el análisis comprende la estimación de espectros de Fourier de 1 hora, se conserva la información que contenga esa cantidad de tiempo y de manera continua; la información incompleta es descartada.

Los registros continuos cuya cantidad de tiempo alcance 1 hora es concatenada y ordenada y posteriormente se calculan los espectros de Fourier. Así mismo, se calculan las funciones de correlación cruzada entre registros de dos puntos de observación mediante programas compilados en lenguaje fortran (Yamanaka, 2015).

Este proceso requiere de un gran esfuerzo computacional debido a la extensa cantidad de información registrada en todas las estaciones o puntos de observación; finalmente los resultados serán presentados en gráficas de dispersión de ondas y perfiles de velocidades de ondas de cortes de manera más didáctica.

1.5.7. Etapas de intervención del estudio

La presente investigación tiene como objeto la estimación de perfiles Vs profundos a partir de la estimación de las funciones de Green entre pares de puntos de observación en Lima Metropolitana. Para lograr el objetivo serán necesarias las siguientes actividades (ACT) y tareas (T):

ACT.1 Recopilar información de las características dinámicas del suelo de proyectos preliminares en la ciudad de Lima.

T.1 Revisión de información correspondiente a características dinámicas obtenidos en estudios geofísicos en la ciudad de Lima.

T.2 Estimar la dispersión de ondas superficiales de los perfiles profundos recopilados.

ACT. 2 Instalar sensores de banda ancha y registrar vibraciones del suelo de manera continua.

T.1 Definir los puntos de observación siguiendo ciertos criterios tales como distancia, cantidad de información recopilada en el área, accesibilidad, seguridad, etc. (1 mes)



T.2 Instalar un acelerógrafo y un velocímetro de banda ancha en cada punto de observación.

T.3 Almacenamiento de registros de vibraciones de manera continua.

ACT.3 Estimar las funciones de Green mediante interferometría sísmica.

T.1 Estimar las funciones de correlación cruzada entre los puntos de observación.

T.2 Calcular el tiempo necesario para obtener una correcta estimación de las funciones de Green.

T.3 Calcular las funciones de Green entre los pares de puntos de observación a partir de registros de grandes periodos de tiempo.

ACT.4 Estimar la dispersión de ondas superficiales y los perfiles de velocidades de ondas de corte a nivel profundo.

T.1 Estimar las gráficas de dispersión de velocidades de grupo de las ondas Rayleigh y Love a partir de las funciones de Green entre pares de puntos de observación.

T.2 Identificar las curvas de dispersión del modo fundamental a partir de las gráficas de dispersión de velocidades de grupo.

T.3 Estimar perfiles sísmicos profundos mediante el proceso de inversión de algoritmos genéticos.

T.4 Comparar la dispersión estimada obtenida de los perfiles recopilados y los obtenidos a partir de la interferometría sísmica.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

Los registros históricos evidencian la constante actividad sísmica en el Perú, con consecuencias devastadoras como la destrucción de ciudades y la pérdida significativa de vidas humanas. Las características tectónicas del país propician eventos sísmicos capaces de provocar tales desastres. Uno de los eventos más catastróficos ocurrido del Perú fue el terremoto de Lima y Callao de 1746, en el que sobrevivieron solo 200 de los 5000 habitantes de la ciudad (Kuroiwa, 1983), dejándola completamente destruida. Estas tragedias han impulsado a muchas instituciones y autores a llevar a cabo investigaciones para estimar escenarios sísmicos posibles y mitigar los desastres que podrían ocasionar. El trabajo de Villegas et al. (2016), basado en las deformaciones de la superficie terrestre causadas por la subducción de placas tectónicas, proyecta posibles escenarios sísmicos con magnitudes que podrían alcanzar 8.8 Mw en la costa central del Perú, eventos que podrían ser similares al del año 1746. Además, el significativo crecimiento demográfico de Lima Metropolitana, donde la mayoría de las viviendas se encuentran en condiciones precarias, ha llevado a realizar trabajos de Microzonificación Sísmica en los últimos años. Destacan los aportes del Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), que han elaborado mapas que zonifican las áreas de la ciudad de Lima Metropolitana según las características del subsuelo (CISMID, 2020). Los estudios realizados por el CISMID incluyen una amplia gama de información sobre la subestructura del suelo en diversas regiones del país, representada en perfiles Vs que abarcan desde profundidades relativamente superficiales (30 m) hasta profundidades mayores a 100 m. Calderón et al. (2011) estimaron ocho perfiles Vs profundos en Lima Metropolitana mediante la inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de ensayos de microtemores. Con la ayuda de registros sísmicos para completar la curva de dispersión en períodos largos, lograron obtener profundidades de exploración de hasta 800 m para una velocidad de referencia de 3000 m/s. Por otro lado, Quispe et al. (2014) estimaron perfiles sísmicos en cinco estaciones acelerográficas para analizar los efectos de sitio, obteniendo perfiles hasta una profundidad aproximada de 300 m. Sin embargo, estos perfiles tienen profundidades relativamente superficiales cuando se consideran a nivel de litósfera. Ward et al. (2016) estimaron perfiles a nivel de litósfera en la meseta andina central (sur del Perú) mediante la integración de dos métodos de tomografía sísmica (ambient noise y two-plane wave). Los perfiles obtenidos presentan una curva de dispersión en un rango de períodos de 8 a 143 s, con velocidades de fase de hasta 4000 m/s. Estos resultados se lograron mediante mediciones de sensores

distribuidos en una vasta área, y contribuyeron a la elaboración de un modelo tridimensional de la litósfera en términos de velocidades de ondas de corte.

A nivel internacional, se han desarrollado técnicas avanzadas como la interferometría sísmica. Weaver y Lobkis (2005), Prieto et al. (2011) y Chimoto y Yamanaka (2014) han obtenido funciones de Green entre puntos de observación distantes (varios kilómetros) utilizando registros de vibraciones continuas durante períodos prolongados (meses o años). Estos métodos permiten obtener perfiles sísmicos a grandes profundidades. Por ejemplo, el trabajo de Yamanaka et al. (2015) logró obtener un perfil de aproximadamente 3 km de profundidad.

Para evaluar los efectos de los períodos largos en la llanura de Kanto, Chimoto y Yamanaka (2011) realizaron un análisis tomográfico con un enmallado de puntos de observación. Se estimaron las funciones de Green entre estos puntos y se calcularon los errores mediante la diferencia entre los tiempos de llegada observados y los calculados. A continuación, mediante un análisis de inversión, se generó un modelo tridimensional de velocidades de ondas de corte hasta el lecho rocoso, validado con el modelo del estudio de Yamanaka y Yamada (2006).

2.2. BASES TEÓRICAS

Como se mencionó en los antecedentes, la caracterización dinámica de los depósitos de suelos se basa mayormente en exploraciones indirectas mediante ensayos geofísicos. El análisis de la información obtenida en campo a través de estos ensayos se fundamenta en el comportamiento de las ondas sísmicas. Dichos ensayos aprovechan las propiedades dispersivas de las ondas para estimar perfiles Vs, que a su vez revelan la distribución de los materiales que constituyen la subestructura del suelo.

2.2.1. Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas generadas por perturbaciones temporales en algún punto de la estructura terrestre. Se dividen en dos tipos principales: ondas de cuerpo y ondas superficiales.

Las ondas de cuerpo u ondas internas se propagan a través de la estructura interna de la Tierra y se subdividen en dos categorías: ondas primarias y ondas secundarias. Las ondas primarias (ondas P), también conocidas como ondas longitudinales o compresionales, son aquellas en las que las partículas del medio se desplazan en la misma dirección que la propagación de la onda, generando esfuerzos de compresión y tracción. Por otro lado, las ondas secundarias (ondas S) u ondas de corte son aquellas en las que las partículas se mueven de manera transversal a la dirección de propagación, generando esfuerzos de corte. Estas ondas no se propagan en medios líquidos y su velocidad de propagación es

menor en comparación con las ondas primarias. No obstante, la velocidad de las ondas S es utilizada en la clasificación de sitios en diversas normatividades.

La velocidad de propagación de las ondas (V_s) de corte que viaja a lo largo de medios homogéneos se define de la siguiente manera (1):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1)$$

Donde:

μ : módulo de corte del medio

ρ : densidad del material

Se puede observar que la velocidad de onda de corte tiene una relación directa con el módulo de corte del material. Por lo tanto, está asociada a la rigidez del material, es decir, teóricamente los materiales que presentan mayor V_s tendrán mayor rigidez que los que tienen menor valor de V_s .

La norma técnica peruana E.030 "Diseño Sismorresistente" presenta una clasificación de perfiles de suelo en función a la velocidad promedio de propagación de las ondas de corte (\bar{V}_s), tal como se muestra a continuación (**Tabla 1**):

Tabla 1

Clasificación de los perfiles de suelos

Perfil	\bar{V}_s	Descripción
S0	> 1500 m/s	Roca dura
S1	500 m/s a 1500 m/s	Roca o suelos muy rígidos
S2	180 m/s a 500 m/s	Suelos intermedios
S3	< 180 m/s	Suelos blandos
S4	Clasificación basada en el EMS	Condiciones excepcionales

Nota: Adaptado de la norma E.030 (2019)

Por otro lado, las ondas superficiales se generan a partir de la interacción de las ondas de cuerpo con las capas superficiales de la Tierra y se propagan a lo largo de estas. La amplitud de movimiento de las ondas superficiales decrece exponencialmente con la profundidad (Kramer, 1996). Estas ondas se subdividen en ondas Love y ondas Rayleigh.

A) Ondas Love

Las ondas Love están conformadas principalmente por ondas SH atrapadas por las múltiples reflexiones en las capas superficiales (Kramer, 1996). Para el análisis de propagación de las ondas Love se considera que estas viajan en un plano horizontal en dirección al eje x y que existe una capa superficial que se encuentra sobre un medio homogéneo semi-infinito de mayor impedancia como se muestra en la **Figura 1**. Entonces,

los desplazamientos producidos por la propagación de la onda sobre la capa superficial serán:

$$\begin{aligned} u &= 0 \\ v &= L(k, z, \omega)e^{i(kx - \omega t)} \\ w &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

En donde:

$$L(k, z, \omega) = 2A \cos \left(\omega z \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - \frac{k^2}{\omega^2}} \right) \quad (3)$$

k : número de onda de la onda Love

z : profundidad

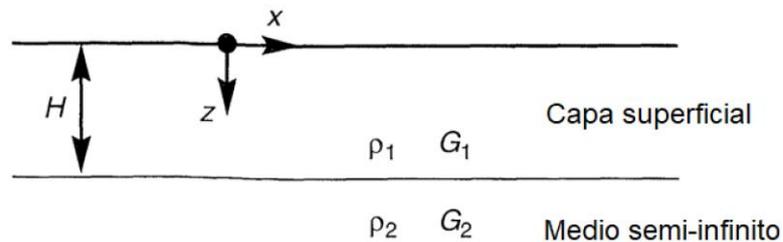
ω : frecuencia angular de la onda Love

A : amplitud de la onda Love

V_s : velocidad de la onda de corte en la capa superficial

Figura 1

Modelo utilizado para el análisis de propagación de las ondas Love



Nota: Fuente Kramer (1996)

Además, si consideramos que el depósito de suelo presenta diversas estratificaciones, la ecuación (2) se puede reescribir de la siguiente manera:

$$v = (\hat{S}e^{-\varphi z} + \acute{S}e^{\varphi z})e^{i(kx - \omega t)} \quad (4)$$

Donde:

$$\varphi^2 = k^2 - \omega^2 / V_s^2 \quad (5)$$

\hat{S} : Amplitud de la onda SH descendente

\acute{S} : Amplitud de la onda SH ascendente

B) Ondas Rayleigh

Para el análisis de propagación de las ondas Rayleigh se considera que estos son planares (plano xz) y que viajan en la dirección x en un medio sólido semi-infinito como se muestra en la **Figura 2**. Entonces los desplazamientos producidos por la propagación de la onda sobre la capa superficial serán:

$$\begin{aligned} u &= R_1(k, z, \omega)e^{i(kx-\omega t)} \\ v &= 0 \\ w &= R_2(k, z, \omega)e^{i(kx-\omega t)} \end{aligned} \quad (6)$$

En donde:

$$R_1(k, z, \omega) = A \left(-ike^{-qz} + \frac{2iqsk}{s^2 + k^2} e^{-sz} \right) \quad (7)$$

$$R_2(k, z, \omega) = A \left(\frac{2qk^2}{s^2 + k^2} e^{-sz} - qe^{-qz} \right) \quad (8)$$

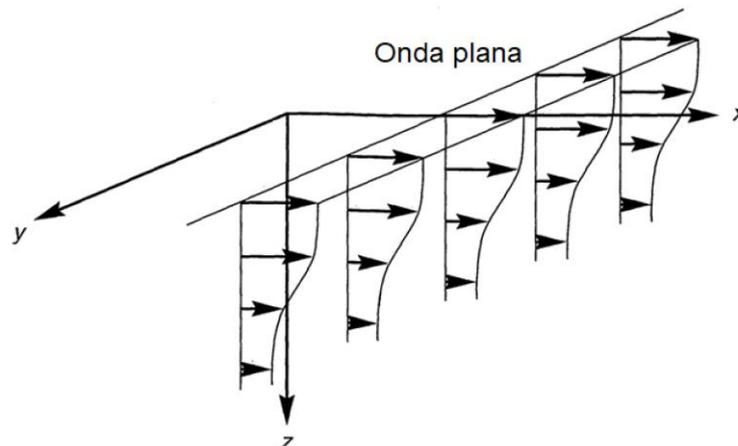
$$q^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{Vp^2} \quad (9)$$

$$s^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{Vs^2} \quad (10)$$

- k : número de onda de la onda Rayleigh
- z : profundidad
- ω : frecuencia angular de la onda Rayleigh
- A : amplitud de la onda Rayleigh
- Vs : velocidad de la onda de corte en la capa superficial
- Vp : velocidad de la onda longitudinal en la capa superficial

Figura 2

Modelo utilizado para el análisis de propagación de las ondas Rayleigh

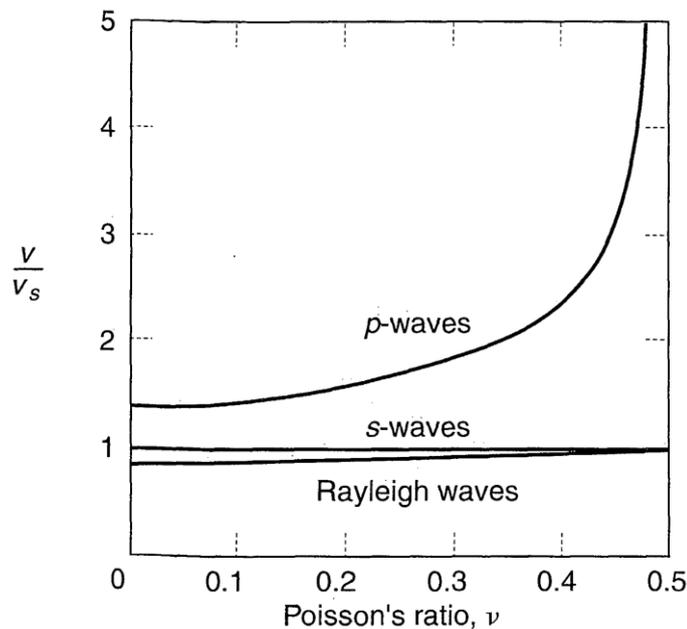


Nota: Fuente Kramer (1996)

Como se observa, las ondas Rayleigh exhiben un movimiento elíptico en el suelo, que incluye componentes tanto horizontales como verticales. Esta característica (movimiento vertical) es aprovechada en la ejecución de ensayos geofísicos para estimar perfiles de depósitos de suelos, ya que proporciona valores similares a las velocidades de ondas de corte, como se ilustra en la **Figura 3**.

Figura 3

Comparación de las velocidades de ondas de cuerpo con las Rayleigh en función a la relación de Poisson



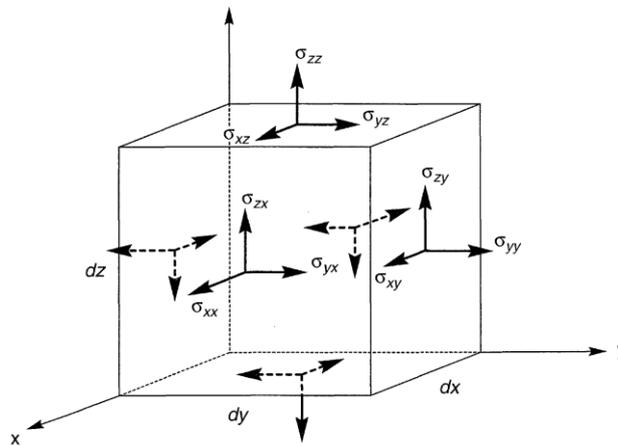
Nota: Fuente Kramer (1996)

Dado que las ondas sísmicas producen esfuerzos y deformaciones en los materiales en los cuales se propagan, es importante comprender las relaciones que existen entre estas componentes. El análisis parte de un elemento diferencial sólido bajo ciertas condiciones de esfuerzos como se observa en la **Figura 4** y considerando que presenta desplazamientos u , v y w en las direcciones x , y y z respectivamente, las deformaciones ϵ se determinan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} & \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} & \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \\
 \epsilon_{xy} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} & \epsilon_{yz} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} & \epsilon_{zx} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}
 \end{aligned}
 \tag{11}$$

Figura 4

Estado de tensiones de un elemento diferencial



Nota: Fuente Kramer (1996)

Siguiendo la ley de Hooke para un material isotrópico, lineal y elástico, las relaciones esfuerzo-deformación se determinan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 \sigma_{xx} &= \lambda \bar{\epsilon} + 2\mu \epsilon_{xx} & \sigma_{xy} &= \mu \epsilon_{xy} \\
 \sigma_{yy} &= \lambda \bar{\epsilon} + 2\mu \epsilon_{yy} & \sigma_{yz} &= \mu \epsilon_{yz} \\
 \sigma_{zz} &= \lambda \bar{\epsilon} + 2\mu \epsilon_{zz} & \sigma_{zx} &= \mu \epsilon_{zx}
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

Donde σ es el esfuerzo en que se encuentra sometido el elemento, λ es la constante de Lamé y $\bar{\epsilon}$ es la deformación volumétrica.

A partir del análisis de equilibrio físico del elemento diferencial, se obtienen las ecuaciones de movimiento en cada dirección en un tiempo t :

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\
 \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} \\
 \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{13}$$

Las ecuaciones (13) serán utilizadas más adelante para la estimación de la curva de dispersión teórica de las ondas Love y Rayleigh a partir de un modelo de depósito de suelos.

2.2.2. Microtremores

Los microtremores, microvibraciones, microtrepidaciones o vibraciones ambientales son pequeños movimientos aleatorios del suelo producidos por el viento, olas del mar o

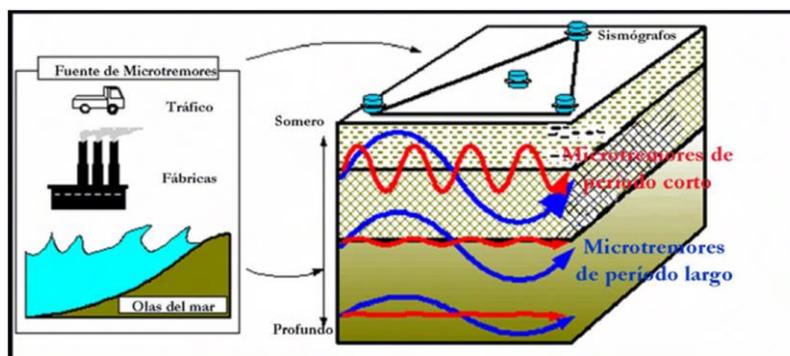
actividades humanas como se muestra en la **Figura 5**. Bard (1998) categoriza el origen de los microtemores en función a sus periodos:

- ✓ De periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz): son causados por ondas oceánicas a grandes distancias.
- ✓ De periodos intermedios (entre 0.3 a 0.5 Hz): son causados por ondas del mar cerca de la costa.
- ✓ Mayores a 1 Hz: Están relacionados a la actividad humana (tránsito vehicular, fábricas, etc.)

La ventaja que tienen los microtemores sobre los otros tipos de ondas se debe a la facilidad en la que puede ser obtenidos en campo. Además, la predominancia de las ondas superficiales en las bajas frecuencias (Reyes, 2020) hace posible estimar el perfil de velocidades de ondas de corte debido a la relación semejante en sus valores como se señaló anteriormente.

Figura 5

Fuente y clasificación de los microtemores



Nota: Fuente Linares (2005)

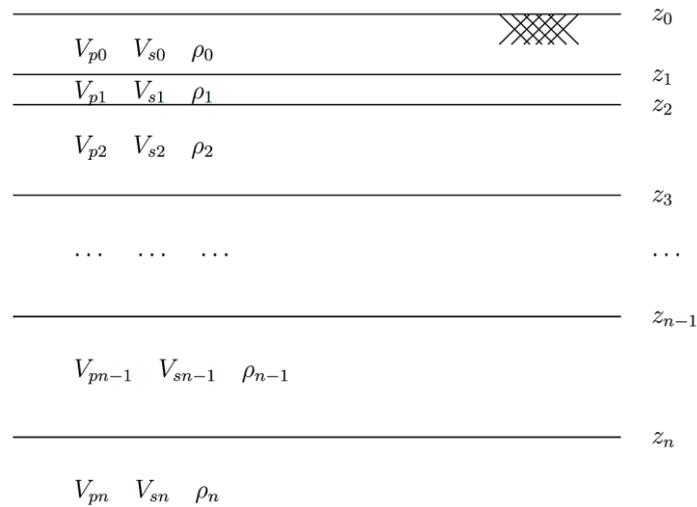
2.2.3. Dispersión de las ondas superficiales

Al propagarse en un semi-espacio estratificado (semejante a la realidad), las ondas superficiales presentan una característica particular llamada dispersión. La dispersión es un fenómeno en el cual las ondas de diferente frecuencia se propagan a diferentes velocidades (Kramer, 1996). Además, aprovechando la ventaja de que las velocidades de las ondas superficiales son semejantes a las velocidades de ondas de corte, se pueden obtener perfiles sísmicos mediante la solución del problema inverso. Es decir, encontrar un perfil sísmico de velocidades V_s y V_p que se ajusten a la curva de dispersión observada.

La curva de dispersión consiste en la relación de las velocidades de las ondas superficiales (fase o grupo) con su frecuencia angular. Una curva de dispersión teórica puede ser obtenida a partir de las propiedades de un modelo de depósito de suelo (problema directo). Para comprender la estimación de la curva de dispersión teórica a partir de un modelo de depósito de suelo, se considera un perfil de n capas. Cada una de estas capas presenta V_p , V_s y densidad ρ como se muestra en la **Figura 6**.

Figura 6

Modelo unidimensional utilizado para la estimación de la curva de dispersión teórica



Nota: Fuente Wathelet (2005)

La metodología para la estimación de la curva de dispersión teórica de la presente tesis está basada en el trabajo de Aki y Richards (2002) llamada método de matriz propagadora (Propagator-matrix method), en la cual las ondas superficiales se propagan en un medio verticalmente heterogéneo, isotrópico y elástico. A continuación, se realizará un breve análisis de dispersión para las ondas Love y Rayleigh.

A) Ondas Love

Las ondas Love sólo van a presentar movimientos transversales a la propagación de la onda, por lo tanto, el número de onda k corresponderá a la dirección x . Entonces de las ecuaciones (11), (12) y (2) se obtienen:

$$\sigma_{xy} = ik\mu(z)L e^{i(kx-\omega t)} \quad (14)$$

$$\sigma_{yz} = \mu(z) \frac{dL}{dz} e^{i(kx-\omega t)} \quad (15)$$

Donde el módulo de corte está en función a la profundidad $\mu(z)$. Se define la variable:

$$L^\sigma = \mu(z) \frac{dL}{dz} \quad (16)$$

Combinando las ecuaciones (13), (2), (14) y (16) se obtiene la matriz:

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} L \\ L^\sigma \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & 1/\mu(z) \\ k^2\mu(z) - \omega^2\rho(z) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} L \\ L^\sigma \end{pmatrix} \quad (17)$$

La ecuación (17) se resuelve mediante la metodología de Gilbert y Backus (1966) considerando que el perfil presenta n capas como se muestra en la **Figura 6**. La solución de la ecuación (17) quedaría:

$$\begin{pmatrix} \hat{S}_n \\ \hat{S}_n \end{pmatrix} = T_n^{-1} G(z_n, z_{n-1}) \dots G(z_1, z_0) \begin{pmatrix} L(z_0) \\ L^\sigma(z_0) \end{pmatrix} \quad (18)$$

$$T_n^{-1} = \frac{1}{2\varphi_n\rho_n} \begin{pmatrix} \varphi_n\rho_n e^{\varphi_n z} & -e^{\varphi_n z}/VS^2 \\ \varphi_n\rho_n e^{-\varphi_n z} & e^{-\varphi_n z}/VS^2 \end{pmatrix} \quad (19)$$

$$G(z_n, z_{n-1}) = \begin{pmatrix} \cosh[\varphi_n(z_n - z_{n-1})] & 1/(\varphi_{n-1}\mu_{n-1}) \sinh[\varphi_{n-1}(z_n - z_{n-1})] \\ \varphi_{n-1}\mu_{n-1} \sinh[\varphi_{n-1}(z_n - z_{n-1})] & \cosh[\varphi_{n-1}(z_n - z_{n-1})] \end{pmatrix} \quad (20)$$

Donde:

- φ_n : Se obtiene de la ecuación (5)
- \hat{S}_n : Amplitud de la onda SH descendente en el semi-espacio infinito
- \hat{S}_n : Amplitud de la onda SH ascendente en el semi-espacio infinito

Además, teniendo en cuenta que para las ondas Love se requieren las siguientes condiciones de contorno:

$L \rightarrow 0$ cuando $z \rightarrow \infty$

$L^\sigma = 0$ en la superficie libre $z = z_0$

Entonces, aplicando estas condiciones de contorno a la ecuación (18) finalmente se obtiene:

$$\begin{pmatrix} \hat{S}_n \\ 0 \end{pmatrix} = T_n^{-1} G_n \dots G_1 \begin{bmatrix} L(z_0) \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} L_{11} & L_{12} \\ L_{21} & L_{22} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} L(z_0) \\ 0 \end{bmatrix} \quad (21)$$

Las soluciones no triviales de la ecuación (21) aparecen cuando $L_{21} = 0$. Entonces, a partir de esa condición se determinan las raíces $\{V_L = \omega/k\}$ correspondiente a una frecuencia ω dada. Las raíces obtenidas corresponden la curva de dispersión teórica de velocidades de fase de las ondas Love para varios modos.

B) Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh presentan movimiento elíptico en planos normales a la superficie y paralelo su la dirección de propagación. Considerando que la dirección de propagación es en el eje x , entonces, se aplica el mismo procedimiento utilizado para las ondas Rayleigh (Wathelet, 2005). Así, se forma la ecuación matricial:

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_1^\sigma \\ R_2^\sigma \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & -ik & 0 & \frac{1}{\mu} \\ \frac{-i\lambda}{\lambda + 2\mu} & 0 & \frac{1}{\lambda + 2\mu} & 0 \\ 0 & -\omega^2 & 0 & -ik \\ \frac{4k^2\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} & 0 & \frac{-ik\lambda}{\lambda + \mu} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_1^\sigma \\ R_2^\sigma \end{pmatrix} \quad (22)$$

La ecuación (22) se resuelve mediante la metodología de Gilbert y Backus (1966) considerando que el perfil presenta n capas como se muestra en la **Figura 6**. La solución de la ecuación (22) quedaría:

$$\begin{pmatrix} \hat{P}_n \\ \hat{S}_n \\ \hat{P}_n \\ \hat{S}_n \end{pmatrix} = T_n^{-1} G(z_n, z_{n-1}) \dots G(z_1, z_0) \begin{pmatrix} R_1(z_0) \\ R_2(z_0) \\ R_1^\sigma(z_0) \\ R_2^\sigma(z_0) \end{pmatrix} \quad (23)$$

$$T_n^{-1} = \frac{-Vs_n^2}{2\mu_n \hat{h}_n \hat{k}_n \omega^2} \begin{pmatrix} 2i\mu_n k \hat{h}_n \hat{k}_n & \mu_n l_n \hat{k}_n & \hat{h}_n \hat{k}_n & ik \hat{h}_n \\ -\mu_n l_n \hat{k}_n & 2i\mu_n k \hat{h}_n \hat{k}_n & ik \hat{h}_n & -\hat{h}_n \hat{k}_n \\ 2i\mu_n k \hat{h}_n \hat{k}_n & -\mu_n l_n \hat{k}_n & \hat{h}_n \hat{k}_n & -ik \hat{k}_n \\ \mu_n l_n \hat{k}_n & 2i\mu_n k \hat{h}_n \hat{k}_n & -ik \hat{h}_n & -\hat{h}_n \hat{k}_n \end{pmatrix} \quad (24)$$

$$\hat{h}_n^2 = 2k^2 - \frac{\omega^2}{Vp_n^2} \quad (25)$$

$$\hat{k}_n^2 = 2k^2 - \frac{\omega^2}{Vs_n^2} \quad (26)$$

Donde:

- \hat{P}_n : Amplitud de la onda P ascendente en el semi-espacio infinito
- \hat{S}_n : Amplitud de la onda SV ascendente en el semi-espacio infinito
- \hat{P}_n : Amplitud de la onda P descendente en el semi-espacio infinito
- \hat{S}_n : Amplitud de la onda SV descendente en el semi-espacio infinito

Además, teniendo en cuenta que para las ondas Rayleigh se requieren las siguientes condiciones de contorno:

$$R_1 \rightarrow 0 \text{ y } R_2 \rightarrow 0 \text{ cuando } z \rightarrow \infty$$

$$R_1^\sigma = R_2^\sigma = 0 \text{ en la superficie libre } z = z_0$$

Entonces, aplicando estas condiciones de contorno a la ecuación (23) finalmente se obtiene:

$$\begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ \dot{P}_n \\ \dot{S}_n \end{pmatrix} = T_n^{-1} G_n \dots G_1 \begin{pmatrix} R_1(z_0) \\ R_2(z_0) \\ R_1^\sigma(z_0) \\ R_2^\sigma(z_0) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} R_{11} & R_{12} & R_{13} & R_{14} \\ R_{21} & R_{22} & R_{23} & R_{24} \\ R_{31} & R_{32} & R_{33} & R_{34} \\ R_{41} & R_{42} & R_{43} & R_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_1(z_0) \\ R_2(z_0) \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (27)$$

La ecuación (27) se cumple cuando la subdeterminante $(R_{11}R_{22} - R_{12}R_{21})$ desaparece. Entonces, a partir de esa condición se determinan las raíces $\{V_R = \omega/k\}$ correspondiente a una frecuencia ω dada. Las raíces obtenidas corresponden la curva de dispersión teórica de velocidades de fase de las ondas Rayleigh para varios modos.

2.2.4. Velocidades de fase y grupo

Los depósitos de suelo al presentarse como un apilamiento de estratos poseen características dispersivas que permiten diferenciar las velocidades de las ondas superficiales para cada frecuencia de onda. Estas velocidades pueden analizarse bajo dos perspectivas: velocidades de fase y velocidades de grupo.

Las ondas superficiales se propagan a través de los depósitos de suelo como frentes de ondas, es decir, como una superposición de ondas de distintas características. Para entender el concepto de velocidad de fase de las ondas, partimos de una onda armónica u expresada de la siguiente manera:

$$u(x, t) = u_0 \text{sen}(kx - \omega t) \quad (28)$$

Donde u es la onda armónica dependiente de la posición x y del tiempo t , u_0 es la amplitud de la onda, k es el número de onda y ω es la frecuencia angular; entonces la velocidad de fase de la onda es la razón en la cual las fases se propagan, quedando definido como:

$$v_p = \frac{\omega}{k} \quad (29)$$

Como se mencionó anteriormente, las ondas se propagan como superposición de varias ondas, sin embargo, el concepto de velocidad de fase es la misma; por otro lado, si consideramos dos ondas armónicas u_1 y u_2 con la misma amplitud (u_0) expresadas de la siguiente manera:

$$u_1(x, t) = u_0 \text{sen}(k_1x - \omega_1) \quad (30)$$

$$u_2(x, t) = u_0 \text{sen}(k_2x - \omega_1) \quad (31)$$

La superposición de las ondas u_1 y u_2 quedaría:

$$u = u_1 + u_2 \quad (32)$$

$$u = 2u_0 \cos \frac{1}{2} [(k_2 - k_1)x - (\omega_2 - \omega_1)t] \text{sen} \frac{1}{2} [(k_2 + k_1)x - (\omega_2 + \omega_1)t] \quad (33)$$

Si consideramos un valor intermedio para el número de onda (k) y la frecuencia angular (ω), tenemos:

$$k_1 = k - \Delta k \quad (34)$$

$$k_2 = k + \Delta k \quad (35)$$

$$\omega_1 = \omega - \Delta\omega \quad (36)$$

$$\omega_2 = \omega + \Delta\omega \quad (37)$$

Entonces la ecuación (33) quedaría:

$$u = 2u_0 \cos[(\Delta k)x - (\Delta\omega)t] \sin(kx - \omega t) \quad (38)$$

En la ecuación (38) podemos observar que la nueva onda u generada por la superposición de las ondas u_1 y u_2 presenta dos partes: la amplitud de la onda ($2u_0 \cos[(\Delta k)x - (\Delta\omega)t]$) y la parte armónica ($\sin(kx - \omega t)$); de la parte armónica podemos calcular la velocidad de fase de la siguiente manera:

$$v_f = \frac{\omega}{k} \quad (39)$$

Sin embargo, observamos que la amplitud de la onda no es constante y presenta cambios, la velocidad en la cual la amplitud cambia se denominará velocidad de grupo y es determinada en la siguiente expresión:

$$v_g = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} \quad (40)$$

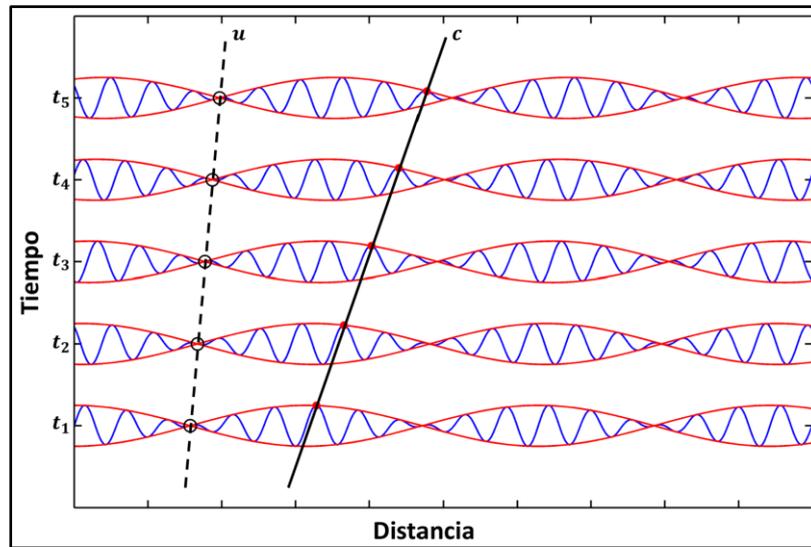
En su forma más general, para ondas producto de superposiciones más complejas, la velocidad de grupo se estima de la siguiente manera:

$$v_g = \frac{\partial\omega}{\partial k} = v_f + k \frac{dv_f}{dk} \quad (41)$$

La **Figura 7** muestra gráficamente la diferencia el recorrido de las fases en el tiempo (línea negra continua) y de la envolvente de las amplitudes (línea roja) en el tiempo (línea punteada), en ambos puede estimarse la velocidad de fase y grupo respectivamente.

Figura 7

Comparación de la velocidad de fase y de grupo



Nota: Comparación de la velocidad de fase (línea negra continua) y velocidad de grupo (línea punteada) de los frentes de ondas. Fuente Sáenz (2016)

2.2.5. Interferometría sísmica

Actualmente, existen diversas metodologías para estimar la estructura interna de la Tierra a distintas escalas. Sin embargo, cada una de estas metodologías presenta limitaciones como el alcance, la dependencia de eventos sísmicos y el alto costo. Por estas razones, la interferometría sísmica se ha convertido en una opción valiosa para la estimación de la estructura interna mediante el análisis de registros continuos de ondas superficiales.

La función de Green es fundamental en este contexto, ya que permite obtener información sobre el medio elástico entre un punto emisor (que genera un pulso unitario) y un punto receptor. Esta función puede utilizarse para estimar las propiedades dispersivas del medio. Teóricamente, la reducción del ruido en los registros de vibración ambiental permite que la función de correlación se aproxime a la función de Green (Weaver y Lobkis, 2005). En los últimos años, se han llevado a cabo exploraciones del suelo a grandes profundidades mediante el análisis de registros continuos de microtemores durante largos periodos de tiempo. Las correlaciones cruzadas de estos registros han demostrado una alta precisión en la estimación de la función de Green a nivel superficial, gracias al avance en la calidad de los equipos de medición y a la capacidad computacional que permite analizar grandes volúmenes de datos continuos de ruido ambiental.

La función de Green entre dos puntos A y B permite determinar la respuesta del punto B cuando se aplica una fuerza unitaria en el punto A. Esta función es proporcional a la

derivada temporal negativa de la correlación cruzada entre los puntos A y B en el dominio del tiempo (Gouédard et al., 2008), como se muestra en la siguiente relación:

$$\frac{d}{d\tau} C_{AB}(\tau) = \frac{-\sigma^2}{4\alpha} (G_{AB}(\tau) - G_{AB}(-\tau)) \quad (42)$$

Donde $C_{AB}(\tau)$ es la correlación cruzada entre los desplazamientos en los puntos A y B en el dominio del tiempo, σ es la varianza del ruido ambiental, G_{AB} es la función de Green entre A y B y α es un coeficiente de atenuación.

Partiendo del método de autocorrelación espacial (SPAC) propuesto por Aki (1957) y considerando la correlación entre el movimiento en 2 puntos A y B separados por una distancia r , se obtiene la ecuación (43).

$$\langle u_A(\omega)u_B^*(\omega) \rangle = |F(\omega)|^2 J_0(kr) \quad (43)$$

Donde u_A y u_B son las transformadas de Fourier del movimiento en los puntos A y B, ω es la frecuencia angular, k es el número de onda, $|F(\omega)|$ es la densidad espectral promedio del ruido, $\langle \rangle$ representa el promedio en conjunto y $*$ es la conjugada compleja. La ecuación (43) toma la forma de la función de Bessel de orden cero (J_0) y según Claerbout (1968) puede ser extendida a grandes distancias.

Tanto la ecuación (42) como la ecuación (43) representan los efectos de la amplitud del ruido ambiental en términos de la varianza y la densidad espectral promedio respectivamente; Sánchez-Sesmo y Campillo (2006) consideran la siguiente ecuación para estimar la función de Green en el dominio de las frecuencias para las ondas Rayleigh:

$$G_{AB}(\omega) = \frac{1}{4} i\mu [J_0(kr) - iY_0(kr)] \quad (44)$$

Donde μ es el módulo de corte y Y_0 es la función de Neumann de orden cero; de las ecuaciones (43) y (44) se puede inferir que $J_0(kr)$ es proporcional a la parte imaginaria de la función de Green. Si consideramos que para las ondas SH, la densidad de energía es $E_{SH} = \rho\omega^2 |F(\omega)|^2 / 2$, entonces la ecuación (43) se puede escribir como:

$$\langle u_A(\omega)u_B^*(\omega) \rangle = \frac{2}{\rho\omega^2} E_{SH} J_0(kr) = -8E_{SH} k^{-2} \text{Im}[G_{AB}(\omega)] \quad (45)$$

Los términos dentro de los corchetes angulares ($\langle \rangle$) representan los espectros cruzados y la ecuación (45) muestra su proporcionalidad con la parte imaginaria de la función de Green; sin embargo, para corregir las amplitudes entre los registros se utiliza un “pre-whitening” (Bensen et al., 2007), que es equivalente a la función de coherencia como se muestra en la siguiente ecuación:

$$\gamma_{AB}(\omega) = \langle \frac{u_A(\omega)u_B^*(\omega)}{\{|u_A(\omega)|\}\{|u_B(\omega)|\}} \rangle \Leftrightarrow \tilde{c}_{AB}(\tau) \quad (46)$$

Donde $\gamma_{AB}(\omega)$ es la función de coherencia entre las estaciones A y B en el dominio de las frecuencias, las llaves ($\{ \}$) se refiere al promedio o suavizado espectral, \Leftrightarrow es la

aplicación de la transformada de Fourier y $\tilde{c}_{AB}(\tau)$ representa la función de correlación cruzada en el dominio del tiempo.

Las correlaciones cruzadas de dos funciones continuas o discretas, en este caso, los registros continuos en los puntos A y B, indican la similitud o semejanza que existe entre estos registros, pudiendo ser expresado en el dominio del tiempo o de las frecuencias; para el caso discreto, la correlación cruzada de los registros en los puntos A y B en el dominio del tiempo se determina de la siguiente manera:

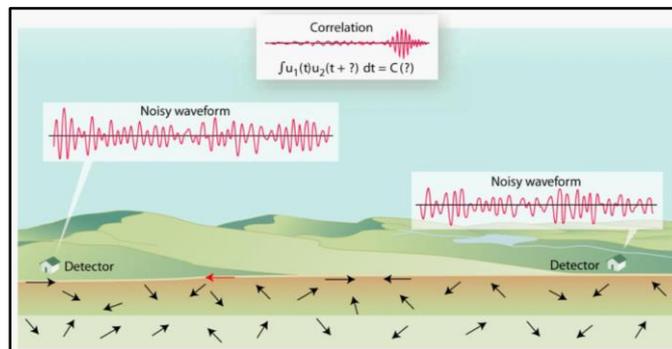
$$C_{AB}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-1} u_A(t)u_B(t + \tau) \quad (47)$$

Donde N es la cantidad de datos registrados en A y B y τ es el desfase de tiempo entre A y B.

La **Figura 8** y **Figura 9** muestran la correlación cruzada de registros en dos puntos en el dominio del tiempo y el impacto que tienen las fuentes de ruido en estas.

Figura 8

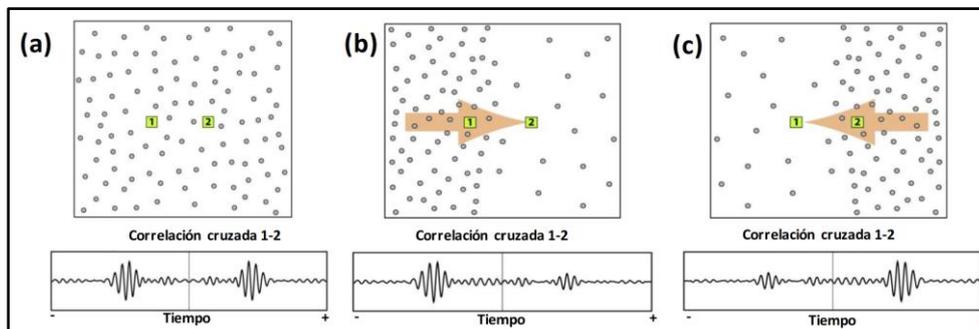
Campo de ondas en el subsuelo y un frente de ondas



Nota: Se muestra un campo de ondas (flechas negras) en el subsuelo y un frente de ondas que viaja de izquierda a derecha (flecha roja), el cual se ve reflejado en la correlación cruzada entre los detectores. Fuente Gaité (2013)

Figura 9

Fuentes de ruido ambiental y el efecto sobre las correlaciones cruzadas



Nota: Distribución de fuentes de ruido ambiental (puntos grises) y el efecto sobre las correlaciones cruzadas (gráficas de abajo) en los puntos 1 y 2 (verde). a) distribución homogénea de ruido, b) y c) distribución heterogénea. Fuente Gaité (2013)

2.2.6. Inversión de la curva de dispersión

Como se explicó en la sección anterior, a partir del perfil V_s del depósito de suelo, es posible calcular su curva de dispersión característica. Esta curva de dispersión (teórica) puede expresarse en términos de velocidades de fase o velocidades de grupo; en ambos casos, es única para el perfil. Además, si se dispone de un perfil estratificado, se obtienen curvas de dispersión tanto para las ondas Rayleigh como para las ondas Love.

Sin embargo, algunos métodos geofísicos utilizados para la exploración indirecta de suelos tienen como objetivo estimar el perfil V_s a partir de la curva de dispersión observada, obtenida mediante la medición del movimiento del suelo. Esto implica resolver el problema inverso, que puede tener múltiples soluciones.

Para lograr una estimación del perfil, es necesario ajustar adecuadamente la curva de dispersión calculada (teórica) a la curva de dispersión observada. La diferencia entre los valores de ambas curvas para cada período debe ser mínima. Existen diversas metodologías para minimizar este error, tales como el método de mínimos cuadrados, el algoritmo del vecindario y los algoritmos genéticos.

En esta tesis se emplearon algoritmos genéticos (Yamanaka e Ishida, 1996) para la estimación de perfiles profundos. Por esta razón, se explicarán de manera general las bases de este método.

Algoritmos genéticos

El método de algoritmos genéticos fue introducido por Holland (1975), y se inspiró en la teoría de selección natural de Charles Darwin. La base de este método radica en seleccionar individuos a partir de procesos aleatorios de mutaciones y cruces, partiendo de una población inicial.

A continuación, se muestra el procedimiento básico que siguen los algoritmos genéticos:

- A. Se genera un modelo inicial (población inicial) de manera aleatoria, de manera que contenga una cantidad de individuos que representen las posibles soluciones del sistema. En la estimación de perfiles se define el número de capas, rango de velocidades y espesores. La **Tabla 2** muestra un ejemplo de parámetros para invertir curvas de dispersión. A partir de estos rangos se definen los modelos iniciales.

Tabla 2

Parámetros del modelo del perfil

Parámetro	Ejemplo	
Número de capas	4	
Rango de velocidades	Capa 1:	200 – 300 m/s
	Capa 2:	400 – 600 m/s
	Capa 3:	800 – 1200 m/s
	Capa 4:	1500 – 2000 m/s
	Semi-infinito:	2000 – 3000 m/s
Rango de espesores	Capa 1:	5 – 20 m
	Capa 2:	10 – 50 m
	Capa 3:	50 – 100 m
	Capa 4:	100 – 200 m

- B. Los individuos son representados en cromosomas, los cuales están conformados por cadenas de caracteres o arreglos bits (genes).
- C. Los individuos del modelo inicial (primera generación) son evaluados en una función de aptitud (fitness) para determinar la su condición como solución del problema. De esta manera, los cromosomas con mejor aptitud representan la solución óptima. La función de aptitud utilizada en esta tesis se muestra en la Ecuación (49), en donde se compara los valores de dispersión observados y los calculados en las Ecuaciones (21) y (27) para las ondas Love y Rayleigh respectivamente.

$$fit = \frac{\sum_{i=1}^{TL} \left(\frac{Lobs_i - Lcal_i}{SDL_i} \right)^2 + \sum_{i=1}^{TR} \left(\frac{Robs_i - Rcal_i}{SDR_i} \right)^2}{TL + TR} \quad (48)$$

Donde:

- TL : Número de periodos de la curva de dispersión de las ondas Love.
- $Lobs_i$: Velocidad de grupo observada de las ondas Love en el periodo i .
- $Lcal_i$: Velocidad de grupo calculada de las ondas Love en el periodo i .
- SDL_i : Factor asignado en el periodo i de las ondas Love.

- TR : Número de periodos de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh.
 $Robs_i$: Velocidad de grupo observada de las ondas Rayleigh en el periodo i .
 $Rcal_i$: Velocidad de grupo calculada de las ondas Rayleigh en el periodo i .
 SDR_i : Factor asignado en el periodo i de las ondas Rayleigh.

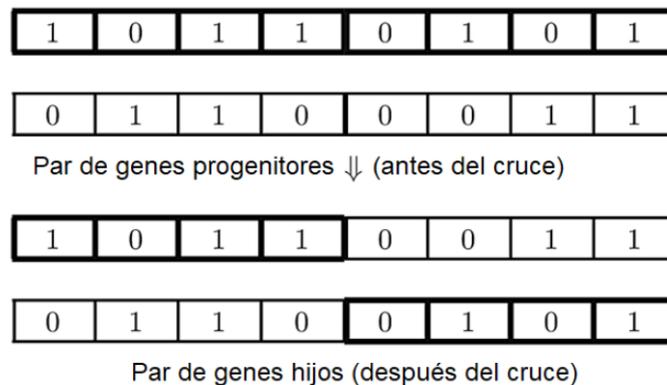
Para todos los casos se consideró $SDL = 1000$ y $SDR = 1000$.

D. Los cromosomas con mejor aptitud son seleccionados para la reproducción (o cruce).

La **Figura 10** muestra un ejemplo de reproducción entre un par de cromosomas, en donde se seleccionaron aleatoriamente dos pares de genes del primer cromosoma y se intercambiaron posiciones con los genes del segundo cromosoma.

Figura 10

Ejemplo de diagrama de reproducción en los algoritmos genéticos

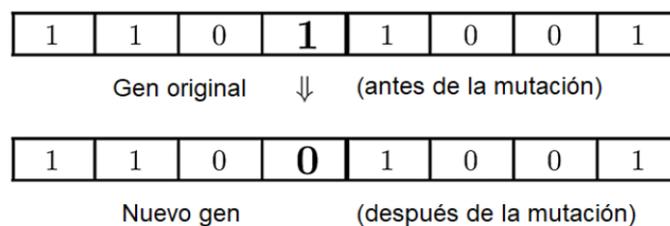


Nota: Fuente Yang (2014)

E. Los nuevos cromosomas generados del cruce son sometidos a una mutación, en donde se altera un gen (o varios). La **Figura 11** muestra un ejemplo de mutación de un cromosoma, a partir de la mutación de un gen ($1 \rightarrow 0$).

Figura 11

Ejemplo de mutación de un cromosoma



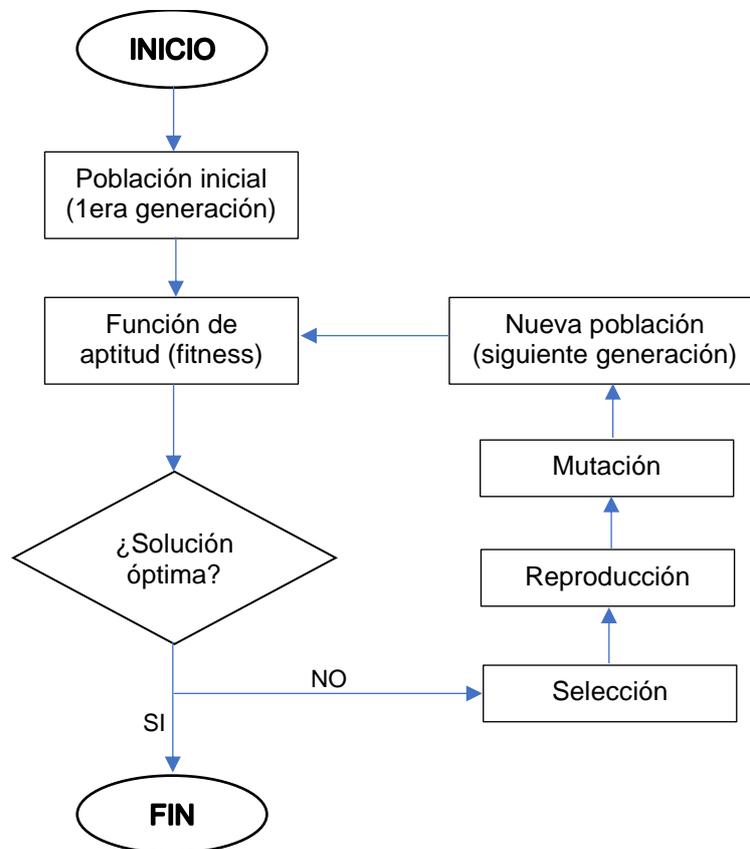
Nota: Fuente Yang (2014)

- F. Los nuevos individuos generados a partir de la mutación de los cromosomas son sometidos a la función de aptitud. Aquellos individuos que presenten una mejor aptitud son seleccionados (élite) y pasarán a la nueva generación.
- G. El proceso es repetido hasta un número máximo de iteraciones o generaciones, en algunos casos hasta que la población no presente cambios.

La **Figura 12** muestra de manera esquemática el proceso que siguen los algoritmos genéticos.

Figura 12

Esquema simplificado de los algoritmos genéticos



Nota: Adaptado de (Khandelwal, R., 2021)

2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS

- **Curva de Dispersión:** Gráfica que muestra la variación de la velocidad de las ondas sísmicas en función del período de la onda. Se puede expresar en términos de velocidades de fase o velocidades de grupo y es característica de un perfil sísmico específico.
- **Ensayos geofísicos:** Procedimientos técnicos realizados en campo para la estimación de parámetros dinámicos del suelo.
- **Función de Green:** Función que describe la respuesta del medio elástico entre un punto emisor y un punto receptor cuando se aplica una fuerza unitaria en el punto emisor. Se utiliza para estimar las propiedades dispersivas del medio.
- **Interferometría Sísmica:** Técnica que utiliza la correlación de registros de vibraciones continuas para estimar la función de Green y obtener información sobre la estructura del subsuelo. Se basa en la interferencia de ondas sísmicas registradas en diferentes puntos.
- **Microtemores:** Microvibraciones del suelo que son imperceptibles al ser humano y se utilizan para analizar las propiedades del subsuelo y estimar la estructura sísmica.
- **Perfil Vs:** Representación de la velocidad de propagación de ondas de corte (Vs) a través de un depósito de suelo, utilizado para caracterizar la estructura del subsuelo.
- **Problema Inverso:** Proceso mediante el cual se estima el perfil sísmico a partir de la curva de dispersión observada. Dado que puede haber múltiples perfiles que generen la misma curva de dispersión, el problema inverso puede tener más de una solución.

CAPÍTULO III: DESARROLLO DE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

3.1. ANÁLISIS DE LOS DATOS Y RESULTADOS

3.1.1. Características dinámicas del área de estudio

En los últimos años, se han llevado a cabo numerosos estudios geofísicos en Lima Metropolitana con el objetivo de estimar parámetros dinámicos como el periodo fundamental del suelo, las velocidades de ondas primarias y las velocidades de ondas de corte, entre otros. El Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) ha conducido campañas de exploraciones geofísicas para estudios de microzonificación sísmica en diversos distritos, como Magdalena del Mar (2017), San Isidro (2019), San Borja (2019) y Miraflores (2020), etc. Además, otros proyectos de investigación y tesis han contribuido a enriquecer la base de datos de este trabajo, proporcionando estimaciones de perfiles Vs a profundidades superiores a 30 m. La mayoría de los perfiles recopilados se obtuvieron a partir de ensayos con arreglos de microtremores, utilizando velocímetros triaxiales de alta sensibilidad.

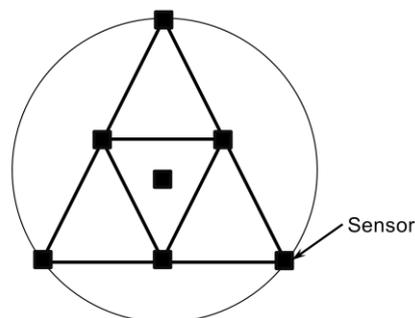
Perfiles Vs Recopilados

Dado que la presente tesis está orientada a la estimación de perfiles Vs, se proporcionará una breve explicación del ensayo de arreglos de microtremores, el cual permite obtener dichos perfiles a profundidades intermedias.

El ensayo de arreglos de microtremores consiste en la medición simultánea de microvibraciones del suelo en varios puntos distribuidos en los vértices de figuras geométricas regulares, como triángulos equiláteros. Estas figuras geométricas están asociadas a una circunferencia circunscrita, tal como se ilustra en la **Figura 13**. Además, se realiza una medición en el centro de la circunferencia, que es el punto donde se estima la dispersión de las ondas superficiales.

Figura 13

Distribución de los sensores en el ensayo de arreglos de microtremores



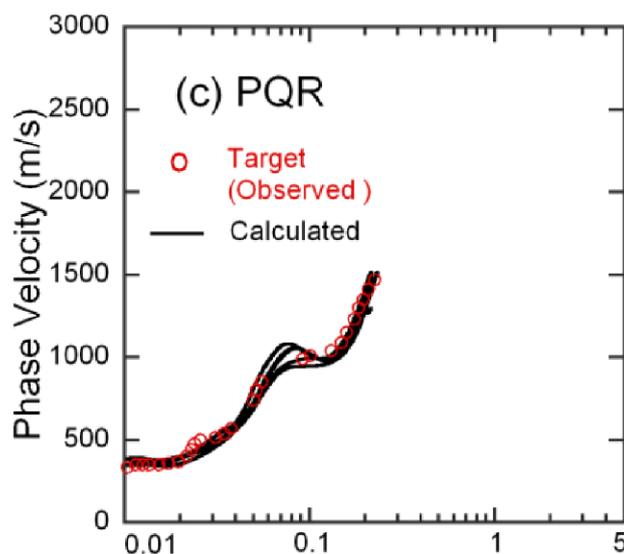
Nota: Fuente Quispe (2015)

Es común realizar el ensayo de arreglos de microtremores utilizando diferentes radios de circunferencia, que varían desde pequeños (5 m) hasta grandes (300 m). Los radios de menor longitud proporcionan información sobre la dispersión de ondas en el nivel superficial, es decir, para bajas velocidades de ondas superficiales. En contraste, los radios de mayor longitud permiten estimar la dispersión asociada a materiales más profundos, que están relacionados con altas velocidades de ondas superficiales.

El análisis de la dispersión de ondas superficiales permite definir la curva de dispersión de velocidades de fase (o de grupo). La **Figura 14** ilustra la curva de dispersión de las velocidades de ondas Rayleigh (puntos rojos) para un punto situado en el Parque de la Reserva (PQR - Cercado de Lima). Además, muestra la curva de dispersión calculada (línea negra) mediante el análisis de inversión (Calderón, 2012).

Figura 14

Curvas de dispersión observada y calculada

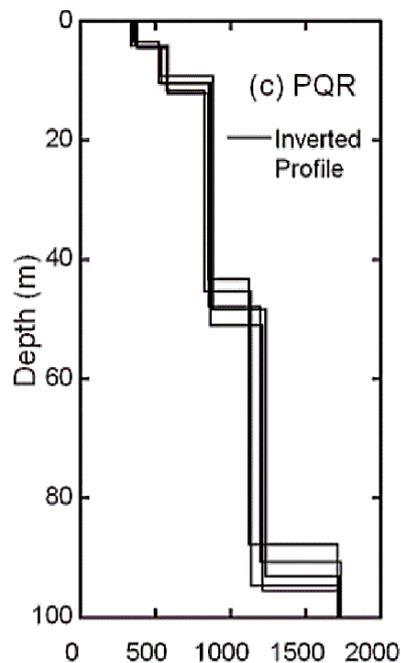


Nota: Curvas de dispersión observada (puntos rojos) y curvas de dispersión calculadas (líneas negras). Fuente Calderón (2012)

Aprovechando la similitud entre los valores de las velocidades de ondas Rayleigh y las V_s , es posible obtener un perfil mediante el análisis de inversión de la curva de dispersión. En el caso del punto PQR, ubicado en el Parque de la Reserva, se realizó el análisis de inversión utilizando algoritmos genéticos para determinar el perfil V_s de ese punto, como se muestra en la **Figura 15** (Calderón, 2012).

Figura 15

Perfil sísmico Vs obtenido del análisis de inversión

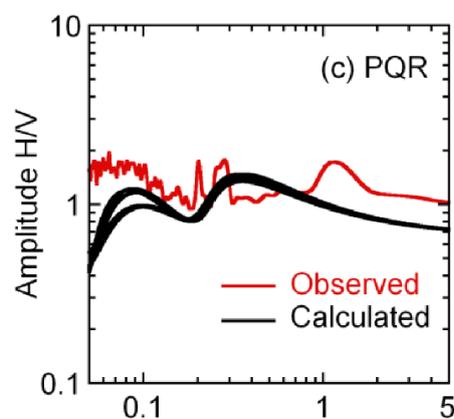


Nota: Fuente Calderón (2012)

Para validar el perfil Vs obtenido mediante el análisis de inversión, se calcula la curva de elipticidad y se compara con la curva de relaciones espectrales HV (Nakamura, 1989) del punto central. Ambas curvas deben presentar una semejanza en sus formas espectrales. La **Figura 16** muestra la comparación entre estas dos curvas para el punto PQR (Calderón, 2012).

Figura 16

Comparación de la curva de elipticidad y las relaciones espectrales HV del punto PQR



Nota: Comparación de la curva de elipticidad (línea negra) y las relaciones espectrales HV (línea roja) del punto PQR. Fuente Calderón (2012)

Para este estudio y en puntos cercanos, se recopilaron 38 perfiles Vs con profundidades superiores a 30 m, obtenidos mediante ensayos de arreglos de microtemores. En esta tesis se analizarán nueve perfiles Vs cuyas ubicaciones se detallan en la **Tabla 3**. La justificación para el análisis de estos perfiles se explicará en secciones posteriores. La información estratigráfica correspondiente a estos perfiles se encuentra en el **Anexo II**. La distribución espacial de estos perfiles se presenta en el **Mapa M-2**, en donde los puntos azules representan a los recopilados y los verdes los seleccionados.

Tabla 3

Ubicación de los perfiles Vs recopilados

N°	Código	Nombre original	Coordenadas UTM		Distrito
			Este (m)	Norte (m)	
1	SMGL	AM-06 SM	272916.11	8663220.19	San Miguel
2	BREN	A01	276468.00	8665777.00	Breña
3	MAGD	A-01	274361.33	8662452.52	Magdalena del Mar
4	LVIC	A-01	279875.27	8662946.29	La Victoria
5	LINC	A-01	277629.04	8662776.89	Lince
6	MIRA	A-01	281514.47	8658814.35	Miraflores
7	ISID	A-01	277429.00	8660982.51	San Isidro
8	SBOR	A-01	282416.47	8661139.60	San Borja
9	SURC	A-02	283343.96	8654476.29	Santiago de Surco

En Lima Metropolitana, los suelos presentan una cierta variabilidad a nivel superficial, con depósitos de arenas, limos y gravas que varían según la zona. Sin embargo, a nivel profundo, existe una predominancia de gravas aluviales, cuyo espesor y rigidez pueden diferir dependiendo de las condiciones geológicas locales. Esta configuración del subsuelo hace que las metodologías indirectas, como la interferometría sísmica, sean adecuadas para la estimación de perfiles Vs, ya que permiten captar las propiedades dinámicas de estos materiales estratificados de manera eficiente y no invasiva.

3.1.2. Instalación de sensores de banda ancha en Lima Metropolitana

En el marco del proyecto SATREPS 2021-2026 "Desarrollo de un Sistema Experto Integrado para la Estimación y Observación del Nivel de Daño en la Infraestructura del Área Metropolitana de Lima" se instalaron equipos con sensores de banda ancha en varios puntos de Lima Metropolitana. Estos sensores están diseñados para registrar el movimiento del suelo, capturando un amplio espectro de frecuencias y proporcionando información de alta calidad tanto en periodos cortos como largos. Como se mencionó en el marco teórico, las ondas superficiales de periodos largos tienen una mayor influencia a

profundidades mayores, lo que hace fundamental su análisis para obtener información detallada sobre la subestructura del suelo a nivel profundo.

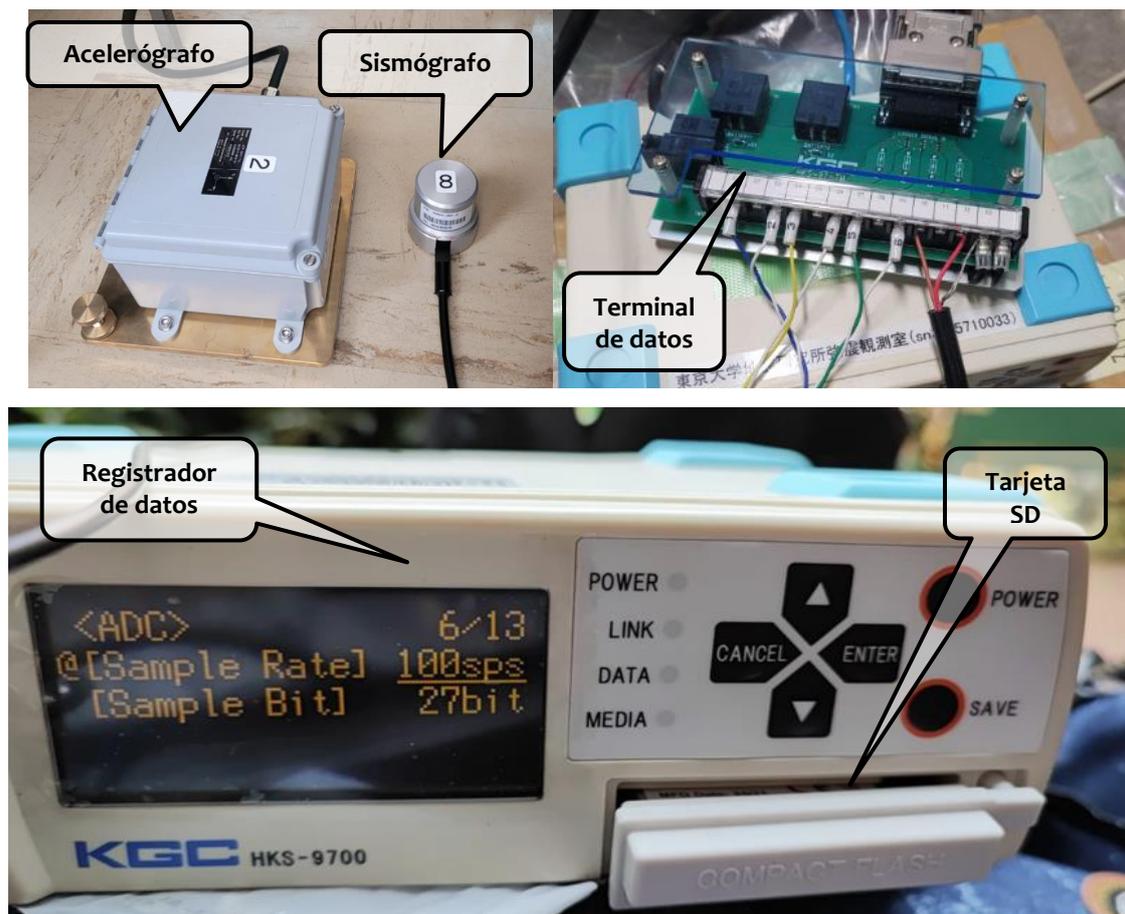
A) Equipos utilizados en el estudio

Los equipos utilizados para monitorear el movimiento del suelo en el marco del proyecto SATREPS (**Figura 17**) están equipados con los siguientes elementos:

- Terminal de datos de la marca KEISOKU GIKEN y modelo HKS-97-TMS.
- Acelerógrafo triaxial de la marca MITUTOYO y modelo JEP-6A3-10.
- Sismógrafo vertical de la marca SERCEL y modelo L-22E.
- Data logger (registrador de datos) de la marca KEISOKU GIKEN y modelo HKS-9700TA-15.
- Antena GPS.

Figura 17

Equipos de medición de movimiento del suelo de banda ancha



El acelerógrafo es un sensor triaxial de tipo bobina móvil, con un factor de amortiguamiento alto y un período natural de 0.33 s (Kudou et al., 2010). Presenta una respuesta plana a la aceleración del suelo en un rango de frecuencias de 0.25 a 25 Hz, lo que le confiere una alta confiabilidad para medir periodos entre 0.04 s y 4.0 s, como se muestra en la **Figura 18**.

Por otro lado, el sismógrafo es un sensor vertical de tipo bobina móvil, con un factor de amortiguamiento de 0.7 y un período natural de 0.5 s. Aunque el sismógrafo no ofrece una banda ancha como el acelerógrafo (**Figura 19**), es útil para obtener información sobre periodos largos mediante la correlación cruzada de registros continuos de largo tiempo (Yamanaka et al., 2023).

Figura 18

Respuesta de un acelerógrafo MITUTOYO JEP-6A3-10 en su componente vertical

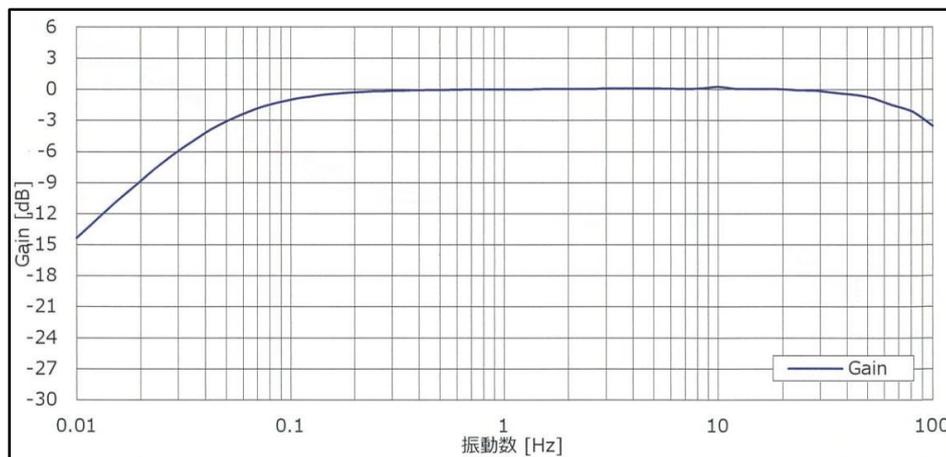
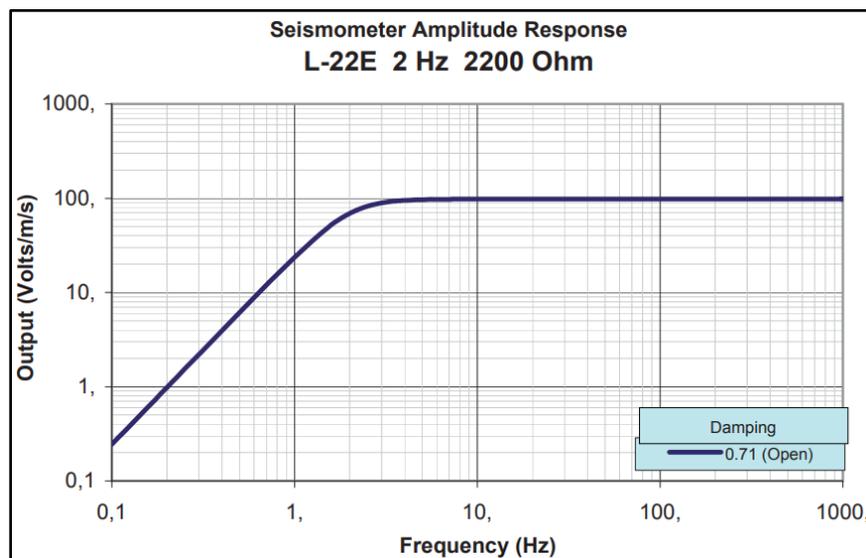


Figura 19

Respuesta de un sismómetro SERCEL L-22E



Tanto el acelerógrafo (3 canales) como el sismógrafo (1 canal) capturan señales del movimiento del suelo en términos de aceleración y velocidad, respectivamente. Estas señales se transmiten a través del terminal de datos al data logger, donde los registros de los cuatro canales se almacenan en una tarjeta SD.

B) Instalación de los equipos en las estaciones

Hasta la fecha, se han instalado siete equipos de medición del movimiento del suelo, distribuidos en Lima Metropolitana de acuerdo con los siguientes criterios:

- **Seguridad del equipo:** Los equipos deben estar instalados en lugares seguros para evitar robos, dado que estarán en funcionamiento durante varios meses.
- **Cantidad de perfiles recopilados:** La distribución se realizó teniendo en cuenta la cantidad de perfiles sísmicos ya recopilados en Lima Metropolitana.
- **Proximidad a estaciones del CISMID:** Se priorizó la instalación cercana a las estaciones acelerográficas del CISMID (REDACIS) para facilitar su monitoreo remoto a través de internet.
- **Acceso a las estaciones:** Se eligieron ubicaciones con fácil acceso para la recolección de información y mantenimiento de los equipos.
- **Distancia entre estaciones:** La distancia entre pares de estaciones se optimizó para captar ondas de periodo largo, asegurando una buena cobertura del área.

Considerando estos criterios, los equipos fueron instalados en estaciones acelerográficas, con los sensores orientados hacia el norte en su dirección Y. La ubicación de las estaciones se detalla en la **Tabla 4**.

Tabla 4

Ubicación de las estaciones de monitoreo de movimiento del suelo

Estación	Ubicación UTM (m)		Sede	Distrito
	EW	NS		
BRIS	283168.33	8648656.52	Urb. Brisas	Chorrillos
CEPR	275611.32	8662287.41	CEPRE-UNI	Magdalena del Mar
CISM	276782.02	8671146.99	CISMID	Rímac
DIHN	265335.62	8665261.09	DIHIDRONAV	Callao
IMCA	287213.84	8665001.23	IMCA	La Molina
INIC	282642.12	8663374.72	INICTEL	San Borja
SERV	282871.47	8658252.01	Ex-ServiUNI	Surco

Los sensores instalados fueron configurados (**Figura 20**) para registrar información con una frecuencia de muestreo de 100 Hz durante largos periodos de tiempo (meses). Los

datos se generan en archivos de 10 minutos en formato "win", lo cual facilita su manejo. Sin embargo, para el análisis de interferometría sísmica, se concatenarán 6 archivos continuos, ya que se utilizarán ventanas de 1 h para la estimación del espectro de Fourier.

Figura 20

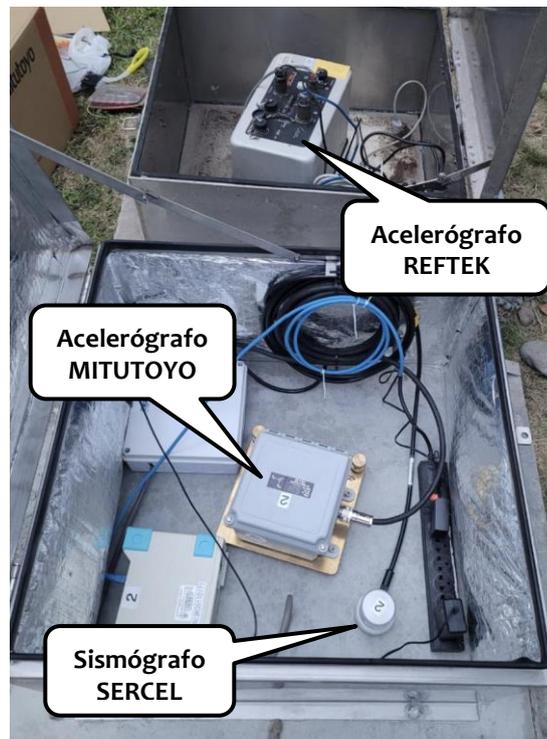
Configuración de los sensores instalados en la estación BRIS



La **Figura 21** muestra la instalación final del equipo en la mayoría de las estaciones, donde los sensores se fijaron sobre una base rígida de concreto. Los acelerógrafos MITUTOYO fueron asegurados mediante un perno en la base, mientras que el sismógrafo SERCEL se fijó utilizando un adhesivo especial.

Figura 21

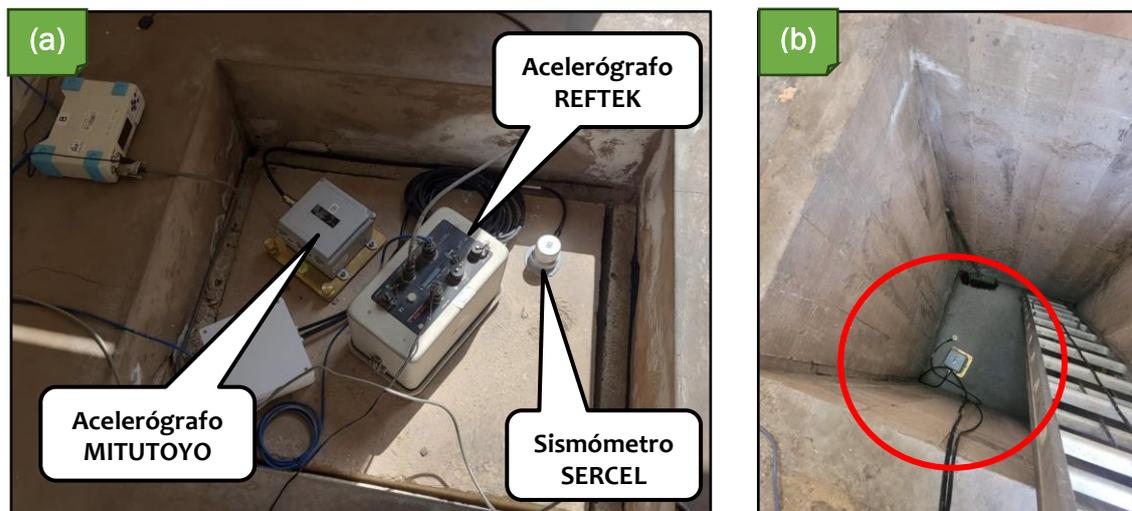
Disposición final de los equipos en la estación IMCA



En la mayoría de las estaciones, como la estación IMCA, los sensores fueron protegidos con una caja metálica para resguardarlos de los elementos externos y garantizar su seguridad. En contraste, en las estaciones CISM (**Figura 22 (a)**) y DIHN, los equipos fueron instalados en casetas cerradas debido a la disponibilidad de espacio y a las condiciones seguras que ofrecían. Es importante destacar que el equipo de la estación CISM fue instalado a 3 m por debajo de la superficie, como se muestra en la **Figura 22 (b)**

Figura 22

Disposición final de los equipos de monitoreo



Nota: Disposición final de los equipos en las estaciones DIHN (a) y CISM (b)

Los equipos de medición de movimiento del suelo fueron instalados en estaciones pertenecientes a la Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS). Como se observa en la **Figura 21** y **Figura 22 (a)**, junto al equipo instalado, se encuentra el acelerógrafo de la marca REFTEK (excepto la estación CISM), un sensor de movimientos fuertes que es monitoreado por la REDACIS.

La distribución final de las estaciones donde se instalaron los equipos se muestra en el **Mapa M-3**. Una vez que se haya recopilado suficiente información para el análisis de interferometría sísmica, los equipos serán trasladados a otras localidades de Lima Metropolitana.

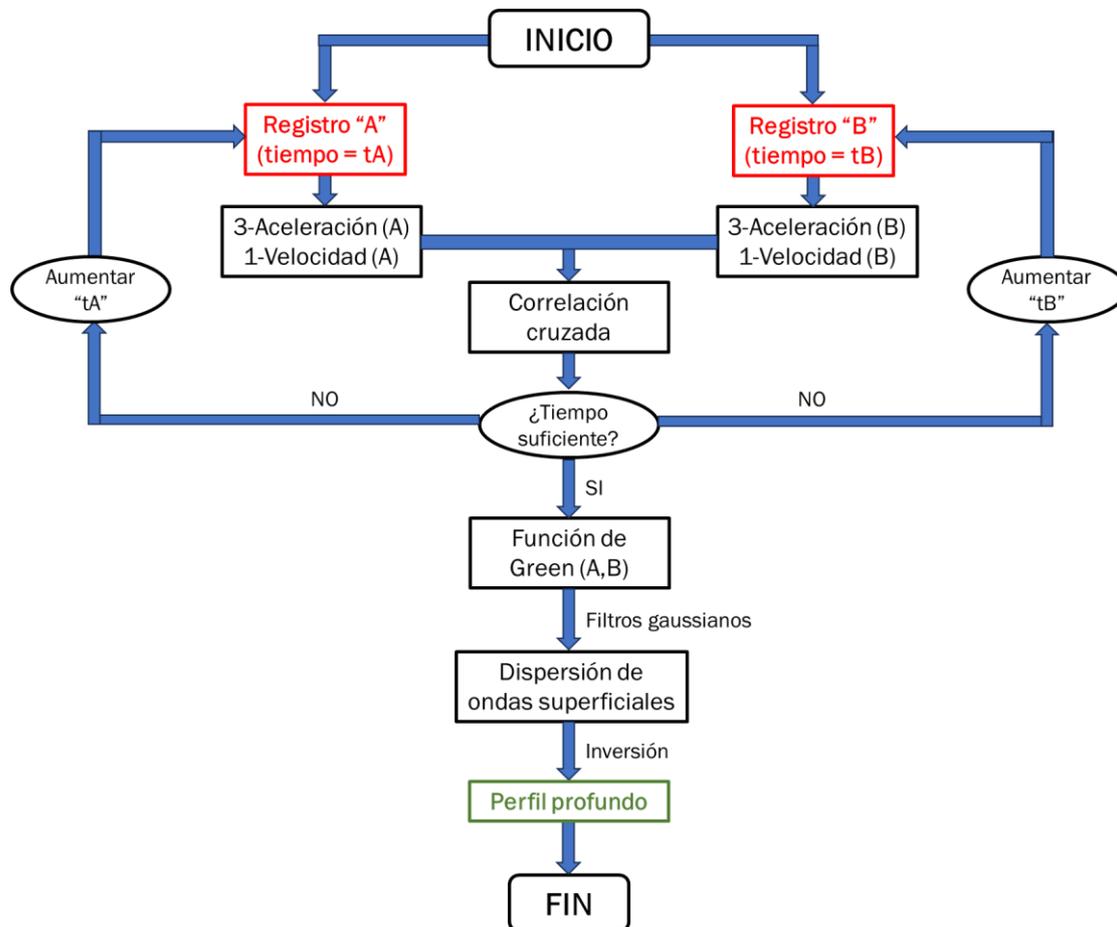
3.1.3. Análisis de interferometría sísmica

Los equipos instalados en las estaciones registran el movimiento del suelo de manera continua y están sincronizados mediante una antena GPS para asegurar que los registros coincidan temporalmente. La **Figura 23** presenta el diagrama de flujo general (adaptado de Chimoto y Yamanaka, 2014) para la estimación de un perfil profundo (output – color verde) a partir de los registros de las estaciones A y B (input - color rojo). Cada registro incluye 4 canales: tres corresponden a las tres componentes (1 vertical y 2 horizontales)

del acelerógrafo MITUTOYO (acc), y 1 canal corresponde a la componente vertical del sismómetro SERCEL (vel).

Figura 23

Diagrama de flujo para la estimación de un perfil profundo a partir de interferometría sísmica

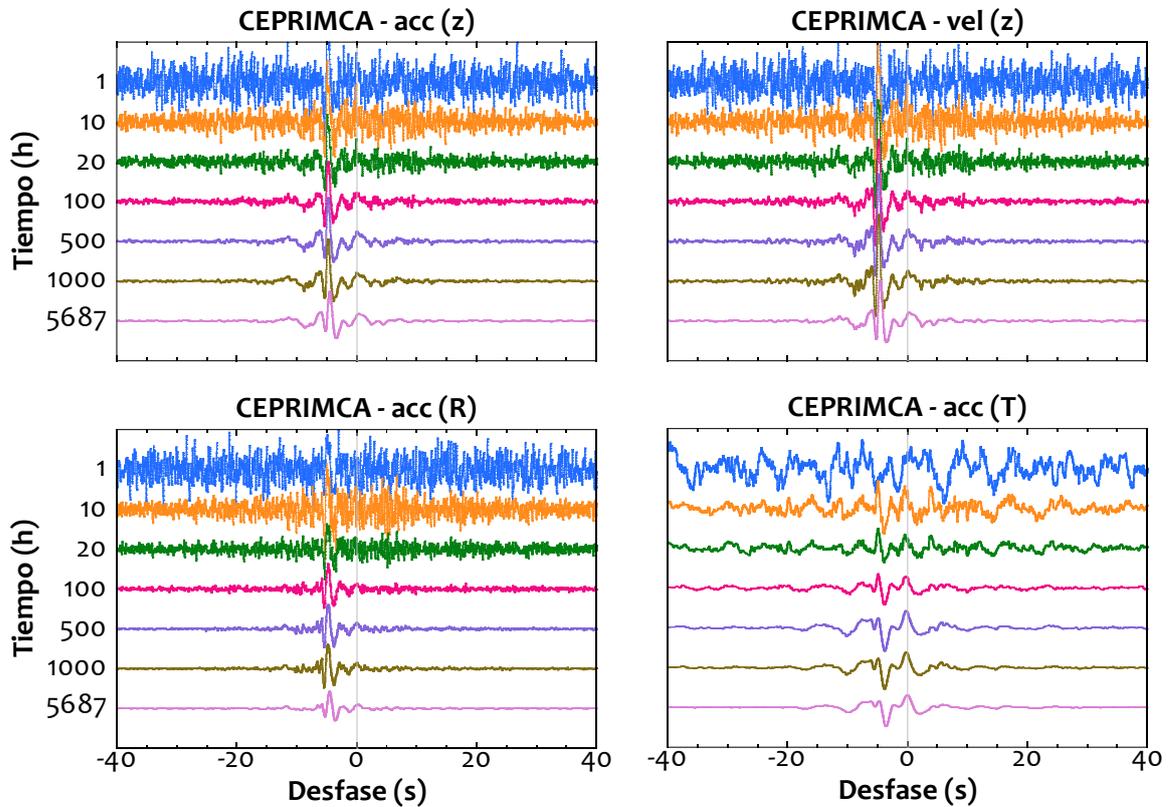


Nota: Adaptado de (Chimoto y Yamanaka, 2014)

A) Estimación de correlaciones cruzadas

A partir de los registros obtenidos en las estaciones A y B, y siguiendo el diagrama de flujo mostrado en la **Figura 23**, se calculan los espectros de Fourier para los 8 canales (dominio de las frecuencias). Estos espectros se suavizan para poder ser introducidos en la ecuación (46), lo que permite obtener la función de coherencia entre los pares de estaciones. Posteriormente, al aplicar la transformada inversa de Fourier a esta función, se obtiene la correlación cruzada en el dominio del tiempo.

Se estimaron las correlaciones cruzadas entre estos pares de estaciones para diferentes tiempos de registro. Luego, estas correlaciones se rotaron en las direcciones vertical (Z), radial (R) y transversal (T), como se muestra en la **Figura 24** para el par CEPR-IMCA.

Figura 24*Correlaciones cruzadas no normalizadas de las estaciones CEPR e IMCA*

En la **Figura 24** se muestran las correlaciones cruzadas entre el par de estaciones CEPR-IMCA para tiempos de registro de 1, 10, 20, 100, 500, 1000 y 5687 horas (eje vertical) y desfases (lag time) entre -40 s y 40 s. Se consideró que en las componentes verticales predominan en las ondas Rayleigh, mientras que las componentes transversales contienen ondas Love. La correlación cruzada para 1 h de tiempo de registro (en azul) presenta un exceso de ruido, lo que impide que se asemeje a las funciones de Green entre los pares de sensores. No obstante, a medida que aumenta el tiempo de registro, el ruido se reduce. La correlación correspondiente a 5687 h de registro (en magenta) muestra un ruido prácticamente nulo, indicando que ha convergido a la función de Green del par CEPR-IMCA.

La **Tabla 5** presenta todas las combinaciones posibles de correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones. La correlación BRIS-DIHN se encuentra fuera del área de estudio y, por lo tanto, será excluida de los análisis posteriores. La tabla también muestra los azimuts correspondientes a los pares de estaciones, que se utilizarán para la rotación de los ejes. La distribución de las correlaciones cruzadas se muestra en el **Mapa M-4**.

El **Anexo III** contiene la variación de las correlaciones cruzadas a lo largo del tiempo para todos los pares de estaciones.

Tabla 5

Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones

C. Cruzada	Distancia (Km)	Azimut (°)
BRISCEPR	15.59	331.00
BRISCISM	23.38	344.15
BRISDIHN	24.37	312.96
BRISIMCA	16.84	13.90
BRISINIC	14.73	357.95
BRISSEPR	9.60	358.23
CEPRCISM	8.94	7.53
CEPRDIHN	10.70	286.14
CEPRIMCA	11.92	76.84
CEPRINIC	7.11	81.21
CEPRSERV	8.31	119.07
CISMDIHN	12.87	242.79
CISMIMCA	12.11	120.50
CISMINIC	9.73	142.98
CISMSEPR	14.26	154.72
DIHNIMCA	21.88	90.68
DIHNINIC	17.41	96.22
DIHNSEPR	18.88	111.79
IMCAINIC	4.85	250.42
IMCASEPR	8.03	212.76
INICSEPR	5.13	177.44

La convergencia hacia la función de Green se logra mediante el análisis de registros continuos de movimiento del suelo durante largos periodos de tiempo, lo que requiere una gran cantidad de datos y un considerable esfuerzo computacional. Por esta razón, es útil realizar un análisis temporal para identificar valores constantes o tendencias que faciliten la deducción de la convergencia hacia la función de Green.

B) Análisis de tiempo de los registros

La **Tabla 6** presenta el tiempo de registro correspondiente para cada par de estaciones tanto en horas como en días. Para asegurar la coherencia en las correlaciones cruzadas, es fundamental que todos los pares de estaciones tengan la misma hora de inicio y fin para

sus registros. Para lograr esta sincronización, se emplea un dispositivo GPS que alinea temporalmente los registros de todas las estaciones.

Tabla 6

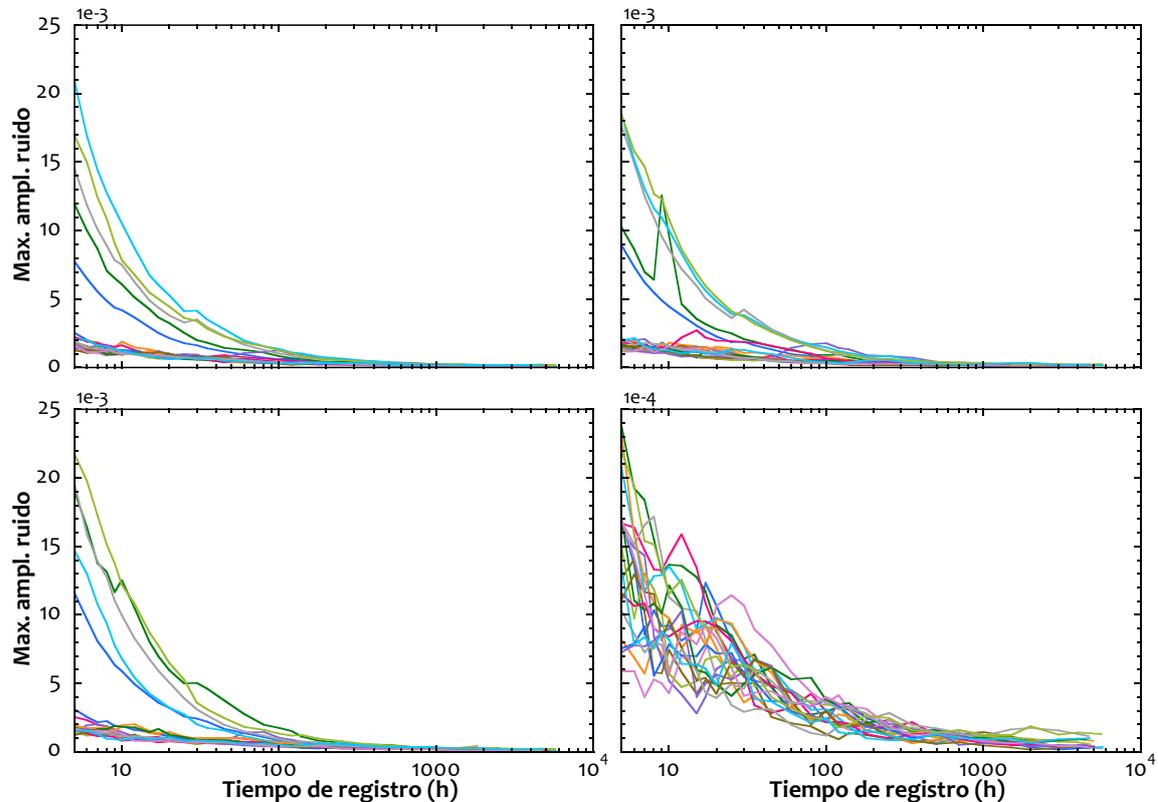
Tiempo de registro continuo entre pares de estaciones.

C. Cruzada	Tiempo (horas)	Tiempo (días)
BRISCEPR	2510	105
BRISCISM	1830	76
BRISIMCA	2492	104
BRISINIC	2070	86
BRISERV	2564	107
CEPRCISM	5120	213
CEPRDIHN	4707	196
CEPRIMCA	5687	237
CEPRINIC	4792	200
CEPRSERV	5767	240
CISMDIHN	4664	194
CISMIMCA	4999	208
CISMINIC	4525	189
CISMSERV	5080	212
DIHNIMCA	4592	191
DIHNINIC	4113	171
DIHNSERV	4673	195
IMCAINIC	4671	195
IMCASERV	5667	236
INICSERV	4752	198

La presente tesis incluye un análisis temporal de los registros de movimiento del suelo, centrado en la máxima amplitud del ruido y la relación señal-ruido.

Amplitud Máxima del Ruido

A partir de las funciones de correlación cruzada entre pares de estaciones, se estimó el nivel máximo de ruido en dos rangos de desfase: entre -500 s y -450 s (para picos en tiempos negativos) y entre 450 s y 500 s (para picos en tiempos positivos). La **Figura 25** muestra las amplitudes máximas del ruido para las correlaciones cruzadas dentro de estos rangos, considerando las componentes verticales (tanto de aceleración como de velocidad), radial y transversal.

Figura 25*Máxima amplitud del ruido con respecto al tiempo de registro*

Nota: Máxima amplitud del ruido con respecto al tiempo de registro de las componentes verticales Z (aceleración y velocidad), radial R y transversal T.

Relación señal-ruido

Yamanaka et al. (2014) destacan que la reducción del ruido en las correlaciones cruzadas facilita la convergencia hacia la función de Green, proceso que se logra al aumentar el tiempo de registro. Para evaluar esta convergencia, realizaron un análisis de la relación señal-ruido (S/N) en función del tiempo de registro. El ruido, también conocido como *trailing noise*, se define como la raíz cuadrática media de las amplitudes de la correlación cruzada en un intervalo de desfase específico. Este intervalo se estableció entre -500 s y -450 s o entre 450 s y 500 s, bajo la premisa de que estos intervalos no contienen contribuciones significativas de las señales (Yamanaka et al., 2014). La relación S/N se calcula utilizando la fórmula:

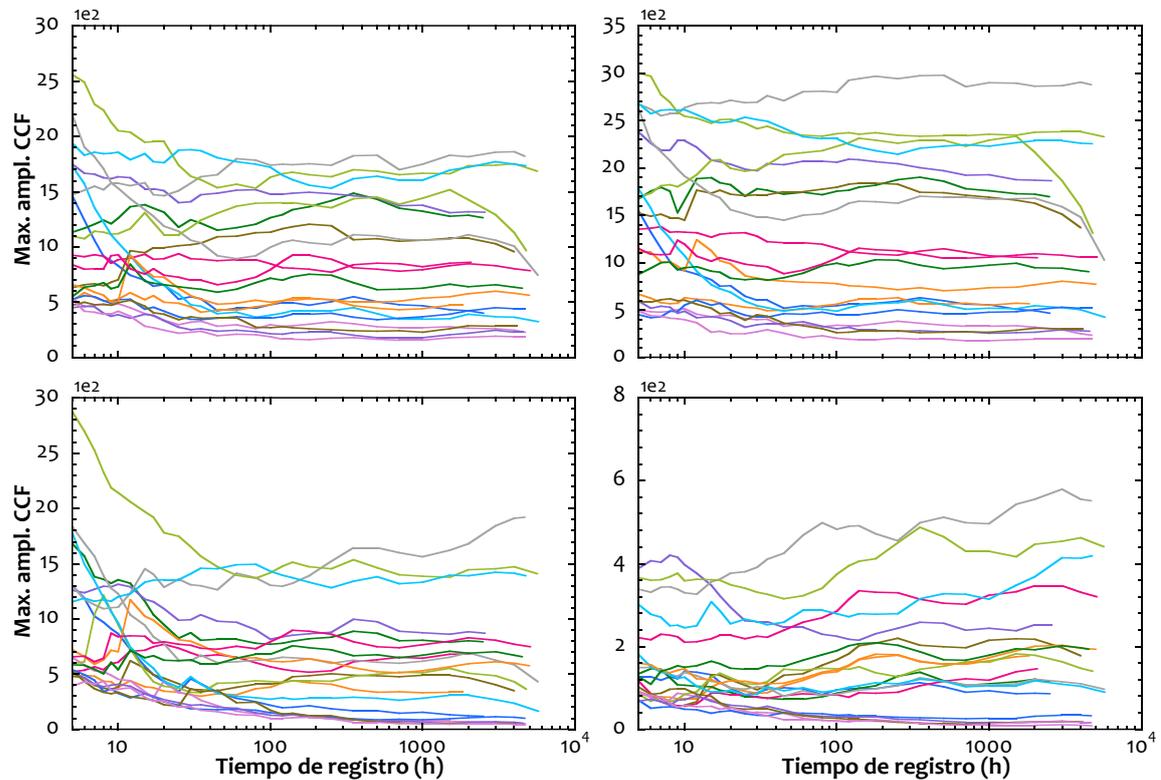
$$S/N = \frac{\text{Amplitud máxima (señal)}}{\text{Raíz cuadrática media del ruido}} \quad (49)$$

La **Figura 26** muestra la amplitud máxima de las correlaciones cruzadas en las componentes verticales (aceleración y velocidad), radial y transversal en función del tiempo de registro. Se observa que la mayoría de los pares de estaciones presentan una tendencia constante en la amplitud máxima a lo largo del tiempo.

En contraste, el análisis del *trailing noise* revela un decaimiento a lo largo del tiempo (Figura 27). No obstante, se identifica un punto a partir del cual el *trailing noise* se estabiliza y se mantiene constante.

Figura 26

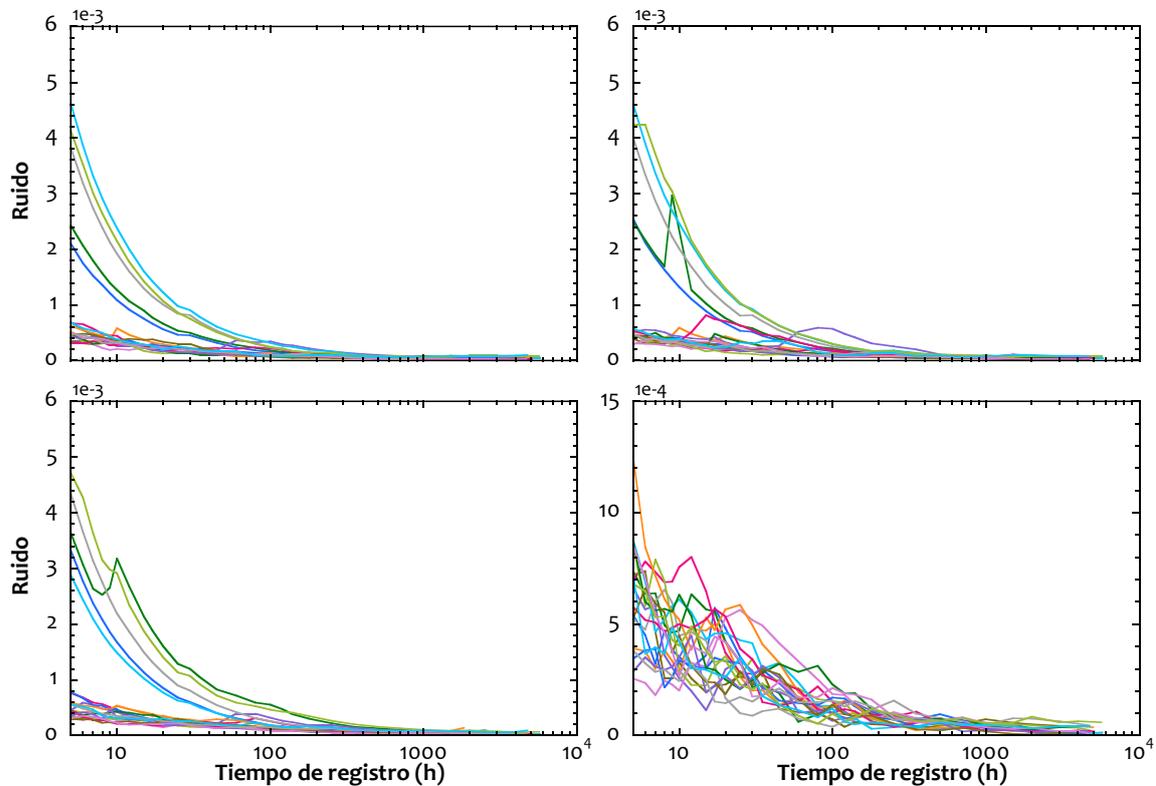
Máxima amplitud con respecto al tiempo de registro



Nota: Máxima amplitud con respecto al tiempo de registro de las componentes verticales Z (aceleración y velocidad), radial R y transversal T

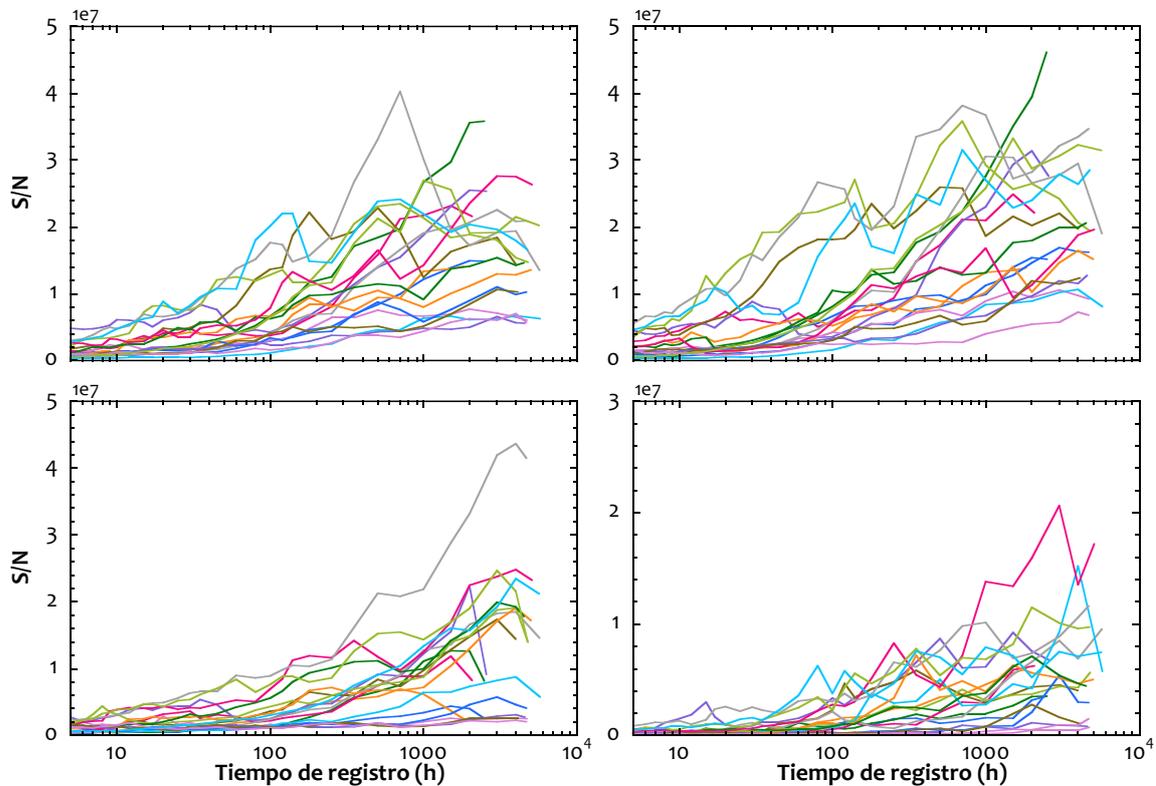
Figura 27

Trailing noise con respecto al tiempo de registro



Nota: *Trailing noise* con respecto al tiempo de registro de las componentes verticales Z (aceleración y velocidad), radial R y transversal T

Tanto los valores obtenidos para la máxima amplitud (**Figura 26**) como el *trailing noise* (**Figura 27**) son analizados utilizando la Ecuación (49) para calcular la relación S/N. Los resultados de este cálculo se presentan en la **Figura 28**. En la relación S/N, se observa una tendencia creciente a medida que aumenta el tiempo de registro, lo cual es consistente con la relación inversa que existe con el *trailing noise*. Es decir, a medida que el *trailing noise* disminuye, la relación S/N aumenta, indicando una mejora en la calidad de la señal relativa al ruido.

Figura 28*Relación S/N con respecto al tiempo de registro*

Nota: Relación S/N con respecto al tiempo de registro de las componentes verticales Z (aceleración y velocidad), radial R y transversal T.

Bajo estos enfoques, se destaca un notable decaimiento en la amplitud máxima del ruido y en el *trailing noise*. Además, se observa que ambos presentan una tendencia constante a partir de aproximadamente 2000 h de registro continuo (83 días).

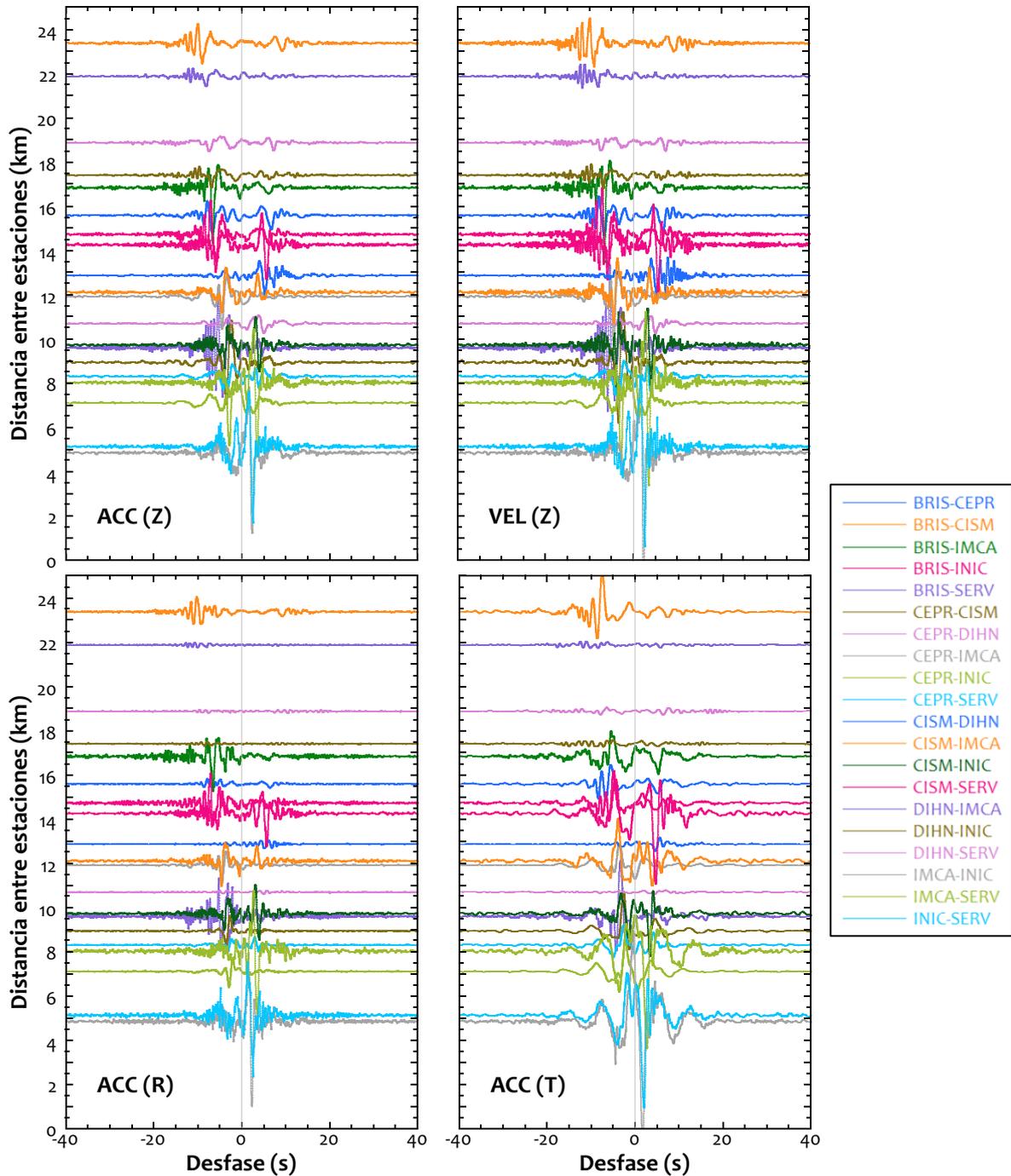
C) Estimación de las funciones de Green

En el análisis temporal de las correlaciones cruzadas, se identificó que, a partir de 2000 h, las funciones de correlación muestran una tendencia casi constante. Dado que los pares de estaciones analizados superan este tiempo de registro (excepto BRISCISM, como se detalla en la **Tabla 6**), se puede inferir que las correlaciones cruzadas están convergiendo a las funciones de Green entre pares de estaciones.

La **Figura 29** muestra las funciones de Green para las componentes verticales (aceleración y velocidad), transversales y radiales, en función de la distancia entre pares de estaciones analizadas. Se observa que el valor máximo (pico) de estas funciones puede ser tanto positivo como negativo. Además, a medida que disminuye la distancia entre las estaciones, los picos se encuentran en tiempos de desfase menores, lo cual es coherente con el hecho de que las ondas llegan más rápido a distancias más cortas. En contraste, para distancias mayores, el pico se localiza en un tiempo de desfase mayor.

Figura 29

Funciones de Green estimadas



Nota: Funciones de Green de las componentes verticales (aceleración y velocidad), transversales con respecto a la distancia entre pares de estaciones.

3.1.4. Estimación de curvas de dispersión y perfiles profundos

Las funciones de Green proporcionan información sobre el medio en el que las ondas se propagan entre pares de estaciones. En este estudio, se analizan los tiempos de viaje de las ondas superficiales a partir de los desfases en los registros obtenidos de dos puntos.

A) Estimación de la dispersión de ondas superficiales

Con la finalidad de obtener la dispersión de ondas superficiales a partir de las funciones de Green, se aplican filtros gaussianos con diferentes periodos centrales (Chimoto y Yamanaka, 2014). La Ecuación (48) fue utilizada para la aplicación del filtro gaussiano en las funciones de Green (en el dominio de las frecuencias).

$$G(T - T_0) = \exp \left[-\alpha \left(\frac{T - T_0}{T_0} \right)^2 \right] \quad (50)$$

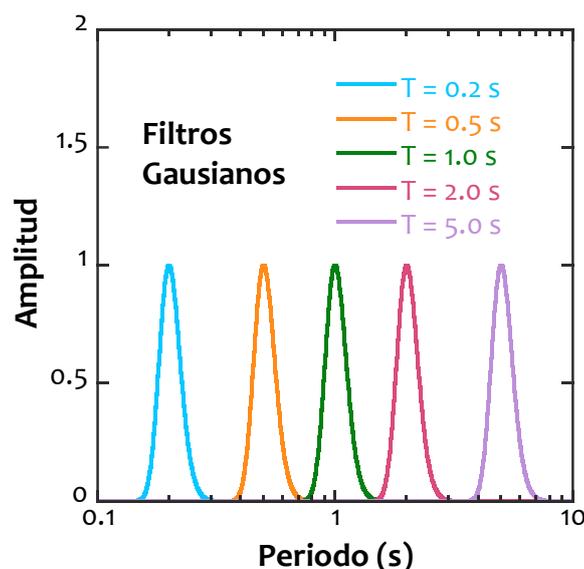
Donde:

- G : Amplitud del filtro gaussiano
- T : Periodo
- T_0 : Periodo objetivo o central
- α : parámetro de forma del filtro gaussiano (en esta tesis $\alpha = 50$)

La **Figura 30** muestra la forma de los filtros gaussianos aplicados a las funciones de Green para periodos centrales $T_0 = 0.2 \text{ s}$, $T_0 = 0.5 \text{ s}$, $T_0 = 1.0 \text{ s}$, $T_0 = 2.0 \text{ s}$ y $T_0 = 5.0 \text{ s}$. Es importante mencionar que para esta tesis se utilizaron periodos centrales entre 0.10 s y 20.00 s.

Figura 30

Filtros gaussianos



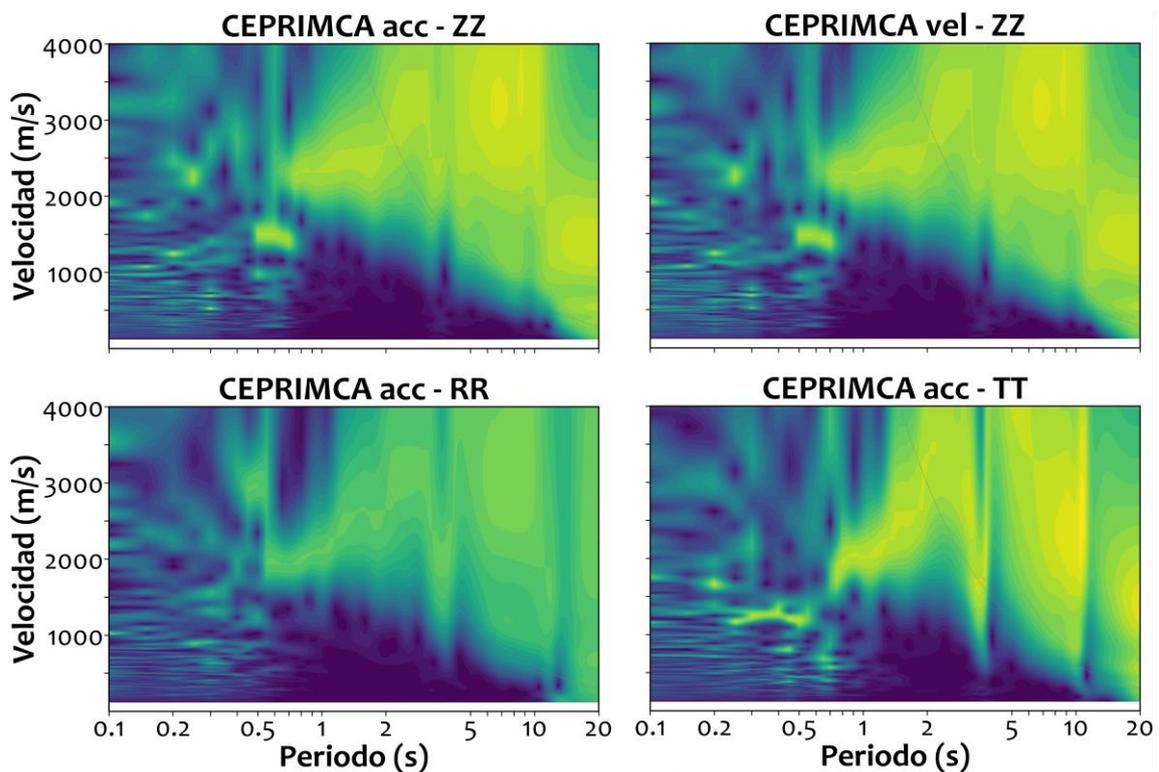
Nota: Filtros gaussianos para periodos centrales de 0.2, 0.5, 1.0, 2.0 y 5.0 s.

La aplicación de filtros gaussianos a las funciones de Green proporciona más información sobre las ondas dispersivas en periodos específicos. Considerando que un grupo de ondas viaja a través del medio entre dos estaciones y recorre la distancia entre ellas, se puede obtener una estimación de la dispersión de las ondas superficiales en términos de velocidades de grupo.

La **Figura 31** muestra la dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (aceleración y velocidad), radial y transversal de las estaciones CEPR-IMCA. Esta dispersión se obtuvo mediante la aplicación de varios filtros gaussianos a las funciones de Green. En este estudio, se asocia la dispersión de las ondas Rayleigh con la componente vertical, mientras que la dispersión de las ondas Love se relaciona con la componente transversal. En la figura, los colores oscuros indican los valores mínimos de las funciones de Green filtradas, mientras que los colores claros, como verde o amarillo, representan los valores máximos.

Figura 31

Dispersión de las ondas superficiales CEPR-IMCA



Nota: Dispersión de las ondas superficiales en las componentes verticales, radial y transversal correspondiente al par de estaciones CEPRIMCA

En el **Anexo IV** se muestran las dispersiones de las ondas superficiales de los veinte pares de estaciones analizadas.

B) Inversión de la curva de dispersión

Para la estimación de los perfiles profundos, se seleccionaron ocho perfiles superficiales que se encuentran cerca de la línea que une cada par de estaciones. Los perfiles seleccionados son: BREN (**Figura 33 (b)**), MAGD (**Figura 32**), LVIC (**Figura 34**), LINC (**Figura 34**), MIRA (**Figura 35**), ISID (**Figura 35**), SBOR (**Figura 33 (c)**) y SURC (**Figura 33 (a)**). El perfil SMGL (Carrasco, G., 2024) no fue incluido en la selección, ya que se considera un perfil profundo por sí mismo (mayor a 100 m de profundidad y capas con velocidades mayores a 1500 m/s).

Figura 32

Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-DIHN



Figura 33

Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones BRIS-SERV, CEPR-CISM e INIC-SERV

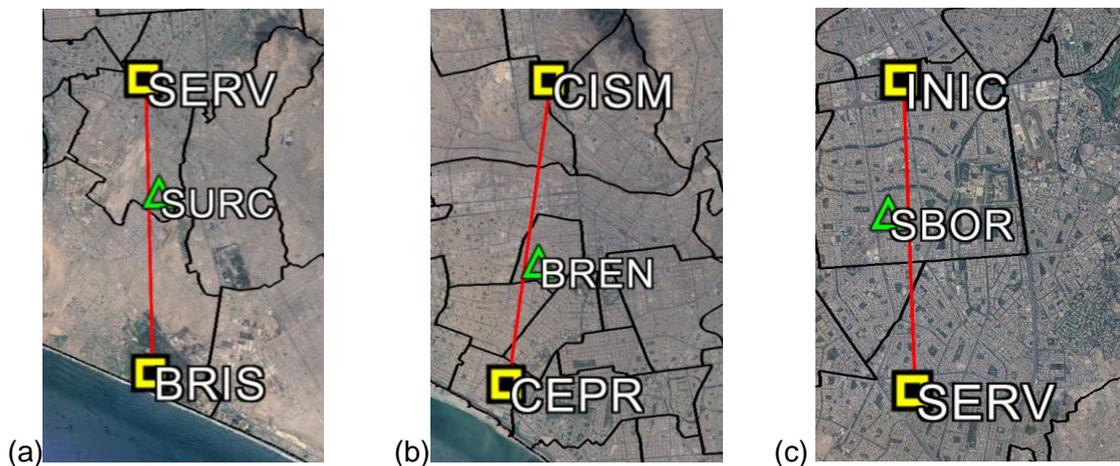


Figura 34

Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-INIC



Figura 35

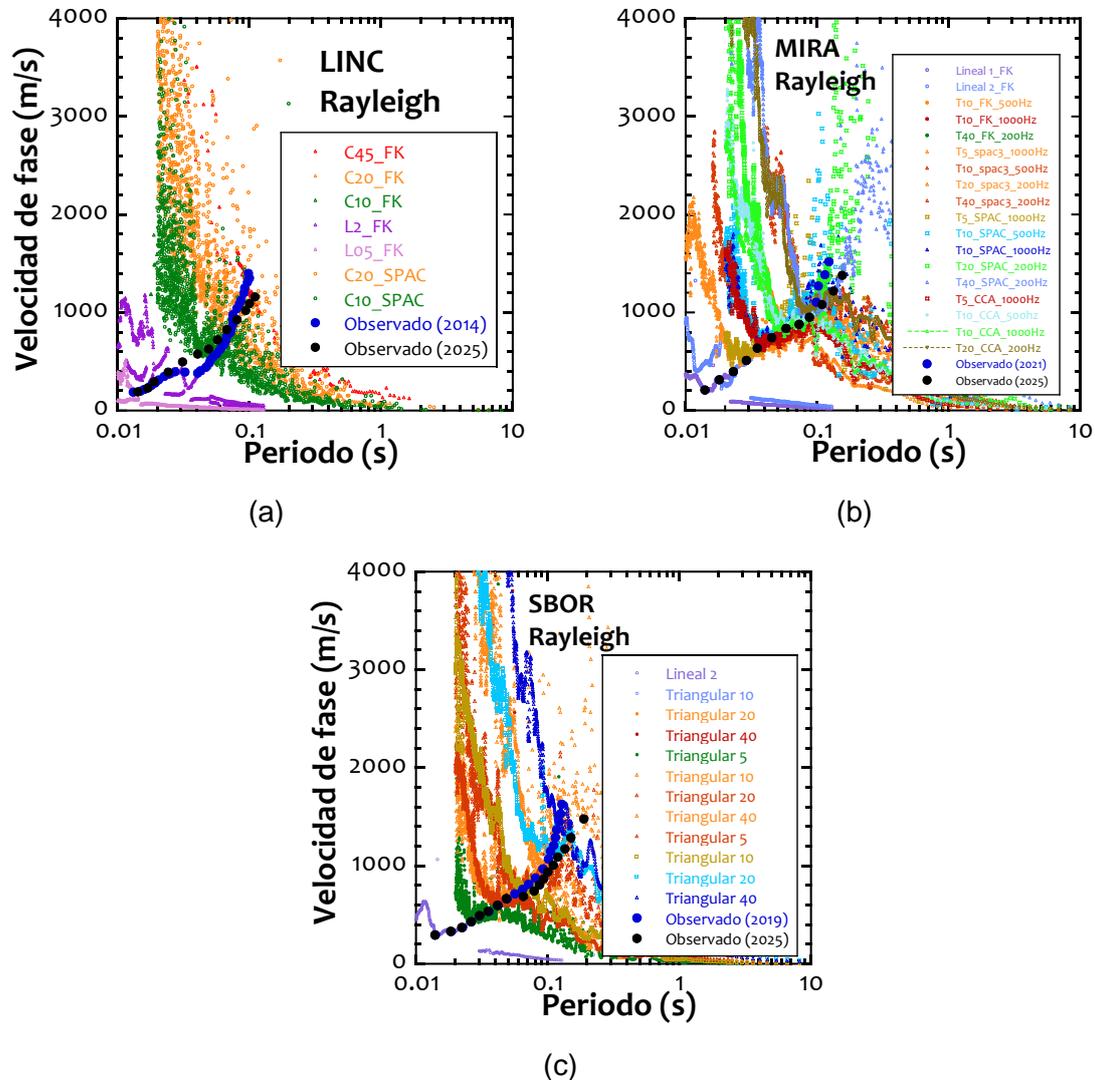
Ubicación de los perfiles recopilados y las estaciones CEPR-SERV



Los perfiles seleccionados fueron reprocesados debido a ciertas inconsistencias en los datos. En algunos casos, como en los perfiles LINC, MIRA y SBOR, la dispersión de ondas no era claramente evidente, como se muestra en las **Figura 36**. En otros casos, como el perfil ISID, se observaron velocidades bajas hasta los 30 m de profundidad, lo cual resulta incoherente con el tipo de suelo característico (depósitos de grava) en el distrito de San Isidro. Por lo tanto, los ocho perfiles superficiales seleccionados fueron reprocesados a partir de la curva de dispersión de velocidades de fase para asegurar una mayor precisión en los resultados.

Figura 36

Curvas de dispersión de ondas superficiales observadas de los puntos LINC, MIRA y SBOR



Nota: Curvas de dispersión de ondas superficiales observadas en los estudios del CISMID (puntos azules) y observadas en esta tesis (puntos negros) de los puntos (a) LINC, (b) MIRA y (c) SBOR.

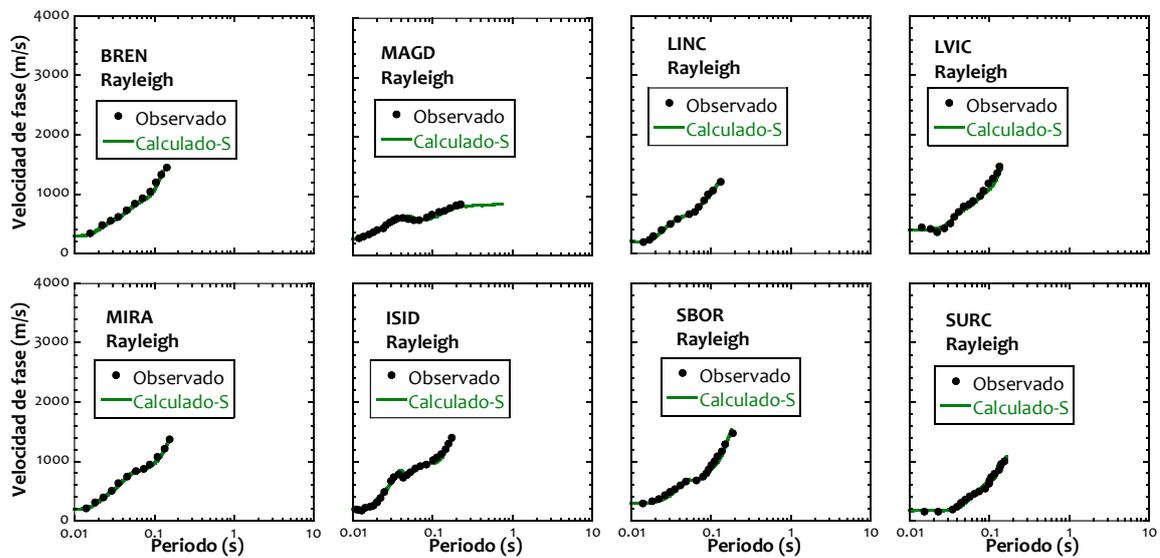
Los ocho puntos seleccionados fueron invertidos con el método de algoritmos genéticos teniendo como base una nueva curva de dispersión observada (puntos negros) la cual es mostrada en la **Figura 37**. Los nuevos perfiles superficiales obtenidos en los ocho puntos seleccionados se muestran en la **Figura 38**, cuyas curvas de dispersión de ondas Rayleigh de velocidades de fase calculadas (curvas verdes) presentan un buen ajuste con las nuevas curvas de dispersión Rayleigh observadas (puntos negros) de la **Figura 37**.

La validación de los 8 nuevos perfiles superficiales estimados se realizó por medio de la comparación de sus curvas de elipticidad (color verde) y las relaciones espectrales HV

observados por el CISMID (color negro), los cuales son mostrados en la **Figura 39**. Las curvas de elipticidad de los nuevos perfiles superficiales presentan un buen ajuste en forma a las relaciones espectrales HV en los periodos cortos. Sin embargo, para los periodos largos las curvas de elipticidades se diferencian abruptamente de las relaciones espectrales HV.

Figura 37

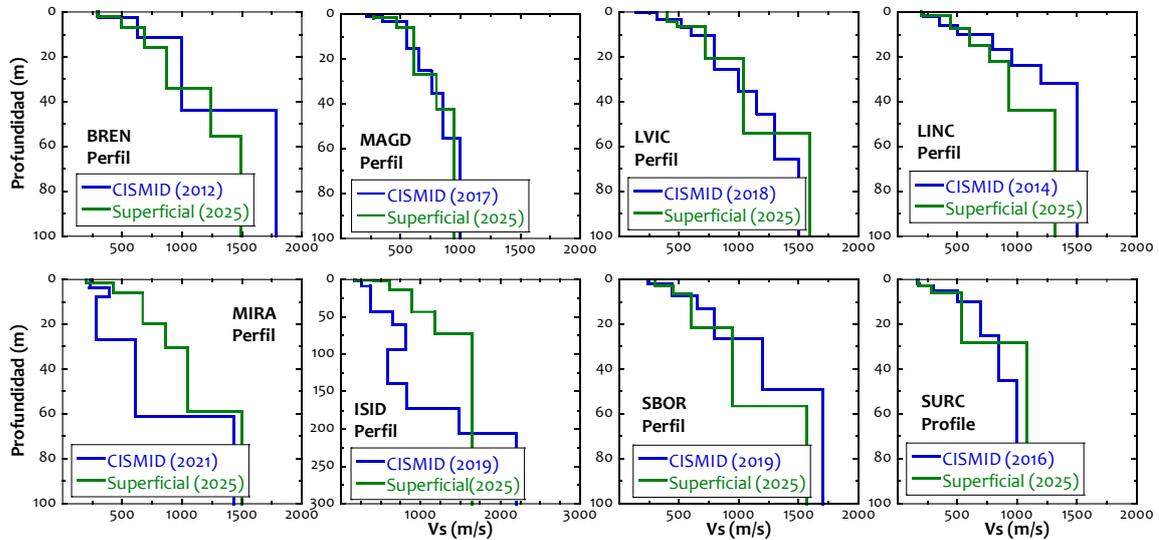
Comparación de las curvas de dispersión observadas y calculadas de los perfiles superficiales



Nota: Comparación de las curvas de dispersión observadas (puntos negros) y las curvas de dispersión calculadas (curva verde) de los nuevos perfiles superficiales BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC.

Figura 38

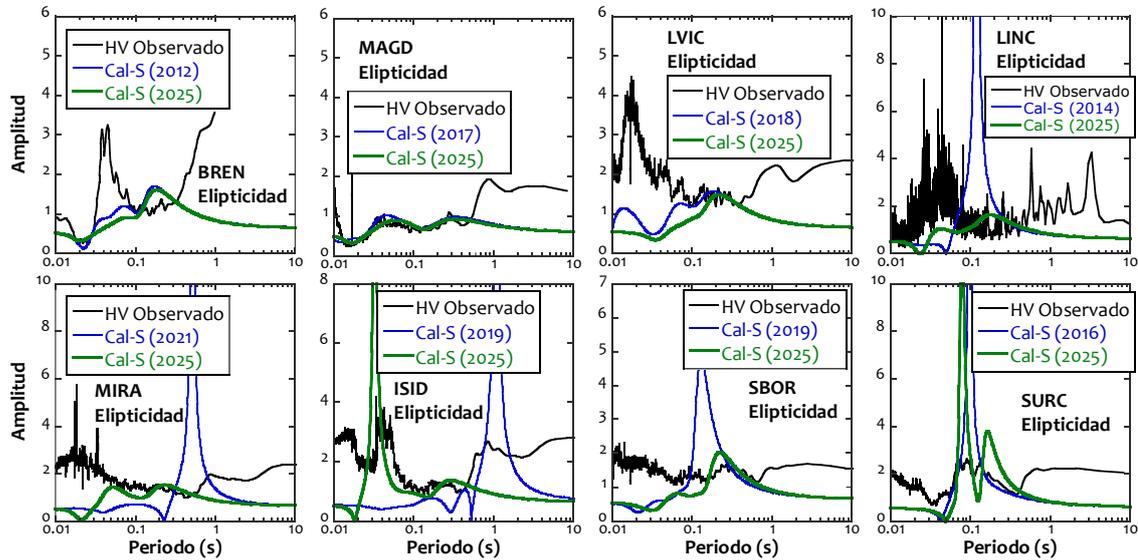
Comparación de los perfiles superficiales



Nota: Comparación de los perfiles superficiales estimados por el CISMID (línea azul) y en esta tesis (línea verde) de los puntos BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC

Figura 39

Comparación de las relaciones espectrales HV y las curvas de las curvas de elipticidad



Nota: Comparación de las relaciones espectrales HV (línea negra), las curvas de las curvas de elipticidad calculadas por el CISMID (línea azul) y las calculadas en este estudio (línea verde) de los nuevos perfiles BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC

Los ocho perfiles calculados (líneas verdes) que se muestran en la **Figura 38** son superficiales y no reflejan completamente las características del depósito de suelo para

todos los periodos como se observa en la **Figura 39**. Por este motivo, se completaron los perfiles superficiales con la información obtenida de la interferometría sísmica de dos pares de estaciones cercanos como se indica en la **Tabla 7**.

Tabla 7

Perfiles y su correlación cruzada correspondiente.

Perfil	C. Cruzada
BREN	CEPRCISM
MAGD	CEPRDIHN
LVIC	CEPRINIC
LINC	CEPRINIC
MIRA	CEPRSERV
ISID	CEPRSERV
SBOR	INICSERV
SURC	BRISSEV

De la dispersión de ondas superficiales obtenidas de la interferometría sísmica, se definieron curvas de dispersión (puntos negros de la **Figura 40**) de ondas Rayleigh y ondas Love de los pares de correlaciones cruzadas que se mencionaron en la **Tabla 7**.

Figura 40

Curvas de dispersión observadas de las ondas Rayleigh y Love

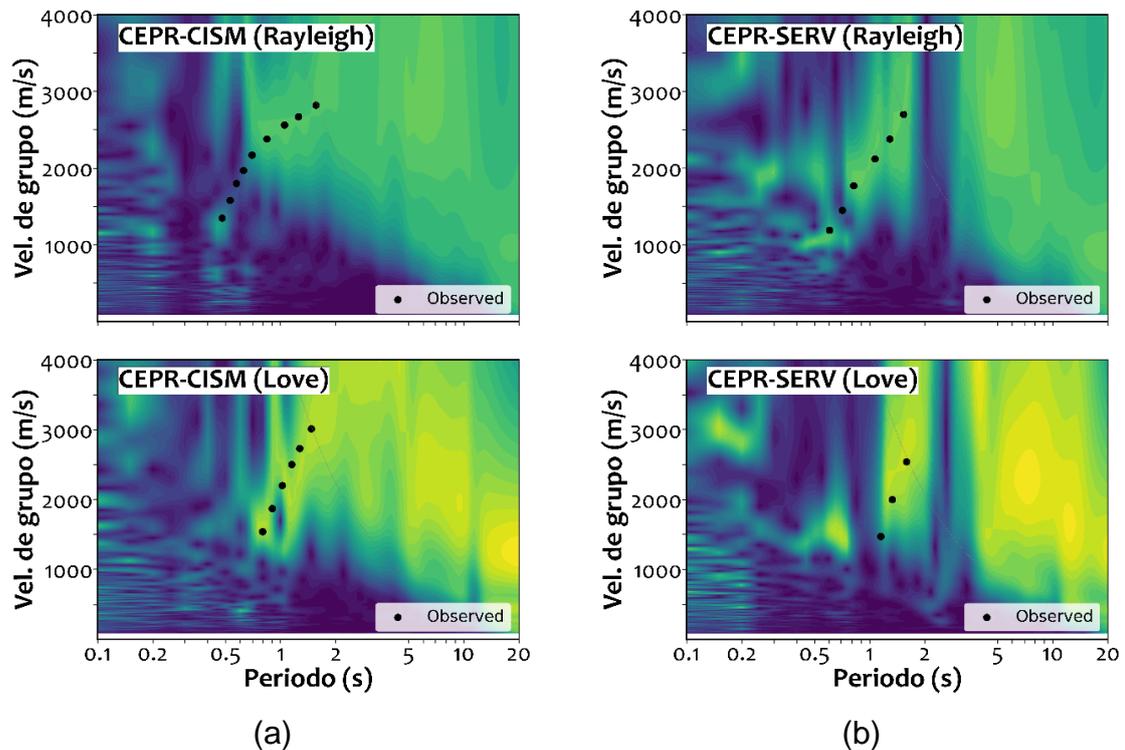
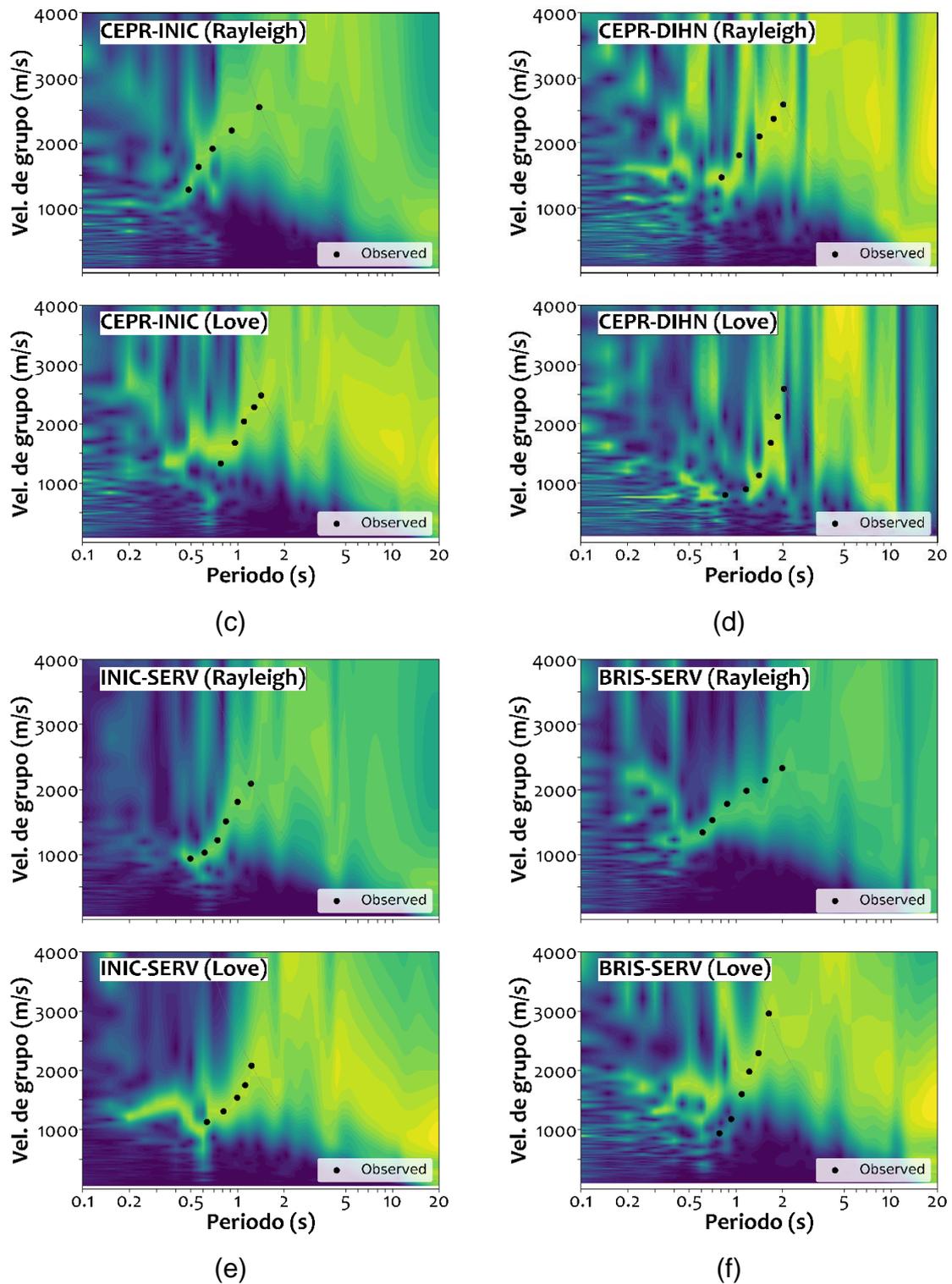


Figura 40

Curvas de dispersión observadas de las ondas Rayleigh y Love



Nota: Curvas de dispersión observadas de las ondas Rayleigh y Love (puntos negros) de los pares (a) CEPRCISM, (b) CEPRSERV, (c) CEPRINIC, (d) CEPRDIHN, (e) INICSERV (e) y BRISSERV (f)



Para comparar adecuadamente los perfiles superficiales y la información obtenida de la interferometría sísmica y poder encontrar una tendencia, se estimaron las curvas de dispersión de ondas superficiales (Rayleigh y Love) de velocidades de grupo de los perfiles superficiales. La **Figura 41** muestra las curvas de dispersión de los perfiles superficiales (color verde) y las curvas de dispersión obtenidas de la interferometría sísmica (puntos negros) y se puede observar una buena tendencia hacia los periodos largos. Es así, que los perfiles superficiales pueden ser completados con la información de la interferometría para obtener perfiles profundos, los cuales están asociados a las ondas de periodos largos.

Figura 41

Comparación de las curvas de dispersión de los perfiles superficiales y las curvas observadas de la interferometría sísmica

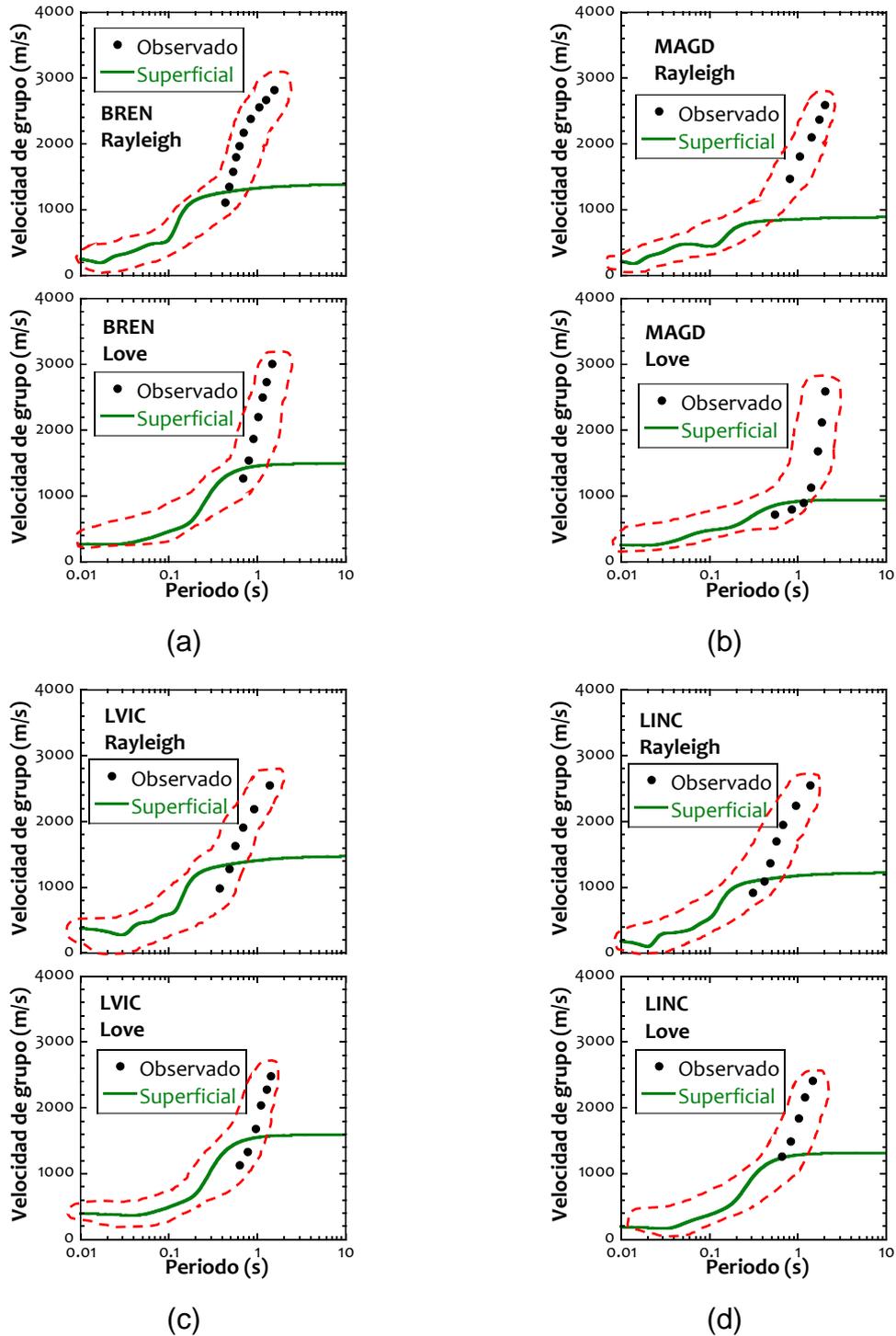
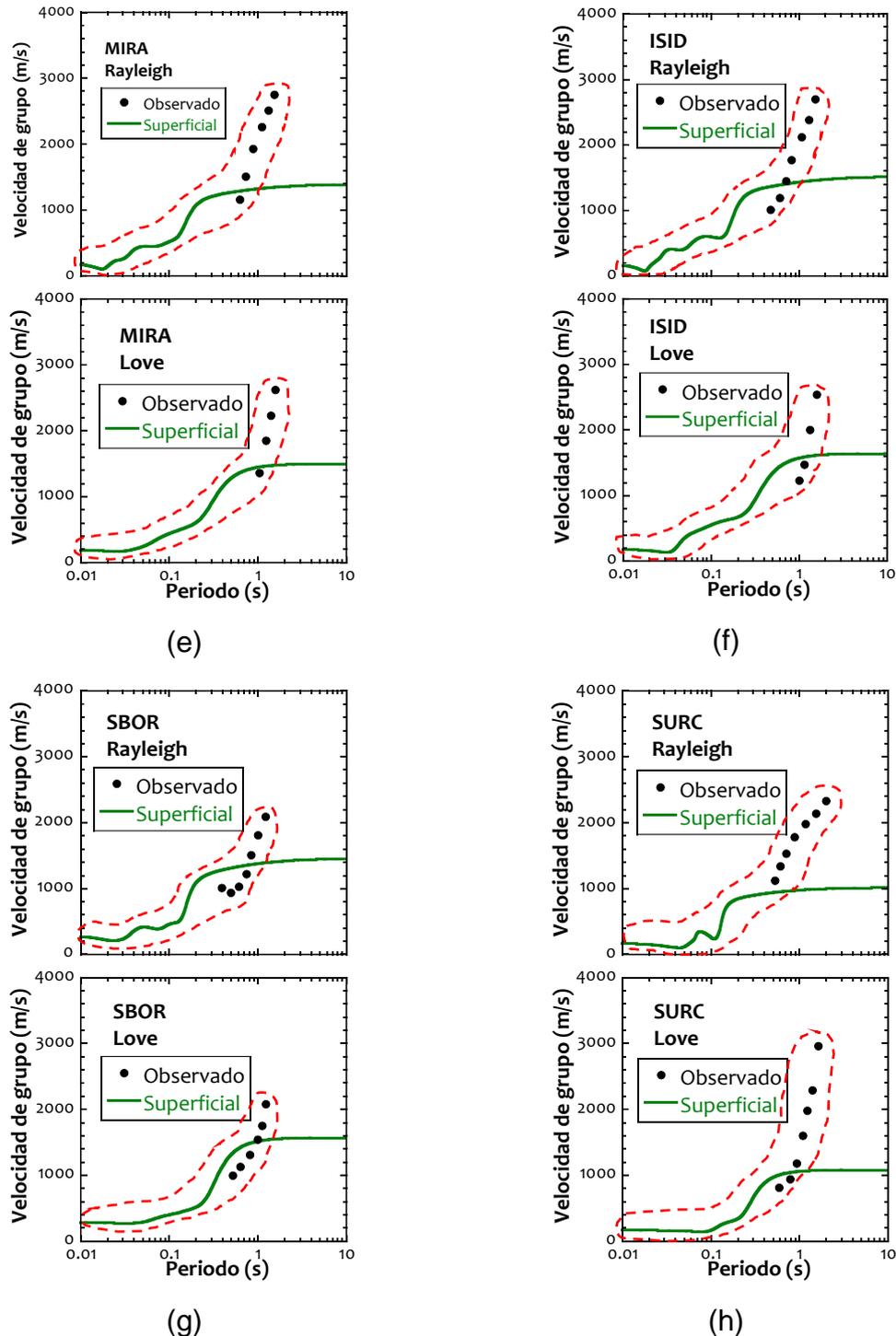


Figura 41

Comparación de las curvas de dispersión de los perfiles superficiales y las curvas observadas de la interferometría sísmica



Nota: Comparación de las curvas de dispersión de los perfiles superficiales (color verde) y las curvas observadas de la interferometría sísmica en los puntos (a) BREN, (b) MAGD, (c) LVIC, (d) LINC, (e) MIRA, (f) ISID, (g) SBOR y (h) SURC

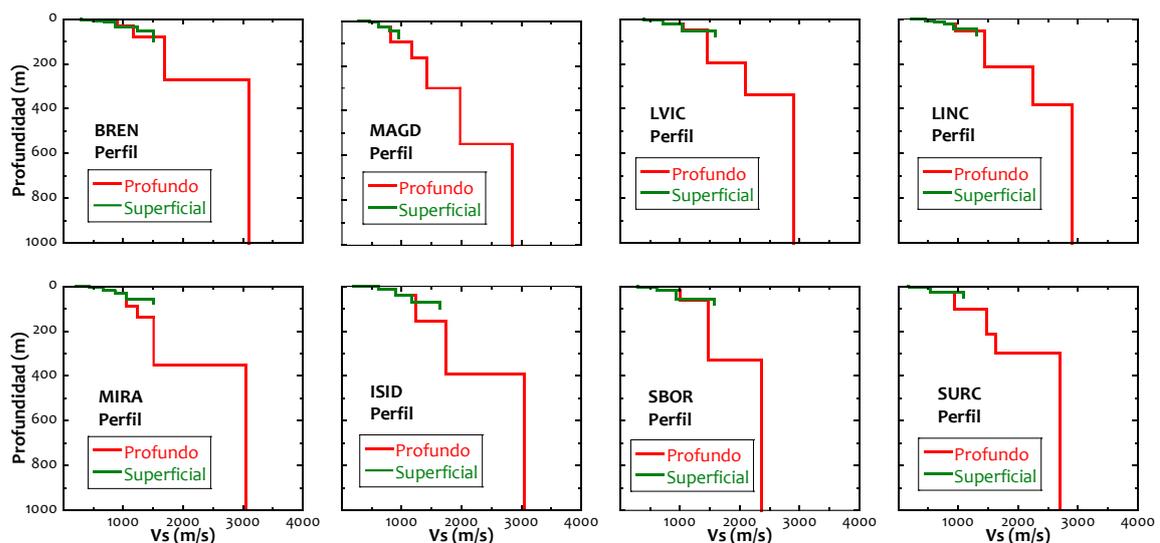
Se realizó una inversión conjunta de velocidades de grupo de las ondas Love y Rayleigh mediante el algoritmo genético desarrollado por Yamanaka e Ishida (1996). Este algoritmo utiliza la función de aptitud (*fit*) para determinar la solución óptima del perfil Vs como se muestra en la Ecuación (48).

Debido a que la solución del problema inverso podría presentar un gran número de soluciones, es conveniente definir el número de capas, el rango de velocidades de ondas de corte, el rango de espesores para cada estrato y sus densidades. Esto con la finalidad de ingresar una población inicial al algoritmo genético, el cual deberá generar perfiles Vs (soluciones) cuyas curvas de dispersión teóricas de las ondas Love y Rayleigh se ajusten a las curvas observadas. Los perfiles con el menor valor *fit* de cada iteración serán considerados como soluciones.

La **Figura 42** muestra los perfiles superficiales (color verde) estimados a partir de mediciones de arreglos de microtremores realizados por el CISMID. Los perfiles profundos (color rojo) estimados en esta tesis mediante técnicas de interferometría sísmica. Para poder validar los perfiles profundos estimados, se estimaron sus curvas de dispersión teóricas de velocidades de fase (**Figura 43**), sus curvas de elipticidad (**Figura 44**) y sus curvas de dispersión teóricas de velocidades de grupo (**Figura 45**). Estas curvas fueron comparadas con los valores observados y se encontró un buen ajuste, lo cual valida la inversión realizada en esta tesis.

Figura 42

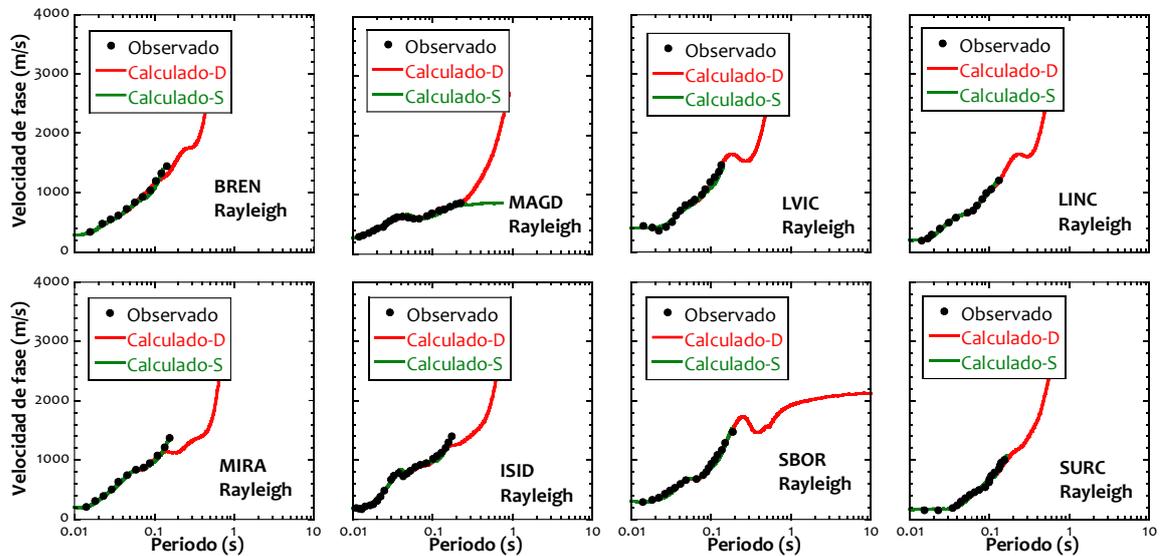
Comparación de los perfiles superficiales y profundos



Nota: Comparación de los perfiles superficiales (color verde) y profundos (color rojo) obtenidos de la interferometría sísmica en BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC

Figura 43

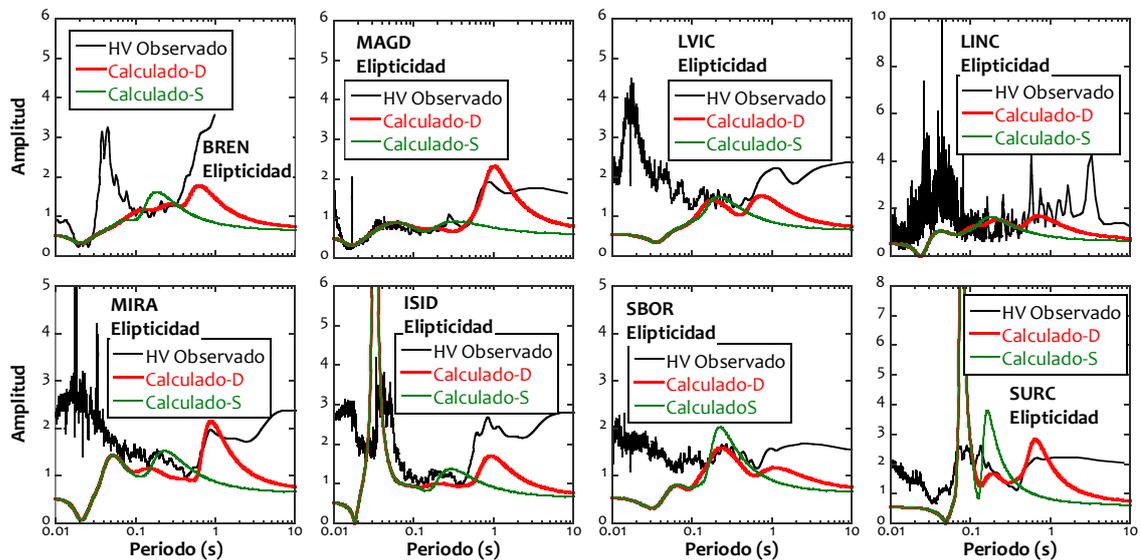
Comparación de las curvas de dispersión superficiales y profundas



Nota: Comparación de las curvas de dispersión superficiales (color verde) y profundas (color rojo) con las observadas (puntos negros) de velocidades de fase en BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC

Figura 44

Comparación de las curvas de elipticidad y las relaciones espectrales HV



Nota: Comparación de las curvas de elipticidad superficiales (color verde) y las curvas de elipticidad profundas (color rojo) con las relaciones espectrales HV (color negro) en los puntos BREN, MAGD, LVIC, LINC, MIRA, ISID, SBOR y SURC

Figura 45

Comparación de las curvas de dispersión observadas y calculadas (perfiles profundos)

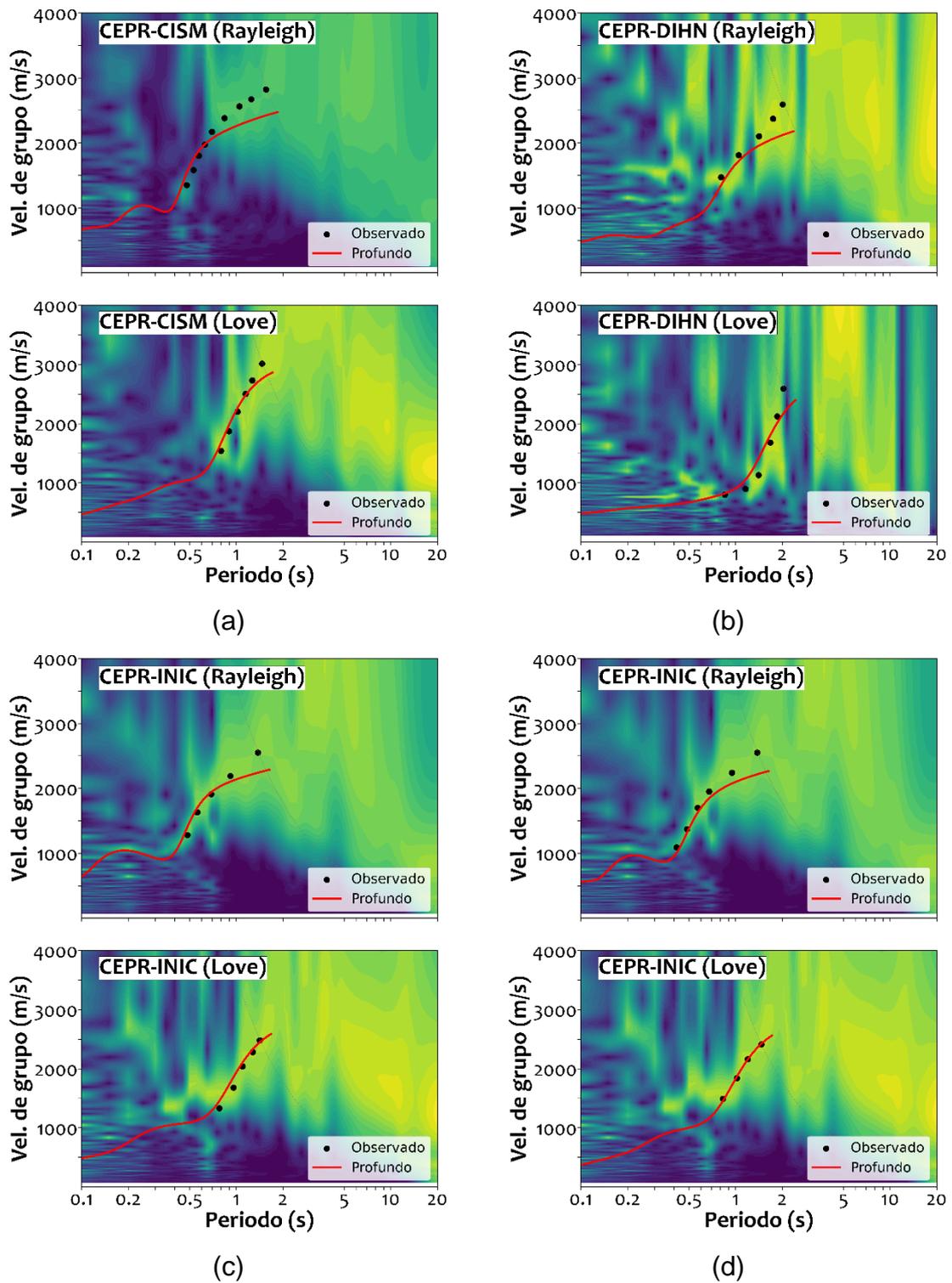
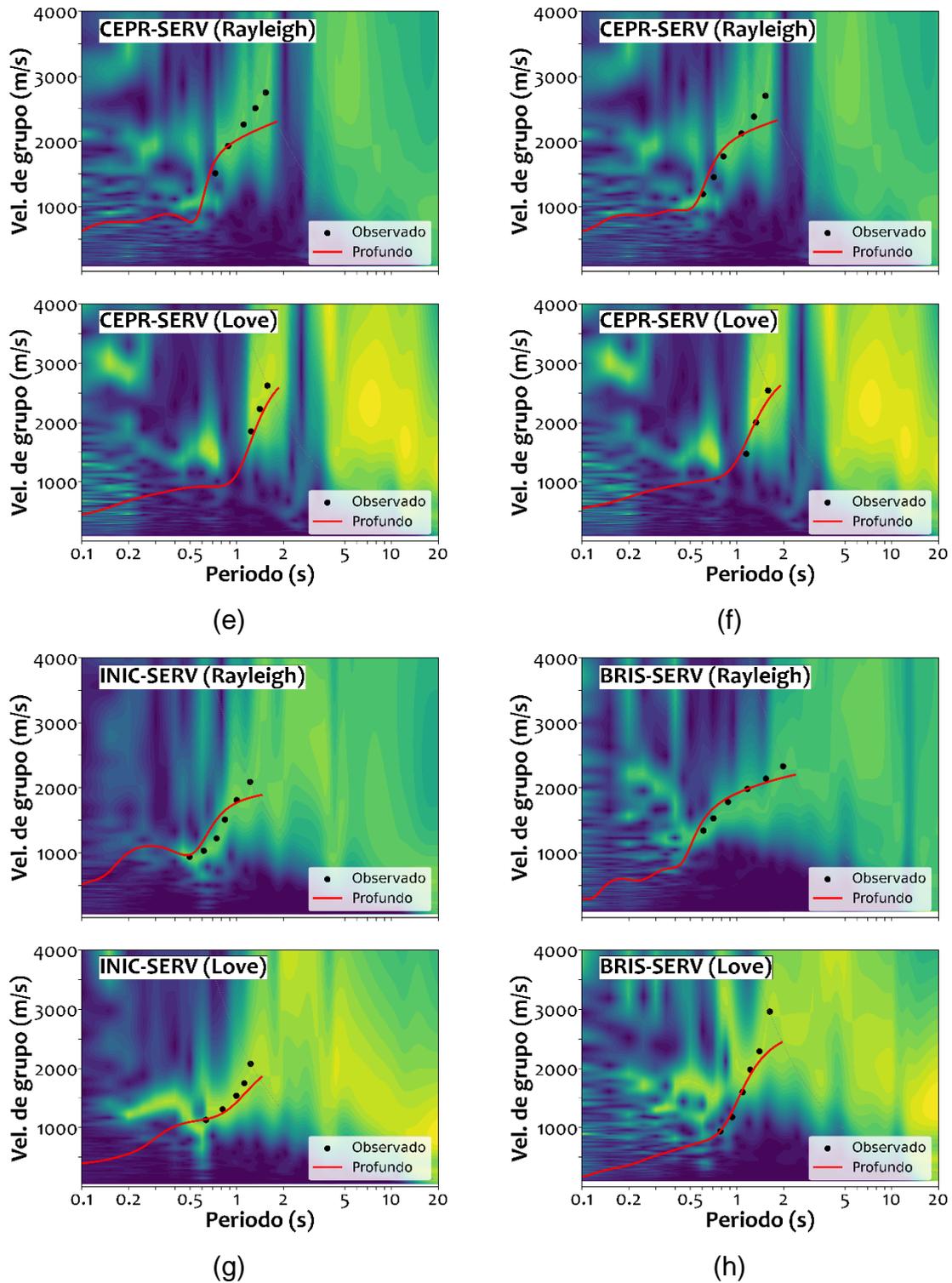


Figura 45

Comparación de las curvas de dispersión observadas y calculadas (perfiles profundos)

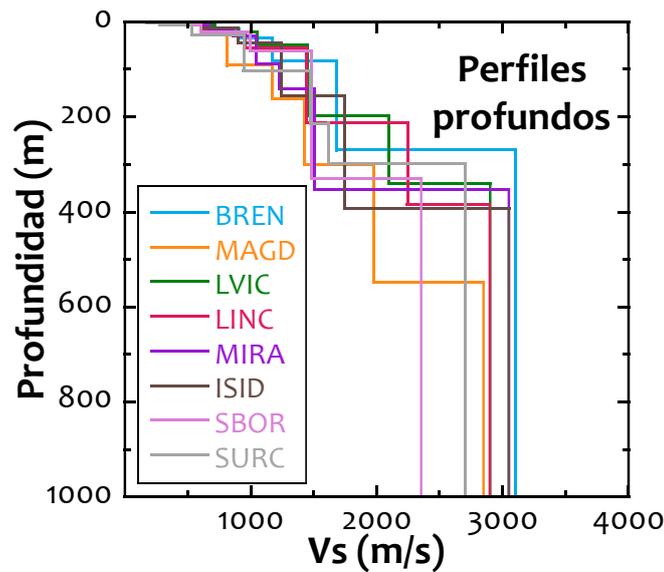


Nota: Comparación de las curvas de dispersión profundas (color rojo) y con las curvas de dispersión observadas (puntos negros) de velocidades de grupo en los puntos (a) BREN, (b) MAGD, (c) LVIC, (d) LINC, (e) MIRA, (f) ISID, (g) SBOR y (h) SURC

Todos los perfiles finales se muestran en la **Figura 46**, los cuales llegan hasta una profundidad de 600 m (perfil MAGD-01) y valores de Vs de hasta 3000 m/s (BREN-01). Los espesores y velocidades de los perfiles profundos estimados se detallan en el **Anexo V**.

Figura 46

Perfiles Vs profundos estimados en el área de estudio



3.2. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

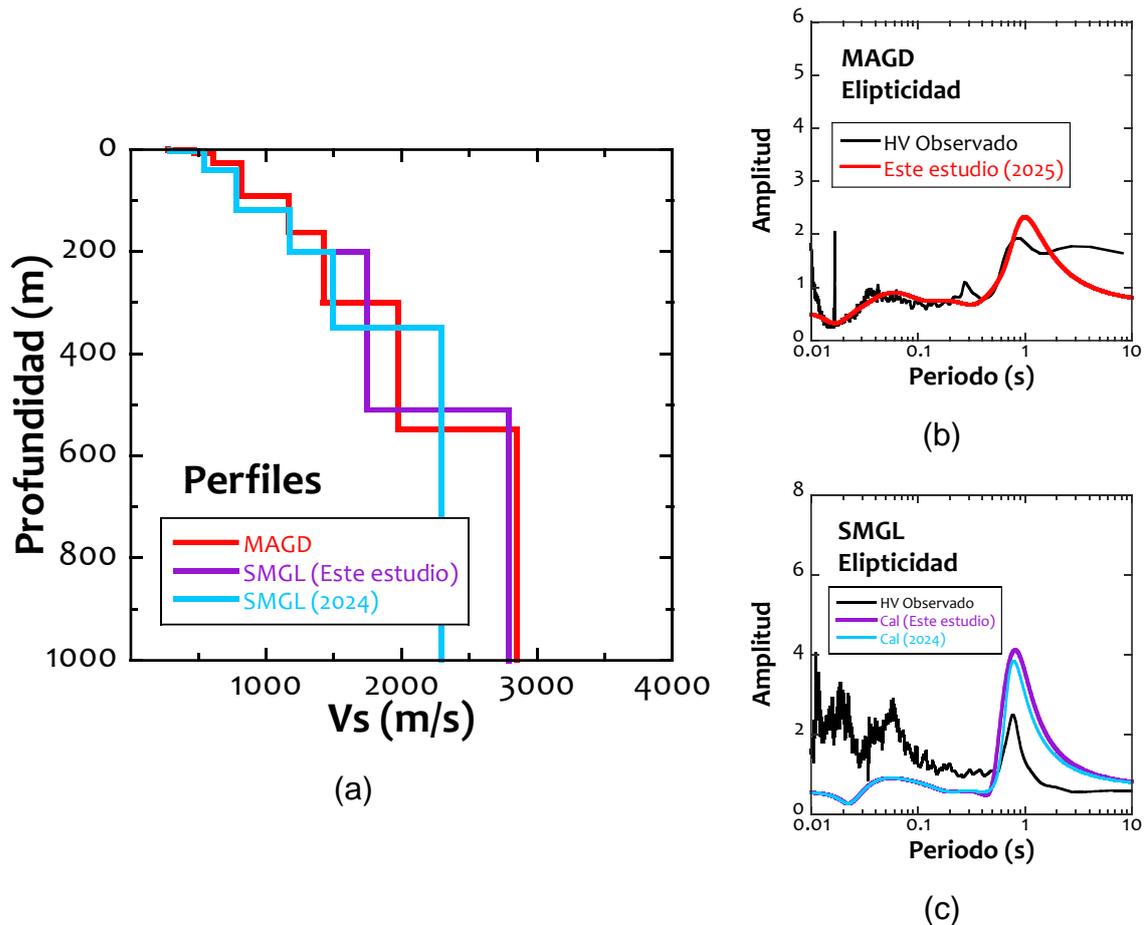
Dado que fue posible obtener perfiles Vs profundos mediante la combinación de datos obtenidos a partir de arreglos de microtremores e interferometría sísmica, se procederá a discutir e interpretar los resultados obtenidos.

Los perfiles profundos estimados muestran una buena correspondencia con las curvas de dispersión de velocidades de fase y de grupo (ondas Rayleigh y Love), así como con las curvas de elipticidad, que se ajustan bien a las relaciones espectrales HV obtenidas a partir de mediciones de microtremores realizadas por el CISMID. Aunque los perfiles profundos también pueden derivarse del ensayo de arreglos de microtremores, su aplicación en áreas urbanas enfrenta diversas limitaciones. El perfil SMGL (Carrasco, 2024) se obtuvo mediante este método en un radio de 400 m. Aunque inicialmente se consideró un perfil profundo, es posible extenderlo para que se ajuste tanto a las curvas de dispersión de ondas superficiales como a las relaciones espectrales HV. La **Figura 47** muestra una comparación entre el perfil SMGL original (en color celeste), el perfil SMGL extendido (en color morado) y el perfil MAGD (en color rojo). Se observa una tendencia similar entre los perfiles, lo cual es coherente dado que están relativamente cercanos entre sí. Además, las relaciones espectrales HV presentan picos de amplificación para períodos largos. En la

Figura 48 se comparan las curvas de dispersión observadas (en negro) con las curvas calculadas originales (en celeste) y extendidas (en morado), tanto en términos de velocidades de fase como de grupo. El buen ajuste entre las curvas demuestra la efectividad de la extensión del perfil SMGL.

Figura 47

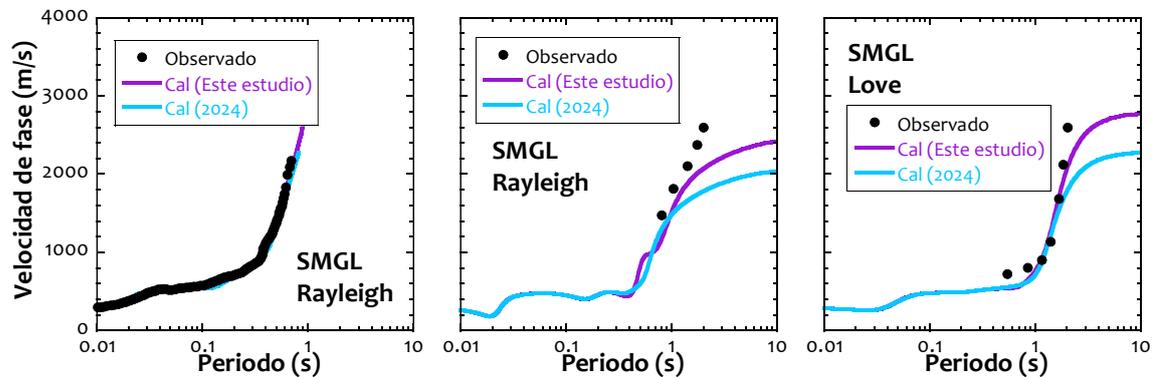
Comparación de los perfiles SMGL y MAGD



Nota: Comparación del (a) perfil profundo SMGL original (celeste), SMGL extendido (morado) y MAGD (rojo), (b) curva de elipticidad del perfil MAGD (rojo) y las relaciones espectrales HV (negro) y (c) curva de elipticidad del perfil SMGL original (celeste), SMGL extendido (morado) y las relaciones espectrales HV (color negro)

Figura 48

Curvas de dispersión de los perfiles SMGL y MAGD



Nota: Comparación de las curvas de dispersión observada (negro), calculadas originales (celestes) y calculadas extendidas (morado) del perfil SMGL en términos de velocidades de fase (Rayleigh), velocidades de grupo (Rayleigh) y velocidades de grupo (Love)

Los perfiles Vs recopilados que fueron obtenidos de ensayos de arreglos de microtremores, en su mayoría no reflejan completamente las características dinámicas del suelo. Esto se muestra en la comparación de sus curvas de elipticidades (color verde) con las relaciones espectrales HV (**Figura 44**), en donde no hay una compatibilidad en la banda de los periodos largos (alrededor de un segundo).

Si tomamos como referencia el perfil MAGD (**Tabla 8**) y estimamos las curvas de elipticidad para 2 capas (azul), 3 capas (naranja), 4 capas (verde), 5 capas (celeste), 6 capas (violeta) y 7 capas (rojo). Estas curvas se muestran en la **Figura 49** y se comparan con la relación espectral HV, se observa que a partir del análisis de la quinta capa se van formando los picos en los periodos largos (alrededor de 1 s), los cuales son influenciados por las grandes impedancias y espesores de materiales a estas profundidades.

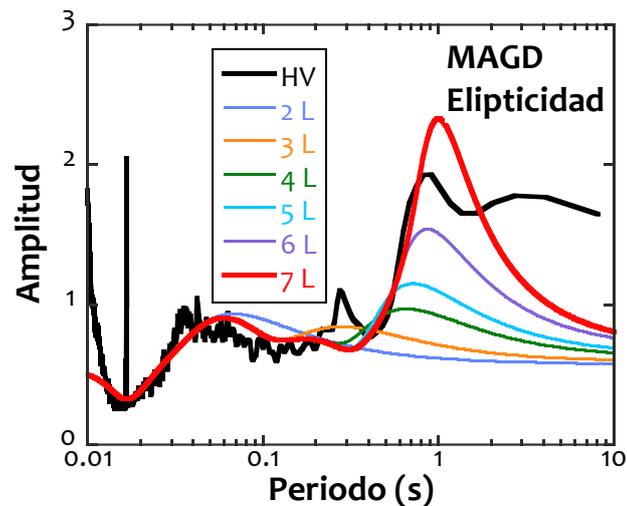
Tabla 8

Capas del perfil MAGD consideradas para el análisis.

Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)
1	273	1.8
2	467	4.1
3	612	21.1
4	815	64.7
5	1168	71.1
6	1421	136.5
7	1977	248.8
8	2847	-

Figura 49

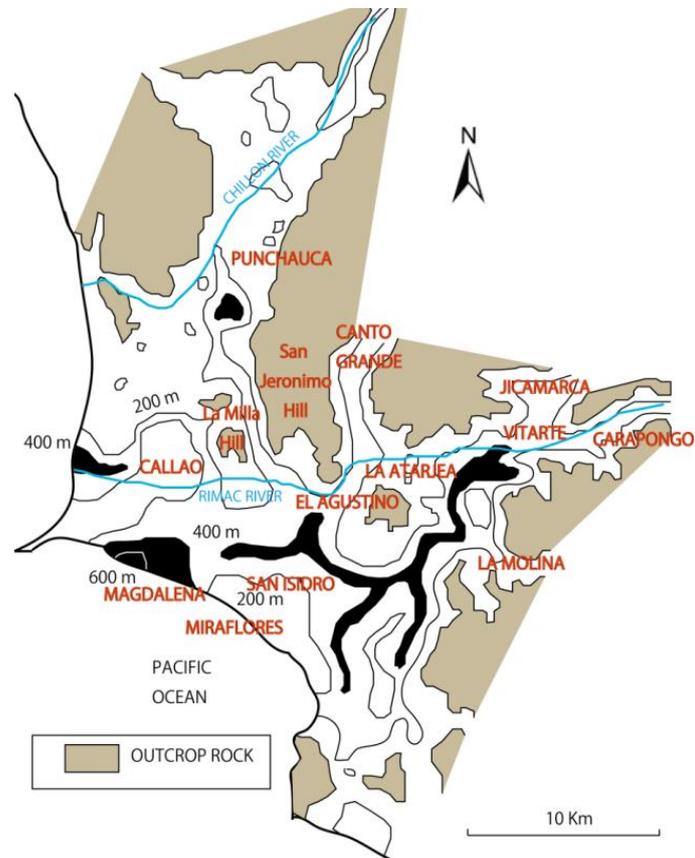
Curvas de elipticidad del perfil MAGD



La mayoría de los perfiles sísmicos estimados alcanzan profundidades en el rango de 250 a 400 m. No obstante, el perfil MAGD destaca por su mayor profundidad, llegando a casi 600 m. Estos resultados son consistentes con las profundidades del basamento rocoso reportadas por Arce (1984) para Lima Metropolitana, obtenidas mediante métodos geofísicos. En el mapa de profundidades (**Figura 50**) se observa un incremento en los valores de isobatas en el distrito de Magdalena del Mar, lo cual podría estar relacionado con las características geológicas locales de la zona.

Figura 50

Isobatas de los depósitos del abanico de Lima.



Nota: Adaptado de Arce (1984)

CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados de la presente tesis conducen a las siguientes conclusiones y recomendaciones:

4.1. CONCLUSIONES

Se ha logrado estimar ocho perfiles V_s profundos en diversas zonas del área de estudio usando interferometría sísmica. Los perfiles obtenidos alcanzan profundidades de hasta 600 m (perfil MAGD) y muestran V_s cercanas a 3000 m/s, lo que indica la presencia de materiales muy rígidos, como roca.

Se recopilaron perfiles V_s profundos de diversas zonas de Lima Metropolitana mediante ensayos de arreglos de microtremores. Estos perfiles alcanzan periodos inferiores a 0.22 s en la dispersión de ondas, lo que permite caracterizar las propiedades dinámicas del suelo superficial. La comparación de los perfiles recopilados con los resultados obtenidos mediante interferometría sísmica mostró un buen empalme en las curvas de dispersión de ondas, validando la metodología utilizada para la estimación de perfiles V_s .

Se realizaron registros continuos de microtremores utilizando acelerógrafos y velocímetros de banda ancha durante un periodo de al menos 3 meses (2000 h), tiempo en el que el nivel de ruido se estabilizó. Los resultados obtenidos utilizando velocímetros verticales fueron consistentes con los análisis realizados con acelerógrafos de banda ancha, lo que sugiere que las funciones de Green pueden ser estimadas adecuadamente a partir de registros continuos, incluso con instrumentos que tienen una capacidad de banda de frecuencias limitada.

Las funciones de Green fueron estimadas mediante la correlación cruzada de registros de microtremores entre pares de puntos de observación. Los resultados muestran que la estabilidad en la estimación de las funciones de Green se logra tras 2000 h de registro continuo. La dispersión de ondas superficiales en los periodos largos (alrededor de 1.0 s) fue correctamente estimados a partir de registros continuos, lo que valida la utilidad de la interferometría sísmica para estudios de profundidades mayores.

Se lograron obtener curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love para pares de puntos de observación, las cuales fueron utilizadas en la inversión conjunta para la estimación de perfiles V_s profundos. Las curvas de dispersión estimadas mediante interferometría sísmica extendieron el rango de análisis hasta periodos mayores a 1.00 s, lo que complementa los resultados obtenidos mediante ensayos de microtremores, que están limitados a periodos menores.

Al igual que con las curvas de dispersión, se compararon las curvas de elipticidad de los perfiles Vs profundos con las relaciones espectrales HV. Los resultados obtenidos a partir de los ensayos de arreglos de microtremores muestran un buen ajuste para periodos menores a 0.30 s, lo cual es característico de los perfiles superficiales. No obstante, las relaciones espectrales HV presentan picos alrededor de 1.00 s, que están bien representados en las curvas de elipticidad de los perfiles Vs profundos estimados en esta tesis.

La metodología de interferometría sísmica demostró ser una excelente herramienta para la caracterización dinámica del suelo en profundidades mayores, complementando y mejorando los resultados de técnicas convencionales como los ensayos de microtremores. Los resultados obtenidos son útiles para el desarrollo de modelos tridimensionales del suelo, que pueden ser empleados en estudios de respuesta sísmica para evaluar el comportamiento del terreno ante eventos sísmicos.

4.2. RECOMENDACIONES

Dado que se lograron estimar perfiles Vs profundos de hasta 600 m mediante interferometría sísmica, se recomienda aplicar esta técnica en otras zonas de Lima Metropolitana para mejorar el conocimiento del subsuelo profundo. La combinación de esta técnica con ensayos de microtremores permite extender el rango de periodos analizados, proporcionando una caracterización más completa de las propiedades dinámicas del suelo. La recopilación de estudios geofísicos preliminares es una etapa importante para la estimación de perfiles profundos usando la técnica de interferometría. Por lo que se recomienda que este paso sea realizado con bastante énfasis en los arreglos de microtremores.

Es importante asegurar que los equipos de medición (acelerógrafos y velocímetros) estén correctamente fijados al suelo mediante pernos o adhesivos adecuados para evitar desplazamientos o errores en los registros. Además, se debe realizar un monitoreo periódico de los equipos para garantizar la calidad de los datos y prevenir posibles alteraciones debido a factores externos.

La frecuencia de muestreo recomendada para los registros continuos de microtremores es de 100 Hz, ya que permite capturar las ondas de periodo largo necesarias para el análisis de funciones de Green y curvas de dispersión. Utilizar frecuencias más altas podría saturar los sistemas de almacenamiento y no aportar información adicional relevante.

Para futuras investigaciones, se recomienda implementar tomografía sísmica en combinación con interferometría sísmica y ensayos de microtremores. Esta técnica permitirá generar modelos tridimensionales del subsuelo, proporcionando una visión más



detallada de las propiedades dinámicas del terreno, lo cual es de gran valor y aporte para estudios de respuesta sísmica y evaluación de riesgos. Además, es recomendable realizar estudios que permitan caracterizar físicamente los materiales que se encuentran a grandes profundidades mediante métodos de exploraciones directos (pozos, perforaciones, etc.) Se recomienda investigar más a fondo la influencia de las ondas de periodo largo (alrededor de 1.00 s) en la respuesta superficial del suelo y su interacción con estructuras civiles. Este análisis nos permitiría entender cómo los periodos naturales de las estructuras pueden amplificarse debido a las condiciones locales del suelo, mejorando así los criterios de diseño y evaluación de riesgos en zonas urbanas.

REFERENCIAS

- Aguilar, Z., Tarazona, J., Vergaray, L. y Barrantes, J. (2019). Site response analysis and its comparison with the peruvian seismic design spectrum. *TECNIA*. 29. doi: <https://doi.org/10.21754/tecnica.v29i2.700>
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 35, 415–457.
- Aki, K. y Richards, P. (2002). *Quantitative seismology*, Second Edition, University Science Books.
- Arce, J. (1984). Estructura geoelectrica del subsuelo Rímac-Chillón. *Sociedad Geológica del Perú. Jubilar, LX Aniversario*, pp. 1-13.
- Bard P. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proc. of 2nd International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion*. Yocohama, Japón.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N. y Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260.
- Calderón, D., Lázares, F., Aguilar, Z., Sekiguchi, T., Nakai, S. (2011). Estimation of Deep Soil Profiles in Lima Peru. *Journal of Civil Engineering and Architecture* Volume 5, No. 7 (Serial No. 44), pp. 618-627.
- Calderón, D. (2012). Dynamic characteristics of the soils in Lima, Peru, by estimating shallow and deep shear-wave velocity profiles. Tesis doctoral. Universidad de Chiba. Japón.
- Carrasco, G. (2024). Microzonificación Sísmica de los Distritos de La Perla y San Miguel. Tesis de grado (por sustentar), Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- Chimoto, K. y Yamanaka, H. (2011). Tomography analysis of surface waves based on seismic interferometry in the southern Kanto region. *BUTSURI-TANSA*, Vol. 64, No. 5 (en japonés) pp. 331-343. DOI: <https://doi.org/10.3124/seqi.64.331>
- Chimoto, K. y Yamanaka, H. (2014). Effects of the durations of crosscorrelated microtremor records on broadband dispersion measurements using Seismic Interferometry. *GEOPHYSICS* 79: Q11-Q19. DOI: <https://doi.org/10.1190/geo2013-0144.1>
- CISMID (2017). Microzonificación Sísmica del Distrito de Magdalena del Mar. Proyecto de Investigación. Lima, Perú.

- CISMID (2019). Microzonificación Sísmica del Distrito de San Borja. Proyecto de Investigación. Lima, Perú.
- CISMID (2019). Microzonificación Sísmica del Distrito de San Isidro. Proyecto de Investigación. Lima, Perú.
- CISMID (2021). Microzonificación Sísmica del Distrito de Miraflores. Proyecto de Investigación. Lima, Perú.
- Claerbout, J. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, 33(2), 264 – 269. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1439927>
- Gaite, B. (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. Tesis para optar por el grado de doctor. URL: <https://eprints.ucm.es/id/eprint/23557/>
- Gilbert, F. y Backus, G. (1966). Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics* 31, 326-332.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F., Shapiro, N. y Weaver, R. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophys. Prosp.* 56, 375–393.
- Khandelwal, R. (2021). Genetic Algorithm Optimization Algorithm. Publicación en TowardsAI. URL: <https://pub.towardsai.net/genetic-algorithm-optimization-algorithm-f22234015113>
- Holland, J. (1975). Adaptation in natural and artificial systems. Ann Arbor, MI, USA: Universidad de Michigan.
- Konno, K. y Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 1998; 88 (1): 228–241. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0880010228>
- Kramer, S. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, University of Washington. New Jersey, EE.UU.
- Kudou, K., Nagumo, H., Mashimo, M., Uetake, T., Sugiyama, T. y Nukui, Y. (2010) Reliability of the moving-coil type accelerometer (JEP-6A3) in a long-period response by comparing with the velocity-meter (VSE-355). Programme and Abstracts of Seism. Soc. Japan, Fall Meeting, pp.54. Japón.
- Kuroiwa, J. (1983). Tsunamis: Efectos sobre las Costas de Lima Metropolitana. Publicación auspiciada por la Oficina de Naciones Unidas para la Atención de Desastres – UNDRO. Lima

- Linares G. (2005). Introducción y aplicación del método de sismica de microtremores en áreas urbanas. Tesis de grado. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.
- Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento. (2019). Norma E.030: Diseño sismorresistente (Reglamento Nacional de Edificaciones). <https://www.gob.pe/institucion/vivienda/normas-y-estandares>
- Nakamura, Y. (1989). A method of Dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface. Quart. Rep. Railways Tech. Res. Inst.
- Prieto, G., Denolle, M., Lawrence, J. y Beroza, G. (2011). On amplitude information carried by the ambient seismic field. Comptes Rendus Geoscience - C R GEOSCI. 343. 600-614. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.03.006>
- Quispe, S., Chimoto, K., Yamanaka, H., Tavera, H., Lázares, F. y Aguilar, Z. (2014). Estimation of S-Wave Velocity Profiles at Lima City, Peru Using Microtremor Arrays. Journal of Disaster Research Vol.9, No.6, pp. 931-938. DOI: <http://dx.doi.org/10.20965/jdr.2014.p0931>
- Quispe, S. (2015). Evaluation of Local Site Amplification in Lima, Peru using Earthquake Ground Motion Records. Tesis doctoral. Tokyo Institute of Technology. Japón.
- Reyes, M. (2020). Caracterización de la respuesta sísmica de la cuenca de Quito aplicando el método de las componentes horizontales a vertical (H/V) a través de ruido ambiental. Trabajo de titulación previo a la obtención del título de ingeniera geóloga. Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador.
- Sáenz, M. (2016). Correlación cruzada de ruido sísmico para la obtención de perfiles profundos de velocidad de onda de corte en la cuenca de Santiago. Tesis para optar el grado de Magister en Ingeniería Sísmica. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/138954>
- Sánchez-Sesma, F. y Campillo, M. (2006). Retrieval of the Green's function from cross correlation: the canonical elastic problem. Bull. Seismol. Soc. Am. 96 (3), 1182–1191. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050181>
- Soto, J. (2016). Evaluación de espectros de respuesta mediante el análisis de respuesta de sitio unidimensionales en siete distritos de Lima [tesis de pregrado, Universidad Nacional de Ingeniería]. Repositorio Institucional de la Universidad Nacional de Ingeniería. URL: <http://cybertesis.uni.edu.pe/handle/uni/5413>
- Yamanaka, H. e Ishida, H. (1996). Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data. Bulletin of the Seismological Society of America (1996) 86 (2): 436–444. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0860020436>

- Yamanaka, H. y Yamada, N. (2006). Modeling 3D S-wave velocity structure of Kanto basin for estimation of earthquake ground motion. BUTSURI-TANSA, Vol. 59, No.6 (Japón) pp. 549-560. DOI: 10.3124/segj.59.549
- Yamanaka, H., Kato, K., Chimoto, K. y Tsuno S. (2015). Estimation of surface-wave phase velocity from microtremor observation using an array with a reference station. Exploration Geophysics, 46:3, 267-275. DOI: <https://doi.org/10.1071/EG14069>
- Yamanaka, H., Miyake, H., Miyakawa, K., Ando, M., Carrasco, G., Gonzales, C., Aguilar, Z., Chimoto, K., Pulido, N. y Kondo, H. (2023). Earthquake ground motion observation for prediction of long-period strong motion in Lima, Perú. Conference: Japan Earthquake Engineering Symposium (16JEES). Yokohama, Japón.
- Yang, X. (2014). Genetic Algorithms. Nature-Inspired Optimization Algorithms, páginas 77-87. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416743-8.00005-1>
- Verdugo, R. (2019). Seismic site classification. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, volume 124, pages 317-329, ISSN 0267-7261. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.04.045>
- Villegas, J., Chlieh, M., Cavalié O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J. y Nocquet, J. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. J. Geophys. Res. Solid Earth, 121. doi: <https://doi.org/10.1002/2016JB013080>
- Ward, K., Zandt, G., Beck, S., Wagner, L. y Tavera, H. (2016). Lithospheric structure beneath the northern Central Andean Plateau from the joint inversion of ambient noise and earthquake-generated surface waves. J. Geophys. Res. Solid Earth, 121, 8217–8238, doi: 10.1002/2016JB013237
- Wathelet, T. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. Tesis doctoral. Universidad de Liège. Bélgica. URL: https://sesame.geopsy.org/Papers/These-Wathelet_2005.pdf
- Weaver, R. y O. Lobkis (2005). Fluctuations in diffuse field-field correlations and the emergence of the Green's function in open systems: Journal of the Acoustical Society of America, 117, 3432–3439, doi: <https://doi.org/10.1121/1.1898683>



ANEXOS

ANEXO I: MATRIZ DE CONSISTENCIA

Título: ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
Problema de estudio	Problemas	Objetivos	Hipótesis	Variables y dimensiones	Diseño Metodológico
Perfiles de velocidades de ondas de corte profundos en Lima Metropolitana	<p><u>Problema general</u></p> <p>¿Cómo estimar la subestructura del suelo a grandes profundidades en Lima Metropolitana?</p>	<p><u>Objetivo general</u></p> <p>Estimar perfiles de velocidades de ondas de corte (Vs) profundos mediante interferometría sísmica en Lima Metropolitana.</p>	<p><u>Hipótesis general</u></p> <p>El análisis de interferometría sísmica permitiría obtener perfiles de velocidades de ondas S profundos a partir de correlaciones cruzadas de registros continuos de movimiento del suelo en Lima Metropolitana.</p>	<p><u>Variable independiente</u></p> <p>Registros continuos de movimiento del suelo</p> <p>DIMENSIONES:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Aceleración (m/s²) - Velocidad (m/s) 	<p><u>Tipo de investigación:</u></p> <p>Descriptivo</p> <p><u>Nivel de investigación:</u></p> <p>Descriptivo</p> <p><u>Método:</u> Deductivo</p> <p><u>Diseño:</u> No experimental, transversal y descriptivo</p>
	<p><u>Problemas específicos</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - ¿Qué información preliminar se necesita para complementar los perfiles profundos? - ¿Cómo obtener información del movimiento del suelo para un rango de periodos amplio? - ¿Cómo obtener las funciones de Green mediante interferometría sísmica? 	<p><u>Objetivos específicos</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - Recopilación de perfiles profundos en Lima Metropolitana a partir de arreglos de microtemores. - Instalación de acelerógrafos y velocímetros de banda ancha y obtención de registros continuos de microtemores. - Estimación de funciones de correlación cruzada entre pares de puntos de observación y cálculo de funciones de Green. 	<p><u>Hipótesis específicas</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - Si se recopila perfiles mayores a 30 m se podrá definir una línea base para complementar los perfiles de velocidades de ondas S profundos que se obtendrían. - La instalación de sensores de banda ancha en ubicaciones predefinidas permitiría la obtención de registros continuos de ondas de periodos largos. - Si se obtienen las correlaciones cruzadas se podrán estimar la semejanza entre pares de puntos de observación. - Si se realiza el análisis de ruido se podrá obtener el tiempo necesario para la convergencia a la función de Green entre pares de estaciones. 	<p><u>Variable dependiente</u></p> <p>Perfiles de velocidades de onda S profundos</p> <p>DIMENSIONES:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Velocidad de ondas S (m/s) 	<p><u>Técnicas e instrumentos de recolección de datos:</u></p> <p>Observación</p> <p><u>Técnicas e instrumentos de análisis y procedimiento de datos:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - Recolección de datos - Ordenamiento de datos - Depuración de datos - Análisis matemático - Presentación de resultados



Título: ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
Problema de estudio	Problemas	Objetivos	Hipótesis	Variables y dimensiones	Diseño Metodológico
	- ¿Cómo estimamos los perfiles profundos en el área de estudio?	- Estimación de curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love entre pares de puntos de observación y de perfiles profundos a partir de su inversión.	- A partir de la dispersión de las ondas Rayleigh y Love se podrá conocer la distribución de las velocidades de grupo para cada periodo de vibración. - Con base en la inversión de la curva de dispersión de ondas superficiales se podrán estimar los perfiles profundos.		



ANEXO II: PERFILES VS RECOPIRADOS

N°	Código	Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)	Fuente	Autor
1	LPRL	1	176	2.6	ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE RIESGO EN LA ZONA DE ESTUDIO UBICADA EN EL DISTRITO DE LA PERLA ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO	CISMID (2016)
		2	256	6.4		
		3	367	33.8		
		4	644	17.7		
		5	814	33.6		
		6	580	44.5		
		7	825	33.9		
		8	1483	32.8		
		9	2203	-		
2	SMGL	1	292	2.6	ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE RIESGO EN LA ZONA DE ESTUDIO UBICADA EN EL DISTRITO DE SAN MIGUEL ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO	CISMID (2015)
		2	542	37.2		
		3	782	79.5		
		4	1173	81.5		
		5	1493	148.4		
		6	2295	-		
3	BREN	1	300	2.7	ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE BREÑA	CISMID (2012)
		2	626	9		
		3	997	32		
		4	1787	-		
4	CHOR	1	153	3.1	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE COMAS	CISMID (2010)
		2	231	9.5		
		3	507	9.1		
		4	756	19.2		
		5	1016	50.2		
		6	1366	110.0		
		7	1934	-		

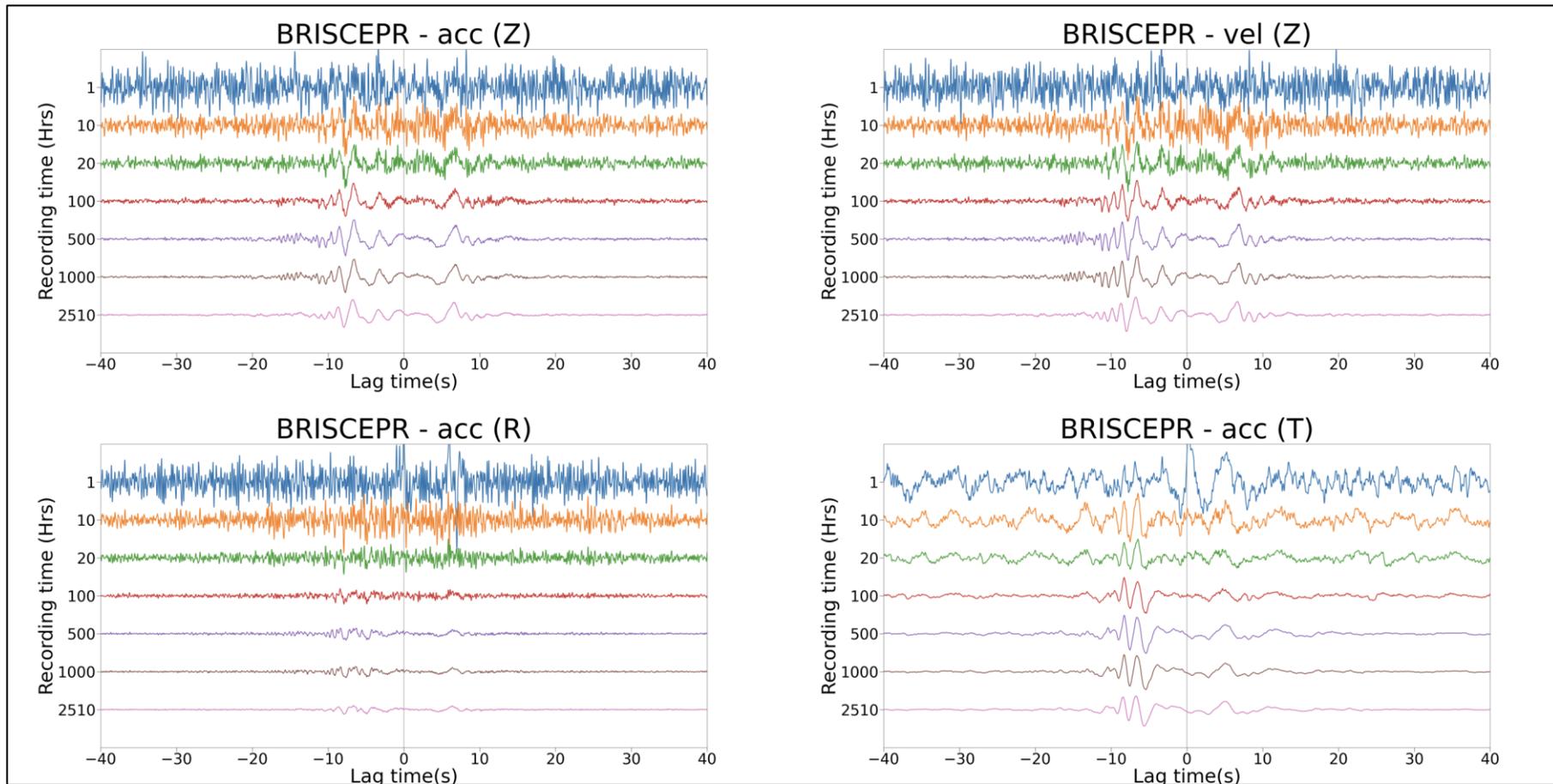


N°	Código	Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)	Fuente	Autor
5	MAGD	1	220	1	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE MAGDALENA DEL MAR	CISMID (2017)
		2	350	2.3		
		3	550	12		
		4	650	10		
		5	760	10		
		6	850	20		
		7	1000	-		
6	LVIC	1	140	0.5	ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE RIESGO EN LA ZONA DE ESTUDIO UBICADA EN EL DISTRITO DE LA VICTORIA	CISMID (2018)
		2	320	3		
		3	520	3.5		
		4	600	3.5		
		5	800	15		
		6	1000	10		
		7	1150	10		
		8	1300	20		
		9	1500	-		
7	LINC	1	220	2	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE LINCE	CISMID (2014)
		2	350	4		
		3	500	4		
		4	800	7		
		5	950	7		
		6	1200	8		
		7	1500	-		
8	MIRA	1	202	1.8	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE MIRAFLORES	CISMID (2021)
		2	506	5.7		
		3	718	18.8		
		4	1179	11.4		
		5	1269	26.7		

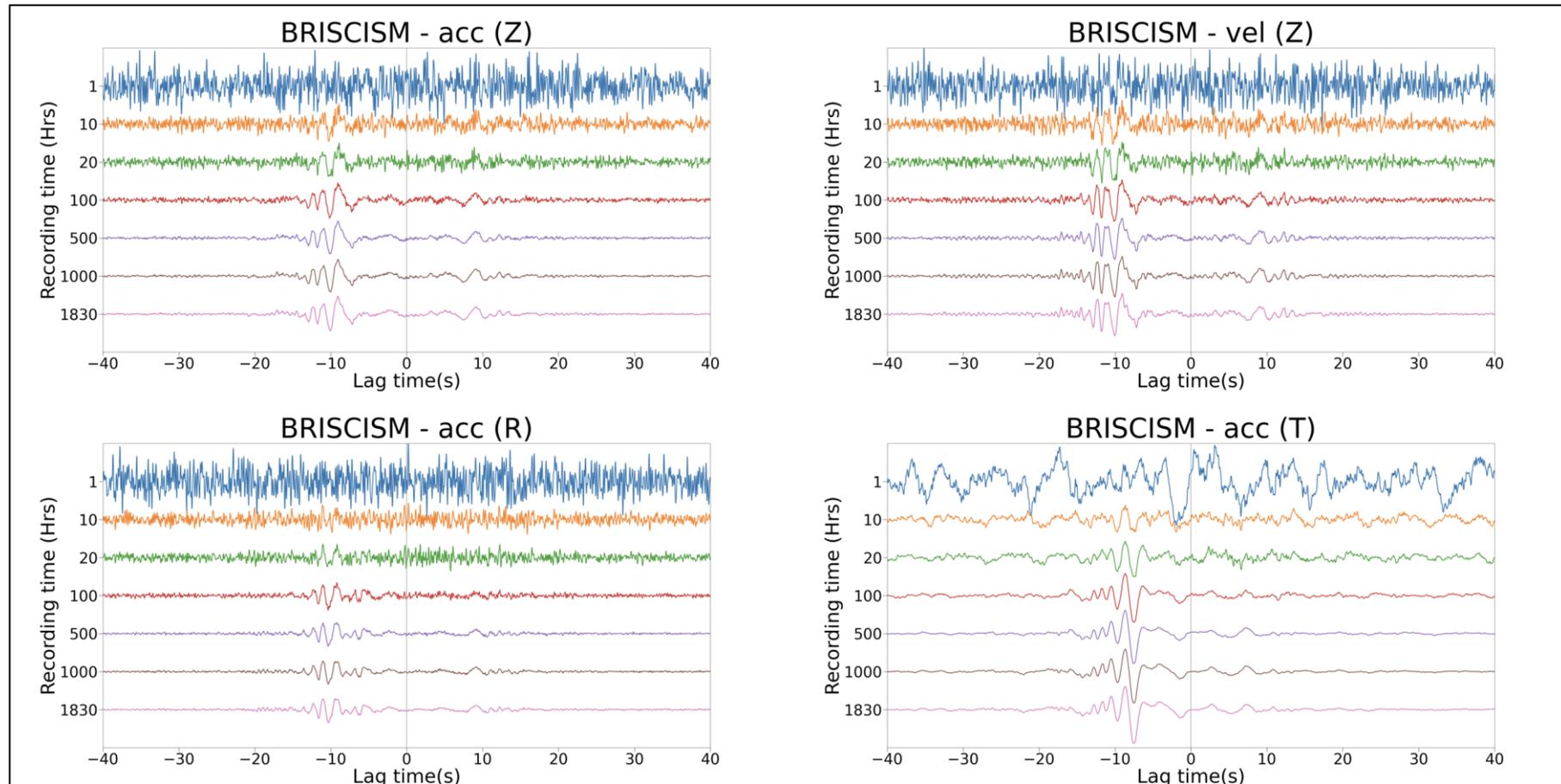


N°	Código	Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)	Fuente	Autor
		6	1502	-		
9	ISID	1	190	1.6	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE SAN ISIDRO	CISMID (2019)
		2	580	10.6		
		3	880	31.7		
		4	1280	44.1		
		5	1600	-		
10	SBOR	1	240	2	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE SAN BORJA	CISMID (2019)
		2	440	5.5		
		3	650	5.9		
		4	800	13		
		5	1200	22.5		
		6	1700	-		
11	SURC	1	160	2	ESTUDIO DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE RIESGO EN LA ZONA DE ESTUDIO UBICADA EN EL DISTRITO DE SANTIAGO DE SURCO	CISMID (2016)
		2	180	1		
		3	300	2		
		4	500	5		
		5	700	15		
		6	850	20		
		7	1000	-		

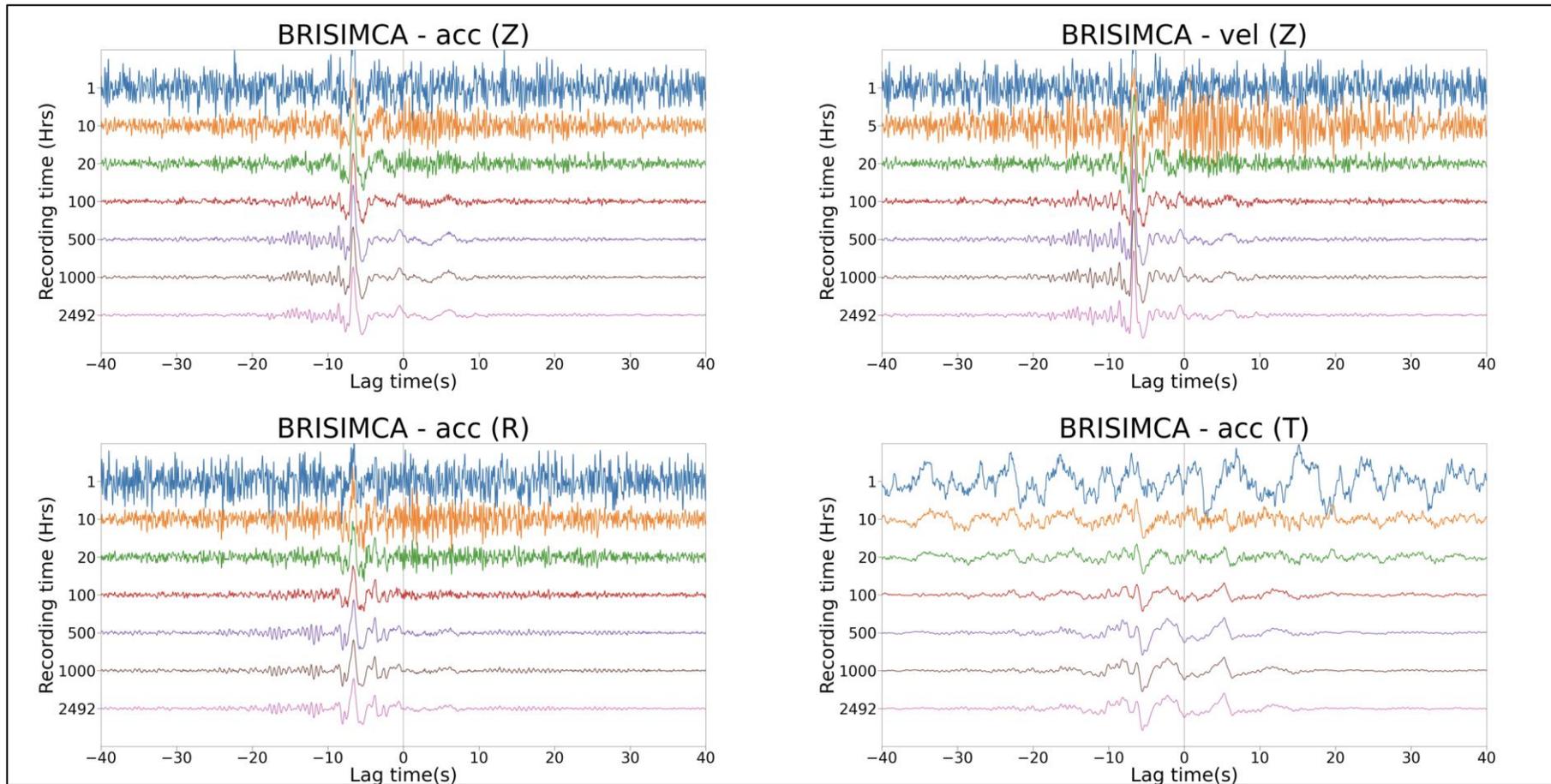
ANEXO III: FUNCIONES DE CORRELACIÓN CRUZADA



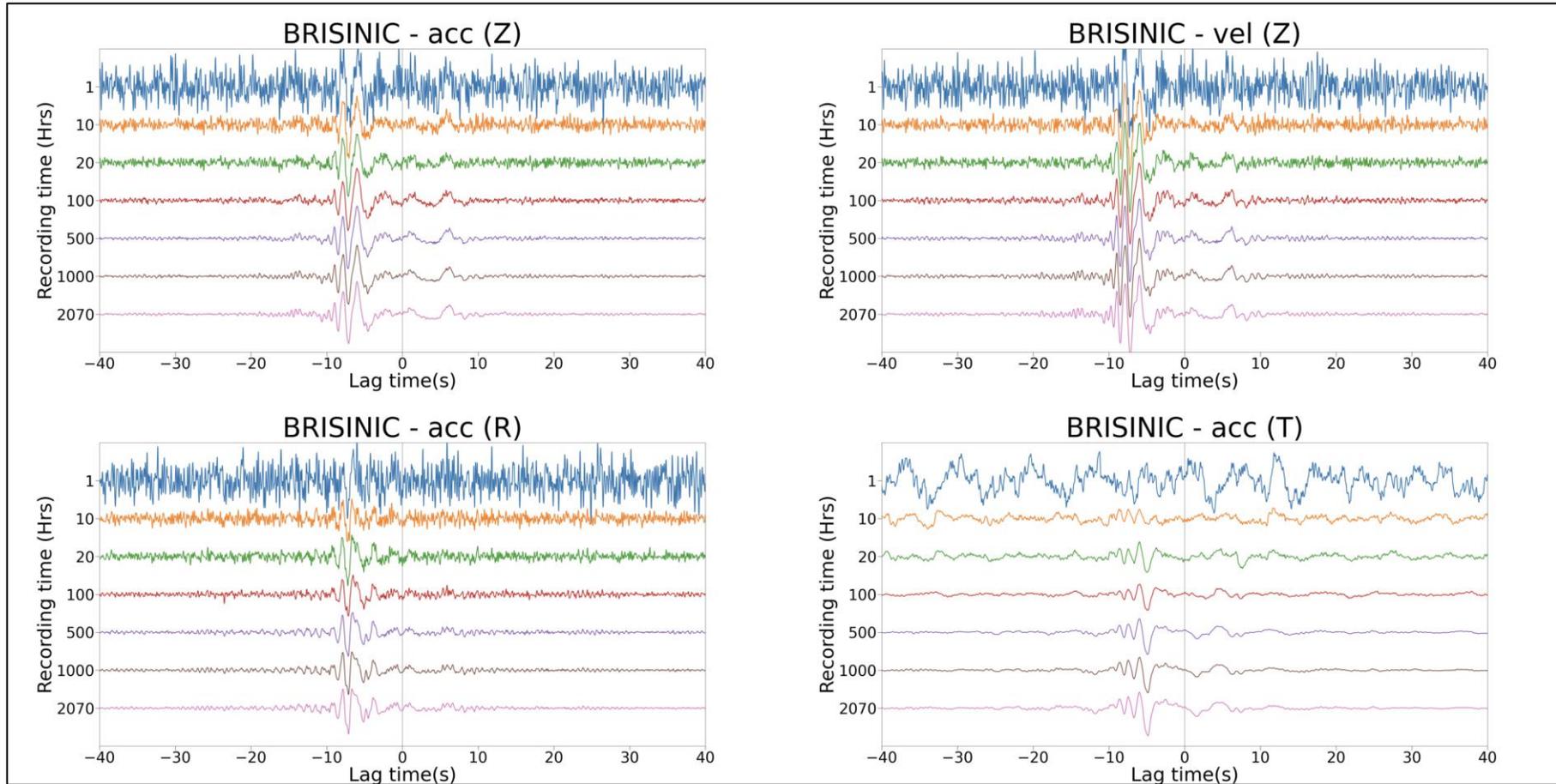
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones BRISCEPR).



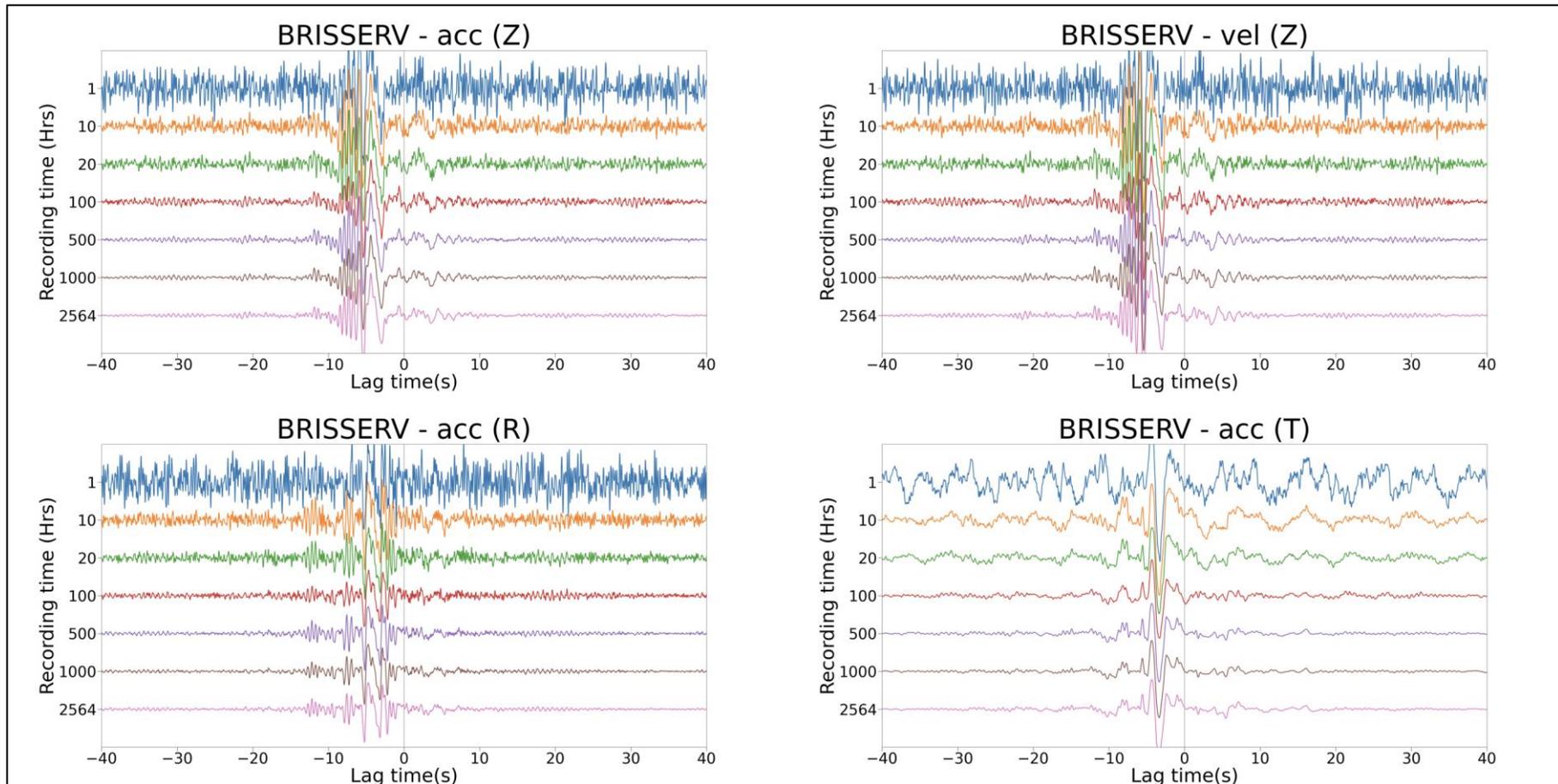
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones BRISCISM).



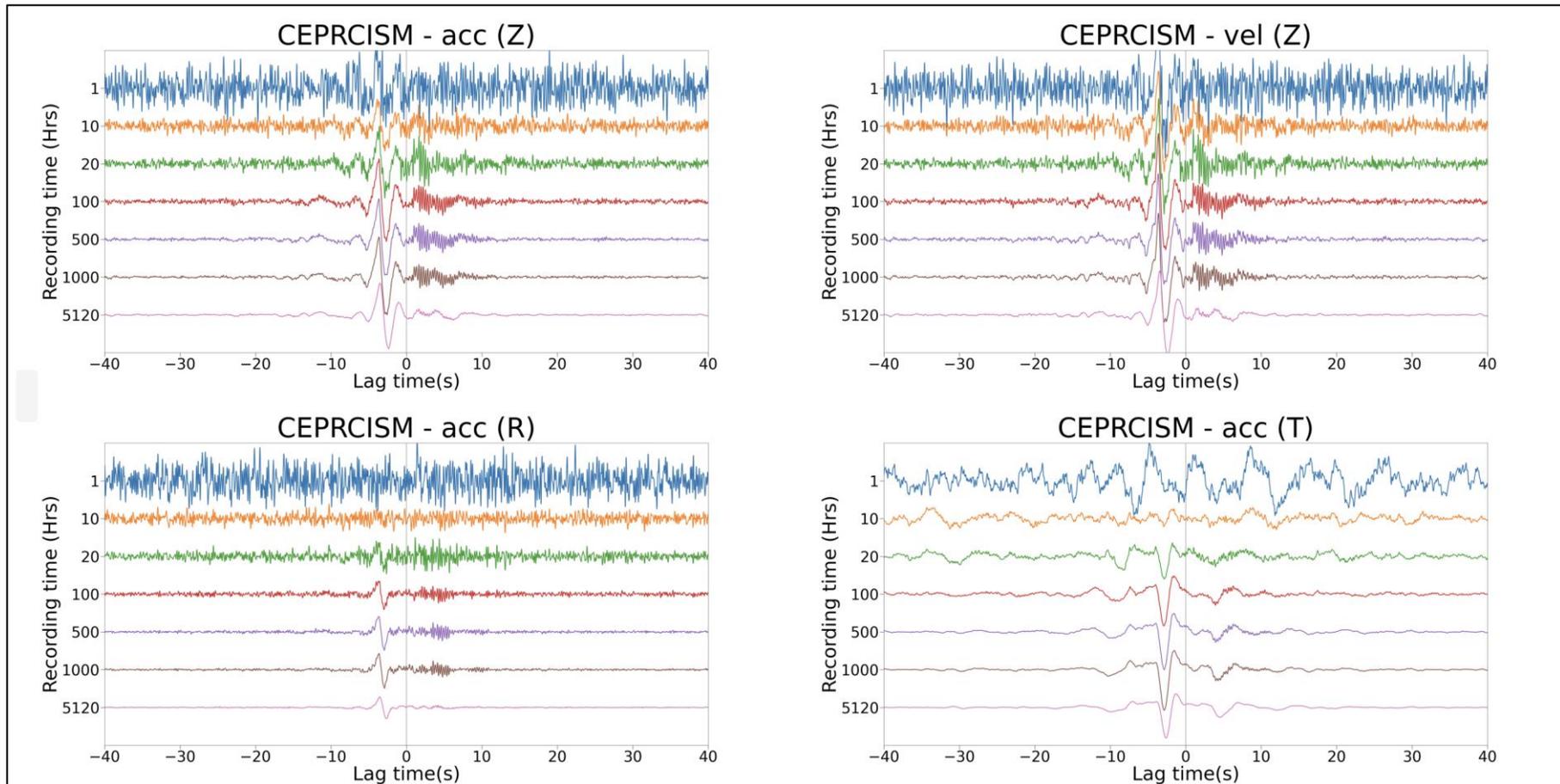
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones BRISIMCA).



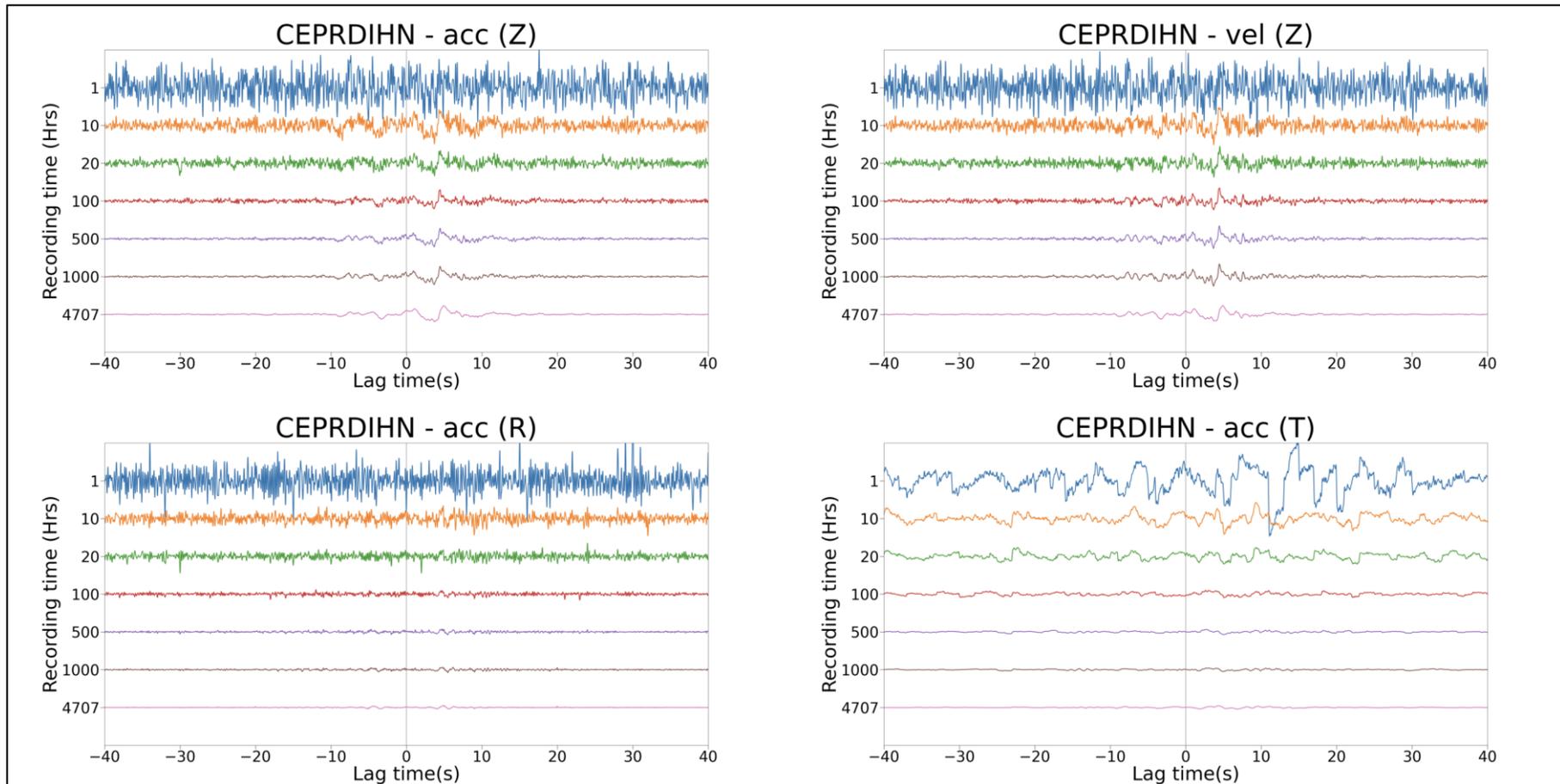
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones BRISINIC).



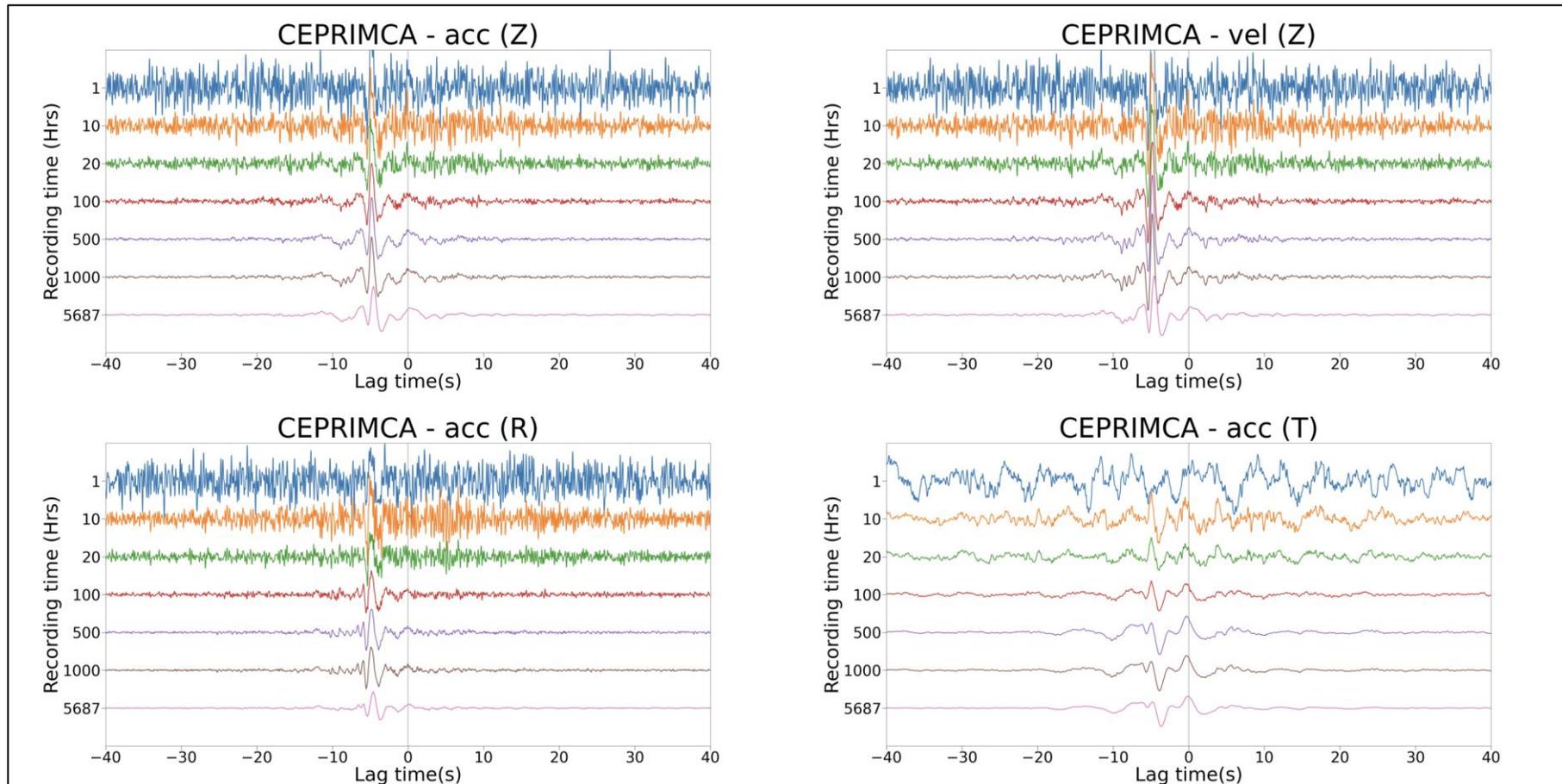
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones BRISSEV).



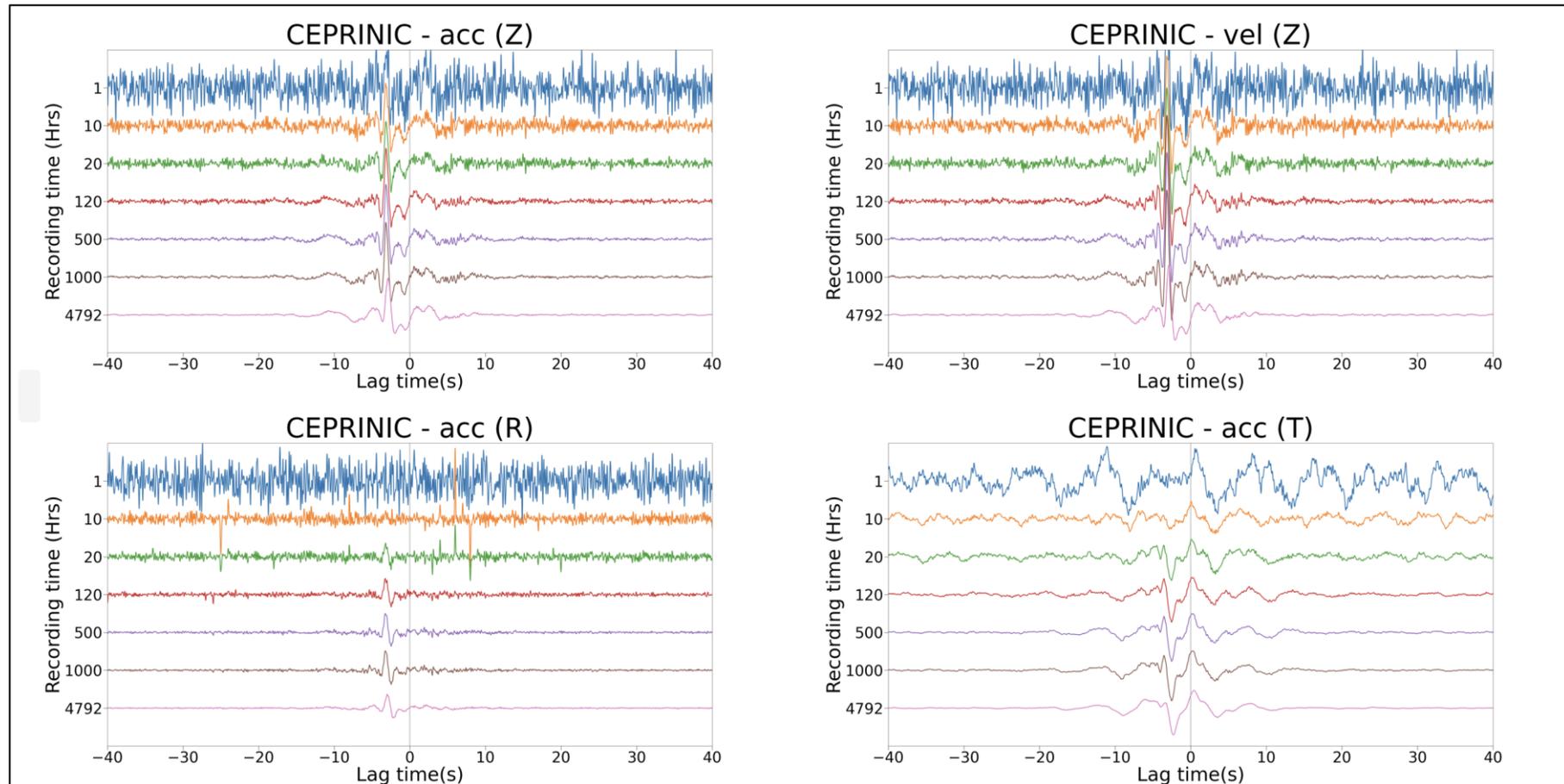
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CEPRCISM).



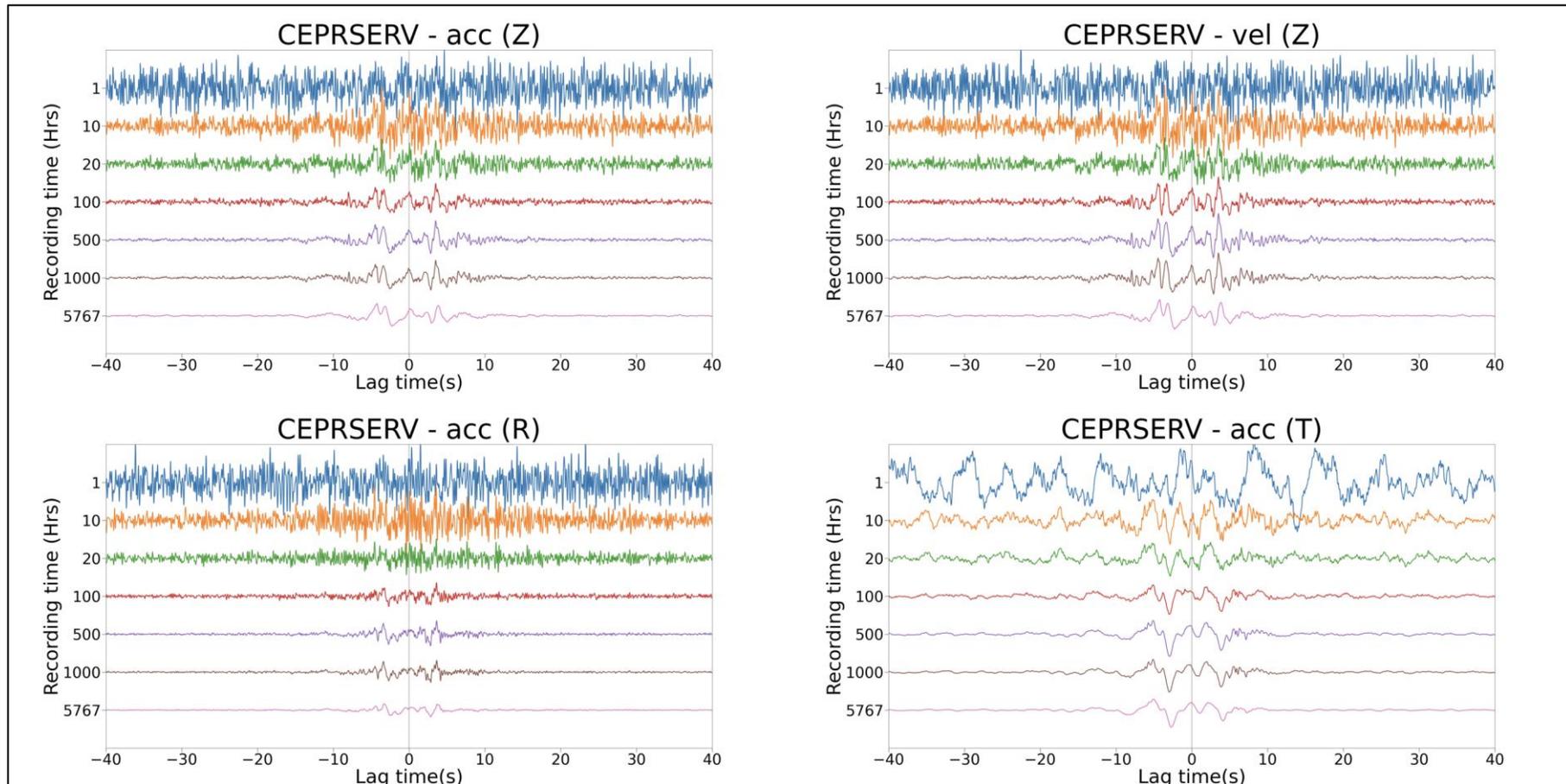
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CEPRDIHN).



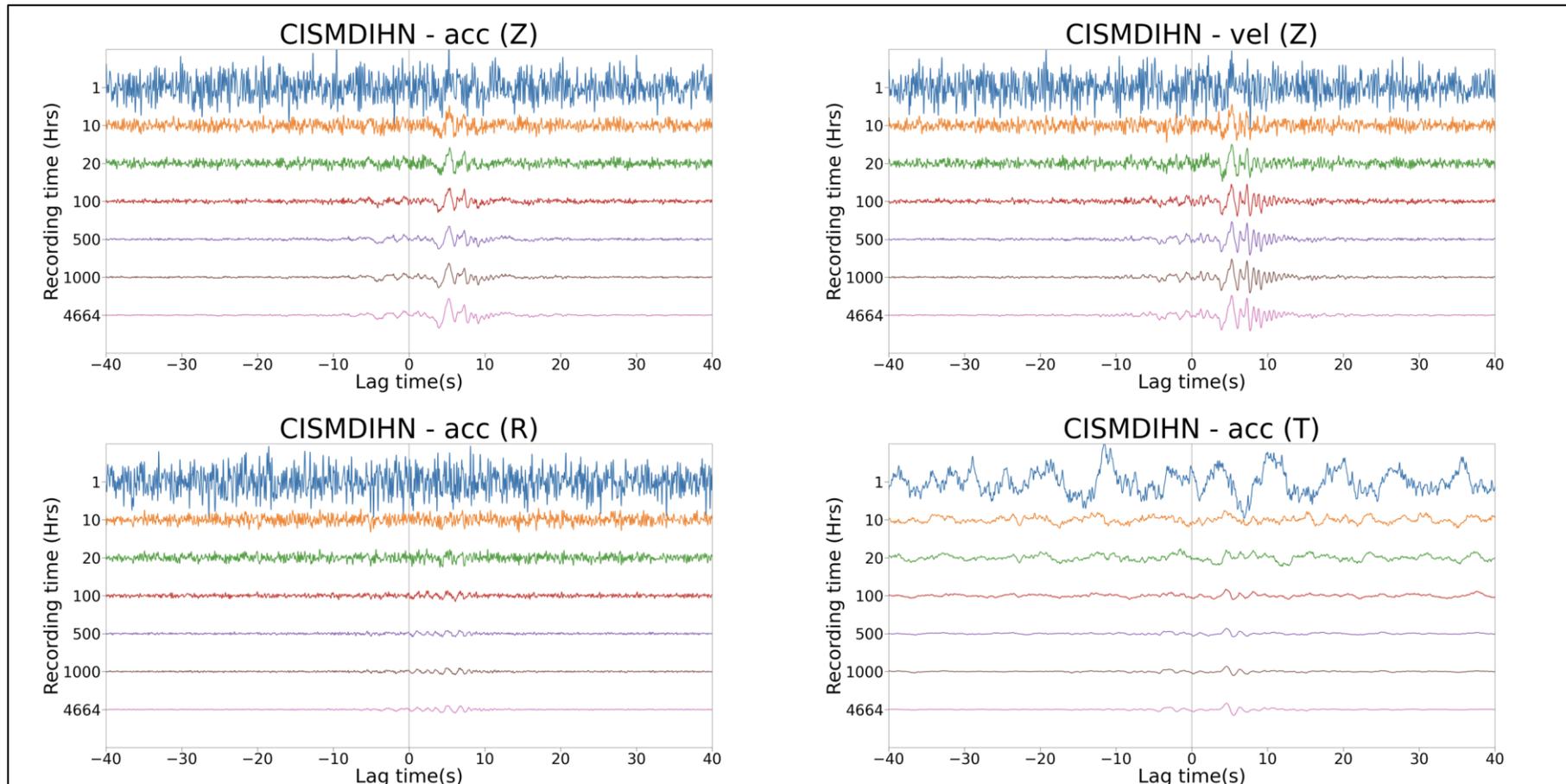
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CEPRIMCA).



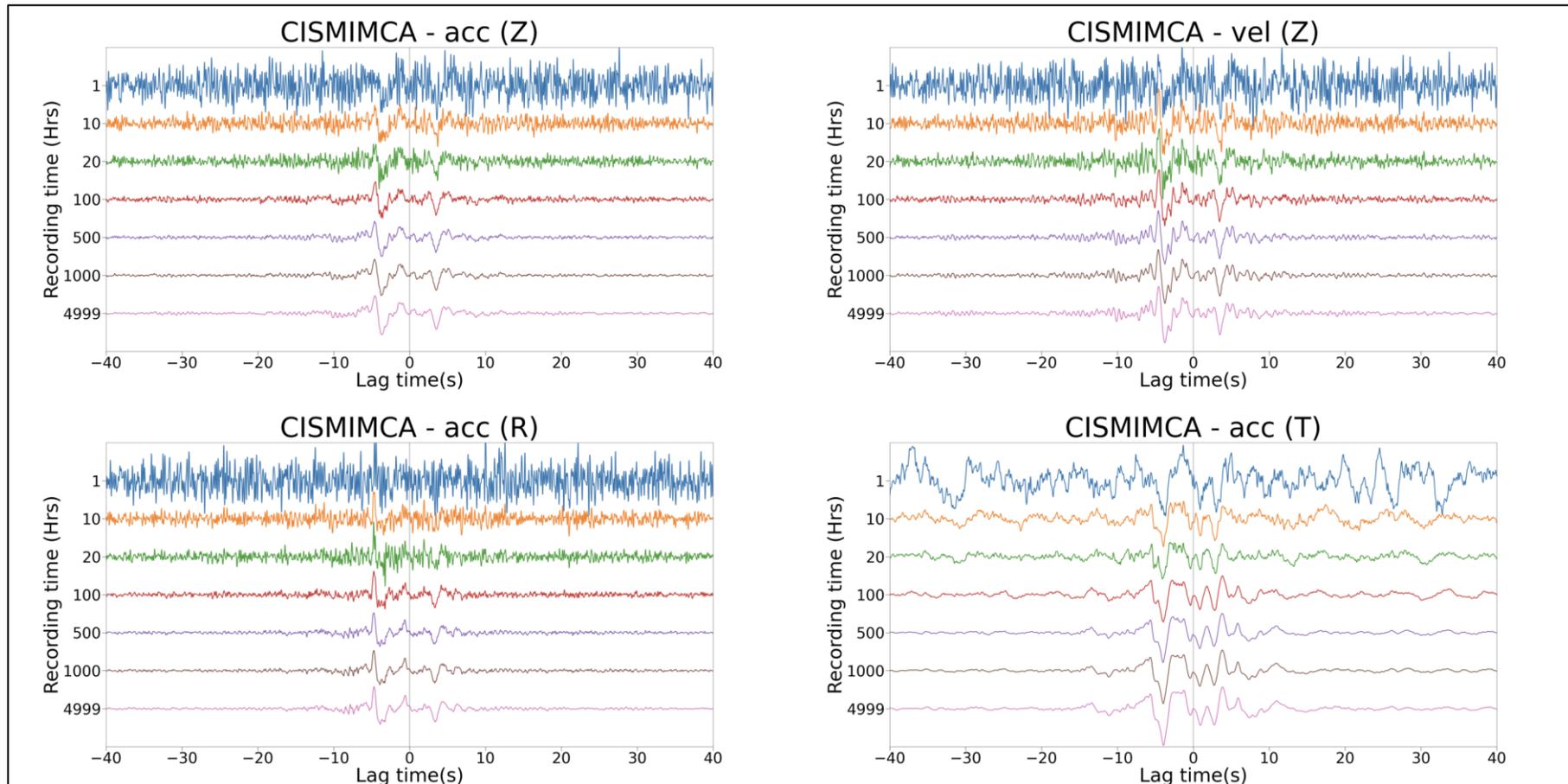
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CEPRINIC).



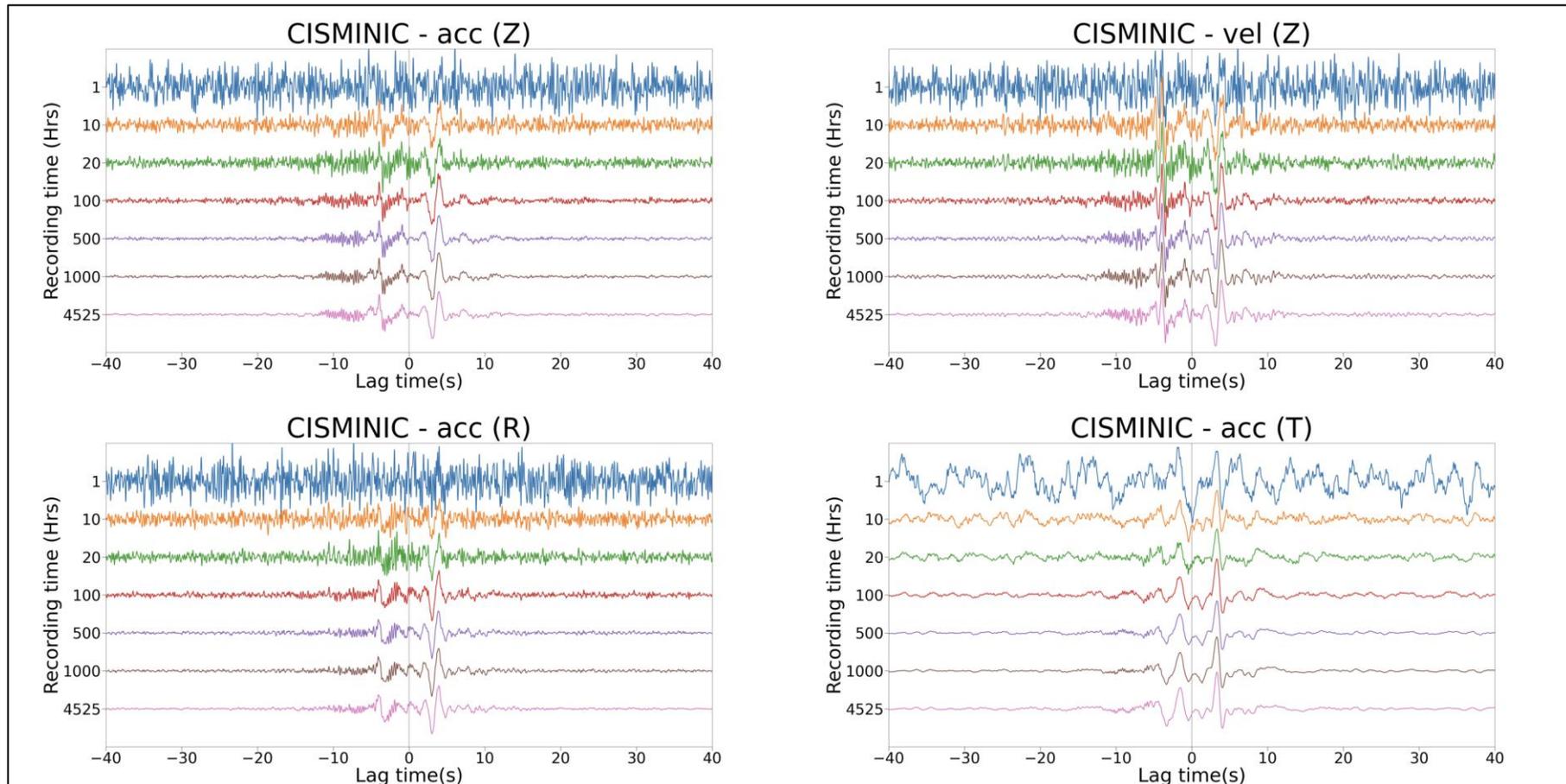
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CEPRSERV).



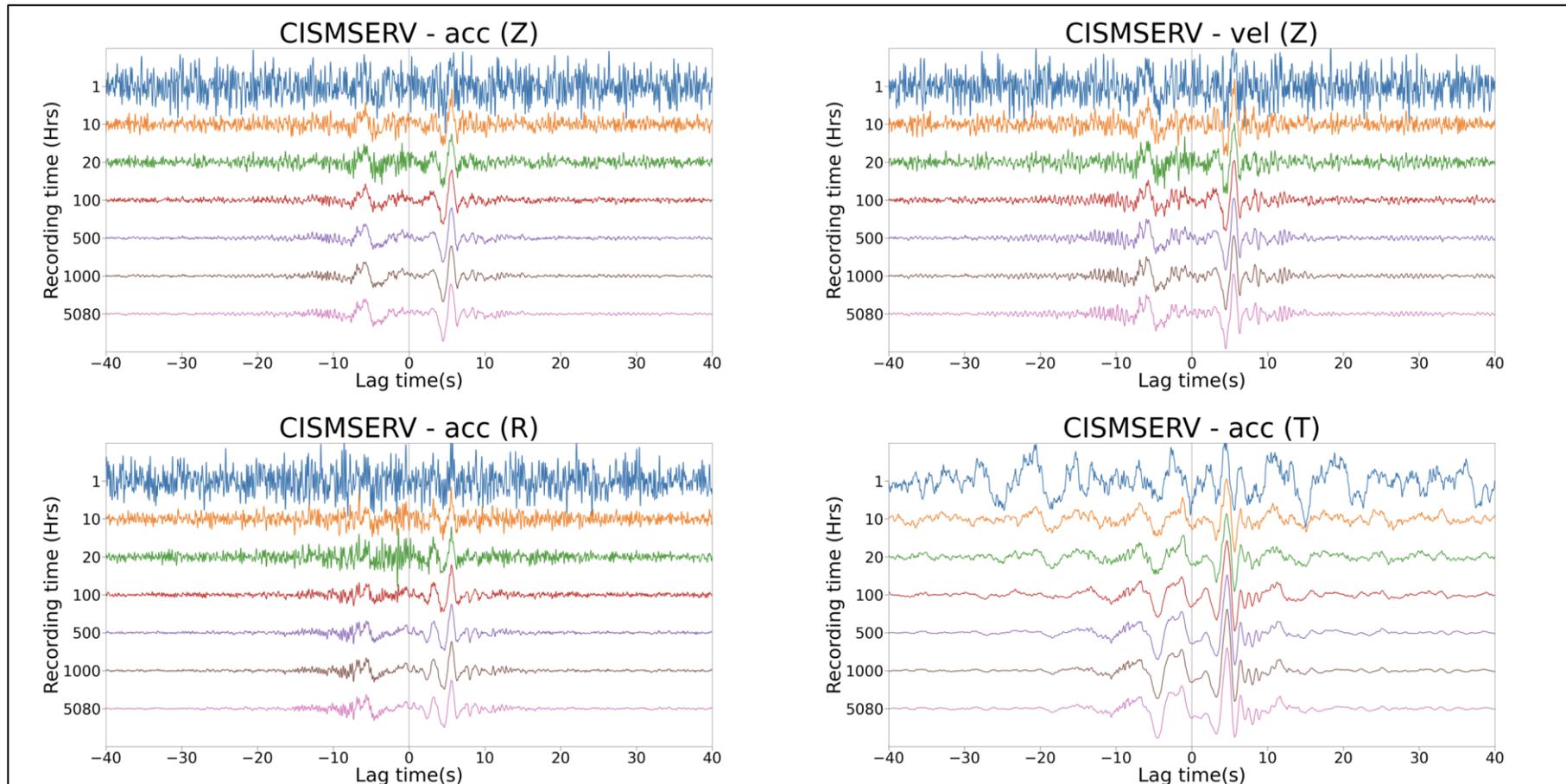
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CISMDIHN).



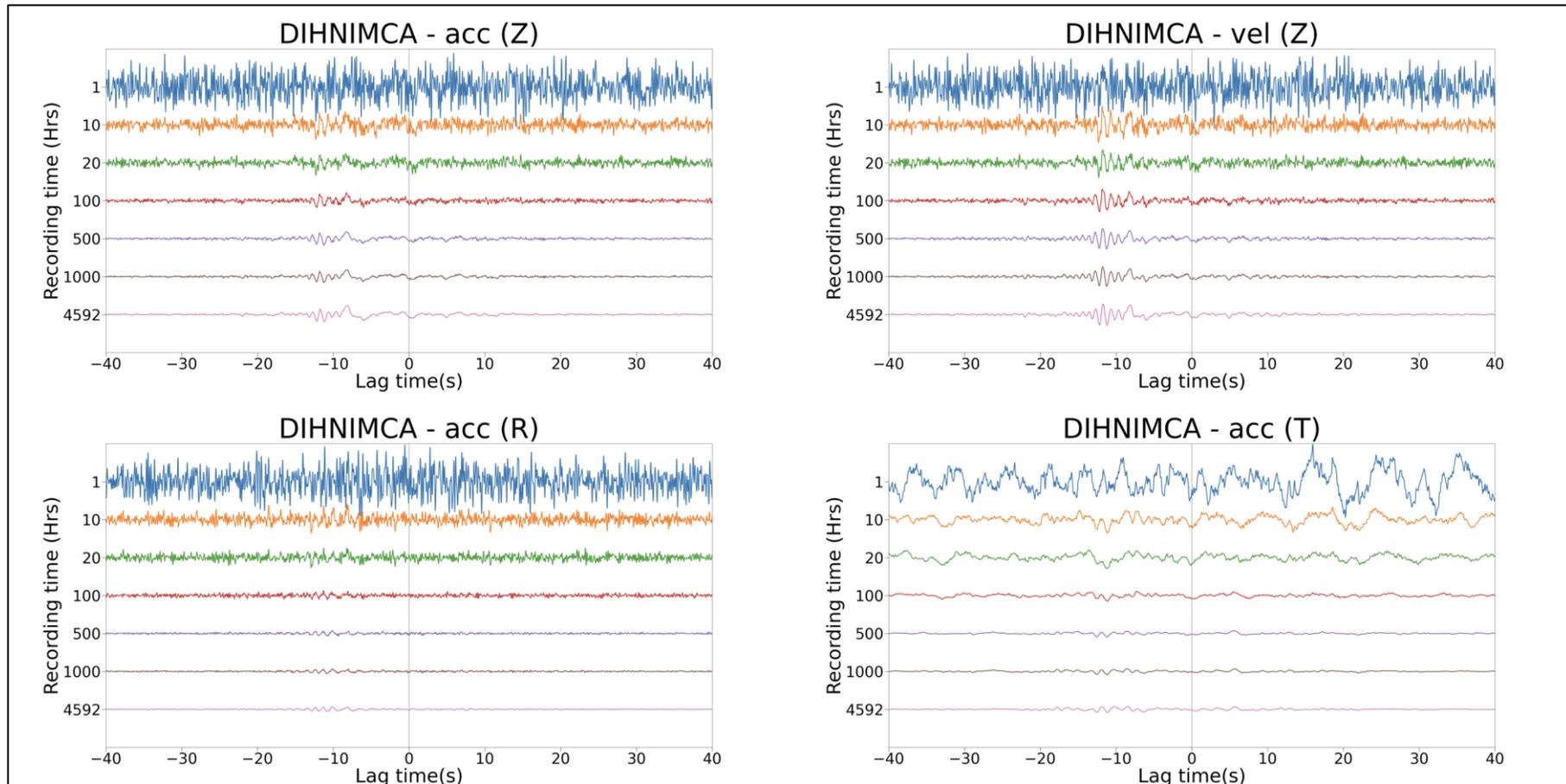
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CISMIMCA).



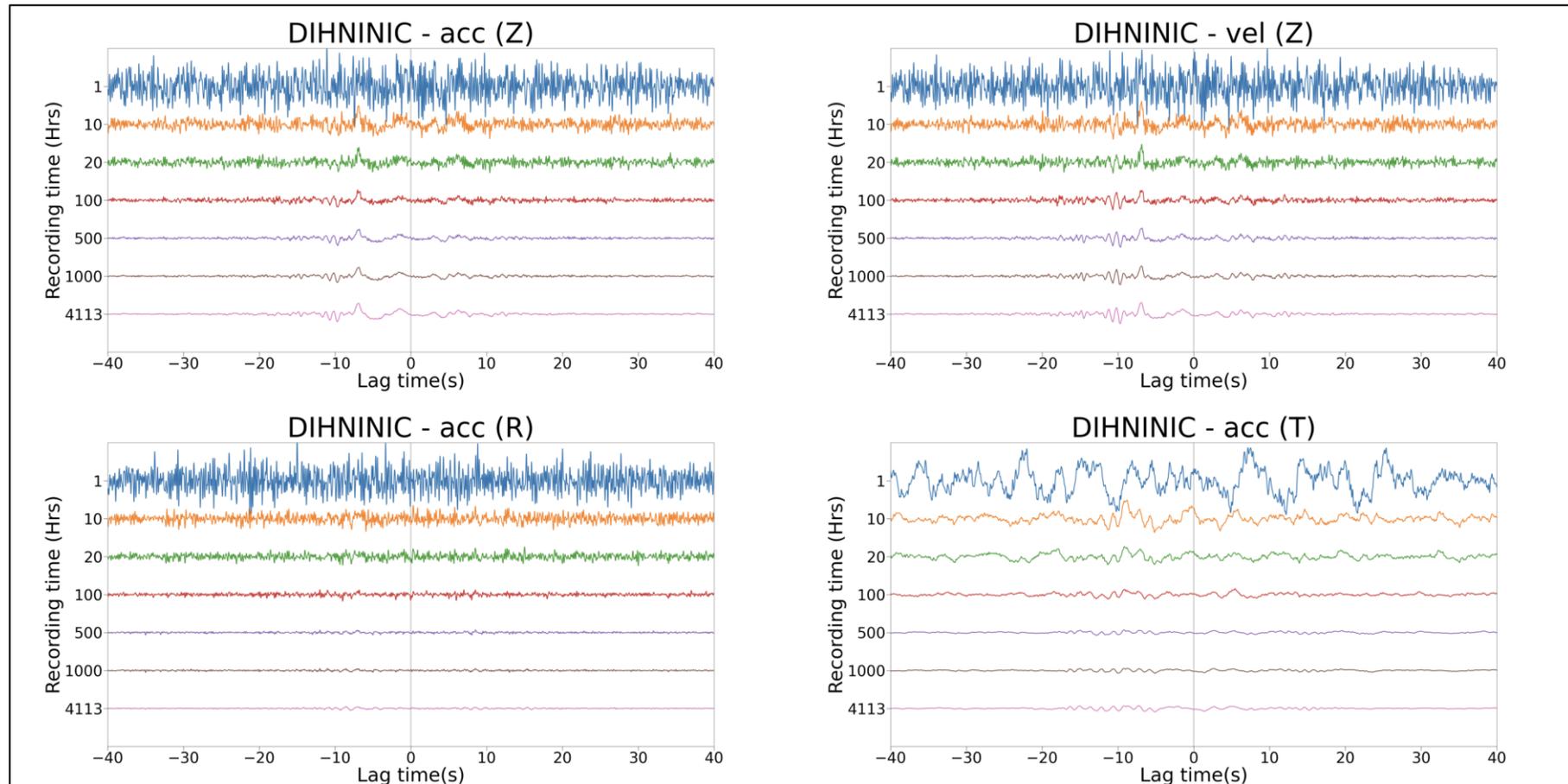
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CISMNIC).



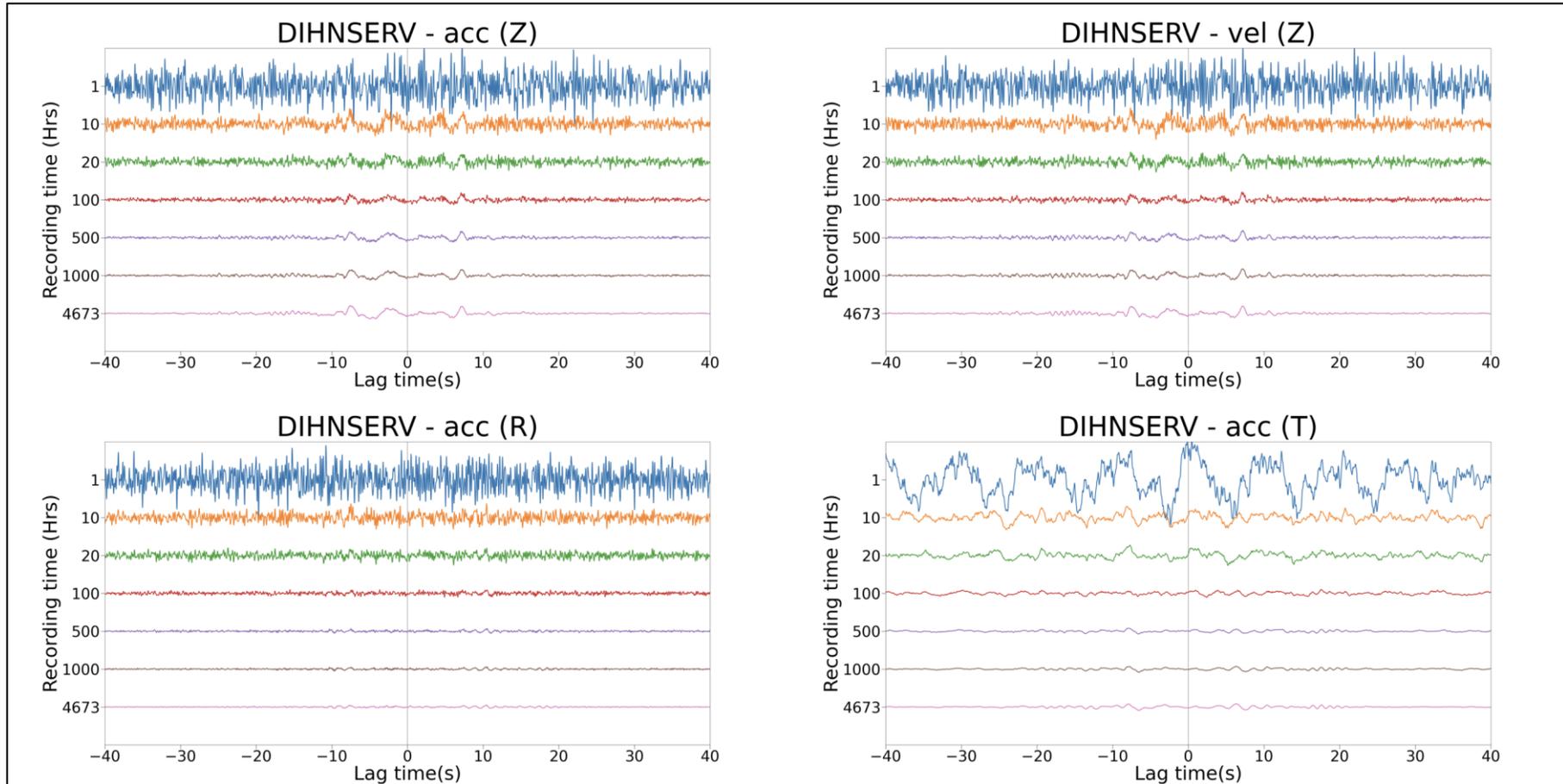
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones CISM SERV).



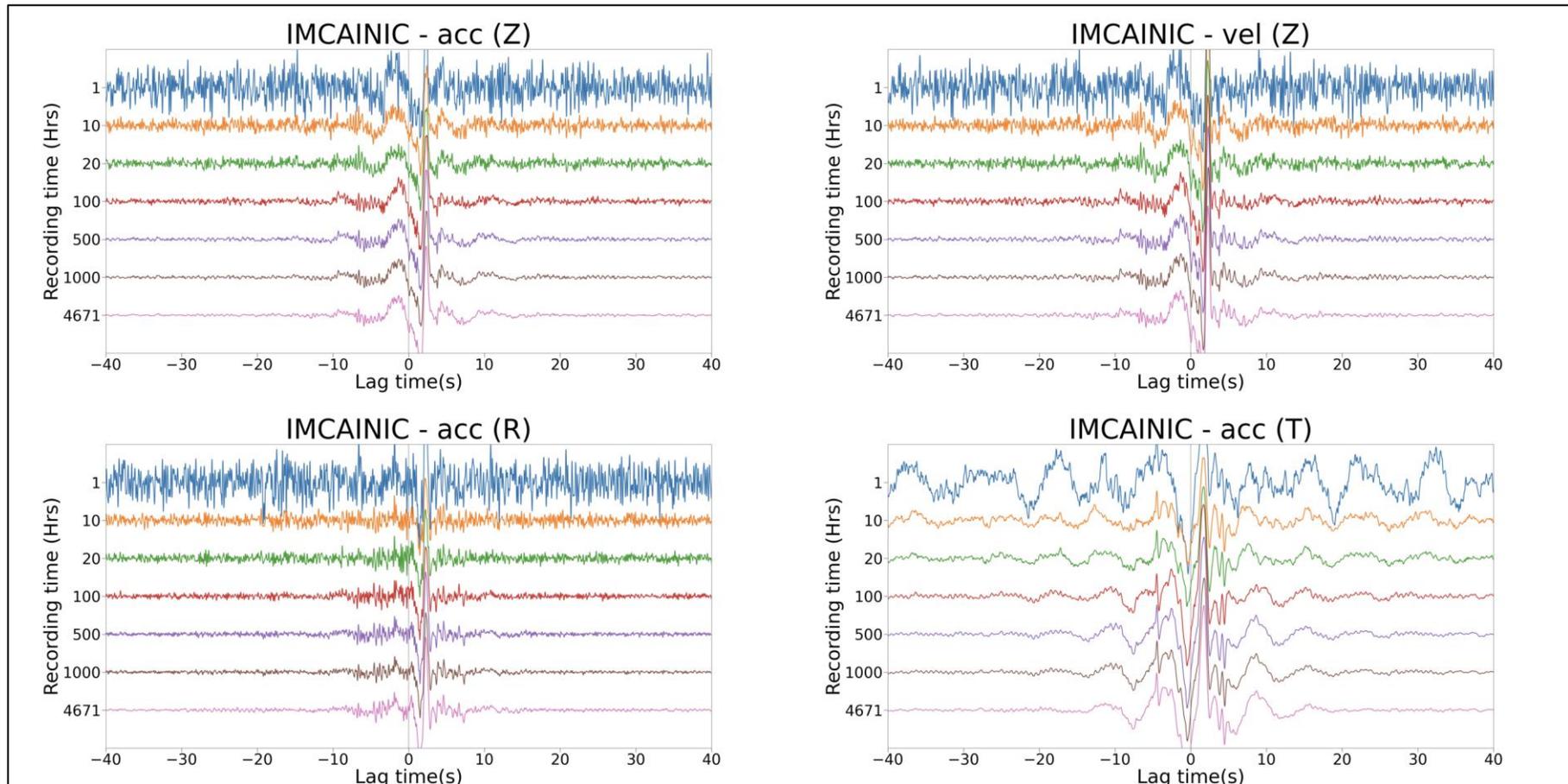
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones DIHNIMCA).



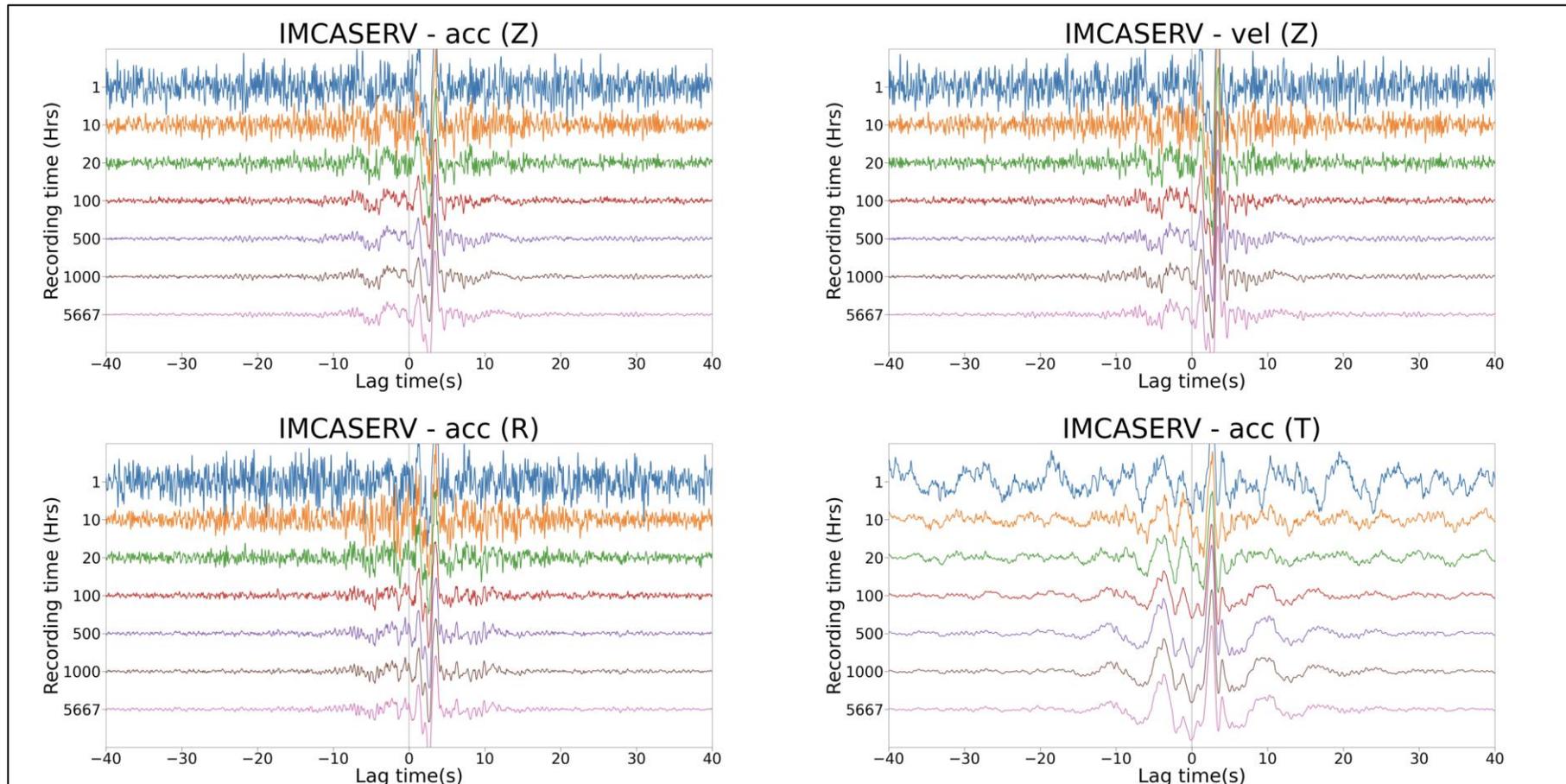
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones DIHNINIC).



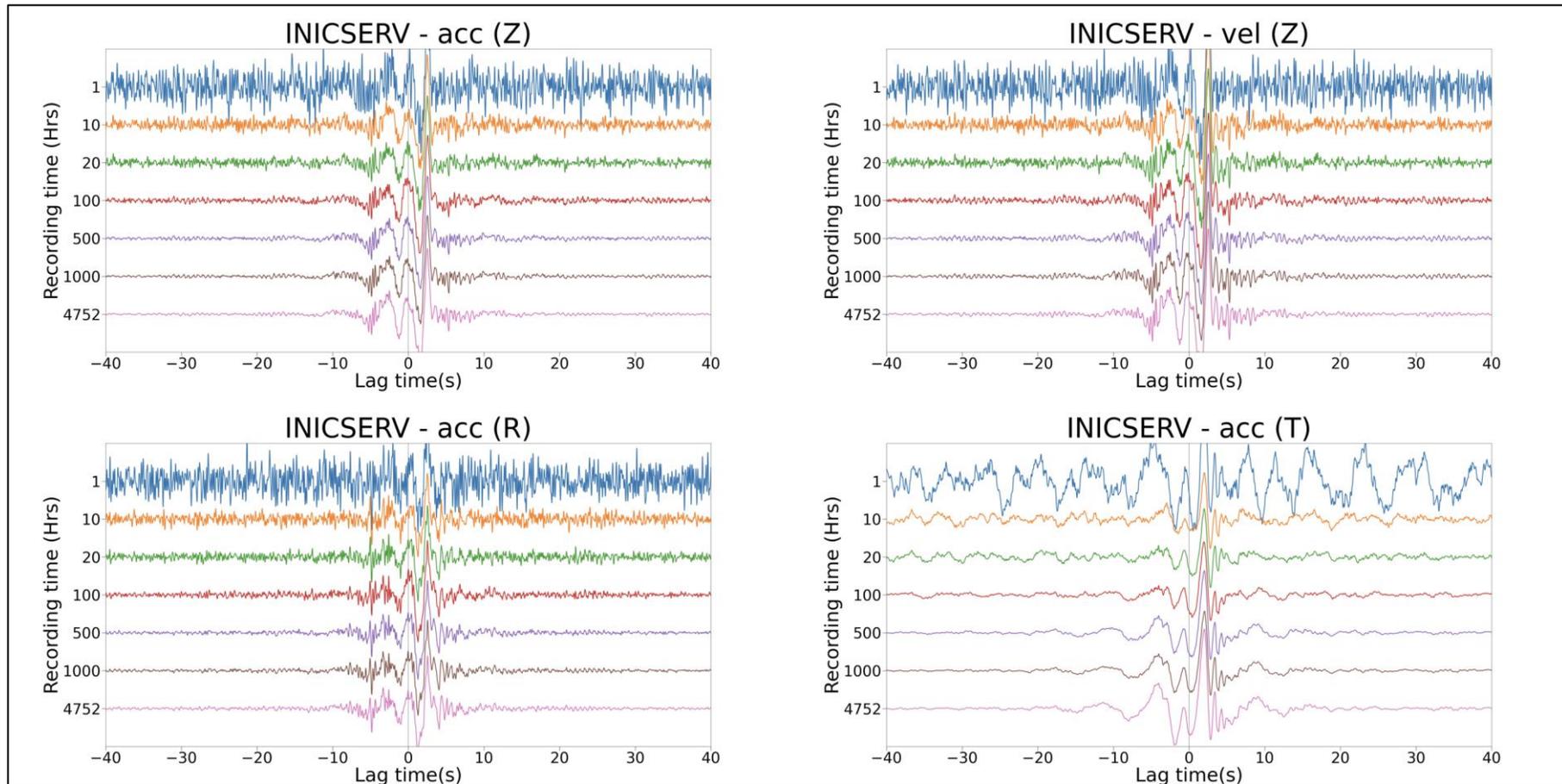
Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones DIHNSERV).



Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones IMCAINIC).

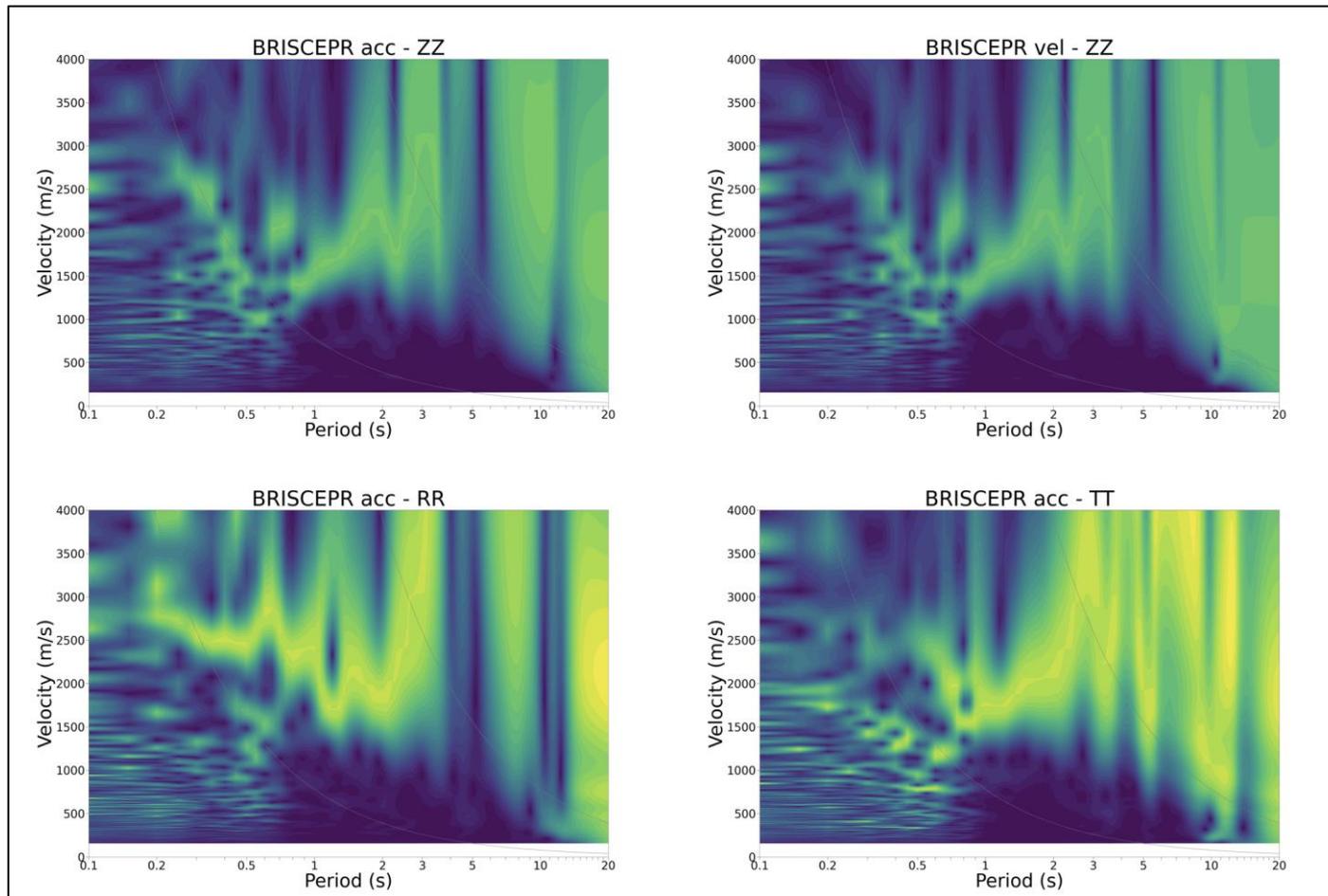


Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones IMCASERV).

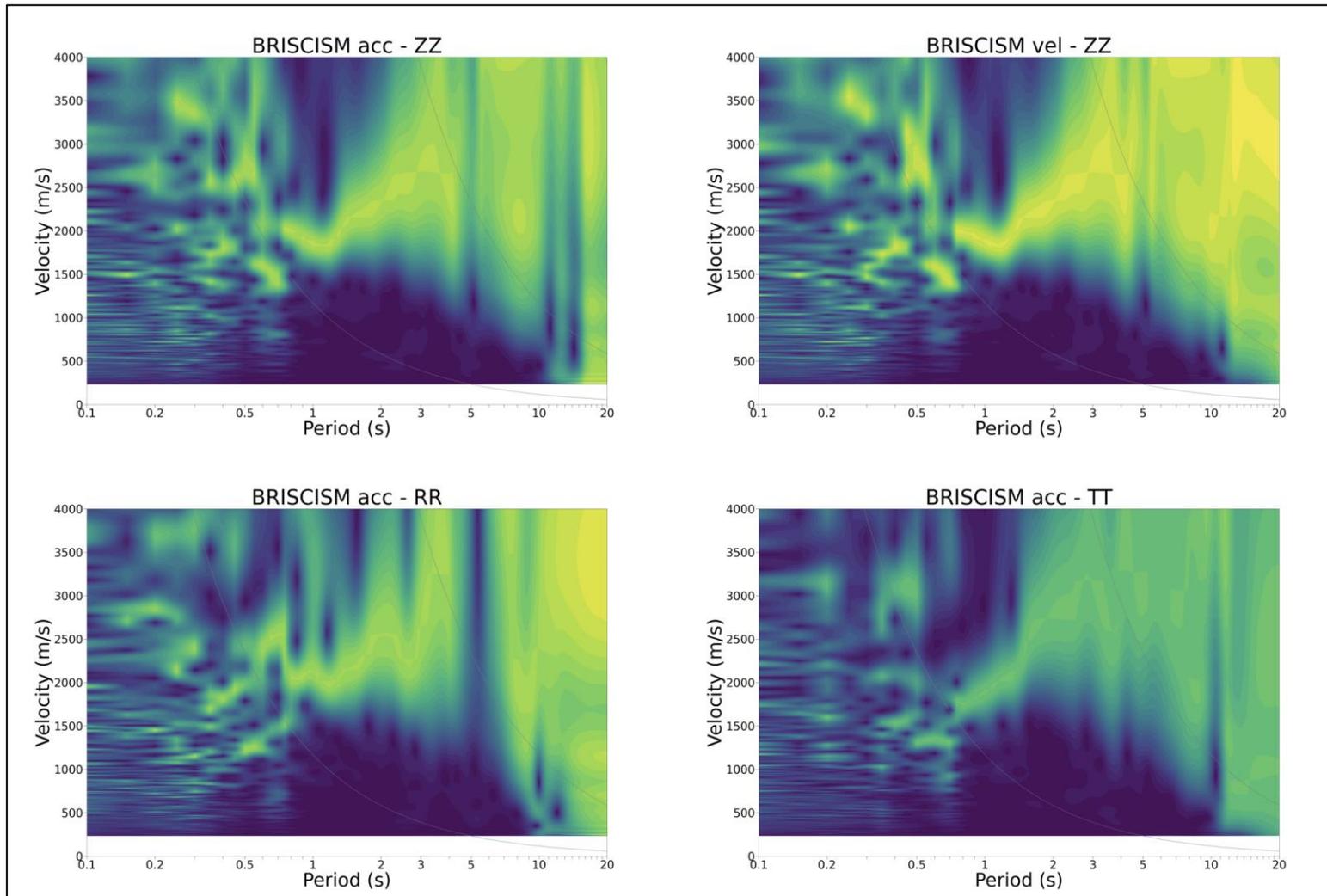


Variación de las funciones de correlación cruzada en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) en el tiempo (estaciones INICSERV).

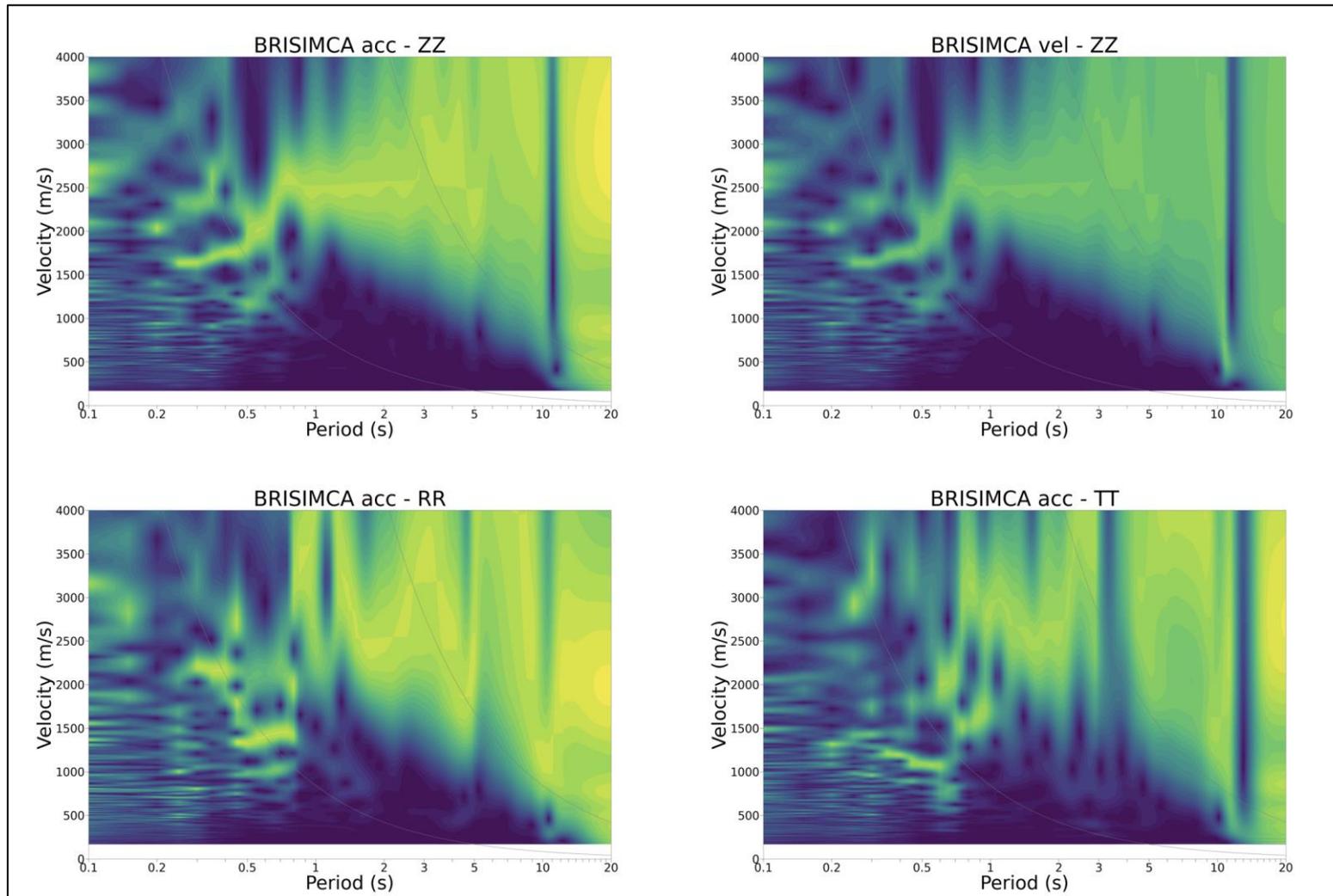
ANEXO IV: DISPERSIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES



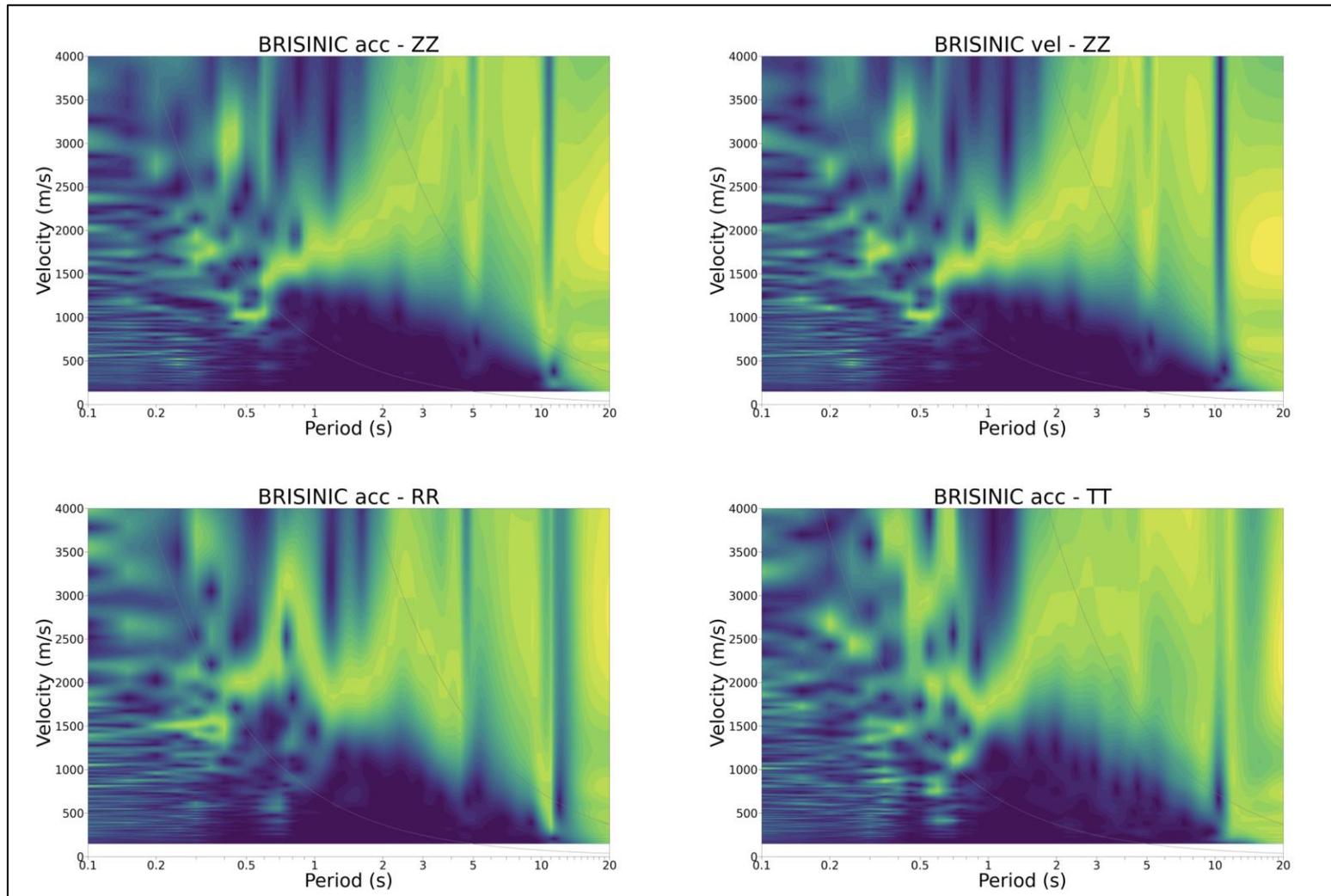
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de BRISCEPR.



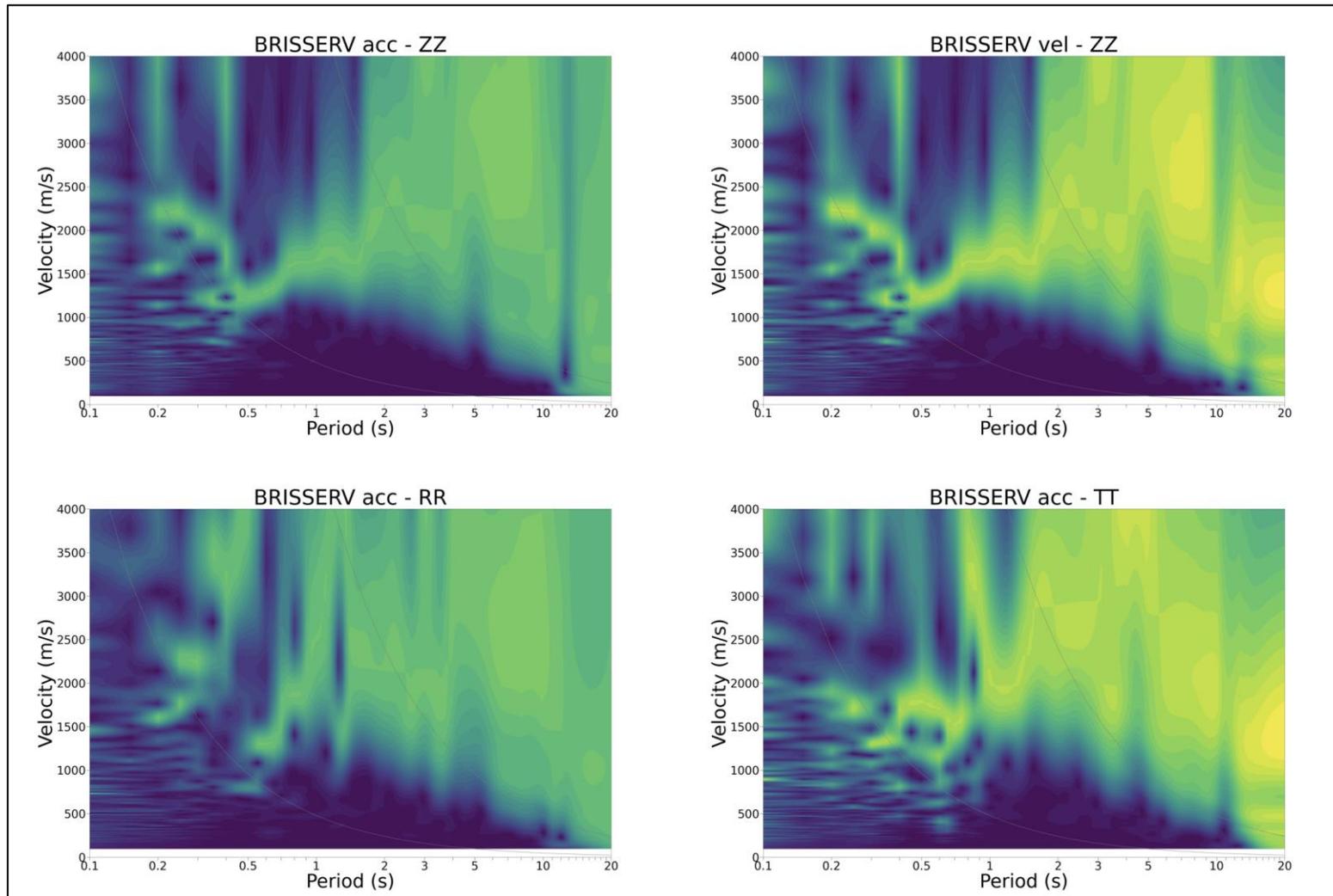
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de BRISCISM.



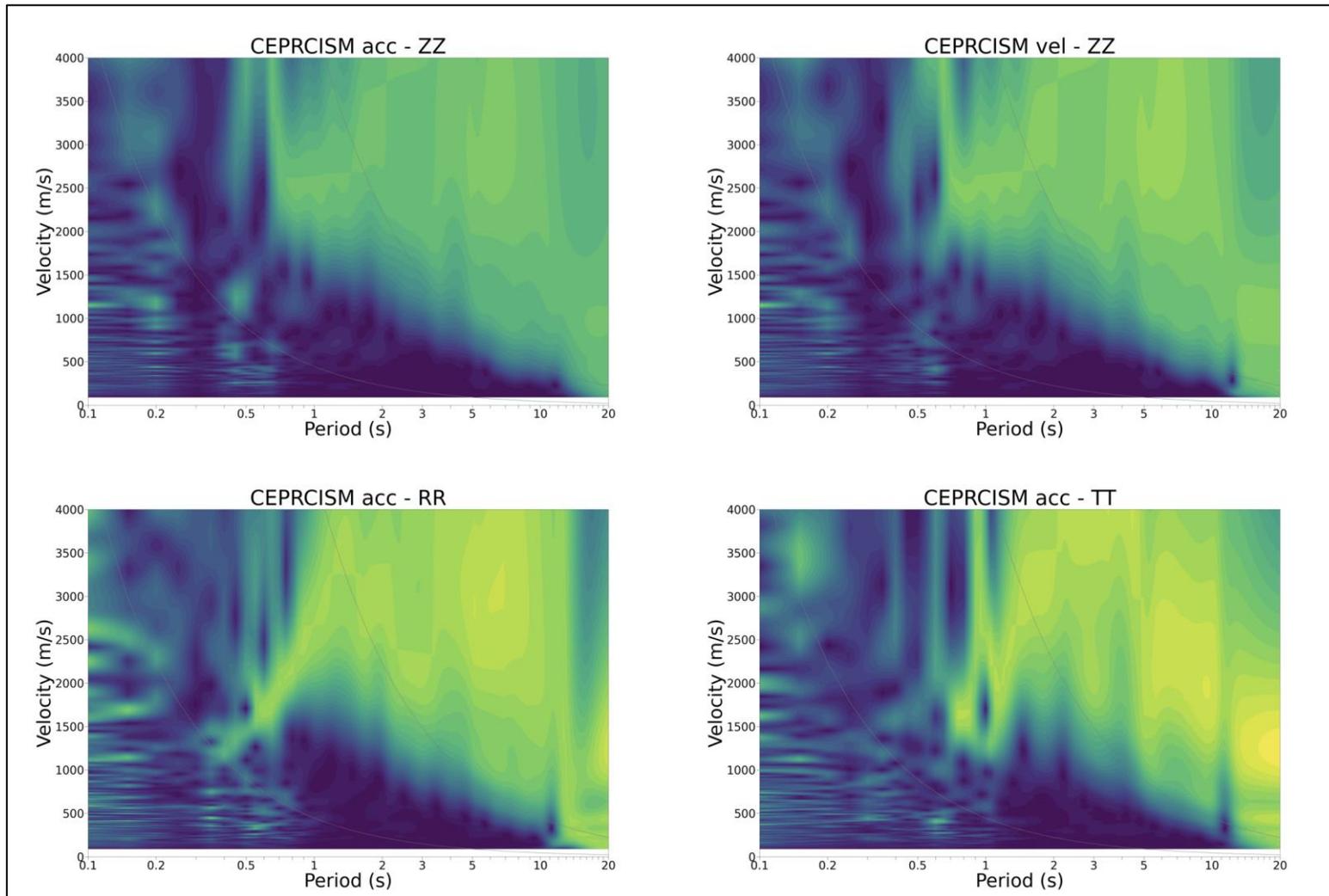
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de BRISIMCA.



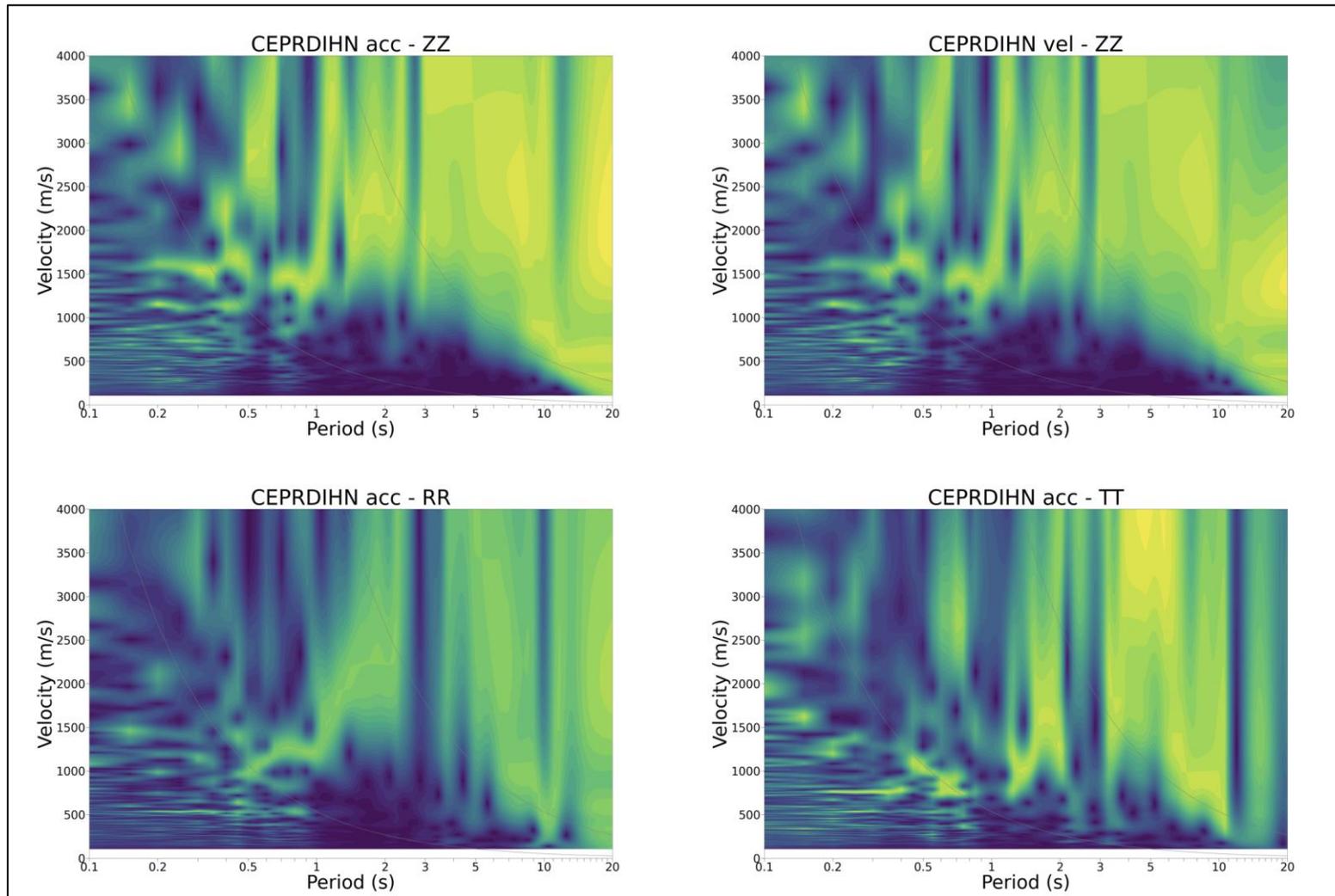
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de BRISINIC.



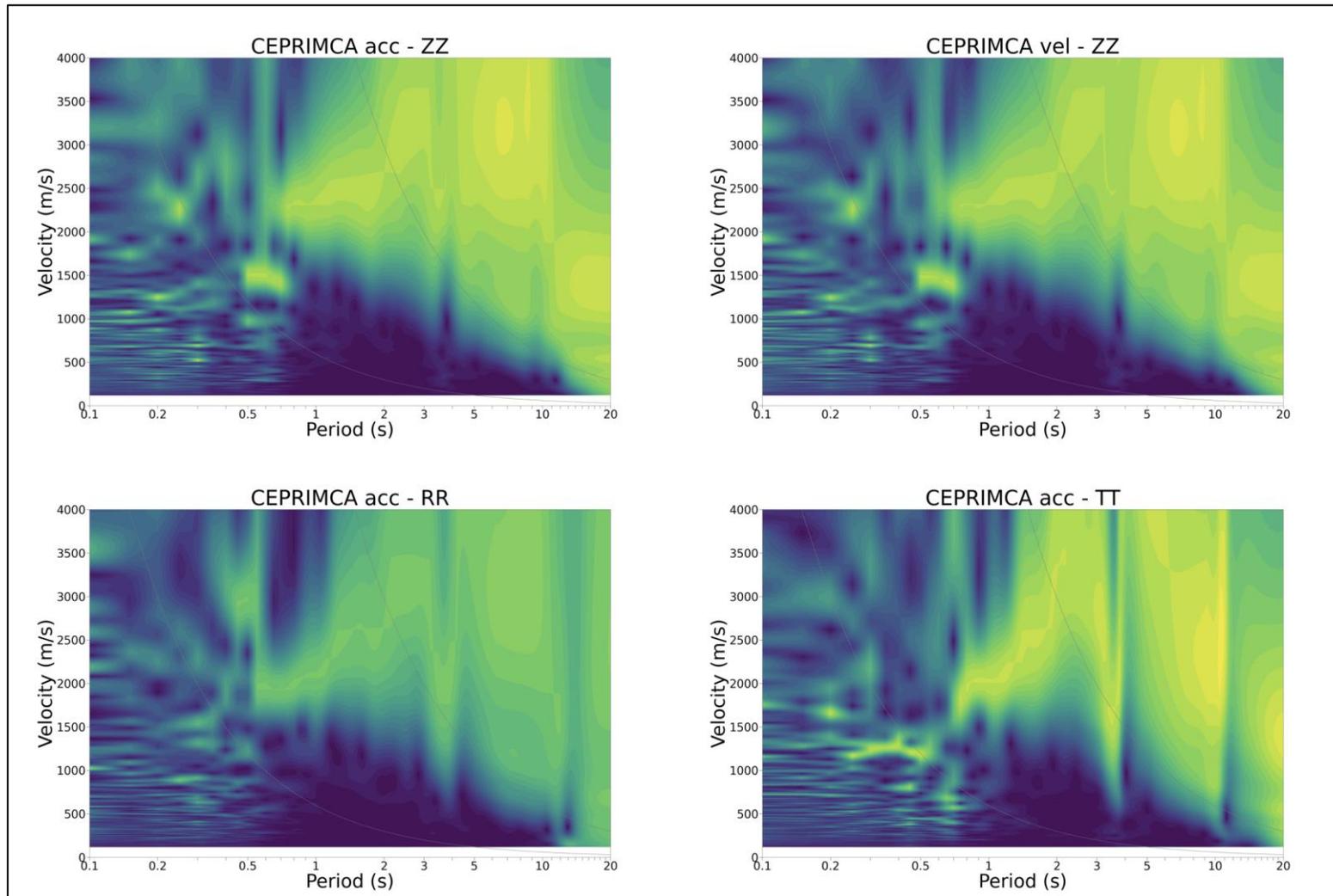
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de BRISSERV.



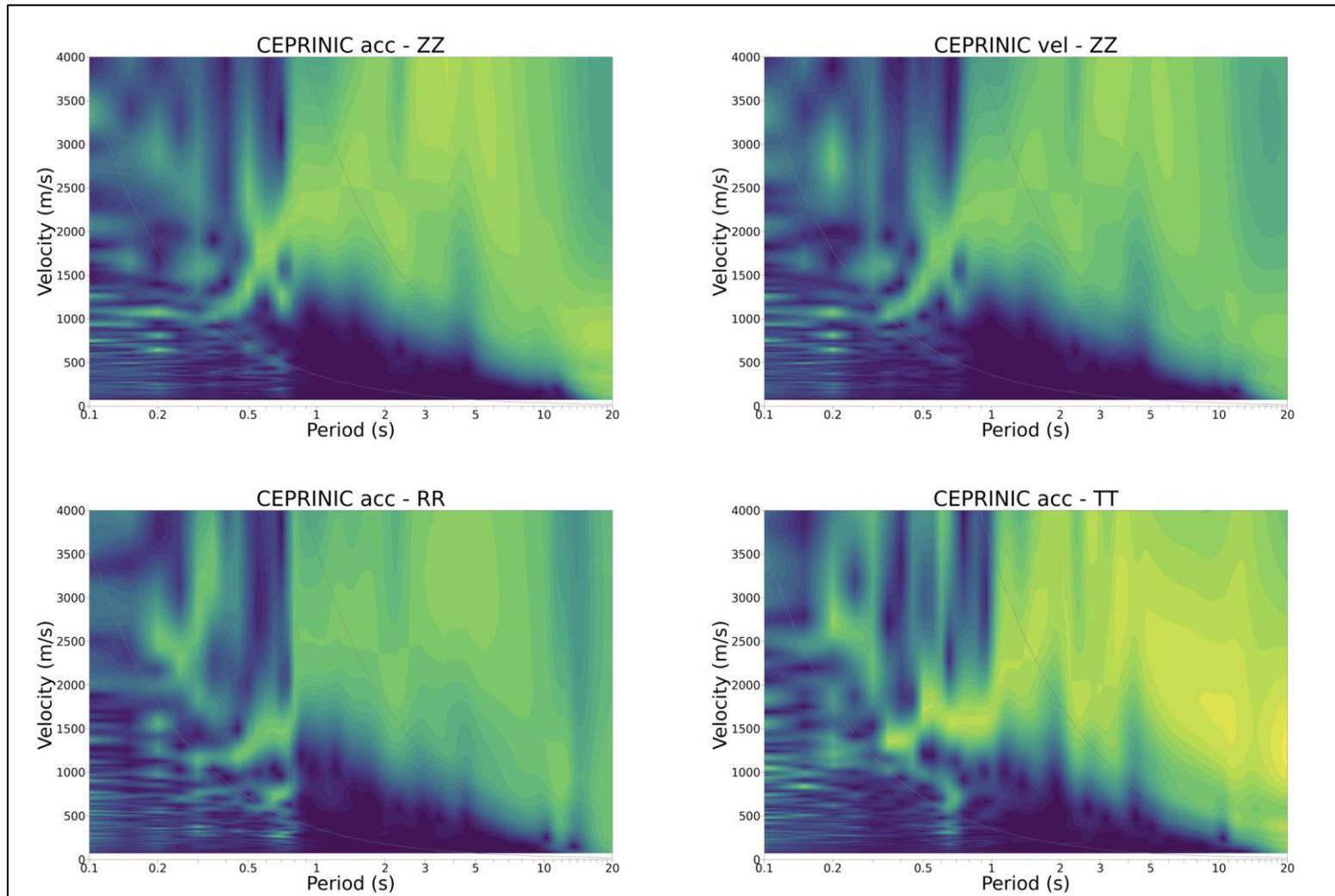
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CEPRCISM.



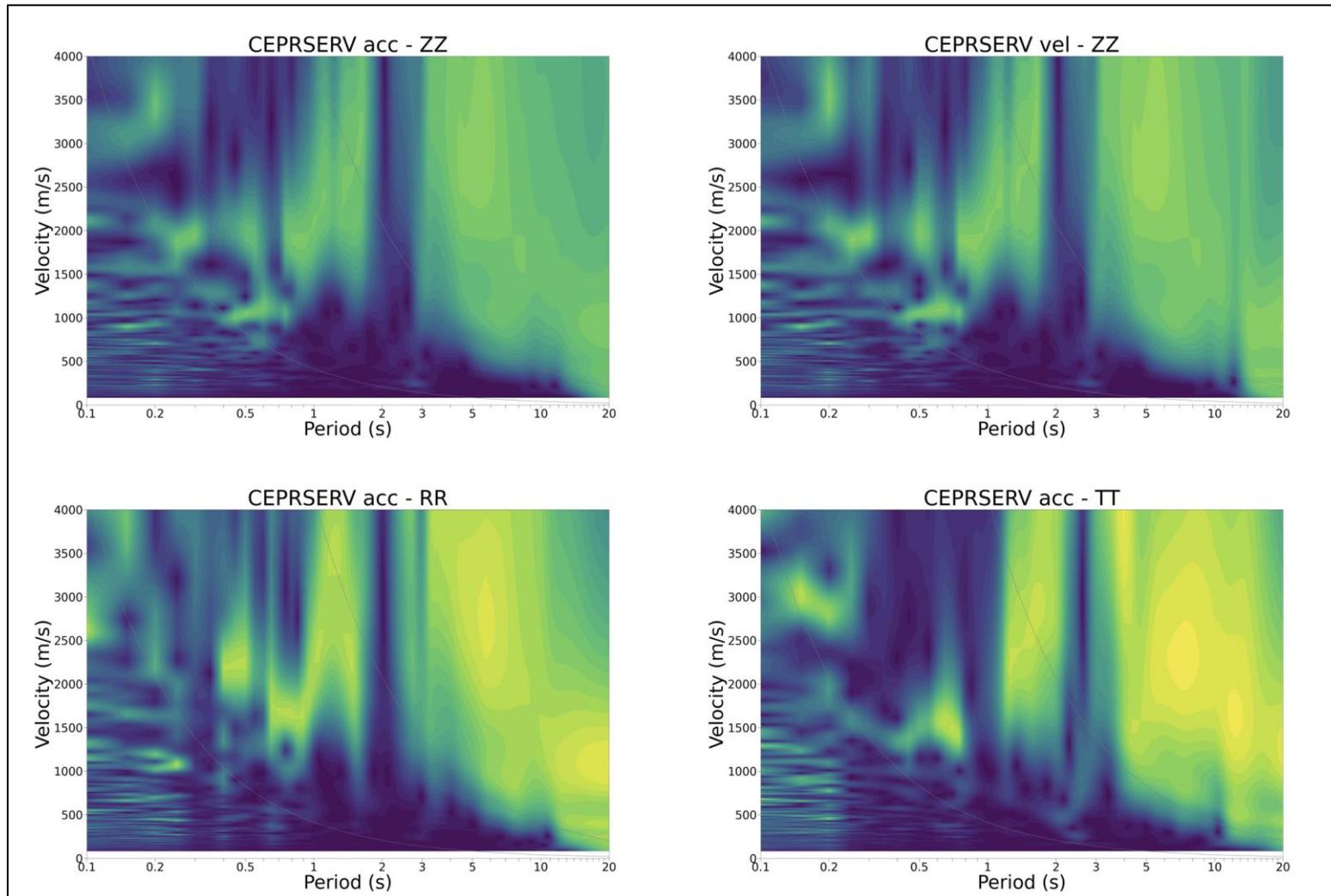
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CEPRDIHN.



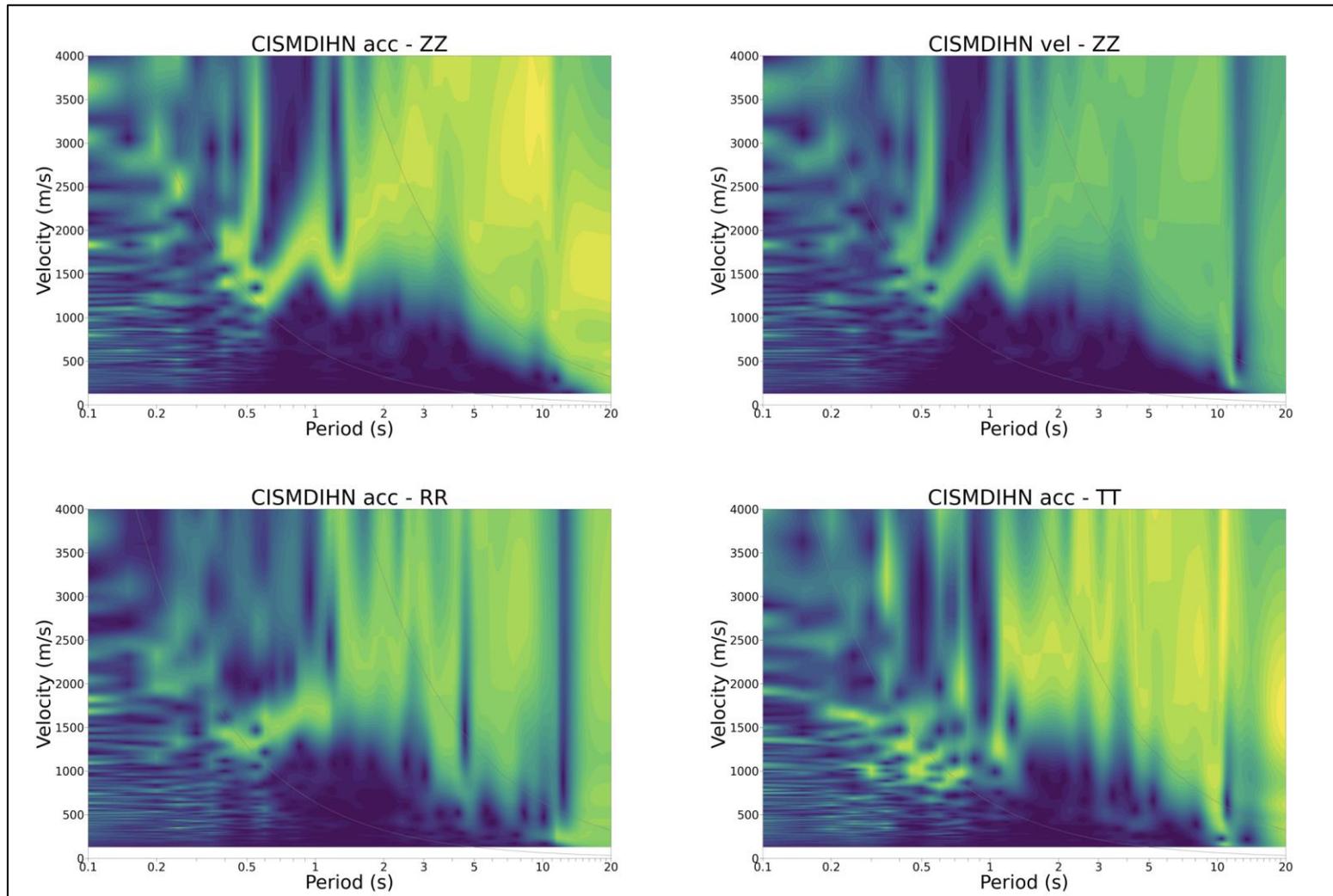
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CEPRIMCA.



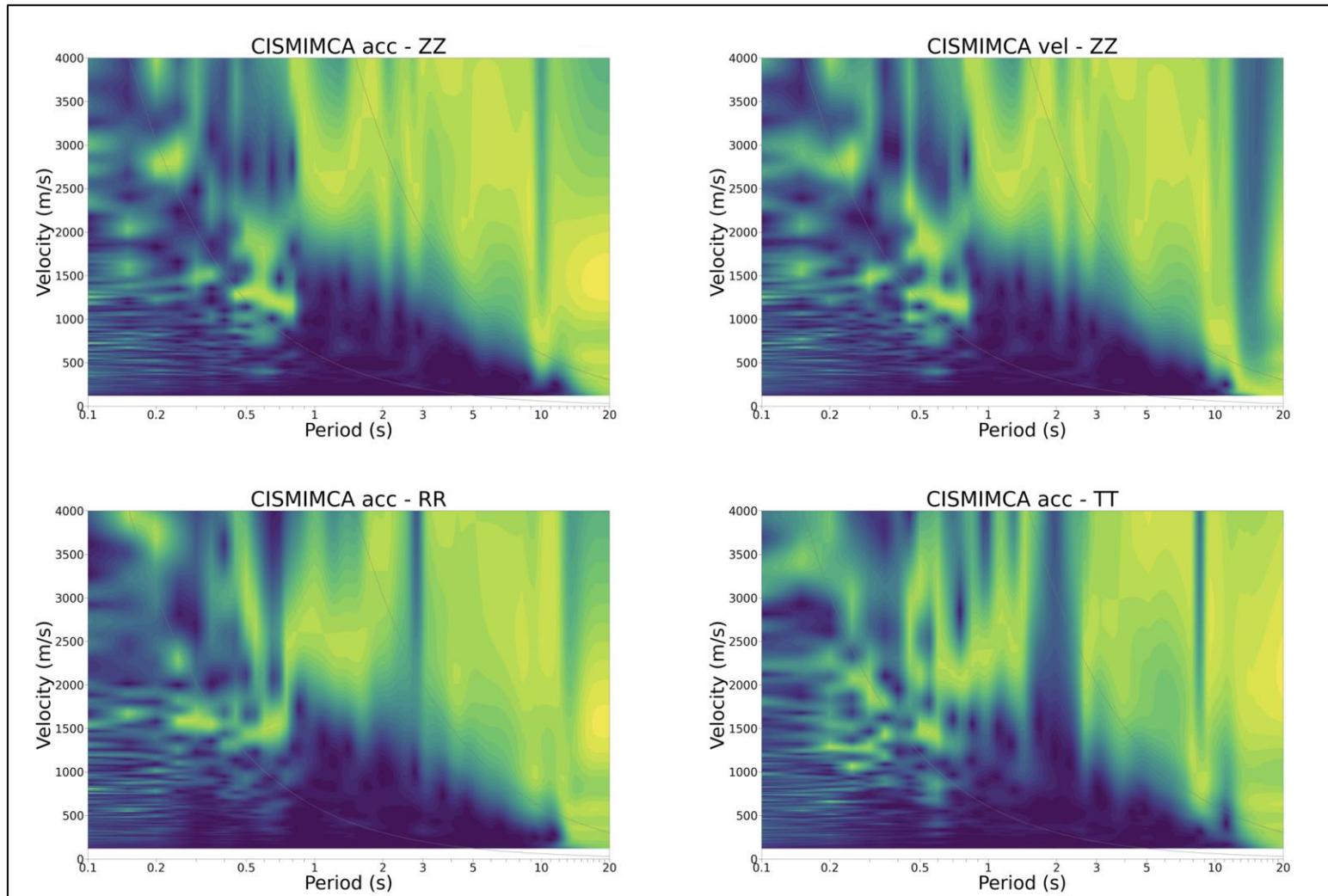
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CEPRINIC.



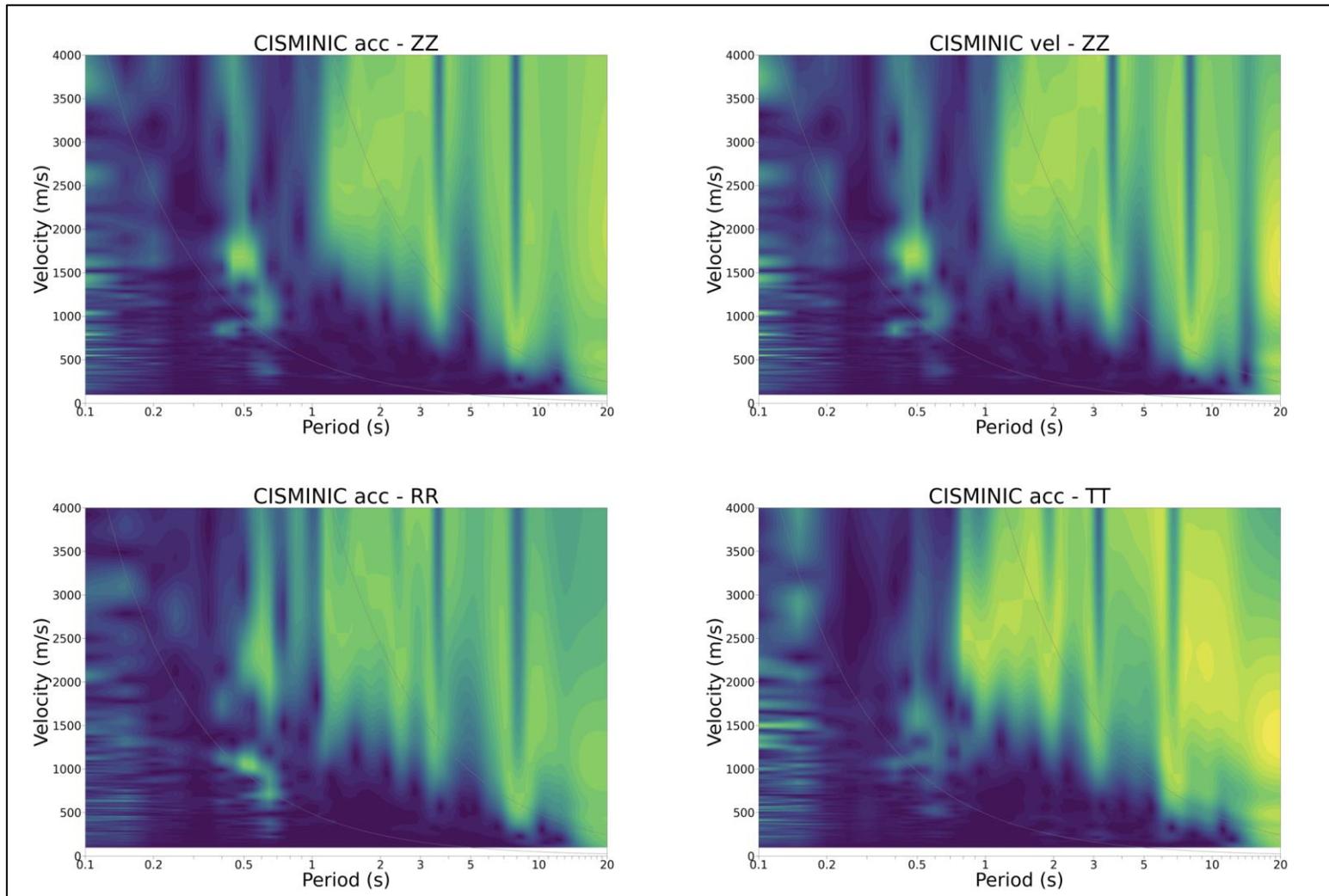
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CEPRSERV.



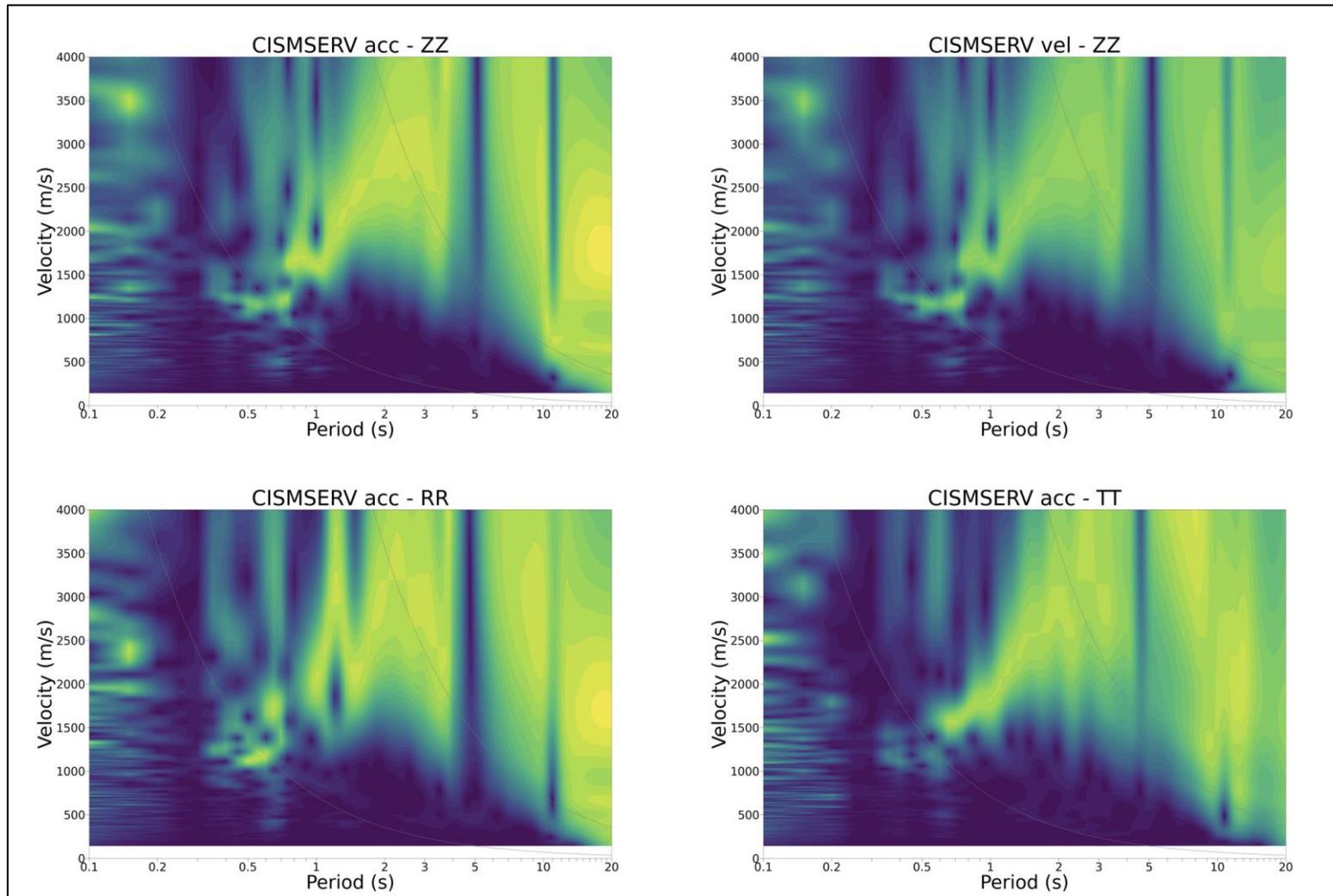
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CISMDIHN.



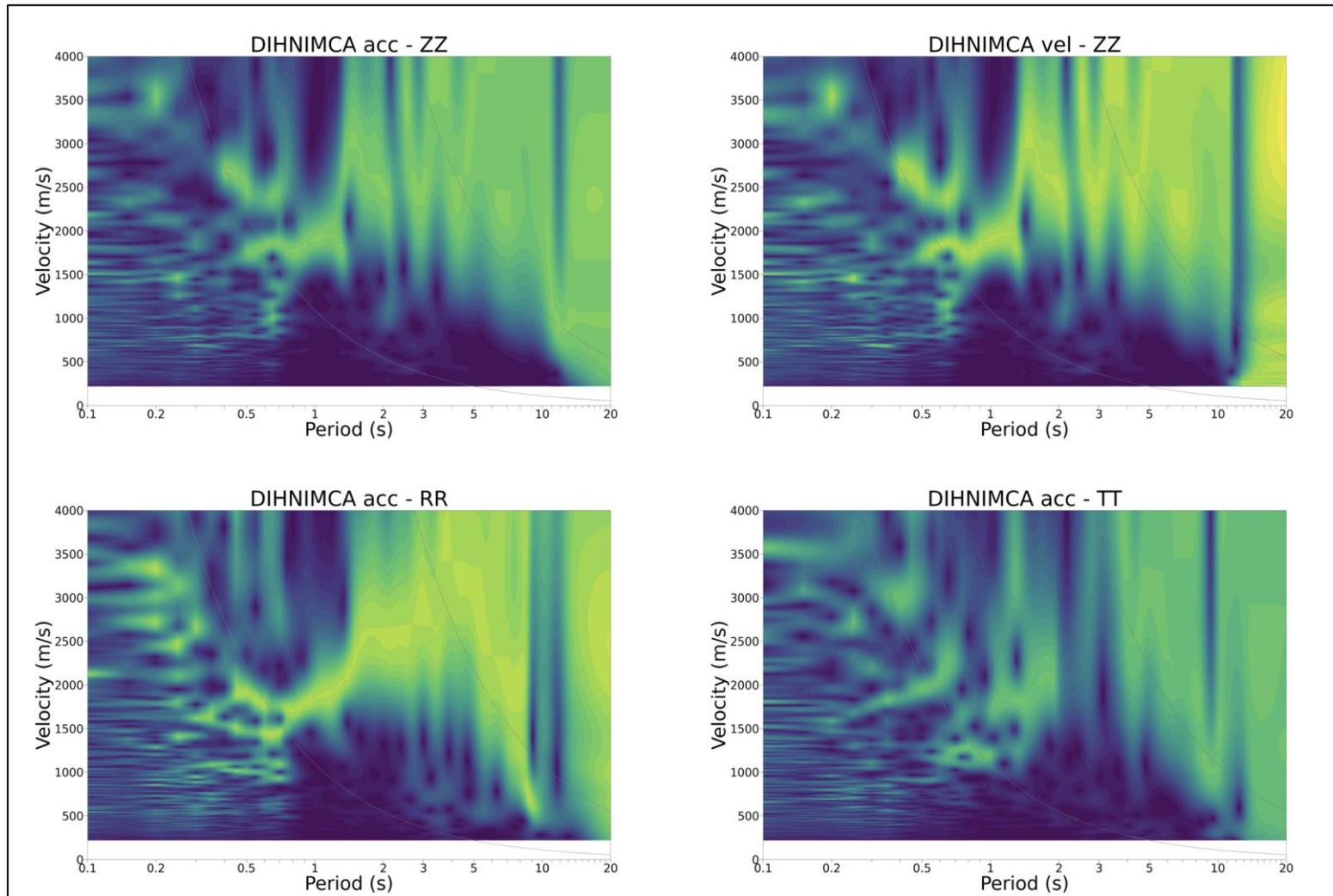
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CISMIMCA.



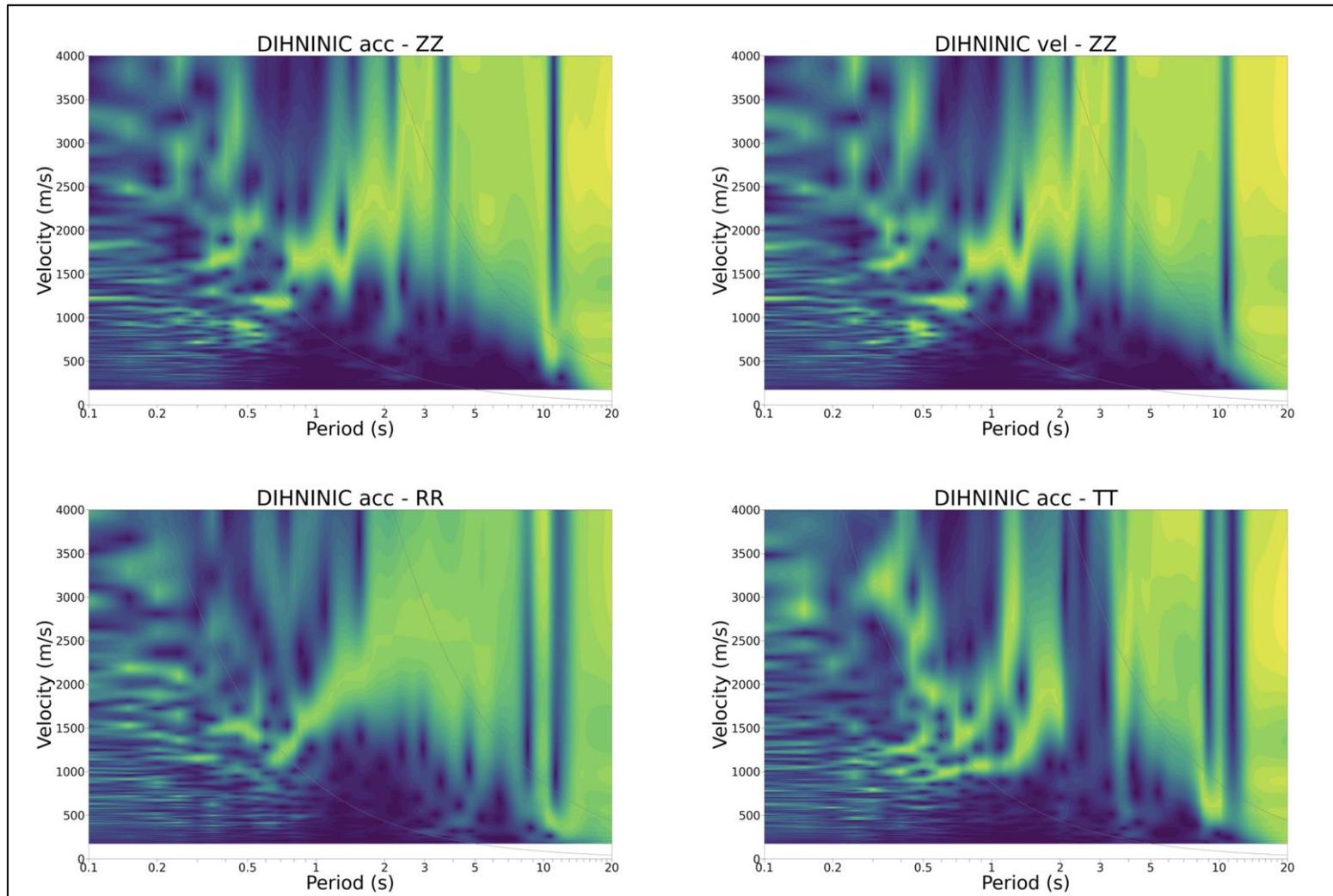
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CISMINEC.



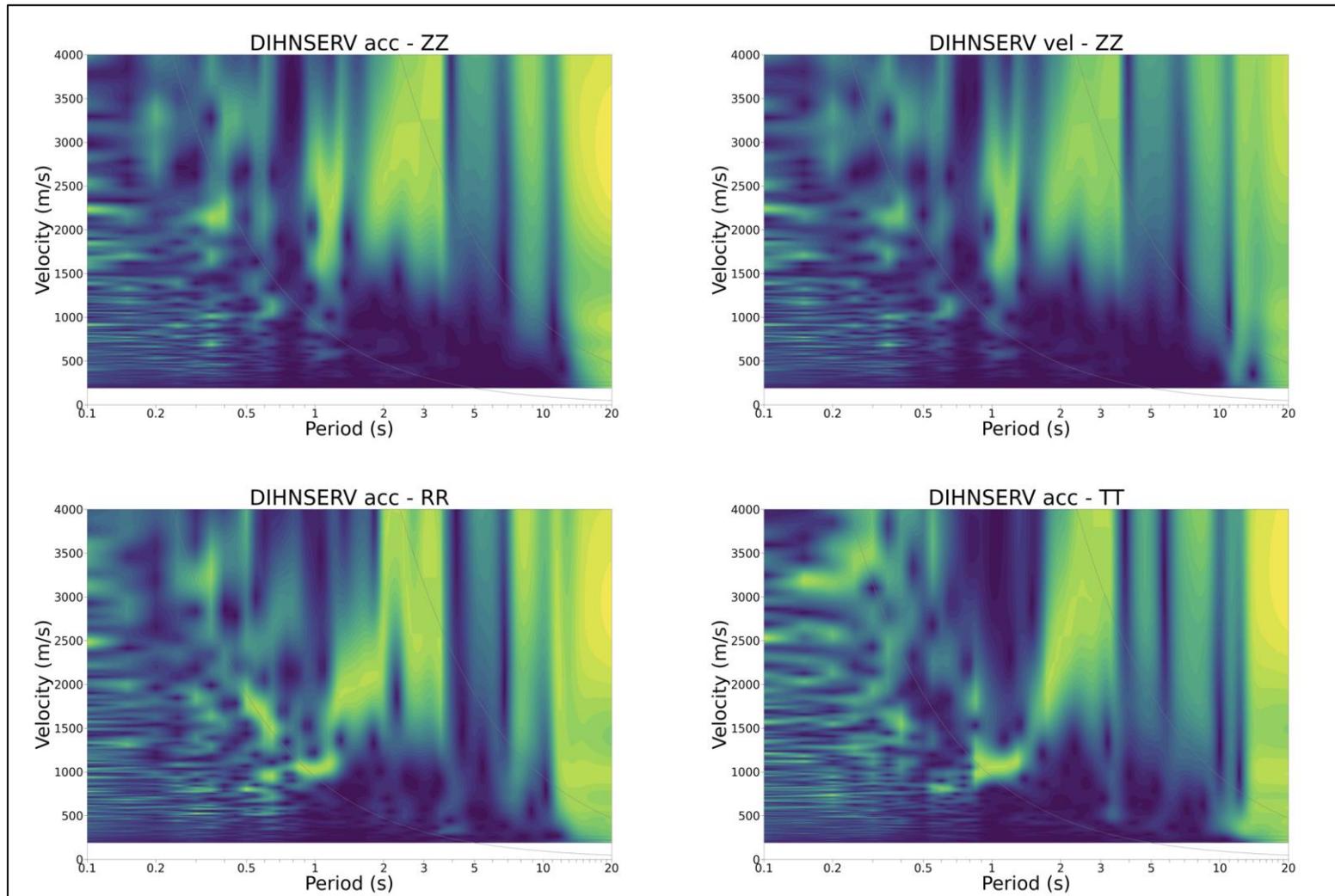
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de CISM SERV.



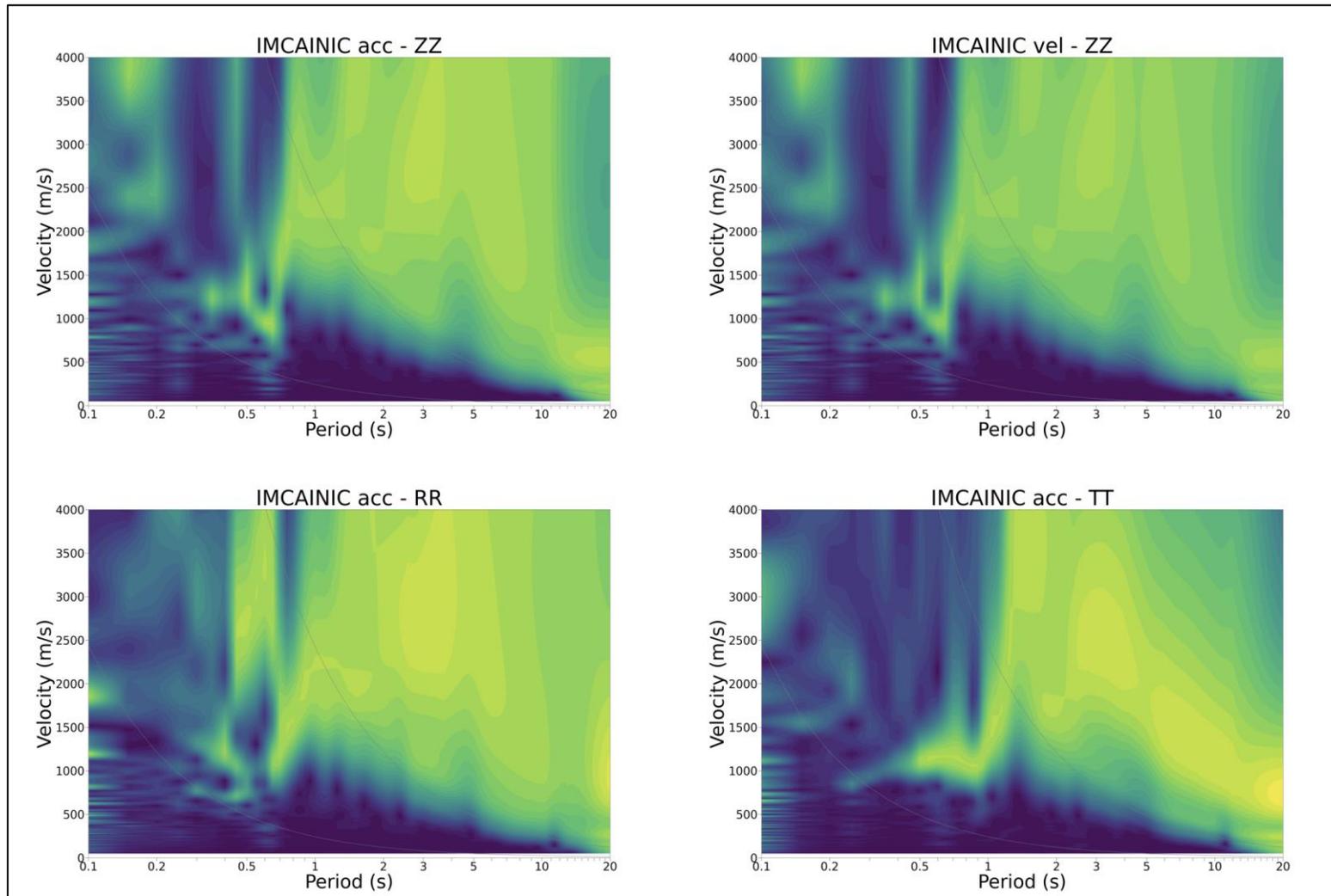
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de DIHNIMCA.



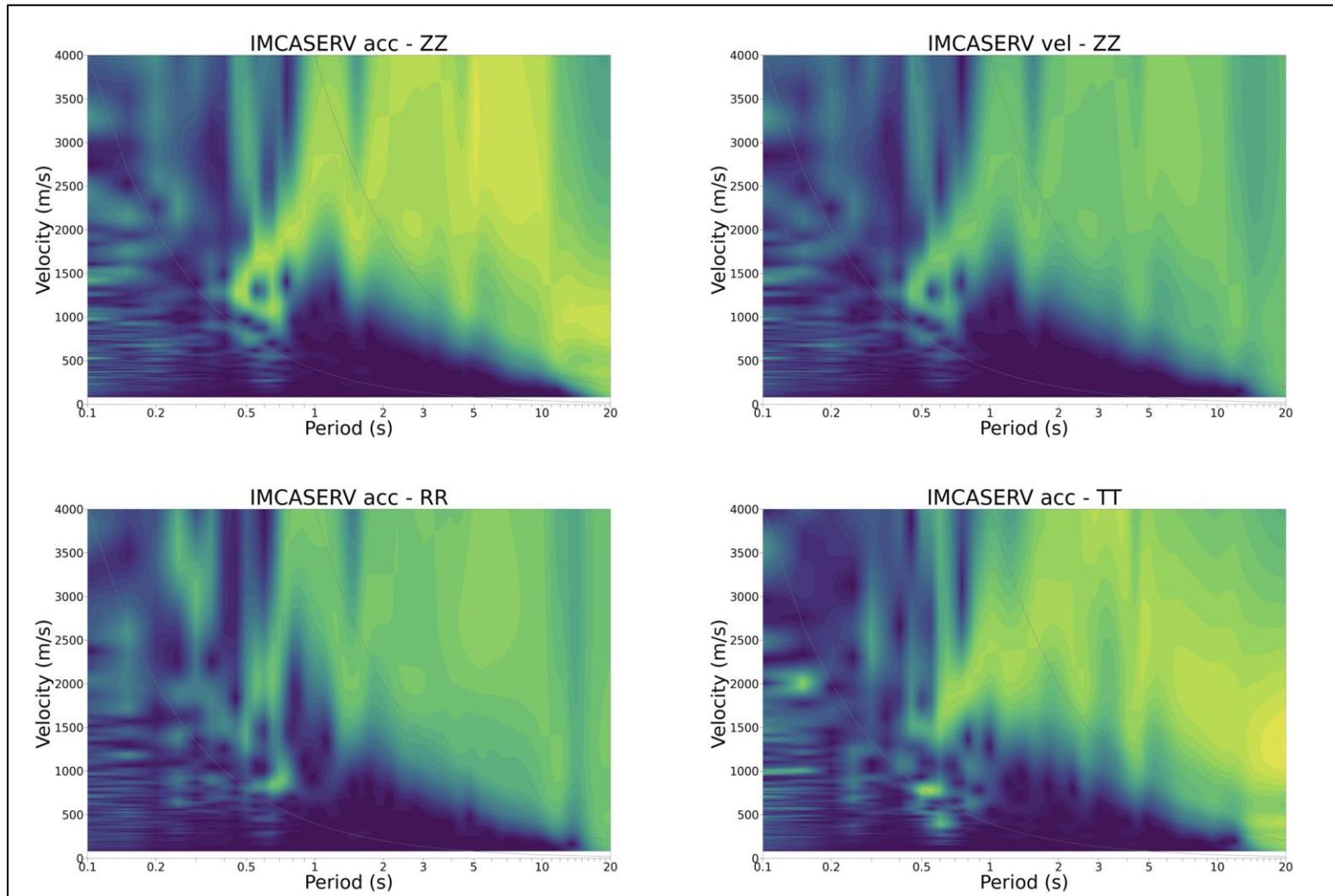
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de DIHNINIC.



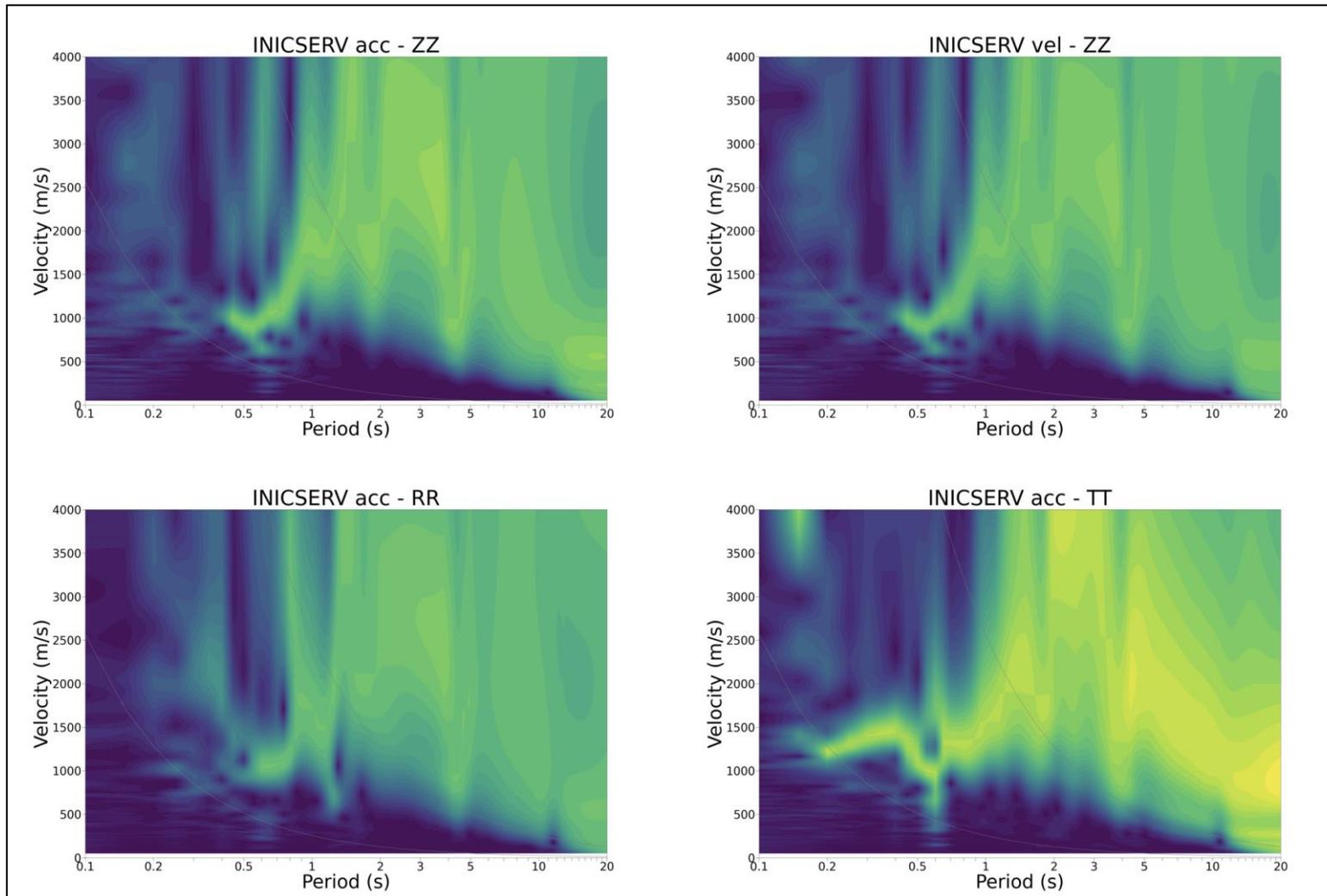
Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de DIHNSERV.



Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de IMCAINIC.



Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de IMCASERV.



Dispersión de ondas superficiales en las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT) de velocidades de grupo de INICSERV.

ANEXO V: PERFILES VS PROFUNDOS CALCULADOS

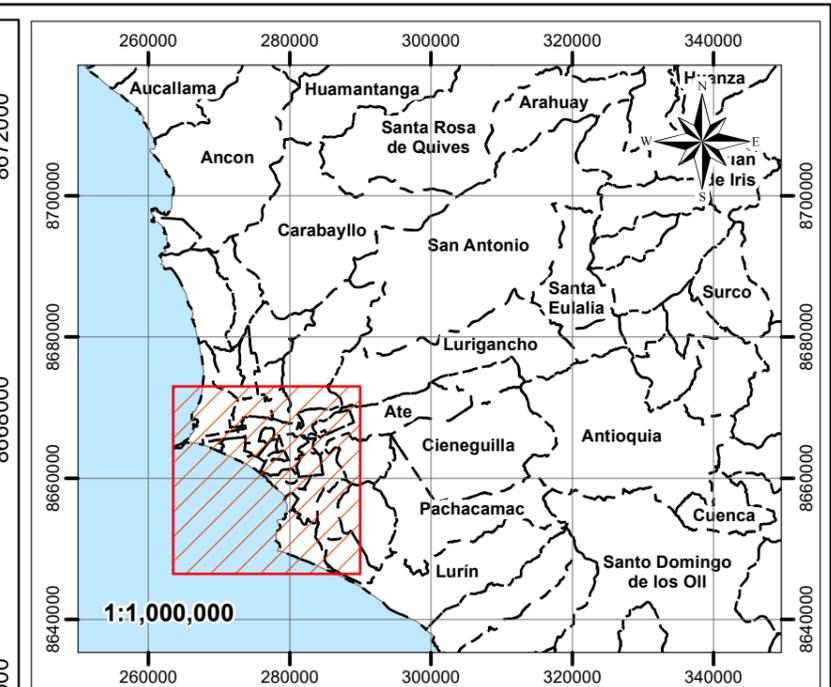
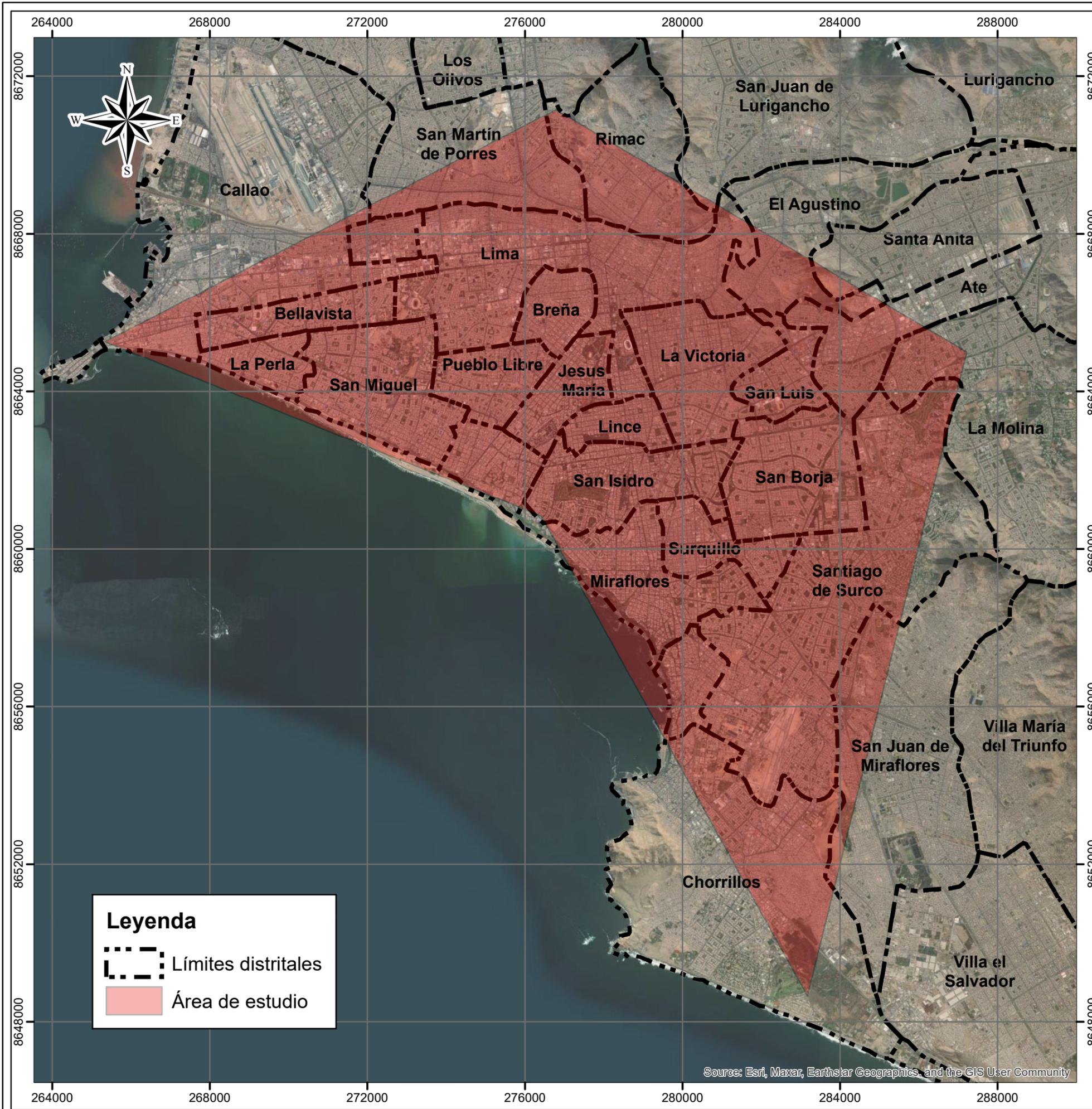
N°	Punto	Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)
1	BREN	1	290	2.3
		2	494	5.0
		3	682	8.5
		4	908	18.2
		5	1168	47.9
		6	1679	188.1
		7	3100	-
2	MAGD	1	273	1.8
		2	467	4.1
		3	612	21.1
		4	815	64.7
		5	1168	71.1
		6	1421	136.5
		7	1977	248.8
		8	2847	-
3	LVIC	1	401	4.3
		2	487	2.2
		3	717	14.4
		4	1054	26.5
		5	1449	149.8
		6	2100	143.2
		7	2900	-
4	LINC	1	201	1.9
		2	445	5.5
		3	601	7.5
		4	772	7.4
		5	955	32.7
		6	1441	157.7
		7	2245	171.7
		8	2898	-
5	MIRA	1	200	1.6
		2	422	4.3
		3	671	13.7
		4	860	11.1
		5	1044	58.5
		6	1225	51.9
		7	1505	212.7
		8	3050	-
6	ISID	1	188	1.6
		2	401	0.5



N°	Punto	Capa	Vs (m/s)	Espesor (m)
		3	612	11.5
		4	898	30.1
		5	1241	112.1
		6	1743	236.7
		7	3049	-
7	SBOR	1	295	3.0
		2	448	3.4
		3	608	15.3
		4	996	39.3
		5	1482	268.4
		6	2353	-
8	SURC	1	172	2.9
		2	281	3.3
		3	536	22.0
		4	945	75.6
		5	1477	110.0
		6	1617	85.0
		7	2700	-



ANEXO VI: MAPAS

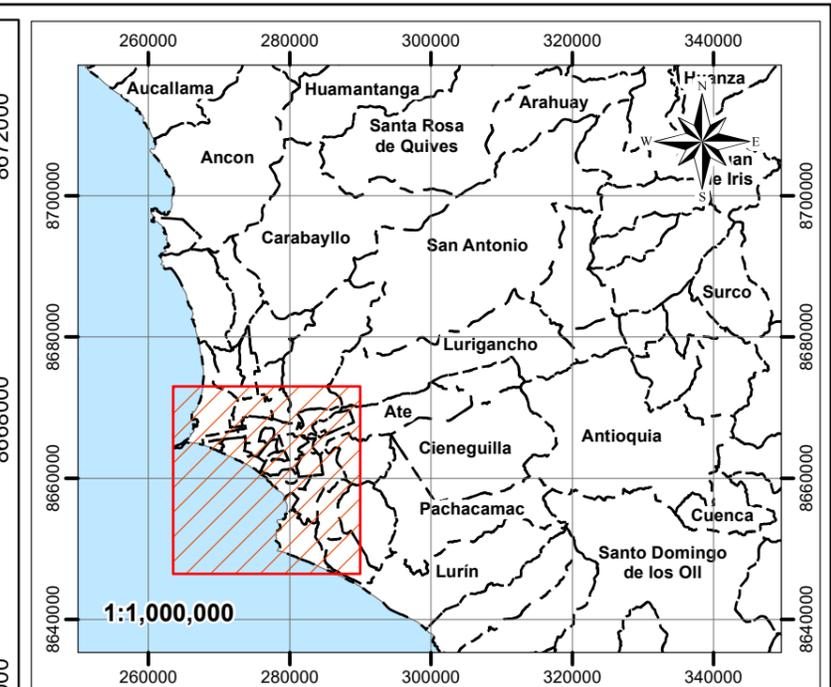
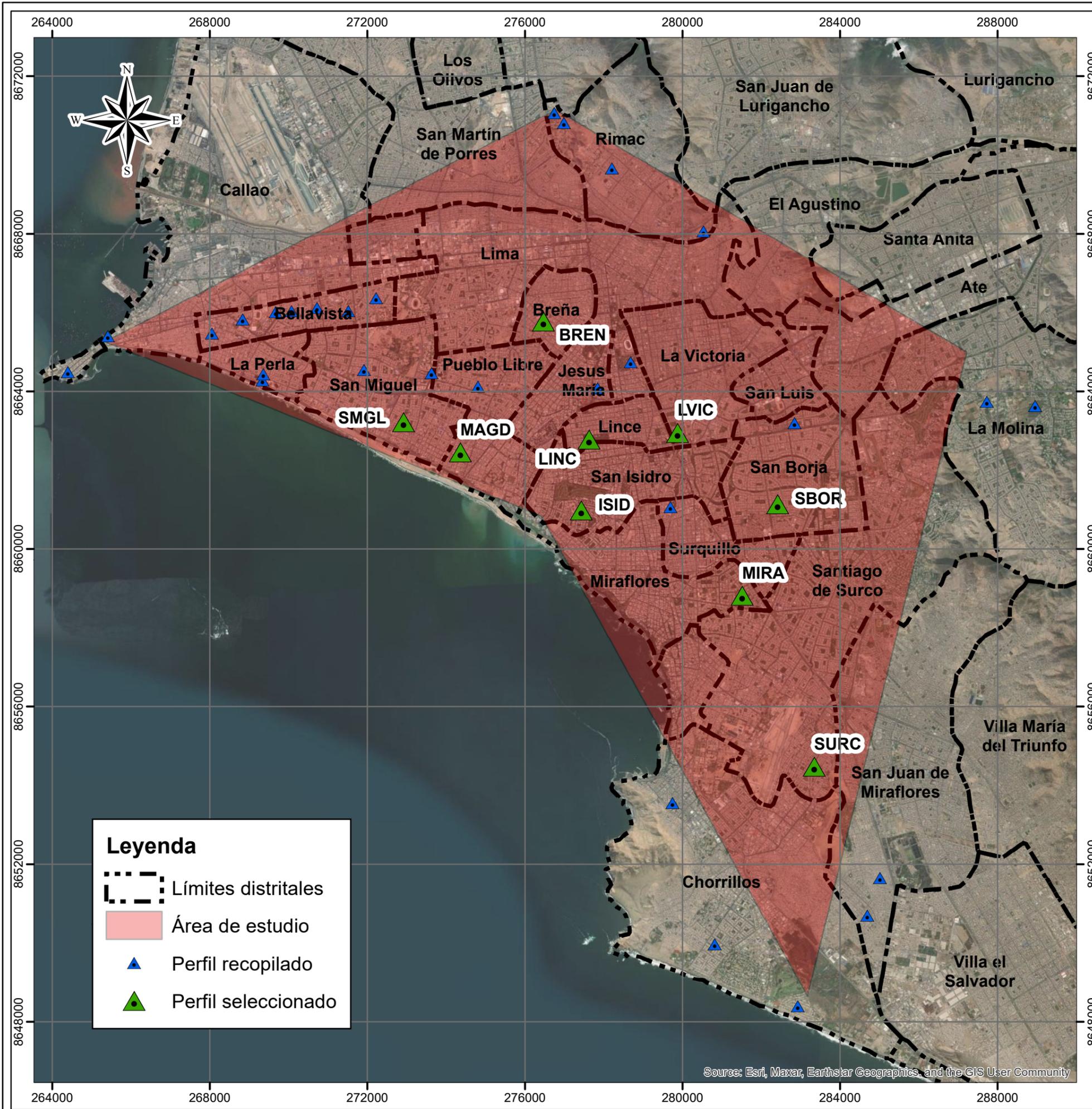


MAPA DE UBICACIÓN LOCAL



MAPA DE UBICACIÓN REGIONAL

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Unidad de Posgrado					
ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO					
INFORMACIÓN DEL PROYECTO					
Provincias: CALLAO / LIMA			Departamento: LIMA		
Tesista: Bach. GERSON CARRASCO DÍAZ			Asesor: Dr. CARLOS GONZALES TRUJILLO		
Escala: 1/100,000	Año: 2024	Proyección: UTM	Datum: WGS84	Zona: ZONA 18 SUR	MAPA M-1

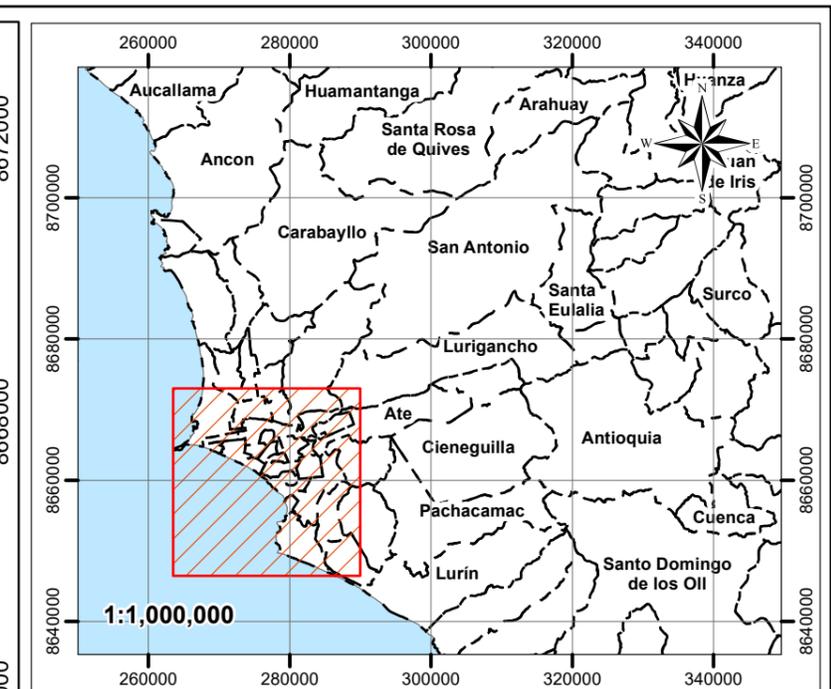
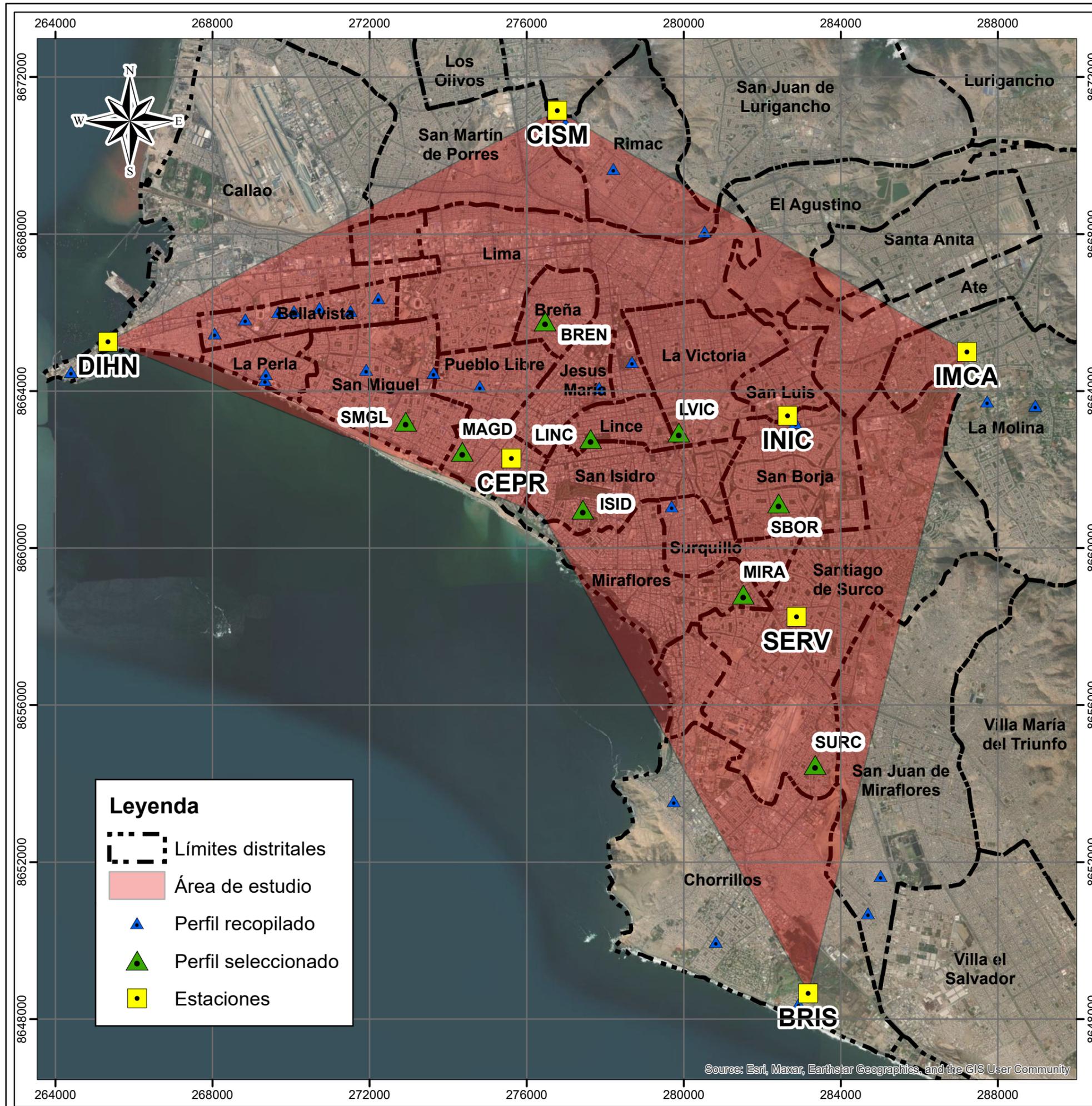


MAPA DE UBICACIÓN LOCAL



MAPA DE UBICACIÓN REGIONAL

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Unidad de Posgrado					
ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
UBICACIÓN DE LOS PERFILES VS RECOPIADOS					
INFORMACIÓN DEL PROYECTO					
Provincias: CALLAO / LIMA			Departamento: LIMA		
Tesista: Bach. GERSON CARRASCO DÍAZ			Asesor: Dr. CARLOS GONZALES TRUJILLO		
Escala: 1/100,000	Año: 2024	Proyección: UTM	Datum: WGS84	Zona: ZONA 18 SUR	MAPA M-2

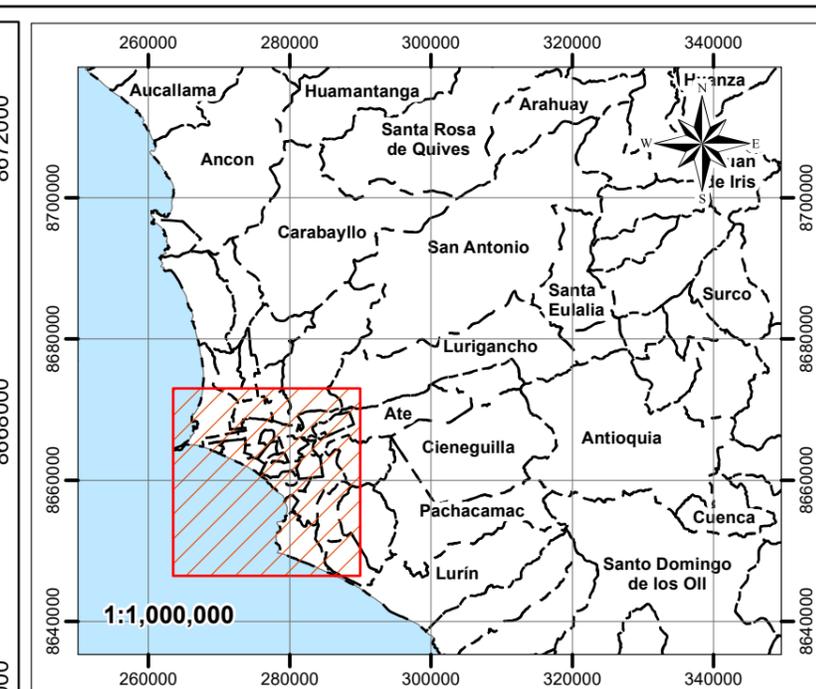
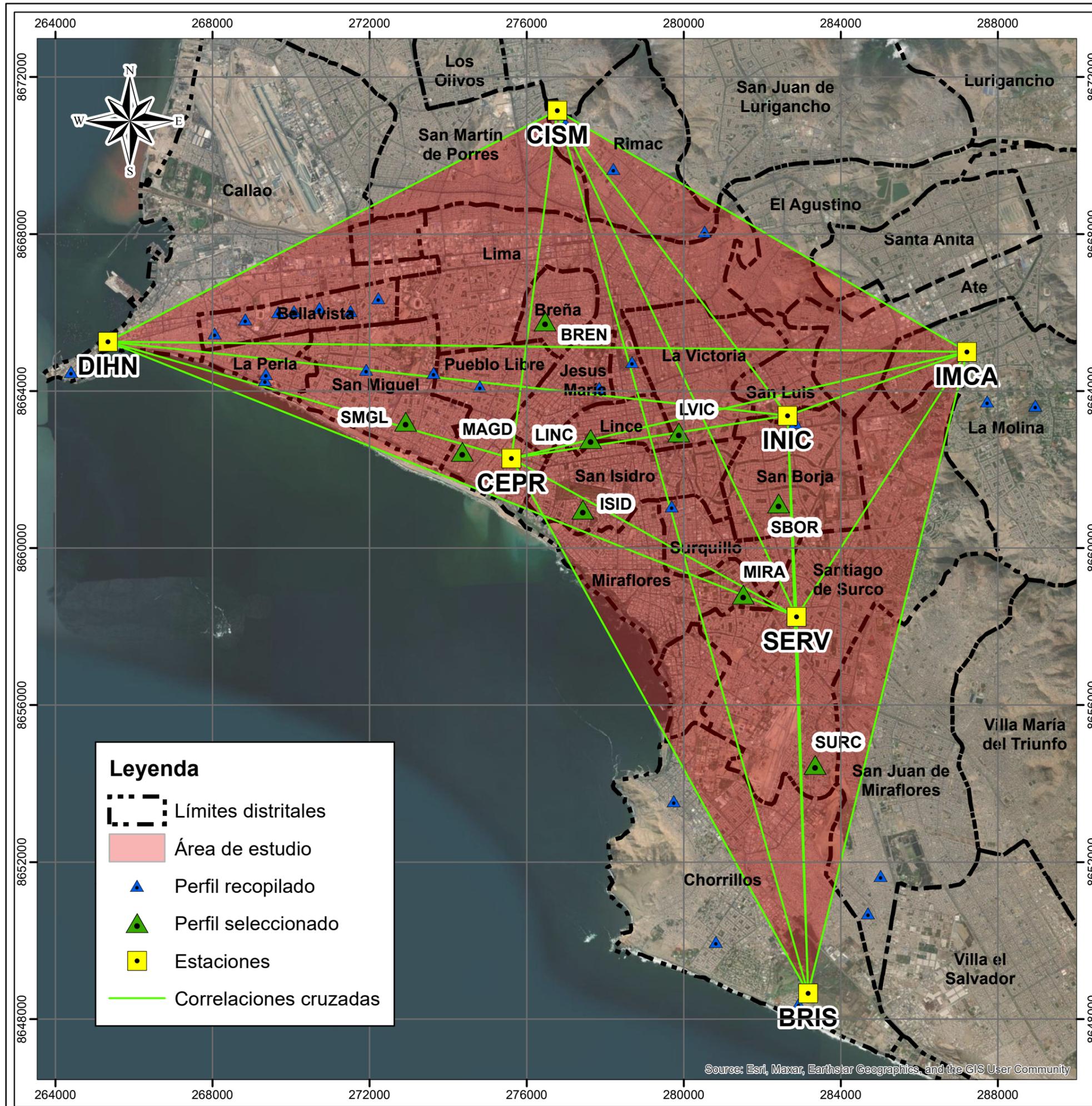


MAPA DE UBICACIÓN LOCAL



MAPA DE UBICACIÓN REGIONAL

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Unidad de Posgrado					
ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES SÍSMICAS					
INFORMACIÓN DEL PROYECTO					
Provincias: CALLAO / LIMA			Departamento: LIMA		
Tesista: Bach. GERSON CARRASCO DÍAZ			Asesor: Dr. CARLOS GONZALES TRUJILLO		
Escala: 1/100,000	Año: 2024	Proyección: UTM	Datum: WGS84	Zona: ZONA 18 SUR	MAPA M-3



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Unidad de Posgrado					
ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA PARA LA ESTIMACIÓN DE PERFILES DE VELOCIDADES DE ONDAS S PROFUNDOS EN LIMA METROPOLITANA					
CORRELACIONES CRUZADAS ENTRE PARES DE SENSORES					
INFORMACIÓN DEL PROYECTO					
Provincias: CALLAO / LIMA			Departamento: LIMA		
Tesista: Bach. GERSON CARRASCO DÍAZ			Asesor: Dr. CARLOS GONZALES TRUJILLO		
Escala: 1/100,000	Año: 2024	Proyección: UTM	Datum: WGS84	Zona: ZONA 18 SUR	MAPA M-4