

# **Respuesta 2-D de suelos de la Ciudad de Salta ante acción sísmica**

**HECTOR IGNACIO ASTORGA  
INGENIERO CIVIL**

Tesis presentada como requerimiento parcial  
para acceder al grado academico de  
“Magister en Ingenieria Estructural”  
de la Universidad Nacional de Tucuman

**DIRECTOR: Dra. Lía Orosco Segura**

**Instituto de Estructuras “Arturo M. Guzmán”  
Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología  
San Miguel de Tucumán**

---

Diciembre 2020

## **AGRADECIMIENTOS**

*Quisiera agradecer a Dios por tantas bendiciones que me ha dado a lo largo del tiempo transcurrido hasta poder llegar a terminar este trabajo. Por tantas personas que puso en el camino y que me ayudaron a mantenerme unido a Él, en este propósito.*

*A mi familia: Milagro y Candelaria por haber sido instrumento hermoso de Dios, tanto de felicidad como de sostén en tantos momentos difíciles.*

*A mi Directora, la Dra. Lía Orosco, que con tanta paciencia me guió en este camino, no sólo en lo académico sino también en lo personal, dando la palabra oportuna de aliento durante esta labor.*

*A mi familia de Salta y Tucumán que me ayudaron desinteresadamente durante el cursado.*

*A mis compañeros, con los que aún mantengo una amistad y compartimos tantos momentos hermosos.*

*A mis profesores incluyéndola aquí también a mi directora, quienes me inspiraron el amor por la investigación y la búsqueda apasionada por la verdad, destacando a la Dra. Bibiana Luccioni.*

*En acción de gracias, termino con una oración, que es la renovación del Pacto de fidelidad al Señor del Milagro:*

*Divino Jesús Crucificado y Señor Nuestro del Milagro, el pueblo de Salta hoy postrado en vuestra presencia, viene a renovar los votos de sus mayores, cuando acudiera a vos, encontrando remedio en su aflicción. Sí, ante esa Cruz que nos enviasteis a través de los mares para ser nuestro escudo y defensa, juramos, lo que juraron nuestros padres, teneros siempre por Padre, Abogado y Patrono, y reconocer vuestra real soberanía sobre todos los pueblos, y especialmente sobre el nuestro.*

*Confesamos que sois el camino, la verdad y la vida, así de los individuos como de las familias, pueblos y naciones; y que lejos de Vos y de los esplendores de nuestra Cruz sólo se encuentran engaños y amarguras.*

*Hacemos nuestro el pacto de fidelidad celebrado por nuestros antepasados, **PROMETIENDO QUE VOS DULCE JESÚS, SERÁS SIEMPRE NUESTRO, Y QUE NOSOTROS SEREMOS SIEMPRE TUYOS.** Extiéndase vuestros brazos sobre este pueblo y la Nación Argentina, para que las verdades de nuestra fe y enseñanzas de la Iglesia, sean siempre el norte de nuestras acciones y el fundamento inconvencible de nuestras instituciones. ¡Señor del milagro, salvad y bendecid nuestro pueblo! AMÉN.*

## **RESUMEN**

*Este trabajo es un aporte a la estimación de la peligrosidad sísmica que afecta al sector NE del Valle de Lerma, donde se asienta la Ciudad de Salta (capital de la provincia del mismo nombre) y su área metropolitana, zona que constituye un conglomerado urbano de más de medio millón de habitantes. La ciudad se funda sobre un valle sedimentario con profundidad y constitución del manto cuaternario variables.*

*Tiene como objetivo analizar el comportamiento del subsuelo ante la acción sísmica. A tal fin, se realizan estudios analíticos y empíricos. Los estudios analíticos aplican el método de elementos finitos y utilizan un modelo numérico bidimensional (QUAD4M); se analizan cuatro secciones transversales del valle Oeste-Este y tres Secciones longitudinales Sur-Norte, a fin de determinar el modo en que parámetros como el perfil del valle, las características de sus capas de suelos y el contenido frecuencial de la señal inciden en fenómenos de amplificación de la señal sísmica.*

*Los parámetros geotécnicos y dinámicos del subsuelo, que los métodos analíticos necesitan, están basados en las curvas de la velocidad de onda de corte (Vs) respecto de la profundidad. Estas se determinaron a través de mediciones de refracción sísmica en distintos sitios de la ciudad combinadas con expresiones empíricas calibradas.*

*A fin de dar los valores adecuados a los parámetros del amortiguamiento de Rayleigh adoptados por el programa, y evitar así los efectos de sobreamortiguamiento comunes en estos estudios, se determinó el período correspondiente a la máxima ordenada espectral de los registros sísmicos utilizados.*

*Se utilizaron historias de aceleraciones compatibles con las fuentes sismogénicas más importantes que afectan a la Ciudad de Salta.*

*Las amplificaciones de la respuesta se expresan fundamentalmente en término de valores pico de aceleraciones y relaciones de amplitud espectral. Los resultados muestran manifestaciones de efectos de sitio en el valle, sobre todo en sus bordes.*

**Palabras Clave:** *Efectos de sitio, Velocidad de onda de corte, QUAD4M, valles sedimentarios, refracción sísmica.*

**ABSTRACT**

*This work is a contribution to the estimation of seismic hazard affecting the NE sector of the Valle de Lerma, where Salta (Capital of the Province of the same name) lies and its metropolitan area, an urban region with more than a half a million inhabitants. The city was founded on a quaternary valley formed by layers of soil with very inhomogeneous constitution and width.*

*Its objective is to analyze the behavior of the subsoil subjected to the seismic action, by means of analytical and empirical studies. The analytical studies apply the finite element method and two-dimensional numerical model (QUAD4M) is used. Four cross West-East sections and three longitudinal sections (North-South) are analyzed to determine the way that parameters such as profile of the valley, the characteristics of the soil layers and the frequency content of the signal, affect the amplification phenomena of the input seismic movement.*

*The geotechnical and dynamic parameters needed for the application of analytical methods are based on the curves of the shear wave velocity ( $V_s$ ) in function of the depth. These were determined by seismic refraction measurements at different sites in the city, combined with calibrated empirical expressions.*

*In order to give adequate values to the parameters of the Rayleigh damping adopted by the program, and thus avoid the effects of overdamping common in these studies, the period corresponding to the maximum ordered spectral of the seismic records used was determined.*

*Histories of accelerations compatible with the most important seismogenic sources that affect the City of Salta were used.*

*Response amplifications are expressed fundamentally in terms of peak acceleration values and spectral amplitude ratios. The results show local site effects in the valley, especially at the edges.*

**Keywords:** *Effects of site, QUAD4M, cutting wave velocity, sedimentary valleys, seismic refraction.*

---

**INDICE**

AGRADECIMIENTOS.....	i
RESUMEN.....	ii
ABSTRACT.....	iii
SIMBOLOGÍA .....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABLAS.....	xvi
<b>1 – INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 – Motivación de la tesis .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 – Objetivo de la tesis.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2.1 – Objetivo general.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2.2– Objetivos específicos .....</b>	<b>1</b>
<b>1.3 – Contenido de la tesis.....</b>	<b>2</b>
<b>2 – MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 – Introducción.....</b>	<b>4</b>
<b>2.2 - Mecanismos de amplificación. Efectos de Sitio .....</b>	<b>5</b>
<b>2.3 - Los efectos de sitio en valles sedimentarios .....</b>	<b>6</b>
<b>2.4 - Métodos y teorías para el estudio de efectos de Sitio.....</b>	<b>11</b>
<b>2.5 - Perfil de velocidades de ondas de corte (Vs) .....</b>	<b>13</b>
<b>2.6 - Prospección Geofísica .....</b>	<b>16</b>
<b>2.6.1 - Clasificación de los Métodos sísmicos .....</b>	<b>17</b>
<b>2.6.2 – Casos de interés realizados en otros sitios .....</b>	<b>21</b>
<b>2.7 - Código QUAD4M .....</b>	<b>22</b>
<b>2.7.1 - Características generales del programa.....</b>	<b>22</b>
<b>2.7.2 - Modelo Constitutivo .....</b>	<b>23</b>
<b>2.7.3 - Formulación utilizando el Método de los Elementos Finitos .....</b>	<b>24</b>
<b>2.7.4 - Contornos transmisores .....</b>	<b>26</b>

---

2.7.5 - Capacidad de reinicio.....	27
2.7.6 - Amortiguamiento.....	27
<b>3 – GEOLOGÍA Y SISMICIDAD DEL SITIO DE ESTUDIO .....</b>	<b>30</b>
3.1 – Breve descripción geológica.....	30
3.2 – Sismicidad de la Ciudad de Salta.....	38
<b>4 – DEFINICIÓN DE PERFILES REPRESENTATIVOS.....</b>	<b>40</b>
4.1 – Nomenclatura y ubicación de los Perfiles.....	40
4.2 - Topografía sub-superficial.....	41
4.3 - Malla de Elementos Finitos adoptada .....	41
4.4 – Estratificación .....	42
<b>5 – DETERMINACIÓN EMPÍRICA DEL MODELO DE ONDA DE CORTE (Vs).....</b>	<b>53</b>
5.1 – Metodología para la determinación del modelo de velocidades de onda de corte .....	53
5.2 – Mediciones con Refracción Sísmica.....	54
5.2.1 – Métodos aplicados .....	54
5.2.2 – Sitios de estudio .....	55
5.2.3 – Procedimiento de campo.....	65
5.3 – Determinación de las curvas de Vs.....	69
5.3.1 – Determinación de curvas de Vs a partir de mediciones.....	69
5.3.2 – Determinación de curvas analíticas de Vs a partir de datos empíricos....	71
5.3.3 – Determinación de las curvas de Vs definitivas de cada sitio.....	74
<b>6 – ESTUDIO ANALÍTICO DE LA RESPUESTA DE LOS SUELOS ANTE LA ACCIÓN SÍSMICA .....</b>	<b>77</b>
6.1 – Introducción.....	77
6.2 - Análisis de la respuesta de los perfiles de la ciudad de Salta ante la acción sísmica.....	80
6.2.1 - Acelerogramas utilizados .....	80
6.2.2 - Aplicación del método de elementos finitos QUAD4M .....	86
<b>7 – RESULTADOS .....</b>	<b>87</b>

---

---

<b>8 – CONCLUSIONES.....</b>	<b>129</b>
<b>ANEXO I – REFRACCIÓN SÍSMICA: CONFIGURACIÓN PARA LA ADQUISICIÓN .....</b>	<b>132</b>
<b>AI.1 – Método MASW.....</b>	<b>132</b>
<b>AI.2 – Método MAM.....</b>	<b>134</b>
<b>ANEXO II – REFRACCIÓN SÍSMICA: PROCESAMIENTO DE SEÑALES.....</b>	<b>136</b>
<b>All.1 – Método MASW.....</b>	<b>136</b>
<b>All.2 – Método MAM.....</b>	<b>146</b>
<b>All.3 – Combinación de Método MASW y MAM.....</b>	<b>152</b>
<b>ANEXO III – REFRACCIÓN SÍSMICA: SITIOS MEDIDOS Y CARACTERÍSTICAS PARTICULARES .....</b>	<b>156</b>
<b>AIII.1 - RS1: Camino a Lesser.....</b>	<b>156</b>
<b>AIII.2 - RS2: Barrio El Huaico.....</b>	<b>157</b>
<b>AIII.3 - RS3: Casona Finca Castaños.....</b>	<b>158</b>
<b>AIII.4 - RS4: Universidad Católica de Salta .....</b>	<b>159</b>
<b>AIII.5 - RS5: Pereyra Rosas .....</b>	<b>160</b>
<b>AIII.6 - RS6: Plaza de las Provincias (Segunda Rotonda de Tres Cerritos).....</b>	<b>161</b>
<b>AIII.7 - RS7: Barrio La Loma.....</b>	<b>162</b>
<b>AIII.8 - RS8: Campo de La Cruz.....</b>	<b>163</b>
<b>AIII.9 - RS9: Club Sporting .....</b>	<b>164</b>
<b>AIII.10 - RS10: Club Atlético Pellegrini.....</b>	<b>165</b>
<b>AIII.11 - RS11: Mercado Artesanal .....</b>	<b>166</b>
<b>AIII.12 - RS12: Plaza Alvarado.....</b>	<b>167</b>
<b>AIII.13 - RS13: Plaza Gurruchaga .....</b>	<b>168</b>
<b>AIII.14 - RS14: Parque San Martín / Teleférico .....</b>	<b>169</b>
<b>AIII.15 - RS15: Barrio Autódromo.....</b>	<b>170</b>
<b>AIII.16 - RS16: Centro Cívico Municipal .....</b>	<b>171</b>

<b>AIII.17 - RS17: Aeropuerto Martín Miguel de Güemes .....</b>	<b>172</b>
<b>AIII.18 - RS18: Loteo Eucaliptus .....</b>	<b>173</b>
<b>AIII.19 - RS19: Centro de Convenciones.....</b>	<b>174</b>
<b>AIII.20 - RS20: Empresa de Transp. San Ignacio-Lagos.....</b>	<b>175</b>
<b>AIII.21 - RS21: Rotonda Acceso Sur Parque industrial .....</b>	<b>176</b>
<b>ANEXO IV – ACELEROGRAMAS UTILIZADOS Y RESULTADOS .....</b>	<b>177</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>233</b>

**SIMBOLOGÍA**

$V_s$  *Velocidad de onda de corte de un elemento de suelo.*

$V_b$  *Velocidad de onda de corte del sustrato rocoso.*

$I_c$  *Contraste de impedancia.*

$\rho_s$  *Densidad de un elemento de suelo.*

$\rho_b$  *Densidad del sustrato rocoso.*

$f_n$  *Frecuencia natural del depósito sedimentario en Hz.*

$H$  *Espesor o Potencia del Sedimento.*

$E$  *Módulo de elasticidad Longitudinal.*

$G$  *Módulo de elasticidad al Corte.*

$G_{max}$  *Módulo de elasticidad al Corte máximo.*

$G_0$  *Módulo de elasticidad al Corte inicial.*

$\mu$  *Coefficiente de Poisson.*

$V_s$  *Velocidad de ondas de corte.*

$\gamma$  *Peso específico del suelo.*

$g$  *Aceleración de la gravedad.*

$SH$  *Onda de corte polarizada de forma horizontal.*

$SV$  *Onda de corte polarizada de forma vertical.*

$[M]$  *Matriz de Masa.*

$[C]$  *Matriz de amortiguamiento.*

---

$[K]$	Matriz de rigidez.
$\underline{R}$	Vector de carga, dado por: $\underline{R} = [M] \ddot{u}_g$
$\underline{u}$	Vector de desplazamiento relativo.
$\ddot{u}_g$	Aceleración de afloramiento.
$\Delta t$	Paso de tiempo.
$\alpha_q$ y $\beta_q$	Coefficientes de Rayleigh.
$\gamma_N$ y $\beta_N$	Coefficientes de Newmark.
$L_N$	Ancho tributario del nodo.
$\omega$	Frecuencia fundamental del modelo de elemento finito completo.
$\lambda_q$	Relación de amortiguamiento.
$\omega_1$	Frecuencia fundamental del modelo.
$\omega_2$	Segunda frecuencia de amortiguamiento.
$\omega_i$	Frecuencia predominante del sismo de entrada.
$\underline{\Phi}^1$	Primera forma modal.
$\xi$	Fracción inicial de amortiguamiento crítico.
RS	Punto o lugar de Medición de Refracción Sísmica.
ASP ó AS	Nomenclatura de ubicación de pozos profundos para la extracción de agua.
G24	Geófono N° 24.
N	Número de golpes del ensayo SPT.
IP	Índice de Plasticidad.
Z	Profundidad de cada capa de suelo (variable).

$\Delta z$	<i>Profundidad total.</i>
$V_{S(Sup)}$	<i>Velocidad de onda de corte de la primera capa de suelo obtenida empíricamente.</i>
$V_{S(Rock)}$	<i>Velocidad de onda de corte de la roca.</i>
$SA$	<i>Aceleración espectral en fracción de g.</i>
$AccSup$	<i>Aceleración pico en la superficie.</i>
$AccRoca$	<i>Aceleración pico en la roca.</i>
$v$ y $\dot{v}$	<i>Deformación de corte y su primera derivada.</i>
$\tau$	<i>Tensión de corte.</i>
$\eta$	<i>Viscosidad del suelo.</i>
$T$	<i>Periodo.</i>

**LISTA DE FIGURAS**

FIGURA 2.1: PROPAGACIÓN DE LA ONDA SÍSMICA (Rodríguez, 2005).....	4
FIGURA 2.2: (Bradley et al., 2018).....	7
FIGURA 2.3: (Bradley et al., 2018).....	8
FIGURA 2.4: (Sairam et al., 2018).....	9
FIGURA 2.5: (RODRIGUEZ, 2005). ....	10
FIGURA 2.6: (RODRIGUEZ, 2005). ....	11
FIGURA 2.7: REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL MODELO TENSIÓN-DEFORMACIÓN UTILIZADA EN EL MODELO LINEAL EQUIVALENTE.....	23
FIGURA 2.8: ESQUEMA DE LYSMER Y KUHLEMEYER (1969). USO DE AMORTIGADORES.....	27
FIGURA 3.1: UBICACIÓN DE LA CIUDAD DE SALTA AL NORTE DEL VALLE DE LERMA.....	34
FIGURA 3.2: ISOPACAS EN EL SECTOR DE LA CIUDAD DE SALTA (Colombi et al., 2000).....	35
FIGURA 3.3: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012).....	36
FIGURA 3.4: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012).....	37
FIGURA 3.5: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012).....	38
FIGURA 4.1: PERFILES REPRESENTATIVOS ESTUDIADOS.....	43
FIGURA 4.2: PERFILES CON TOPOGRAFÍA SUB-SUPERFICIAL Y MALLA DE ELEMENTOS FINITOS. ....	44
FIGURA 4.3: PERFIL A-B CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.....	45
FIGURA 4.4: PERFIL C-D CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.....	46
FIGURA 4.5: PERFIL E-F CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.....	47
FIGURA 4.6: PERFIL G-H CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.....	48
FIGURA 4.7: PERFIL J-I CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.....	49
FIGURA 4.8: PERFIL L-K CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.....	50
FIGURA 4.9: PERFIL N-M CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.....	51
FIGURA 4.10: MAPA DE TIPOS DE SUELOS SEGÚN EXPLORACIONES DE POZOS DE AGUA PROFUNDOS (INDICATIVO).....	52
FIGURA 5.1: PERFIL A-B. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	58
FIGURA 5.2: PERFIL C-D. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	59

---

FIGURA 5.3: PERFIL E-F. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	60
FIGURA 5.4: PERFIL G-H. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	61
FIGURA 5.5: PERFIL I-J. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	62
FIGURA 5.6: PERFIL K-L. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	63
FIGURA 5.7: PERFIL M-N. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.....	64
FIGURA 5.8: CONFIGURACIÓN ADOPTADA DEL TENDIDO LINEAL PARA EL MÉTODO MASW y MAM.....	67
FIGURA 5.9: CONFIGURACIÓN ADOPTADA (CIRCULAR SIMPLE 9) PARA EL MÉTODO MAM.....	68
FIGURA 5.10: CURVAS DE $V_s$ OBTENIDAS POR MEDICIÓN (PERFILES A-B, C-D, E-F y G-H).....	69
FIGURA 5.11: CURVAS DE $V_s$ OBTENIDAS POR MEDICIÓN (PERFILES I-J, K-L y M-N). ....	70
FIGURA 5.12: CURVAS 1 A 12: FÓRMULAS EMPÍRICAS DE TABLA 5.2. CURVA "RS14": OBTENIDA DE REFRACCIÓN SÍSMICA REALIZADA. CURVA (F.A.): OBTENIDA A PARTIR DE LA FORMULACIÓN ANALÍTICA LUGAR: TELEFÉRICO.....	72
FIGURA 5.13: CURVAS DE $V_s$ OBTENIDAS (PERFILES A-B y C-D). ....	74
FIGURA 5.14: CURVAS DE $V_s$ OBTENIDAS (PERFILES E-F y G-H). ....	75
FIGURA 5.15: CURVAS DE $V_s$ OBTENIDAS (PERFILES I-J, K-L y M-N).....	76
FIGURA 6.1: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARCILLA (HUDSON ET AL., 1994).....	78
FIGURA 6.2: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARENA DE DENSIDAD MEDIA (HUDSON ET AL., 1994). 78	78
FIGURA 6.3: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARENA DENSA (HUDSON ET AL., 1994). ....	79
FIGURA 6.4: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA GRAVA (HUDSON ET AL., 1994).....	79
FIGURA 6.5: Zonas sísmogénicas para la clasificación de los acelerogramas (Peralta et. al 2020). ....	82
FIGURA 6.6: Ubicación de focos sísmicos de los registros compatibilizados (Peralta et. al 2020). ....	83

---

FIGURA 6.7: ESPECTROS DE RESPUESTA ESTIMADOS ÚLTIMOS COMPARADOS CON ESPECTRO DE RESPUESTA SEGÚN REGLAMENTO IC103. SUELO TIPO 1: ROCA.....	83
FIGURA 6.8: ACELEROGRAMAS Y SUS ESPECTROS DE RESPUESTA ELÁSTICOS.....	85
FIGURA 7.1: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS_8310.....	89
FIGURA 7.2: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS_8310.....	90
FIGURA 7.3: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS_8310.....	91
FIGURA 7.4: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS_8310.....	92
FIGURA 7.5: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS_27210.....	93
FIGURA 7.6: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS_27210.....	94
FIGURA 7.7: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS_27210.....	95
FIGURA 7.8: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS_27210.....	96
FIGURA 7.9: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS_17608.....	97
FIGURA 7.10: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS_17608.....	98
FIGURA 7.11: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS_17608.....	99
FIGURA 7.12: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS_17608.....	100
FIGURA 7.13: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS_8310.....	101

---

FIGURA 7.14: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS_8310.....	102
FIGURA 7.15: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS_8310.....	103
FIGURA 7.16: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS_8310.....	104
FIGURA 7.17: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2NS_271110.....	105
FIGURA 7.18: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2NS_271110.....	106
FIGURA 7.19: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2NS_271110.....	107
FIGURA 7.20: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2NS_271110.....	108
FIGURA 7.21: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS_17608.....	109
FIGURA 7.22: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS_17608.....	110
FIGURA 7.23: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS_17608.....	111
FIGURA 7.24: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS_17608.....	112
FIGURA 7.25: MÁXIMAS RELACIONES ESPECTRALES PARA CADA SISMO Y PARA CADA PERIODO DE ANÁLISIS.....	114
FIGURA 7.26: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.15 SEG... 115	
FIGURA 7.27: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.30 SEG... 116	
FIGURA 7.28: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.60 SEG... 117	
FIGURA 7.29: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 1 SEG..... 118	
FIGURA 7.30: COMPARACIÓN DE RELACIONES (AccSup/AccRoca), SEGÚN INSTENSIDAD DE LOS SISMO. UBICACIÓN DEL PUNTO DEL PERFIL G-H ANALIZADO.....	119

FIGURA 7.31: ESPECTROS EN ROCA Y SUPERFICIE PARA EL PUNTO ANALIZADO DEL PERFIL G-H Y PARA CADA SISMO..... 120

FIGURA 7.38: REGIONES CON VALORES CARACTERISTICOS DE RELACIONES (AccSup/AccRoca). ..... 121

FIGURA 7.32: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 122

FIGURA 7.33: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 123

FIGURA 7.34: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 124

FIGURA 7.35: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 125

FIGURA 7.36: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 126

FIGURA 7.37: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA. .... 127

FIGURA 7.38: REGIONES CON VALORES CARACTERISTICOS DE RELACIONES (AccSup/AccRoca). ..... 128

---

**LISTA DE TABLAS**

TABLA 2.1: ECUACIONES EMPÍRICAS DE LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE VS [M/S], EN FUNCIÓN DE N DEL SPT, TIPO DE SUELO, PROFUNDIDADES Y EDAD GEOLÓGICA.....	14
TABLA N° 4.1: TIPOS DE SUELOS DE FIGURA 4.6.....	51
TABLA 5.1: SITIOS DE ESTUDIO DE REFRACCIÓN SÍSMICA.....	57
TABLA 5.2: ECUACIONES EMPÍRICAS DE CORRELACIÓN N DEL SPT CON LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE VS [M/S], PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELOS, PROFUNDIDADES Y EDADES GEOLÓGICAS.....	73
TABLA 6.1: ACELEROGRAMAS UTILIZADOS.....	84
TABLA 7.1: ANALISIS DE LOS RESULTADOS EN FUNCIÓN DE LA INTENSIDAD DE LOS REGISTROS.....	120

## **1 – INTRODUCCIÓN**

### **1.1 – MOTIVACIÓN DE LA TESIS**

Motivó la realización de este trabajo, la oportunidad de aportar mediante el mismo, al conocimiento del comportamiento del Valle de Lerma ante la acción sísmica. Sobre este valle, se sitúa la Ciudad Capital de la Provincia de Salta, que junto con su área metropolitana, constituye el núcleo urbano más densamente poblado de la provincia. A diferencia de otras regiones, este valle se encuentra en una región de elevada peligrosidad según la zonificación sísmica de la República Argentina proporcionada por el instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Por otra parte, esta región ha sufrido los efectos de fenómenos sísmicos intensos, tal es así que su tradición religiosa más importante se relaciona justamente a estos eventos, originándose tal tradición en 1692 y se reforzó con los terremotos de 1844, 1948, 1973 y el más reciente de 2010. Los efectos en la ciudad han sido diversos y dieron evidencias sobre la complejidad del fenómeno.

Además de las particularidades que un evento sísmico adquiere según sea la fuente sismogénica que lo produce, ampliamente conocida es la influencia que el suelo subyacente tiene para conformar la acción dinámica resultante que actuará sobre las estructuras fundadas en el mismo. Así también, es reconocida la complejidad que introduce la presencia de un valle sedimentario en la propagación de ondas sísmicas, por lo que ha sido y es estudiado exhaustivamente por la comunidad científica.

Así como en los estudios unidimensionales se analiza el contraste de impedancias de las capas de suelo consideradas y el contenido frecuencial de la señal de entrada, en el estudio en dos dimensiones (2D) se analiza además otros efectos de sitio como el producido por la topografía subsuperficial de un valle sedimentario. El presente caso de estudio posee esta característica particular, por lo que hace atractivo el análisis 2D.

De esta manera se pretende realizar un aporte al probable comportamiento de la compleja estructura de suelo que constituye el relleno cuaternario del Valle de Lerma.

### **1.2 – OBJETIVO DE LA TESIS**

#### **1.2.1 – OBJETIVO GENERAL**

El objetivo general de este trabajo es contribuir a avanzar en el estudio de la respuesta de la subestructura donde se funda la Ciudad de Salta (parte perteneciente al Valle de Lerma) ante la acción sísmica, considerando los efectos de sitio debidos a la topografía subsuperficial y la acción de mantos de suelo sobre roca subyacente.

#### **1.2.2– OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Se individualizan los siguientes objetivos específicos:

- 1) Definir las secciones de estudio, transversales y longitudinales del Valle de Lerma, representativas del sector correspondiente a la Ciudad de Salta.
- 2) Determinar empíricamente las velocidades de onda de corte en los sitios de interés.
- 3) Determinar analíticamente el comportamiento de los perfiles seleccionados ante diferentes sismos representativos de la peligrosidad del lugar.

### **1.3 – CONTENIDO DE LA TESIS**

En el Capítulo 1 se describe la motivación de la tesis, el objetivo general y los específicos, y por último una descripción de la misma.

En el Capítulo 2 se presenta el marco teórico en el cual se apoya la investigación.

En el Capítulo 3 se describe la geología y sismicidad del sitio de estudio en base a los trabajos de Gallardo (1996); Baudino (1996); González Bonorino y Abascal (2012).

En el Capítulo 4 se definen los perfiles típicos de estudio. En cuanto a la definición de la morfología, se define la topografía subsuperficial del valle en cada una de las secciones, en base a los trabajos de Colombi et al. (2000) y Peralta (2005). Luego, se obtiene la conformación de las distintas capas sedimentarias, analizando los datos de exploraciones profundas (pozos para la extracción de agua potable), junto a estudios de suelos realizados en las zonas de estudio, aportados por diferentes entes. De esta manera se definen las propiedades del material de cada capa: Deformación de corte vs Relación módulo cortante ( $G/G_{máx}$ ) y Deformación de corte vs Relación de amortiguamiento.

En el Capítulo 5 se describen los trabajos de campo para determinar empíricamente a partir de refracción sísmica, el modelo de onda de corte ( $V_s$ ) en los sitios de estudio. Por último, a partir de estas mediciones y de fórmulas analíticas, se obtienen las curvas definitivas de las velocidades de onda de corte respecto de la profundidad.

En el Capítulo 6 se procede al estudio analítico de la respuesta del valle ante la acción sísmica. Se utilizan acelerogramas compatibilizados y reales, probables de ocurrir en la zona del Valle de Lerma.

En el Capítulo 7 se presentan los resultados procesados y un análisis de los mismos. Los resultados de base son los acelerogramas en la superficie y sus espectros de respuesta elásticos correspondientes. Además estos se condensaron en relaciones entre los valores obtenidos en la superficie respecto de los ingresados en la roca, con el fin de determinar zonas de posible amplificación de la respuesta.

Por último, en el Capítulo 8, se encuentran las conclusiones obtenidas acerca de la respuesta de los perfiles estudiados ante la acción sísmica.

Finalmente se encuentran los Anexos:

- Anexo I: Procedimiento para la configuración del equipamiento y software de adquisición para los métodos MASW y MAM.
- Anexo II: Procedimiento para el procesamiento de señales obtenidas a partir de los métodos MASW y MAM.
- Anexo III: Descripción referente a la campaña de mediciones de refracción sísmica. Se describe la ubicación, topografía y tipo de arreglos utilizados en cada sitio medido de la Ciudad de Salta.
- Anexo IV: Se muestran los acelerogramas utilizados y los resultados obtenidos a partir de ellos.

## **2 – MARCO TEÓRICO**

### **2.1 – INTRODUCCIÓN**

En los movimientos producidos por grandes terremotos, se libera la energía de deformación acumulada entre las placas tectónicas de forma brusca y rápida. Al llegar a la superficie se traduce en perjuicios sobre la naturaleza, la población, las edificaciones y los objetos.

La energía liberada se propaga en forma de ondas sísmicas que se reflejan, refractan y amortiguan en su paso por la corteza de la tierra hasta llegar al sustrato rocoso que está situado bajo el terreno de cimentación de la estructura, así la energía inicial se transforma con la distancia y el tiempo. Por encima de este sustrato rocoso, las capas de suelo actúan como filtros de frecuencias, de manera que transforma la energía que transmiten a la estructura. Se ha observado que los depósitos de suelo amplifican el movimiento o señal de entrada cuando las frecuencias predominantes son bajas (períodos altos). Este fenómeno se produce especialmente en materiales blandos caracterizados por velocidades de ondas de corte, bajas. Además, se observan fenómenos de mayor duración de la señal sísmica en estos tipos de materiales.

La propagación de la onda sísmica desde el foco hasta la zona donde está situada la estructura se muestra en la figura 2.1. La señal que llega al sustrato rocoso es X1. Tras el filtrado de esta señal a través de las capas de suelo se obtiene la señal X2. Debido a fenómenos de interacción suelo-estructura, la señal sufrirá nuevos cambios hasta obtenerse X3 que es la excitación en la base de la estructura. Finalmente se llega a la respuesta en la cúspide del edificio X4, la que es también diferente a las anteriores. Este trabajo se centra en el estudio de la respuesta del suelo, es decir, en la caracterización de la señal X2, y el estudio de los fenómenos de efectos de sitio que participan en la transformación de la señal X1 a la señal X2.

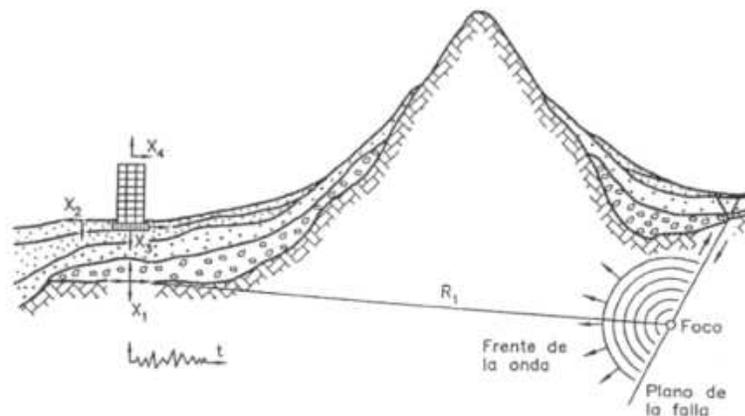


FIGURA 2.1: PROPAGACIÓN DE LA ONDA SÍSMICA (Rodríguez, 2005).

Por otra parte, se producen otros fenómenos como el aumento de las presiones intersticiales del terreno durante los terremotos, estas pueden alterar el estado físico de los suelos, hasta producir el efecto de licuación. Asimismo pueden producirse otros efectos como roturas del terreno, deslizamientos y caídas de rocas (efectos inducidos). Es decir, dichos fenómenos, provocan la pérdida de capacidad portante del terreno.

La amplificación, traducida en un movimiento fuerte del suelo tras un terremoto importante, causa un aumento de los daños observados en edificios y otras estructuras, afectando así directamente a la seguridad de la población. Debido a esto, el estudio de la respuesta sísmica del suelo es un campo de gran interés en el análisis de riesgo sísmico.

## **2.2 - MECANISMOS DE AMPLIFICACIÓN. EFECTOS DE SITIO**

Se reconocen al menos cuatro fenómenos que se ponen de manifiesto cuando una onda sísmica atraviesa una capa de suelo sedimentario (Bard y Bouchon, 1980):

El primero, relativamente más simple, es la amplificación de desplazamientos que ocurre cuando una onda sísmica atraviesa una interface entre un medio rígido y uno más blando. También llamada amplificación geométrica, corresponde a los efectos de amplificación debidos al contraste de impedancias entre dos medios en contacto.

Para sedimentos, el contraste de impedancias se expresa como:

$$I_c = \frac{\rho_b v_b}{\rho_s v_s} \quad \text{con} \quad v_b > v_s \quad (2.1)$$

Donde el subíndice b indica el término inglés “bedrock” o substrato rocoso y s se refiere al nivel sedimentario,  $\rho$  es la densidad y v es la velocidad de las ondas de corte. No obstante, el contraste puede ser entre dos capas de suelo sedimentario distintas (Bard y Bouchon, 1980).

El contraste de impedancias es mayor cuando se trata de materiales más jóvenes y menos consolidados y esto provoca mayor nivel de amplificación de la señal sísmica. La velocidad de las ondas sísmicas de corte en el suelo decrece, particularmente cuando el depósito sedimentario está situado sobre un sustrato rocoso duro y cristalino, aumentando así el contraste de impedancias. Como se ha comentado, los depósitos de suelo se comportan como filtros para la energía de alta frecuencia (o corto período), pero la amplificación de las bajas frecuencias puede causar daño potencial a estructuras que tienen frecuencias naturales bajas, como por ejemplo edificios altos y puentes.

El segundo fenómeno es la amplificación mecánica de capas planas a ciertas frecuencias críticas, también denominada “amplificación dinámica o “efecto de resonancia” y fue estudiada por primera vez en los años 30. El efecto de resonancia

considera la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del depósito sedimentario.

Una estimación de la frecuencia natural del depósito es:

$$f_n = \frac{v_s}{4H} \quad (2.2)$$

donde  $v_s$  es la velocidad de la onda sísmica S en m/s, H es la potencia o espesor del sedimento en m y  $f_n$  es la frecuencia natural del depósito sedimentario en Hz (Kramer, 1996).

Si la frecuencia de la onda sísmica es aproximadamente igual a la frecuencia natural del depósito se produce amplificación incrementándose la amplitud del movimiento del suelo significativamente. Por lo tanto, los fenómenos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica están relacionados directamente con la velocidad de las ondas sísmicas de corte (secundarias, S) en el depósito.

El tercer fenómeno se relaciona con la no linealidad de la respuesta de los suelos, que se vuelve más importante a medida que los suelos son más blandos para acciones sísmicas elevadas; el efecto más notorio es la atenuación del movimiento para las altas frecuencias.

El cuarto efecto es la influencia de las heterogeneidades laterales y la topografía del valle, que puede conducir, entre otros efectos, a la generación de ondas superficiales, o al fenómeno de concentración de ondas sísmicas. Si se desarrollan ángulos de incidencia post-críticos cuando las ondas inciden en el valle a través de uno de sus bordes, en la dirección en que el valle se profundiza, las ondas en vez de refractarse se reflejan en el manto duro inferior generando ondas de tipo superficial. Las ondas que quedan atrapadas en el cuenco de valles profundos, pueden producir amplitudes hasta un 50 % más grandes a frecuencias bajas e intermedias que los registrados en perfiles similares pero no ubicados en valles sedimentarios profundos, mientras que sus duraciones pueden incrementarse hasta el doble (Graves et al., 1998).

### **2.3 - LOS EFECTOS DE SITIO EN VALLES SEDIMENTARIOS**

Bradley et al. (2018), analizaron el movimiento de suelo y de efecto de sitio en la región de Wellington, Nueva Zelanda, a partir del terremoto de Kaikōura del 14 de noviembre de 2016, Mw 7.8. Afirman que, a pesar de estar a unos 60 km de la parte norte de la zona de ruptura causada por el terremoto, la amplificación de los movimientos de tierra de bajo período se debe a los efectos de sitio, como los causados por el borde de la cuenca. Estos efectos resultaron en movimientos del suelo apreciables y daños subsiguientes en el entorno construido en esta importante área urbana y capital de Nueva Zelanda. Los mayores movimientos del suelo de bajo período se observaron

en las cuencas de Thorndon y Te Aro en Wellington central, donde también se observaron efectos de amplificación de sitio similares durante la secuencia del terremoto de 2013 en el Estrecho de Cook. Las comparaciones de los espectros de respuesta de pseudoaceleración con las estimaciones actuales del período fundamental del suelo en el centro de Wellington indican que esta amplificación en la región de periodos altos, en relación con las estaciones de roca cercanas, no se puede explicar solo por los efectos de la diferencia de impedancia de las capas, y por lo tanto se infiere que hay una contribución significativa de las ondas de superficie generadas por el borde de la cuenca. En contraste, en el área de Lower Hutt-Petone, al norte del centro de Wellington, los movimientos desde el campo de la estación de GeoNet a través de un valle aluvial profundo demuestran claramente la influencia de los efectos de sitio derivado de la diferencia de impedancias entre las diferentes capas. Concluyen que, las observaciones del terremoto de Kaikōura de 2016 y la comparación con las características de los movimientos del terreno de los terremotos recientes han puesto de relieve la necesidad de mejorar la caracterización de las estructuras de la cuenca regional, en particular con respecto a la cuantificación de la contribución de la resonancia de la cuenca y las ondas de superficie generadas en el borde de la cuenca.

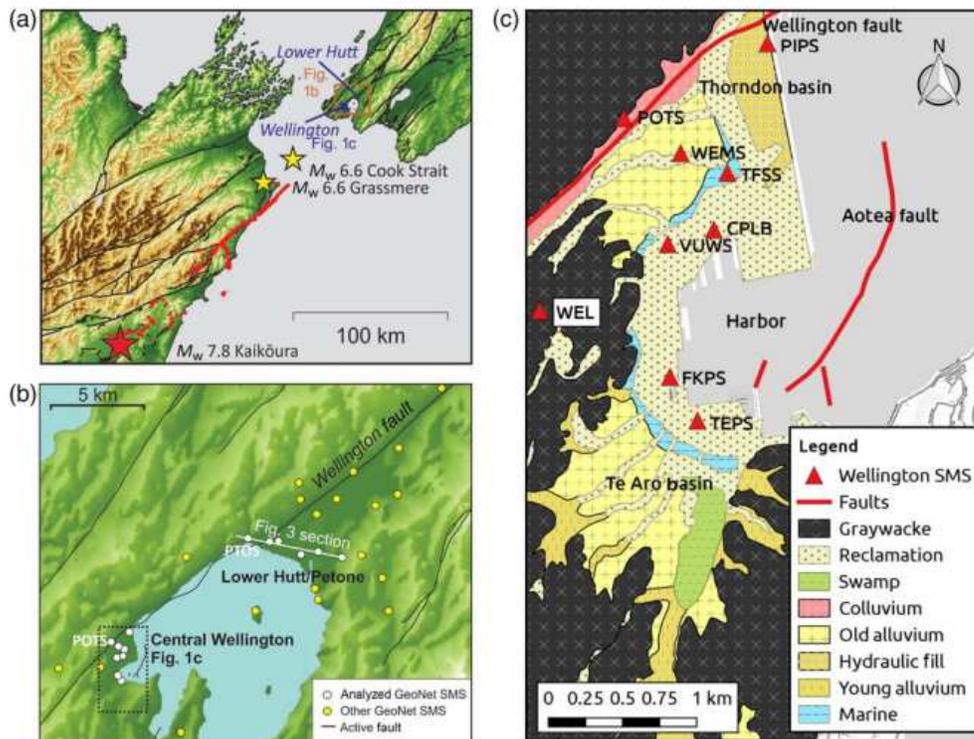


FIGURA 2.2: (Bradley et al., 2018).

(a) La descripción general de la región central de Nueva Zelanda, que muestra la ubicación de Wellington y Lower Hutt; (b) Región de Lower Hutt y Wellington; (c) Centro de Wellington. Ubicaciones de fallas activas conocidas y las cuencas de Te Aro y Thorndon.

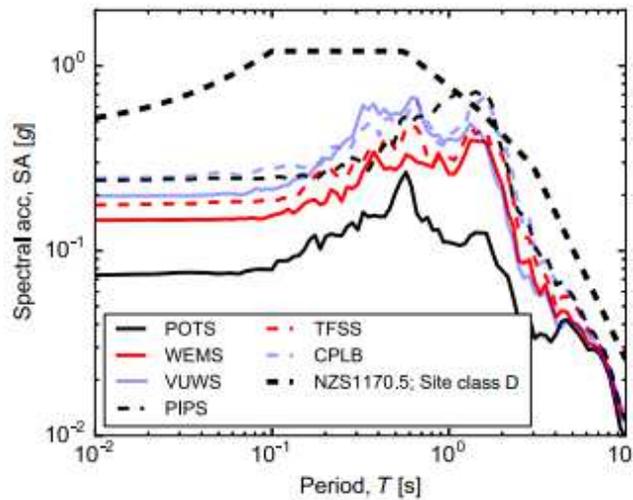


FIGURA 2.3: (Bradley et al., 2018).

Espectros de respuesta media geométrica observados en el centro Wellington en los sismógrafos resumidos en la Figura 2.2c y el espectro de diseño NZS1170.5 para sitios clase D (suelo profundo).

La ciudad de Ahmedabad de Gujarat, en el oeste de la India, sufrió graves daños durante el terremoto de Mw 7.7 Bhuj de 2001, a pesar de estar a unos 250 km del epicentro; también se reportaron patrones de daño similares durante el terremoto de Allah Bund de 1819 (Mw 7.8). Sairam et al. (2018), para investigar las causas probables, emplearon un enfoque integrado que utiliza el análisis multicanal de ondas de superficie (MASW), mediciones de microvibraciones individuales y de matriz, datos de terremotos de banda ancha e investigaciones geotécnicas. Observaron diferencias significativas en las características del sitio tanto en las áreas dañadas como en las no dañadas. Las investigaciones revelaron valores de velocidad de onda de corte superiores a 320 m/s y menores de 220 m/s en las áreas no dañadas y dañadas, respectivamente, en los 6 m superiores del subsuelo. Los valores de rechazo ( $N_{1(60)}$ ) se observan a 6-20 m y 20 m de profundidad en las áreas no dañadas y dañadas, respectivamente. El factor de amplificación, que está definido como la respuesta espectral de la relación H/V, en las áreas dañadas varía de 3.3 a 6.6 en el rango de frecuencia de 1.5 a 2.0 Hz. Por otro lado, el factor de amplificación en las áreas no dañadas varía de 1.0 a 3.0 en el rango de frecuencia de 0.7 a 1.5 Hz (Figura 2.4). Sin embargo, los daños se limitaron principalmente a edificios de mediana a gran altura, ubicados en el lado occidental del río Sabarmati, donde se informa la presencia de un paleocanal, y en algunas partes del sudeste de la ciudad, a lo largo de lagos y lagunas. Los edificios de baja altura en el lado este del río en el área de la ciudad vieja se mantuvieron casi intactos. El estudio confirma que los efectos del sitio local junto con la mala calidad de la construcción contribuyeron a los daños.

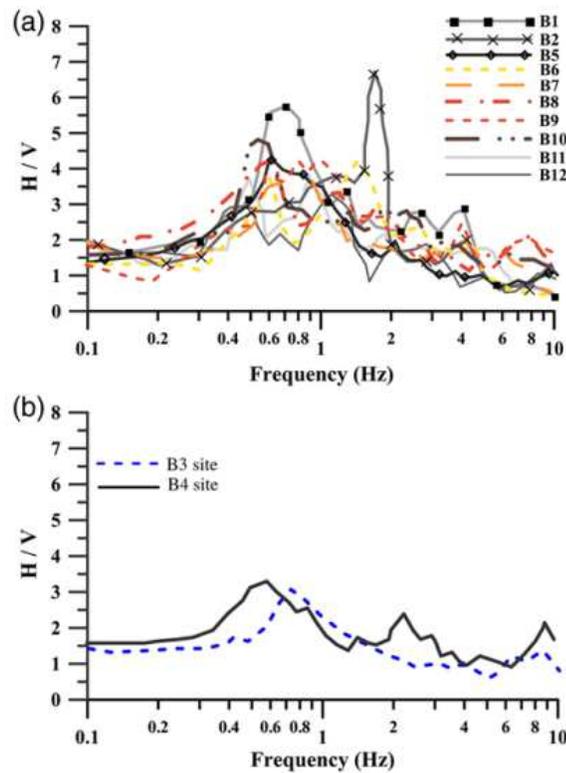


FIGURA 2.4: (Sairam et al., 2018).

Comparación de la respuesta espectral: en a) Area dañada (Sitios B y B2) y b) Area no dañada (Sitios B3 y B4)

El terremoto de México de 1985 fue un ejemplo de la amplificación de la señal sísmica y se caracterizó por una magnitud de 8.1. Fue muy estudiado ya que provocó daños severos en edificios altos y lo que es más remarcable, a una gran distancia epicentral (alrededor de 300 km). Por este motivo ha sido muy estudiado en ingeniería sísmica (Rodríguez, 2005).

El valle de México tiene 20 km de ancho y 1.5 km de profundidad. La cuenca está constituida por una roca de edad Mesozoica y un relleno cuaternario y terciario, y de una capa de arcilla de espesor variable, entre 30 y 70 m extremadamente blanda.

Se trató de estudiar este problema utilizando modelos unidimensionales de ondas internas de incidencia vertical. Como muestra la figura 2.3, se consiguió simular las amplificaciones del movimiento pero no la duración prolongada del mismo (Kawase y Aki, 1989). Se recurrió al uso de las teorías bidimensionales y tridimensionales para explicar la causa de la duración del movimiento. Se usaron modelos compuestos por una estructura poco profunda constituida solo por el nivel de arcilla o bien esta misma estructura junto con la cuenca profunda del valle de México según (Kawase y Aki, 1989; Ohta et al., 1986; Bard et al., 1988; Sanchez Sesma et al. 1988; Hadley et al., 1991).

Este terremoto se caracterizó por una gran amplificación en períodos largos, larga duración y períodos predominantes claramente definidos.

Se ha estudiado si estos efectos pudieron deberse al comportamiento no lineal de la arcilla blanda, pero existen estudios que han demostrado que esta arcilla tiene un comportamiento lineal cuando el nivel de deformación es muy alto (Ohta et al., 1986; Singh et al., 1988).

Las posibles causas, que no deben considerarse independientemente, son la generación de ondas superficiales fuertes y locales en la estructura formada por el nivel de arcilla (Bard et al., 1988). Sin embargo, estas ondas no recorren grandes distancias debido a la atenuación alta de la arcilla. Por ello debe considerarse también que los efectos de la cuenca profunda del valle de México provocan que las ondas incidan con un cierto ángulo y se generan ondas superficiales de larga duración en el fondo y los extremos de la cuenca (Figura 2.4).

El nivel de arcilla blanda fue la principal contribución a la amplificación y mostró la limitación de los códigos de la época, basados en acelerogramas típicos, y que no incorporaban las características del sitio.

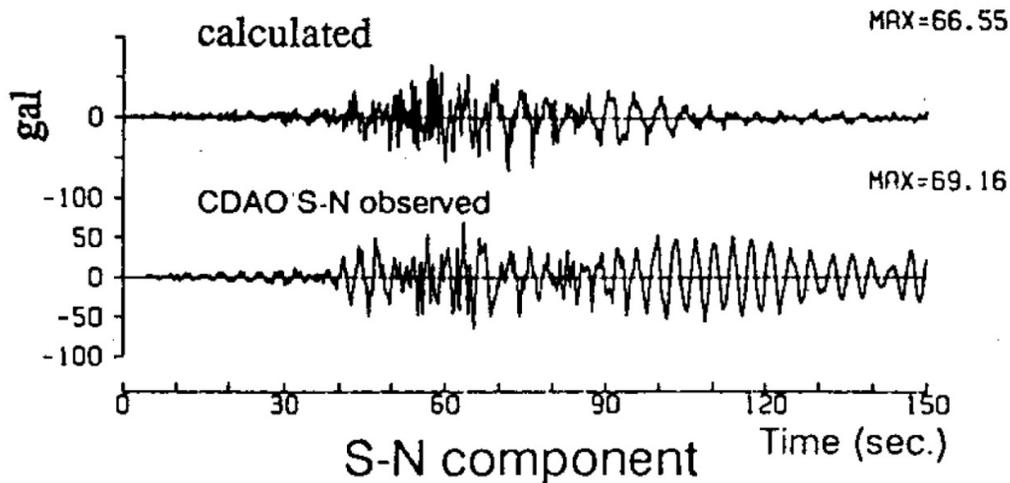


FIGURA 2.5: (RODRIGUEZ, 2005).

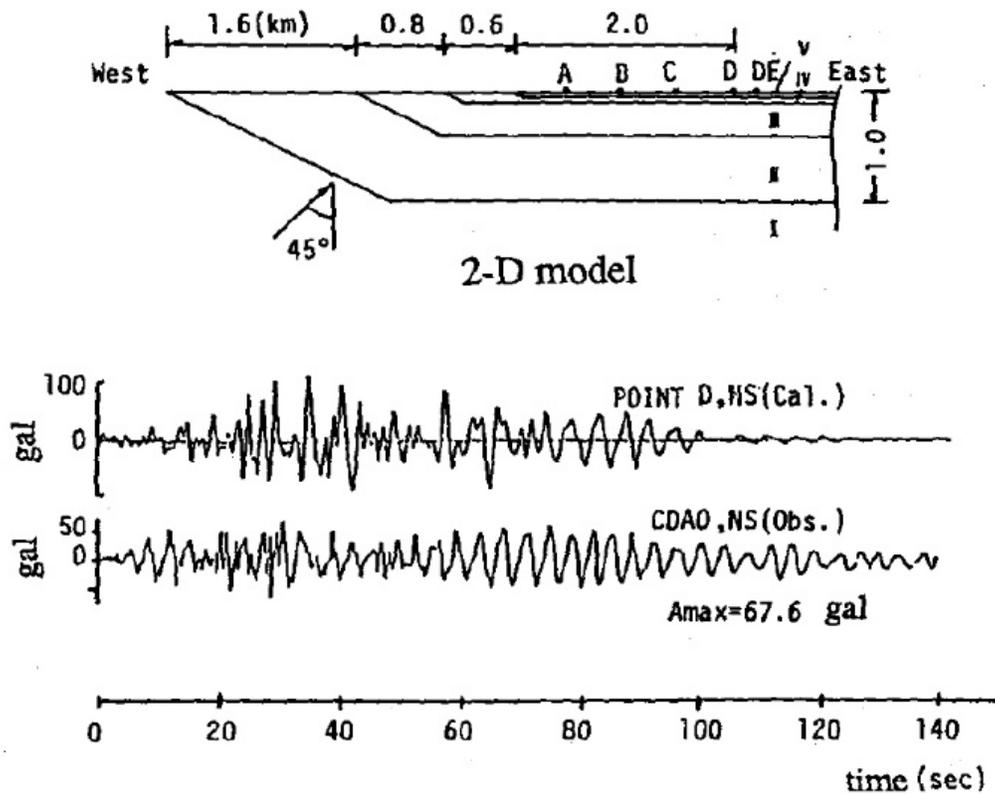


FIGURA 2.6: (RODRIGUEZ, 2005).

## 2.4 - MÉTODOS Y TEORÍAS PARA EL ESTUDIO DE EFECTOS DE SITIO

Se desarrollaron distintos métodos con el fin de estudiar analíticamente este problema. Todos contienen algún grado de simplificación mediante la formulación de hipótesis, que permiten describir el proceso, que es muy complejo, en forma racional y con tiempos de computación aceptables.

Los métodos usados frecuentemente para la evaluación de los efectos del suelo se dividen en dos grupos; los métodos empíricos y los métodos numéricos. Entre los primeros, se pueden mencionar la razón espectral estándar (SSR), medición de microtemblores y la técnica de Nakamura. Entre los segundos, se pueden aplicar modelos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales de transmisión de ondas en el medio. El QUAD4M utiliza un modelo numérico bidimensional de transmisión de ondas de corte que utiliza el método de los elementos finitos (MEF).

En la década de los '70 se comenzaron a estudiar analíticamente los efectos de sitio. Pioneros en este campo, fueron los estudios de Aki y Larner (1970), quienes desarrollaron una técnica semianalítica-seminumérica, que se conoce como el número de onda discreto. Este mismo método fue aplicado por Bard y Bouchon (1980) para analizar el caso de ondas incidentes tipo SH y SV. Trifunac (1971) y Wong y Trifunac

(1974) desarrollaron métodos analíticos para evaluar el movimiento en la superficie de valles de forma semi-elíptica perfectamente elásticos ante la incidencia de ondas planas SH. Boore et al. (1971), Smith (1975), Vidale y Helmberger (1988) utilizaron diferencias finitas y elementos finitos para investigar la influencia de interfaces irregulares en el interior de los valles. Estos métodos son válidos, siempre y cuando la vibración incidente en el valle tenga una longitud de onda en el orden del espesor de los sedimentos, y son inapropiados en el rango de las altas frecuencias. Un método enfocado al problema de las altas frecuencias es el de Hong y Helmberger (1978) conocido como Óptica Glorificada; son métodos de radiación que son difíciles de aplicar cuando la longitud de onda es del mismo orden de magnitud que las heterogeneidades, pero como se señaló anteriormente son aptos para campos de altas frecuencias.

El código DESRA-2 basado en el método de diferencias finitas, fue aplicado en el trabajo de Tafazzoli y Baziar (2007). También el código FLAC2D, de amplio uso en investigación, fue utilizado para el análisis de efectos de sitio, como por ejemplo, el trabajo de Ktenidou et al. (2007) en Grecia.

Otros investigadores hicieron uso del método pseudoespectral (Kamiyama y Fucuchi, 2007) que fácilmente posibilita expandir el análisis de la respuesta de problemas de una dimensión a dos o tres dimensiones, lo que es adecuado para subestructuras de valles irregulares, incluyendo la no linealidad del problema en forma relativamente simple (método lineal equivalente); en el trabajo mencionado se estudia la influencia de la no linealidad con las irregularidades de la topografía del valle.

Sin embargo, de estos métodos de análisis, el que se impuso y que ha sido ampliamente usado como procedimiento computacional para la solución de problemas en mecánica del continuo, como así también en otros campos, es el método de elementos finitos (MEF). El procedimiento ha resultado apropiado para modelar la respuesta sísmica de depósitos de suelo y estructuras de tierra. En los pasados 30 años se han desarrollado muchos programas para resolver tal respuesta, usando soluciones en el dominio de tiempo, como así también soluciones en el dominio de las frecuencias. Uno de ellos, de amplio uso en el ámbito académico y profesional, es el QUAD4M (Hudson et al., 1994). Además de su probada eficacia para resolver problemas de respuesta de suelo y la relativa actualidad de su utilización, la facilidad de acceso al mismo ha sido otro considerando importante a la hora de su elección. Sánchez Montenegro (2002) utilizó el código para realizar un estudio paramétrico de amplificaciones locales por efectos topográficos. Gelagoti et al. (2007) y Boaga et al. (2010), también usaron este código en sus investigaciones. Ciliz et al. (2007), han aplicado esta herramienta para el estudio del efecto de las pendientes laterales en valles sedimentarios; este trabajo se utilizó para validar la correcta aplicación del programa. Además fue utilizado para realizar la "Zonificación de la respuesta sísmica de Bogotá para el diseño sismorresistente de edificaciones" (FOPAE, 2010).

## **2.5 - PERFIL DE VELOCIDADES DE ONDAS DE CORTE (Vs)**

Independientemente del método a aplicarse en estos estudios es fundamental el conocimiento y comprensión de las características dinámicas básicas de los suelos, de las cuales sobresale la velocidad de onda de corte  $V_s$ . La misma es de gran importancia para los ingenieros geotécnicos y comunidad científica, ya que los reglamentos para construcciones sismorresistentes (entre ellos el argentino) establecen que para la determinación de las acciones sísmicas de diseño, el sitio de emplazamiento se debe clasificar según las velocidades medias de onda de corte  $V_{sm}$ , correspondiente a una profundidad de 30 metros desde la superficie del terreno natural. No obstante, para el presente trabajo se necesita el *perfil de velocidades de onda de corte*, desde la superficie hasta la profundidad a la cual se pueda llegar en cada caso. La manera más precisa de obtener este perfil es aplicando métodos geofísicos de prospección. Los que usualmente se utilizan son de refracción llamados, Análisis espectral de las ondas de superficie (SASW), Análisis multicanal de ondas de superficie (MASW), Método de autocorrelación espacial (SPAC) y Medición de microvibraciones de arreglos multicanal (MAM). Los más utilizados en regiones urbanas, por sus ventajas en referencia a ello, son los métodos MASW y MAM. Estos ensayos han sido ampliamente utilizados a los fines de caracterizar dinámicamente los suelos y realizar microzonificaciones sísmicas, alrededor del mundo: Cologne, Alemania, (Scherbaum et al., 2002); Tsukuba, Japón (Alfaro Castillo, 2006); Norte de Italia (Castellaro y Mucargia, 2009); Teherán, Irán (Vasheghani Farahani y Zare, 2014); y en América Latina las ciudades de Molina en Perú (CISMID, 2010); Xalapa en México (Guerra, 2010); León en Nicaragua (Martínez Bravo, 2009). Estos métodos de prospección geofísica se explican con mayor detalle en el apartado siguiente.

Otro método utilizado para obtener este perfil de velocidades es por medio del uso de fórmulas empíricas. Existen fórmulas para profundidades someras en otras regiones del mundo, tales como las propuestas por Imai y Yoshimura (1970), Ohba y Toriumi (1972), Hara et al. (1974), Imai (1977), Ohta y Goto (1978), Wroth et al. (1979), Imai y Tonouchi (1982), Okamoto et al. (1989), Japan Road Association (2002).

Las ecuaciones empíricas que se muestran en la tabla 2.1, se ordenaron en orden cronológico. Estas se obtuvieron correlacionando la velocidad de onda de corte  $V_s$  con datos geológicos, a partir de análisis estadísticos. De esta manera se llegaron a ecuaciones empíricas con la combinación de distintas variables, como el valor de N del SPT, tipo de suelo, profundidad y era geológica. En el trabajo de Ohta y Goto (1978), las ecuaciones se obtuvieron a partir del análisis de alrededor de 300 datos. En el mismo se especifica el error probable y el coeficiente de correlación de cada ecuación. Los coeficientes de correlación entre las ecuaciones empíricas y la  $V_s$  incrementan con el aumento de los índices geología/suelo.

TABLA 2.1: ECUACIONES EMPÍRICAS DE LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE VS [M/S], EN FUNCIÓN DE N DEL SPT, TIPO DE SUELO, PROFUNDIDADES Y EDAD GEOLÓGICA.

Investigadores	Índice	Ecuación	Observaciones
Imai y Yoshimura (1970)	Valor de N del SPT	$V_s=76N^{0.33}$	
Ohba y Toriumi (1970)	Valor de N del SPT	$V_s=84N^{0.31}$	
Imai y Fumoto (1975)	Valor de N del SPT	$V_s=89.8N^{0.341}$	
Imai (1977)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=aN^b$	<p>a=102, b=0.29 Arcilla Holoceno</p> <p>a=81, b=0.33 Arena Holoceno</p> <p>a=114, b=0.29 Arcilla Pleistoceno</p> <p>a=97, b=0.32 Arena Pleistoceno</p>
Tajimi et al. (1977)	Valor de N del SPT, tipo de suelo y profundidad.	$V_s=100.36 + 6.37 N + 3.35 H$	Arcilla
		$V_s=99.86 + 7.77 N + 2.33 H$	Limos
		$V_s=133.68 + 1.11 N + 3.96 H$	Arena
		$V_s=252.31 + 0.89 N + 1.25 H$	Grava

TABLA 2.1: ECUACIONES EMPÍRICAS DE LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE VS [M/S], EN FUNCIÓN DE N DEL SPT, TIPO DE SUELO, PROFUNDIDADES Y EDAD GEOLÓGICA. (CONTINUACIÓN)

Investigadores	Indice	Ecuación	Observaciones
Ohta y Goto (1978)	Valor de N del SPT	$V_s=85.34N^{0.348}$	Para todo tipo de suelo
	Valor de N del SPT y Tipo de suelo	$V_s=85.60aN^{0.346}$	a=1.00 Arcilla a=1.053 Arena Fina a=0.95 Arena Mediana a=0.936 Arena Gruesa a=1.048 Arena y Grava a=1.222 Grava
	Profundidad, tipo de suelo y era geológica	$V_s=84.36aH^{0.245}$	a=1.00 Arcilla Holocena a=1.202 Arena Fina Holocena a=1.261 Arena Mediana Holocena a=1.412 Arena Gruesa Holocena a=1.482 Arena y Grava Holocena a=1.927 Grava Holocena a=1.00 Arcilla Pleistocena a=1.435 Arena Fina Pleistocena
	Valor de N del SPT, profundidad, tipo de suelo y era geológica	$V_s=68.79a N^{0.171} H^{0.199}$	a=1.00 Arcilla Holocena a=1.086 Arena Fina Holocena a=1.066 Arena Mediana Holocena a=1.135 Arena Gruesa Holocena a=1.153 Arena y Grava Holocena a=1.448 Grava Holocena a=1.00 Arcilla Pleistocena a=1.303 Arena Fina Pleistocena

TABLA 2.1: ECUACIONES EMPÍRICAS DE LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE VS [M/S], EN FUNCIÓN DE N DEL SPT, TIPO DE SUELO, PROFUNDIDADES Y EDAD GEOLÓGICA. (CONTINUACIÓN)

Investigadores	Índice	Ecuación	Observaciones
Imai y Tonouchi (1982)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=138N^{0.246}$	Depósito de edad Pleistocena
		$V_s=75.4N^{0.351}$	Grava Holocena
		$V_s=87.8N^{0.351}$	Arena Holocena
		$V_s=98.1N^{0.32}$	SPT 60% de energía
Okamoto et al. (1989)	Valor de N del SPT	$V_s=125N^{0.3}$	Arena del Pleistoceno
Japan Road Association (2002)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=80N^{1/3}$	Arenas
		$V_s=100N^{1/3}$	Arcillas
Alfaro 2007	Valor de N del SPT, tipo de suelo y profundidad del SPT	$V_s=91.44 H^{0.291} N^{0.298}$	Para arcillas de Bogotá
Vs=velocidad de ondas de corte en m/s; N=número de golpes del SPT; H= Profundidad del SPT			

## **2.6 - PROSPECCIÓN GEOFÍSICA**

Se denomina **Prospección Geofísica** a la aplicación de los conocimientos que ofrece la geofísica a la humanidad; es vista como un conjunto de técnicas físicas y matemáticas aplicadas a la exploración de subsuelos para la búsqueda y posterior estudio de yacimientos, de sustancias útiles (petróleo, agua subterránea, minerales, carbón, etc.) por medio de observaciones en la superficie de la tierra de las propiedades físicas de los materiales en el interior de ella.

Los métodos geofísicos detectan discontinuidades (sitios donde las propiedades físicas de las rocas o suelos varían considerablemente) y se plantean como solución a las problemáticas que generan los métodos tradicionales ya que son técnicas no destructivas, de investigación extensiva (cobertura de grandes áreas), son una alternativa relativamente barata y se pueden correlacionar con perforaciones existentes.

Los métodos usados en la actualidad para la caracterización de suelos, se dividen según el parámetro físico de investigación y son:

- M. Gravimétricos: Se basan en el parámetro físico de la densidad. Utilizan el campo potencial natural.
- M. Magnéticos: Se basan en la susceptibilidad magnética. Utilizan el campo potencial natural.
- M. Eléctricos: Se basan en la resistividad eléctrica. Utilizan campos potenciales inducidos.
- **M. Sísmicos:** Se basan en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, utilizando campos potenciales inducidos.
- M. Radioactivos: Basados en la detección de nivel de radiación natural o inducida.
- M. Electromagnéticos: Se basan en la conductividad eléctrica y la permeabilidad magnética. Utilizan campos potenciales inducidos.

En este trabajo se aplicarán los métodos **sísmicos**. Estos métodos se basan en las diferentes velocidades de propagación de ondas vibratorias a través de diferentes medios materiales. Esencialmente el método consiste en provocar una perturbación en un punto determinado del área a explorar usando una fuente de energía o registrar el ruido ambiente del lugar. Por la zona a explorar se sitúan registradores de onda (geófonos), configurando un arreglo en particular. La función de los geófonos es captar la vibración, que se transmite amplificada a un oscilógrafo central que traza varias líneas, una para cada geófono. Los datos registrados se almacenan en formato digital para su posterior análisis. Estos métodos tienen la ventaja de ser económicos, rápidos y confiables, permitiendo determinar la estratigrafía del subsuelo.

#### **2.6.1 - CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS SÍSMICOS**

Método de Sísmica de Refracción: conocer cómo se propaga la onda P y S tanto en profundidad como lateralmente o mediciones de ondas de cuerpo. Se suele emplear en cuencas sedimentarias estratificadas.

Método de Sísmica de Reflexión: ídem al anterior, pero suele emplearse para problemas geotécnicos.

Estos métodos sísmicos para la caracterización de sitio son comúnmente divididos en dos amplias categorías: invasivos y no invasivos. Los primeros requieren de una perforación o la inserción de una sonda en el suelo; los segundos son enteramente conducidos en la superficie del terreno. En general, los métodos no invasivos son

afectados con un grado importante de incertidumbre, pero permiten la exploración de volúmenes más grandes y representativos y son, por lo general, más económicos que los invasivos.

Dentro de los métodos de perforación de pozos se encuentran: Cross-hole, Down Hole y Up Hole, y dentro de los no invasivos: el Método de Análisis Espectral de Ondas de Superficie, el cual se subdivide, de acuerdo a la fuente de energía que se emplee, en activa (MASW Y SASW) y pasiva (MAM). Además entre los métodos sísmicos, encontramos el Método de Nakamura o método HVSR, también conocido como H/V por "horizontal-to-vertical". Este utiliza un sismómetro (velocímetro) triaxial de banda ancha para grabar el ruido sísmico ambiental. Es considerada una técnica "pasiva" porque no requiere una fuente sísmica artificial, como explosivos o golpes de martillo. La relación HVSR mide las componentes vertical y horizontal del ruido sísmico inducido por el viento, oleaje y actividades antropogénicas.

Los métodos Down-hole y Up-hole se basan en el monitoreo de ondas longitudinales o de corte, propagándose verticalmente en depósitos de suelo, en la vecindad de un sondeo. El método up-hole consiste en generar ondas en un punto del sondeo y monitorear su arribo a la superficie. Generalmente se utilizan explosivos como fuente, generándose simultáneamente ondas de corte (ondas S) y ondas longitudinales (ondas P). Las llegadas de estas dos ondas son monitoreadas por varios geófonos instalados en un arreglo en la superficie del terreno. En depósitos de suelo con rigidez baja a media, la propagación de las ondas P es suficientemente más rápida que la de las ondas S y, por lo tanto, el arribo posterior de la onda S puede ser distinguido en el registro monitoreado. En el caso de suelos rígidos y rocas, la diferencia en la velocidad de propagación de estas dos ondas no es tan pronunciada y así resulta difícil discernir la señal de la llegada de las ondas S. En el caso del método down-hole, un geófono o hidrófono es adherido a la pared del sondeo, para monitorear la llegada del frente de onda propagándose hacia abajo desde la fuente ubicada en la superficie del terreno. La fuente utilizada suele ser una placa de madera firmemente adherida a la superficie y golpeada manualmente por un martillo. Si la placa es golpeada horizontalmente, generará una onda de corte polarizada en la dirección horizontal. La onda longitudinal (onda P) es generada golpeando la placa verticalmente o dejando caer un peso sobre ésta. En el método down-hole, el geófono se instala sucesivamente a las profundidades deseadas mientras se genera la onda para cada profundidad, en la superficie. Este tipo de investigación puede ser conducido efectivamente en áreas de ciudades muy pobladas, donde el espacio disponible es limitado. El uso de este método ha sido prevalente en Japón, debido a que puede ser combinado con la perforación para el ensayo SPT. Los datos son normalmente ploteados en la forma de tiempo versus distancia desde la fuente. La conexión de los datos sobre segmentos de líneas rectas, permite inferir la velocidad de propagación y el espesor de cada estrato. El mínimo

espesor de un estrato que puede ser identificado mediante un ensayo down-hole es del orden de 2 a 3 m y la mayor parte de los datos son gruesos promedios de las velocidades sobre varios estratos delgados.

En el Método Cross-hole una onda de corte o una onda compresional es generada en un sondeo “fuente” y su propagación en la dirección horizontal es detectada mediante receptores colocados en dos o tres sondeos adyacentes en un arreglo lineal (sondeos receptores). La energía de impulso en el sondeo fuente es aplicada por varios métodos. Cuando la medición es realizada junto con el ensayo SPT, la caída del martillo puede ser utilizada para generar una onda compresional en el fondo del sondeo. Cuando se genera una onda de corte, se usa un anclaje para el sondeo y un martillo especialmente diseñados. Este arreglo es instalado en el sondeo fuente a la profundidad deseada mediante un cable de tensión, y acuñado a la pared del sondeo expandiendo los anclajes. Un movimiento cortante hacia abajo es generado dejando caer el martillo sobre la parte superior del anclaje adherido. Un dispositivo especial también puede ser adherido a este anclaje de tal manera que el golpe puede ser realizado hacia arriba desde el fondo. Así, la fuerza de impulso orientada verticalmente es aplicada a la pared del sondeo tanto hacia abajo como hacia arriba. En los sondeos adyacentes, los geófonos receptores de la velocidad vertical son colocados firmemente contra las paredes a la misma elevación que el anclaje adherido en el sondeo fuente. Una vez en el lugar, el martillo es soltado sobre el anclaje y las señales desde los geófonos son monitoreadas y almacenadas en un osciloscopio. La diferencia en el tiempo de viaje entre los dos geófonos adyacentes se utiliza para calcular la velocidad de la onda de corte. En las primeras etapas de su desarrollo, se propuso que el método crosshole era capaz de obtener el valor del módulo como una función de la deformación por corte, pero este aspecto no es utilizado totalmente en la práctica. Los criterios para seleccionar las mejores distancias entre los sondeos son que el espaciamiento sea suficientemente lejano para proveer una diferencia discernible entre el tiempo de viaje, y que sea suficientemente cercano para reducir la posibilidad de captar ondas refractadas espúreas desde estratos adyacentes. Este método tiene como ventaja que puede ser usado para detectar los valores del módulo de estratos de suelo individuales con estructuras estratificadas horizontalmente. Sin embargo el costo del ensayo es usualmente alto, debido a que se requiere más de tres sondeos.

Los métodos sísmicos como el Down-hole, Cross-hole y Up hole han presentado cada vez más complicaciones para su aplicación en zonas urbanas debido a limitantes operativas por el aumento en los costos y complejidades en su ejecución. Esto hizo necesario el uso y combinación de diferentes métodos no invasivos, más económicos y que además proveyeran la mayor cantidad posible de información para la caracterización del suelo.

Otra técnica ampliamente utilizada es el análisis espectral de las ondas de superficie (SASW) (Nazarian y Stokoe, 1984); esta metodología usa una fuente activa de energía sísmica y es registrada repetidamente por un par de sismómetros verticales de 1Hz ubicados a distancias que van de 1 a 500 metros por lo que el perfil de velocidad de onda de corte se estima a partir de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh identificadas en los registros. Las velocidades de fase se estiman de una comparación de los espectros de amplitudes y de fase diferencial obtenidos de los análisis de los registros de cada par de sismómetro, para cada entrega de energía. En caso de zonas urbanas el ruido enmascara los registros y en zonas donde las ondas primarias tienen mayor energía que las superficiales, no se arriba a resultados confiables.

El método MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) consiste en registrar simultáneamente en 12 o más receptores a distancias cortas (1 o 2 metros) o largas (5 a 10 metros), la señal producida por una fuente impulsiva o vibratoria. Esto ofrece entonces una redundancia estadística a las medidas de las velocidades de fase. Además, permite en una visualización identificar la variación temporal de la frecuencia así como identificar y rechazar modos no fundamentales de las ondas Rayleigh y otros ruidos de la señal (Miller et al., 2000).

El ensayo denominado MAM (Microtremor Array Measurement) está basado en la técnica de autocorrelación espacial (SPAC). Esta técnica se basa en la suposición de que las microvibraciones están formadas por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia, a partir de registros simultáneos de microvibraciones obtenidas desde un arreglo de estaciones. Este método utiliza fuentes pasivas (microvibraciones); Aki (1957), Capon (1969) y Lacoss et al. (1969) han demostrado que el ruido ambiental provee suficiente información para proceder a la metodología de inversión para obtener la estructura de la velocidad de las ondas de corte (ondas S). Tal información es dada por el comportamiento dispersivo de las ondas de superficie, que forman parte primordial de las vibraciones originadas por el ruido ambiental (Havenith et al., 2007).

El método pasivo presenta la ventaja, sobre los demás basados en técnicas sísmicas, de ser menos costoso y no ser afectado por ruidos no correlacionados (Louis, 2001; Kind et al., 2005). Su uso ha sido ampliamente difundido en Europa, a partir del proyecto Site Effects Assessment using Ambient Excitations (SESAME, 2005).

Según Nakamura (1989), el método que lleva su nombre, denominado también del cociente espectral, permitiría obtener la función de transferencia completa del suelo (periodo y amplificación). Sin embargo, algunas investigaciones teóricas y trabajos experimentales (Lachet y Bard, 1994) han demostrado que el método no es adecuado para amplificaciones, pero si permite la determinación del periodo predominante.

Las áreas de aplicación de los estudios sísmicos HVSR son:

- Definición de la frecuencia de resonancia de un sitio,
- Definición de la frecuencia de resonancia de un edificio / estructura,
- Microzonificación sísmica,
- Monitoreo de vibraciones en estructuras / edificios.

El análisis de las mediciones de este tipo permite identificar los modos de vibración del suelo, además de identificar la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) de esta vibración. Sabiendo que en general hay una relación simple entre  $f_0$ , el espesor de la parte más blanda de la tierra (es decir, la porción del material que recubre la bed-rock) y la velocidad de corte media ( $V_s$ ) de las ondas sísmicas en el subsuelo (obtenido por ejemplo a partir de los métodos de ondas superficiales), a través de las medidas HVSR se puede estimar el espesor de esta capa de suelo.

#### **2.6.2 – CASOS DE INTERÉS REALIZADOS EN OTROS SITIOS**

En Egipto, Abd el-aal (2018) utilizó una nueva relación entre la frecuencia fundamental del sitio y el espesor de sedimentos blandos. La técnica utilizada fue la de Nakamura, ya que se puede utilizar como una herramienta robusta para determinar el espesor de capas de sedimentos blandos superpuestas sobre el lecho de roca a partir de observaciones y mediciones de ruido ambiental. Esto lo ha realizado en varios sitios, estimando con precisión la frecuencia fundamental a partir de la relación entre los picos espectrales principales de las componentes horizontal y vertical. En consecuencia, ha configurado una extensa base de datos para las áreas estudiadas, ensamblando las mediciones de ruido ambiental con los datos de registro de pozos. De esta manera, ha establecido una nueva fórmula entre frecuencia de sitio fundamental ( $f_0$ ) y espesor de sedimento blando ( $h$ ). La nueva fórmula que determinó, la validó y comparó con otras fórmulas anteriores, y los resultados indican que la profundidad y geometría de la superficie del lecho rocoso, concuerdan con los registros de datos de pozo y las mediciones de refracción sísmica previamente realizadas en los sitios investigados.

En Alemania se instaló una red de monitoreo local para registrar información referente a la sismicidad y evaluar el peligro sísmico potencial (Moritz et al., 2018). Centrándose en este último aspecto, caracterizaron los efectos potenciales del sitio debido a las características locales del suelo. Realizaron esto estimando cuantitativamente la variación de la velocidad de la onda de corte ( $V_s$ ) con el espesor de la capa subsuperficial. Los perfiles se determinaron mediante el uso de un enfoque combinado de ruido ambiental de matriz 2D de pequeña apertura y mediciones 1D activas a pequeña escala. Los métodos de alta resolución de frecuencia-onda (HRFK), autocorrelación espacial (SPAC) y análisis multicanal de ondas de superficie (MASW) se aplicaron utilizando varios tamaños y arreglos. Esto les permitió obtener conjuntamente curvas de dispersión de velocidad de fase que cubren un amplio rango de frecuencia de

2 a 32 Hz. La inversión de las curvas de dispersión obtenidas, da como resultado perfiles de Vs promedio hasta profundidades de 70 m, identificando capas delgadas cercanas a la superficie de unos pocos metros, así como capas más gruesas de decenas de metros en mayor profundidad. Una comparación con los datos de perforación disponibles muestra una buena correlación con las capas. Los resultados finales de dicha investigación demuestran que el enfoque combinado representa una herramienta adecuada para la caracterización de superficies cercanas, que se puede utilizar para mejorar la evaluación de riesgo sísmico.

Shirzad et al. (2018) utilizaron curvas de dispersión de onda de superficie de las microvibraciones, para obtener mapas de dispersión de velocidad de zonas específicas de Teherán en Irán. El cálculo de las curvas de dispersión local para cada punto considerado, determinan los datos de entrada para recuperar el modelo de velocidad de onda de corte 3D de la región. Los mapas de velocidad de grupo indican que los resultados tomográficos concuerdan bien con las características tectónicas principales y las unidades geológicas en el área de estudio. De esta manera, el análisis de las microvibraciones, les proporcionó un enfoque efectivo para estudiar la heterogeneidad de la estructura de la corteza superior, especialmente la estructura de falla de la región de Teherán.

## **2.7 - CÓDIGO QUAD4M**

### **2.7.1 - CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL PROGRAMA**

El programa de elementos finitos QUAD4M fue desarrollado por Hudson et al. en 1994. El mismo determina la respuesta dinámica de estructuras de suelos en dos dimensiones y en el dominio del tiempo. Utiliza la filosofía de linealidad equivalente como en SHAKE (Schnabel et al., 1972) y es una mejora del código QUAD4 (Idriss et al., 1973) en el que se introdujo una base transmisora y se mejoraron los algoritmos de resolución. De esta manera se puede modelar el semiespacio por debajo del borde inferior de una malla de elementos finitos y eliminar la necesidad de asumir una fundación rígida. Se pueden considerar las velocidades de onda de corte y compresión y el peso unitario para el material de la roca o base transmisora, lo que permite una mejor modelación del problema. Los elementos finitos adoptados son de deformación plana, triangulares y cuadriláteros. A cada uno de estos elementos se asigna módulo de corte y amortiguamiento. Como estos valores dependen del tiempo, se requiere para la solución del problema un procedimiento iterativo.

En QUAD4M se utiliza la regla del trapecio para resolver la ecuación del movimiento (en su versión anterior, se utilizaba Wilson- $\theta$ ). El problema crítico del amortiguamiento fue cuidadosamente estudiado mediante pruebas de respuesta del suelo en 1-D, a fin de dar los valores adecuados a los parámetros del amortiguamiento de Rayleigh adoptados por el programa, y evitar así los efectos de sobre-amortiguamiento comunes en estos estudios. El programa también tiene capacidad de

reinicio. La aceleración, la velocidad y el desplazamiento son almacenados para el reinicio de modo que el programa continúe como si no ha ocurrido la interrupción. Este aspecto es útil para el cambio de propiedades del material durante el sismo.

Finalmente, QUAD4M incorpora un nuevo método para la formulación de la matriz de amortiguamiento, lo que se traduce en una reducción significativa del amortiguamiento de altas frecuencias asociadas comúnmente con el uso de una formulación de amortiguamiento de Rayleigh.

### **2.7.2 - MODELO CONSTITUTIVO**

La propagación de una perturbación sísmica a través de la Tierra está gobernada por propiedades físicas, como por ejemplo la densidad, y por la forma en que un material responde al paso de una perturbación. Se ha demostrado que, generalmente, las rocas que están inmediatamente próximas a la fuente sísmica sufren deformaciones permanentes pero, a distancias mayores, el paso de una onda se produce por desplazamiento elástico del medio, lo que significa que el espacio no sufre deformaciones permanentes.

Los suelos son materiales complejos y su comportamiento mecánico, en general, no puede ser descrito usando modelos simples. Para deformaciones muy pequeñas, los suelos muestran una relación esfuerzo-deformación casi lineal, por lo que la suposición de un modelo constitutivo lineal elástico es razonable. Fuera de la región de baja deformaciones, el comportamiento es mucho más complejo y su descripción requiere de la adopción de un modelo constitutivo avanzado.

Los niveles de deformación asociados a estudios geofísicos son típicamente muy pequeños; en este sentido, está ampliamente aceptado que la teoría lineal elástica provee un marco teórico consistente para la interpretación de estudios sísmicos.

Por otra parte cuando estudiamos la propagación de registros sísmicos reales a través del subsuelo de una ciudad, los suelos presentan en general un comportamiento no lineal. No obstante, se utiliza el método lineal equivalente para considerar los efectos no lineales. El modelo lineal equivalente representa la respuesta tensión deformación del suelo basándose en el modelo Kelvin-Voigt (Figura 2.2).

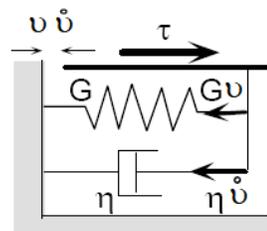


FIGURA 2.7: REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL MODELO TENSIÓN-DEFORMACIÓN UTILIZADA EN EL MODELO LINEAL EQUIVALENTE.

La tensión de corte  $\tau$  depende de la deformación de corte  $\upsilon$  y de su primera derivada mediante la ecuación que define el modelo constitutivo:

$$\tau = G \upsilon + \eta \dot{\upsilon} \quad (2.3)$$

donde  $G$  es el módulo de corte y  $\eta$  la viscosidad del material.

Para el caso de las velocidades de onda de corte, es de gran interés para este trabajo la relación obtenida de la propagación en un medio elástico:

$$G = \frac{\gamma \cdot V_s^2}{g} \quad (2.4)$$

donde

$V_s$ : Velocidad de ondas de corte

$\gamma$ : Peso unitario del suelo

$g$ : Aceleración de la gravedad.

### **2.7.3 - FORMULACIÓN UTILIZANDO EL MÉTODO DE LOS ELEMENTOS FINITOS**

El método de los elementos finitos ha sido usado extensivamente en los pasados 30 años para la estimación de la respuesta de estructuras o depósitos de suelo para condiciones estáticas y dinámicas de carga. Consiste en modelar un continuo mediante un número finito de elementos interconectados en sus nodos comunes.

El procedimiento de elemento finito usa un sistema de ecuaciones del movimiento, representada en forma matricial como:

$$[M] \ddot{\underline{u}} + [C] \dot{\underline{u}} + [K] \underline{u} = \underline{R} \quad (2.5)$$

$[M]$  Matriz de Masa (en este caso usando la suposición de formulación de masa concentrada).

$[C]$  Matriz de amortiguamiento.

$[K]$  Matriz de rigidez.

$\underline{R}$  Vector de carga, que está dado por:  $\underline{R} = [M] \ddot{\underline{u}}_g$

$\underline{u}$  Vector de desplazamiento relativo.

$\dot{\underline{u}}$  Vector de velocidad.

$\ddot{\underline{u}}$  Vector de aceleración.

$\ddot{\underline{u}}_g$  Vector de Aceleración de afloramiento.

Matriz de Amortiguamiento:

La matriz de amortiguamiento es formulada usando el ensamblaje de las matrices de amortiguamiento de cada elemento usando la formulación de Rayleigh (1945). Para cada elemento q:

$$[C]_q = \alpha_q [M]_q + \beta_q [K]_q \quad (2.6)$$

El uso de deformación compatible con el amortiguamiento a nivel de cada elemento fue introducido primero por Idriss et al. (1973). Los valores de  $\alpha_q$  y  $\beta_q$  son elegidos como se describe en la sección 2.7.6.

Número de Iteraciones:

El número de iteraciones es definido por el usuario, en orden a obtener los valores de deformación compatibles con el amortiguamiento y el módulo G.

Resolución de la ecuación del Movimiento:

Para resolver la ecuación (2.5), es necesario introducir ecuaciones relacionando  $\ddot{\underline{u}}$ ,  $\dot{\underline{u}}$  y  $\underline{u}$ . La familia de métodos de Newmark (Hughes, 1987) usa las siguientes ecuaciones para cumplir con el requisito anterior:

$$\dot{\underline{u}}_n = \dot{\underline{u}}_{n-1} + \Delta t [(1-\gamma_N) \ddot{\underline{u}}_{n-1} + \gamma_N \ddot{\underline{u}}_n] \quad (2.7)$$

$$\underline{u}_n = \underline{u}_{n-1} + \Delta t \dot{\underline{u}}_{n-1} + \Delta t^2 / 2 [(1-2\beta_N) \ddot{\underline{u}}_{n-1} + 2\beta_N \ddot{\underline{u}}_n]$$

Donde n es el paso de tiempo actual (cantidades desconocidas), y n-1 es el paso de tiempo anterior (cantidades conocidas). El uso de las ecuaciones (2.7) con  $\gamma_N = 0.50$  y  $\beta_N = 0.25$  es llamada la regla trapezoidal y proporciona un algoritmo de paso de tiempo con estabilidad incondicional, convergencia cuadrática y sin amortiguamiento numérico de cualquier frecuencia (Hughes, 1987).

Usando la regla del trapecio, las siguientes ecuaciones son obtenidas para el desplazamiento, velocidad y aceleración en cada paso de tiempo.

$$\underline{u}_{n+1} = [K]^{-1} [R]_{n+1} \quad (2.8)$$

$$\ddot{\underline{u}}_{n+1} = 4/\Delta t^2 (\underline{u}_{n+1} - \underline{u}_n) - 4/\Delta t \dot{\underline{u}}_n - \ddot{\underline{u}}_n \quad (2.9)$$

$$\dot{\underline{u}}_{n+1} = \dot{\underline{u}}_n + \Delta t / 2 (\ddot{\underline{u}}_n + \ddot{\underline{u}}_{n+1}) \quad (2.10)$$

$$[K] = (4/\Delta t^2) [M] + (2/\Delta t) [C] + [K] \quad (2.11)$$

$$[R]_{n+1} = [R]_n + [M] \underline{A}_{n+1} + [C] \underline{B}_{n+1} + [K] \alpha \underline{u}_n \quad (2.12)$$

$$\underline{A}_{n+1} = (4/\Delta t^2) (\underline{u}_n + \Delta t \underline{\dot{u}}_n + (\Delta t^2/4) \underline{\ddot{u}}_n) \quad (2.13)$$

$$\underline{B}_{n+1} = (2/\Delta t) \underline{u}_n + \underline{\dot{u}}_n \quad (2.14)$$

#### **2.7.4 - CONTORNOS TRANSMISORES**

Para que una malla finita de dos dimensiones represente la respuesta de una condición de campo infinito, la reflexión artificial de ondas sísmicas desde límites laterales, así como desde el semiespacio subyacentes debe ser minimizada. Lysmer y Kuhlemeyer (1969) introdujeron un simple procedimiento para lograr esto. Sugirieron el uso de amortiguadores como está ilustrado en figura 2.3. En el caso de una masa de suelo sometida a una vibración sísmica, la implementación de un contorno transmisor absorbente en QUAD4M es el mismo que el esquema de Lysmer y Kuhlemeyer.

La implementación de estos amortiguadores implica la adición de amortiguadores en cada uno de los nodos que conforman el borde o roca. Para el presente estudio, solo ha sido implementado un borde con amortiguadores acorde a las propiedades de la roca. Los efectos de los límites laterales pueden ser fácilmente minimizados por extensión de la malla de elementos finitos. Para implementar matemáticamente estos amortiguadores se añade a los términos diagonales de la matriz del elemento involucrado, que corresponden al borde. Esto produce una fuerza ajustable en la dirección x e y proporcional a la velocidad de los nodos especificados. Los coeficientes añadidos a los términos diagonales son obtenidos como:

Término para la dirección perpendicular al contorno:  $\rho V_p L_N$

Término para la dirección paralela al contorno:  $\rho V_s L_N$

Para los cálculos, se necesitan las velocidades de ondas P o S y la densidad del sustrato rocoso, es decir del material que se encuentra por debajo de la malla de elementos finitos. El ancho tributario de cada nodo ( $L_N$ ), es la longitud correspondiente a la mitad de la distancia hasta el siguiente nodo en ambos sentidos.

Cuando se usa una base transmisora, el movimiento de entrada es una función de las propiedades del material que se encuentra por debajo de la malla y las propiedades y geometría de la malla. Esta es la condición de borde correcta cuando el movimiento de entrada representa una propagación sísmica desde el sustrato rocoso.

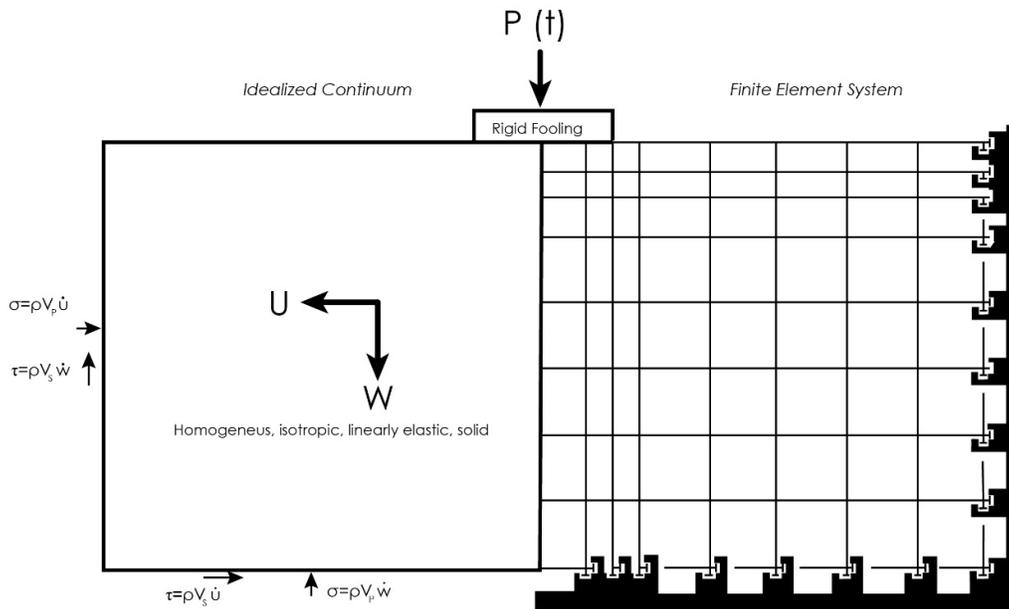


FIGURA 2.8: ESQUEMA DE LYSMER Y KUHLEMEYER (1969). USO DE AMORTIGADORES.

**2.7.5 - CAPACIDAD DE REINICIO**

Una de las características importantes de QUAD4M es el guardado de los valores de la aceleración, velocidad y desplazamiento de cada nodo en la finalización de los cálculos. Esto puede ser usado para reiniciar el programa en el paso de tiempo siguiente usando los resultados de la corrida anterior del programa. Antes de que el programa sea reiniciado, las propiedades del suelo pueden ser cambiadas. El programa puede ser detenido y reiniciado cuantas veces se desee en el curso del análisis.

**2.7.6 - AMORTIGUAMIENTO**

El uso del amortiguamiento de Rayleigh (Ec. 2.6) resulta en una frecuencia dependiente del amortiguamiento aplicado al problema, con:

$$\lambda_q = \frac{1}{2} (\alpha_q + \beta_q \omega) \tag{2.15}$$

donde  $\lambda_q$  es la relación de amortiguamiento.

El amortiguamiento en el suelo no es función de la frecuencia. Por consiguiente,  $\alpha_q$  y  $\beta_q$  se deben estimar para que los valores del amortiguamiento tengan mínimas variaciones sobre el rango de frecuencias de interés. En QUAD4M, las constantes fueron elegidas de tal manera que el amortiguamiento sea minimizado para la frecuencia fundamental del modelo completo de elementos finitos,  $\omega$ , la justificación es que el primer modo de vibración tiene el factor de participación más alto de todos los modos. Usando este criterio los valores de  $\alpha_q$  y  $\beta_q$  son elegidos para cada elemento como sigue:

$$\alpha_q = \lambda_q \omega_1 \quad (2.16)$$

$$\beta_q = \lambda_q / \omega_1$$

En los procedimientos que utilizan una formulación de amortiguamiento de Rayleigh, las frecuencias más altas son sobreamortiguadas. Por lo tanto, en QUAD4M se emplea un nuevo esquema para ingresar el amortiguamiento. En lugar de usar una sola frecuencia (la frecuencia fundamental del modelo) y una derivada (0 en la frecuencia fundamental del modelo) para establecer las constantes de la ecuación 2.6, se usan dos frecuencias. La elección de estas dos frecuencias ha sido estudiada usando varios sismos y varios depósitos unidimensionales diferentes. Fueron comparados con SHAKE91 (que usa un valor constante para todas las frecuencias; Idriss y Sun, 1992). La frecuencia fundamental del modelo es elegida como una de las frecuencias, y la segunda frecuencia es establecida como:

$$\omega_2 = n \omega_1 \quad (2.17)$$

donde n es un entero impar. Esta elección se origina en la respuesta de una viga sometida a esfuerzo de corte en la cual las frecuencias de los modos más altos son múltiplos impares de la frecuencia del modo fundamental de la viga. Este parámetro n es elegido de tal manera que:

$$n = \text{el entero impar más cercano a } \omega_i / \omega_1 \quad (2.18)$$

donde  $\omega_i$  es la frecuencia predominante del sismo de entrada.

Determinadas las dos frecuencias para el amortiguamiento, los valores de  $\alpha_q$  y  $\beta_q$  son entonces dados por las siguientes expresiones para cada elemento (Hudson, 1994):

$$\alpha_q = 2 \lambda_q (\omega_1 \omega_2) / (\omega_1 + \omega_2) \quad (2.19)$$

$$\beta_q = 2 \lambda_q / (\omega_1 + \omega_2)$$

El uso de estas dos frecuencias resulta en subamortiguamiento entre  $\omega_1$  y  $\omega_2$ , y un sobreamortiguamiento fuera de ese rango. Este esquema permite que el modelo responda a la frecuencia predominante del movimiento de entrada sin experimentar un sobreamortiguamiento significativo.

La relación de amortiguamiento,  $\lambda_q$  es elegida con base en la deformación promedio desarrollada en el elemento. El valor de  $\omega_1$ , la frecuencia fundamental del sistema, es calculada internamente por resolución del siguiente sistema de ecuaciones:

$$[K] \underline{\Phi}^1 = \omega_1 [M] \underline{\Phi}^1 \quad (2.20)$$

Donde la primera forma modal es representada por  $\underline{\Phi}^1$ .

### **3 – GEOLOGÍA Y SISMICIDAD DEL SITIO DE ESTUDIO**

#### **3.1 – BREVE DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA**

Los fenómenos de modificación de la señal sísmica se conocen con el nombre de efectos locales y están controlados por las condiciones geológicas y topográficas del lugar donde se produce el terremoto. Se tomó como base de esta descripción los trabajos realizados por Gallardo (1996), Baudino (1996), González Bonorino y Abascal (2012).

La ciudad de Salta se asienta en el sector noreste del Valle de Lerma (Figuras 3.1 a 3.3), depresión tectónica rellena con mantos cuaternarios de distinta composición en profundidad y establecimiento dentro de la comarca. El valle mide unos 110 km de largo, con un ancho máximo de unos 30 km en el sector medio. El piso del valle tiene un gradiente de 0,014 (0,8°) de noroeste a sudeste, paralelo al lineamiento del Toro, y de 0,004 (0,2°) en sentido norte-sur, entre la ciudad de Salta y el embalse Gral. Belgrano (gradientes y cotas estimadas en base a Google Earth, registros de GPS manual, y la base topográfica de la Hoja 7e Salta, escala 1:200.000, del Instituto de Geología y Minería).

Este valle está rodeado por elevaciones, que hacia el este, la constituyen parte del grupo Santa Victoria, cuyos afloramientos componen la mayor parte de la sierra de Mojotoro. Entre las formaciones que la conforman, se encuentran los cerros San Bernardo y 20 de febrero, que dominan en gran parte la ciudad. Este afloramiento se asigna al Ordovícico Inferior (Figura 3.4). Además, hacia el sureste de la ciudad se encuentra parte del grupo Mesón, cuyo afloramiento deriva de la era paleozoica superior cámbrica. Por otra parte, hacia el oeste, se encuentra rodeada por afloramientos terciarios que lo constituye el cordón de Lesser del Grupo Valle de Lerma y Orán (G. Baudino, 1996). Los sedimentos con los que están constituidos los mantos cuaternarios se asientan, en su gran mayoría, sobre unidades del Terciario, que constituyen la base de la cuenca cuaternaria.

A principios del Pleistoceno, la faja plegada y corrida de los Andes a la latitud de la ciudad de Salta comprendía el contrafuerte occidental de la actual Cordillera Oriental (representado por las sierras de Lesser y de Obispo) y las serranías en ascenso del Sistema de Santa Bárbara (Figura 3.3; Kley y Monaldi, 1999; Hongn et al., 2007). Entre ambas áreas elevadas se extendía un piedemonte formado por los depósitos aluviales hoy representados por la Formación Piquete (Plioceno-Pleistoceno inferior; unidad superior del Grupo Orán, Mingramm et al., 1979; González et al., 1996; Hain et al., 2011). A mediados del Pleistoceno, una contracción fuera de secuencia afectó el sector occidental del piedemonte. En el interior del valle de Lerma la contracción dio inicio a la elevación de la sierra de Vaqueros y de los Cerrillos de San Miguel, mientras que en el Este se resolvió como falla inversa que inició la elevación del contrafuerte oriental de la Cordillera Oriental representado por las sierras de Mojotoro, Castillejo y

Peñas Blancas (Figura 3.4a), y dio origen a la cuenca de piggy-back del valle de Lerma (Gallardo et al., 1996; Monaldi et al., 1996). Conos aluviales originados en las serranías occidentales cubrieron en discordancia el sustrato estructurado, acomodándose a la nueva topografía.

El valle de Lerma y las serranías marginales comprenden cinco unidades litoestratigráficas principales separadas por discordancias regionales (Figura 3.4b):

a) metasedimentitas marinas agrupadas complexivamente en la Formación Puncoviscana (Proterozoico-Cámbrico inferior; Baldis y Omarini, 1984, Aparicio González et al., 2010),

b) cuarcitas y pelitas de plataforma marina de los grupos Mesón y Santa Victoria (Cámbrico-Ordovícico inferior; Moyra, 1998),

c) sedimentitas continentales de rift del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno; Hernández et al., 1999a; Salfity y Marquillas, 1999),

d) sedimentitas aluviales y lagunares del Grupo Orán (Oligoceno-Pleistoceno inferior; Vergani y Starck, 1989; Hernández et al., 1999b), y

e) depósitos aluviales y lacustres post-Grupo Orán, para los cuales se propone aquí el nombre Grupo Valle de Lerma (Pleistoceno superior-Holoceno; Gallardo et al., 1996; Malamud et al., 1996).

El lineamiento del Toro cruza oblicuamente de NO a ESE el valle de Lerma, separando zonas con geología contrastante (Mon et al., 2004; Kley et al., 2005). Hacia el norte, en las sierras de Lesser, Obispo septentrional, y Mojotoro, los afloramientos están dominados por rocas del Precámbrico y Paleozoico inferior, sobre las cuales apoyan depósitos del Grupo Orán. Al sur del lineamiento, en cambio, capas replegadas de la Formación Puncoviscana están cubiertas por estratos del Grupo Salta, y sobre estos apoyan los del Grupo Orán (Vergani y Starck, 1989). En el norte el valle de Lerma está constreñido por la sierra de Vaqueros, un amplio anticlinal en capas de la Formación Piquete que buza unos 5° hacia el sur/sursureste (Figura 3.4a). El limbo occidental del anticlinal está cortado por la falla inversa antitética que monta basamento paleozoico sobre estratos del Grupo Orán, mientras que el limbo oriental se hunde bajo los depósitos aluviales del río Caldera (Li, 1994).

En el centro del valle, los Cerrillos de San Miguel reflejan el desarrollo de un braquianticlinal fracturado, con núcleo de basamento cubierto por retazos del Grupo Salta (Figura 3.4a). Los anticlinales de Vaqueros y de Cerrillos de San Miguel se proyectan en subsuelo bajo depósitos del Grupo Valle de Lerma. Sobre la base del relevamiento gravimétrico 3D efectuado por Colombi et al. (2000) (Figura 3.2) entre la sierra de Vaqueros y los Cerrillos de San Miguel, se infiere la ubicación y extensión de estos y

otros pliegues. Más al sur, entre la latitud del extremo septentrional del embalse Gral. Belgrano y el extremo austral del valle de Lerma, líneas sísmicas relevadas por YPF S.E. en la década del 90 revelan un par anticlinal-sinclinal en capas del Grupo Orán, al oeste del embalse Gral. Belgrano (Figura 3.4a). En este sector el valle de Lerma está flanqueado, hacia el oeste, por estratos plegados del Grupo Orán y, hacia el este, por estratos plegados del Grupo Salta (Vergani y Starck, 1989).

La sierra de Mojotoro está conformada por dos unidades litológicas. El tercio occidental, de unos 10 km de ancho al nivel del río Mojotoro, es un anticlinal de vergencia oriental, con núcleo de capas replegadas de la Formación Puncoviscana y una cubierta de cuarcitas y pelitas de los grupos Mesón y Santa Victoria. Este bloque sostiene la cresta de la sierra. Inmediatamente al este, adosada al bloque de basamento, se desarrolla una cuña de depósitos de piedemonte del Pleistoceno cuyos clastos indican proveniencia de la sierra de Mojotoro (Hain et al., 2011). Se adopta para estos depósitos el nombre Formación La Troja, propuesto por Hain et al. (2011), con las salvedades que se hacen en el apartado 'Estratigrafía'. Estos depósitos desaparecen hacia el sur y no llegan a formar parte de la sierra de Castillejo. La sierra de Castillejo está conformada por un anticlinal de vergencia oriental, con núcleo de rocas de Puncoviscana y cobertura de estratos de los grupos Salta y Orán (Vergani y Starck, 1989). Si bien este anticlinal es continuación del descrito al norte, está separado de aquel por la falla Castillejo, parte del sistema de fracturas oblicuas asociadas al lineamiento del Toro. La traza de la falla inversa continúa en superficie hasta unos 15 km al sur de la falla Castillejo y luego se transforma en falla ciega (Mon et al., 2004).

Persiste una actividad tectónica moderada en el valle de Lerma, apreciable por la actividad sísmica (Figura 3.3b; Colombi et al., 2002) y la deformación del Cuaternario (Georgieff y González Bonorino, 1999; García et al., 2011). En el sector nororiental del valle la actividad sísmica es débil, al punto que Colombi et al. (2002) la consideraron asísmica. No obstante, tres epicentros de sismos recientes podrían estar relacionados con actividad de la falla inversa (Figura 3.3b).

### **ESTRATIGRAFIA**

Es un valle de configuración muy heterogénea, compuesto de depósitos fluviolacustres, arenas, limos, arcillas y gravas. Gallardo et al. (1996) subdividieron el relleno del valle de Lerma posterior a la Formación Piquete en tres formaciones, de más antigua a más joven (Figuras 3.4b y 3.5):

- Calvimonte, aluvial,
- Tajamar, rica en arcillas representativas del lago Lerma,
- y La Viña, aluvial.

La Formación Calvimonte habría precedido el ascenso de las sierras de Mojotoro y Castillejo, en tanto que las formaciones Tajamar y La Viña se habrían acumulado con posterioridad al ascenso de estas sierras. La división tripartita es aplicable donde afloran las distintivas arcillas de la Formación Tajamar, las cuales están restringidas al cuadrante sudoriental del valle (al sur del punto 'x' en la Figura 3.4a).

El Grupo Valle de Lerma tiene por base la discordancia angular de alto ángulo que lo separa de estratos plegados de la Formación Piquete y más antiguos, por techo la superficie actual del valle, y por límite geográfico el del valle de Lerma. La edad máxima del grupo está acotada por la edad de una toba intercalada en la Formación Piquete al oeste del embalse Gral. Belgrano, datada en  $1,3 \pm 0,2$  Ma (Malamud et al., 1996). Relevamientos por geoelectrónica (García, 1988) y por gravimetría 3D (Colombi et al., 2000) en la mitad septentrional del valle indican que el espesor del Grupo Valle de Lerma aumenta desde los bordes del valle hacia el centro, aunque con una acentuada asimetría (Figura 3.2). En dos depocentros, ubicados uno entre las lomas de Medeiros y los Cerrillos de San Martín, y el otro entre estos y la sierra de Lesser, el espesor supera los 800 metros. En la mitad austral del valle, líneas sísmicas indican espesores totales para el Grupo Valle de Lerma de aproximadamente 1,5 segundos (suponiendo una velocidad de 1.500 m/seg para un sustrato mayoritariamente compuesto por grava y arena moderadamente consolidadas, el espesor del grupo es de alrededor de 225 m).

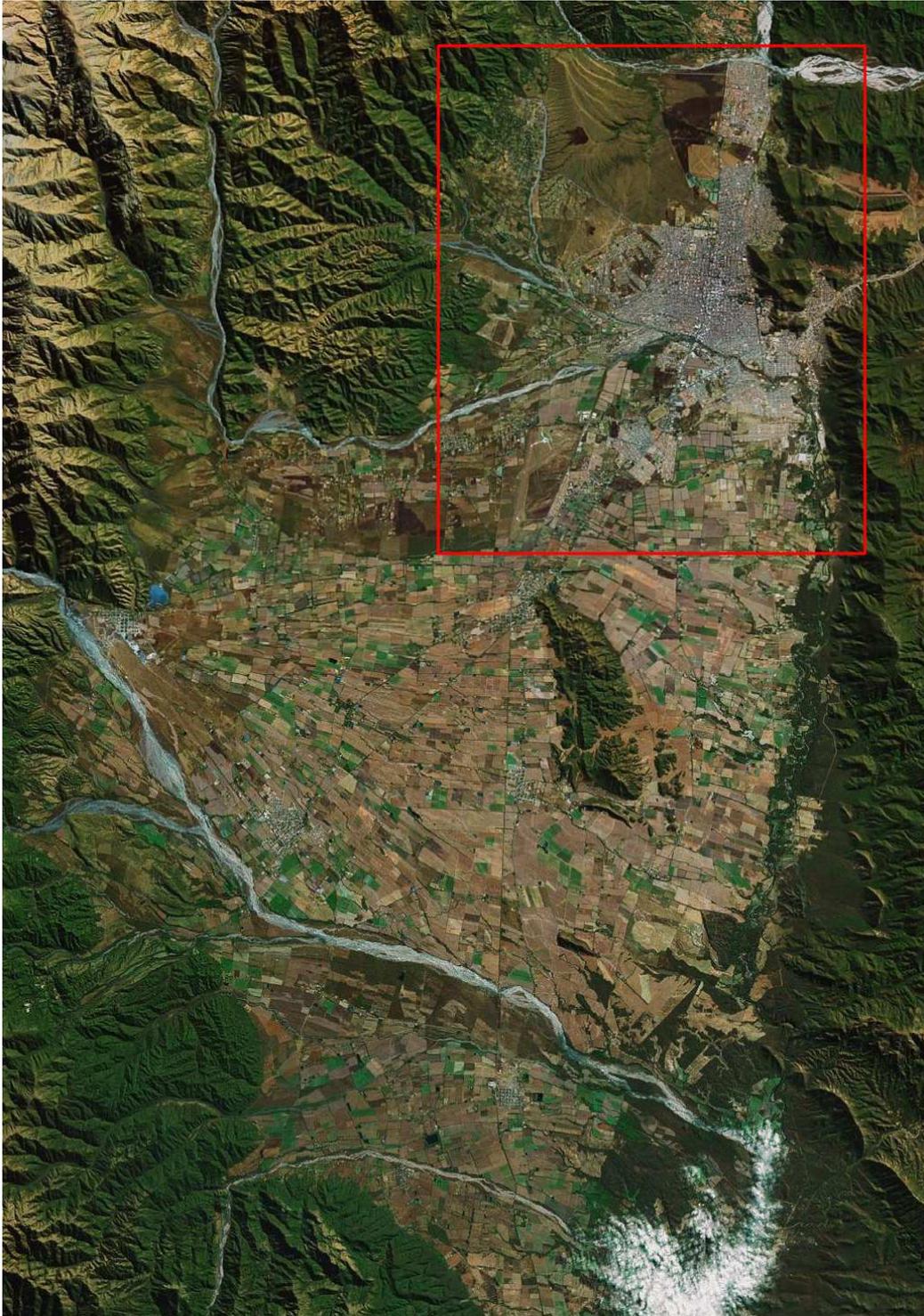


FIGURA 3.1: UBICACIÓN DE LA CIUDAD DE SALTA AL NORTE DEL VALLE DE LERMA

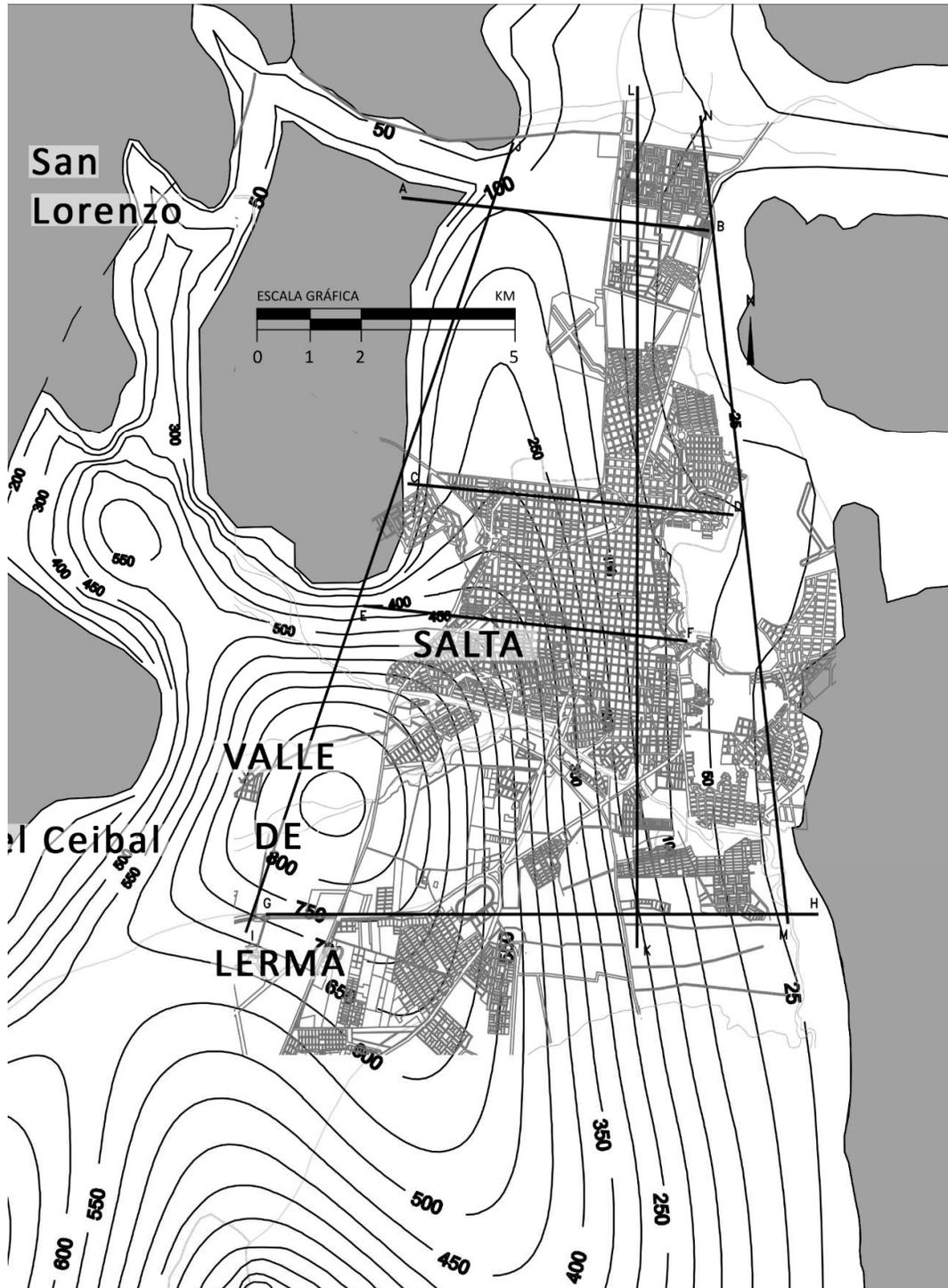


FIGURA 3.2: ISOPACAS EN EL SECTOR DE LA CIUDAD DE SALTA (Colombi et al., 2000)

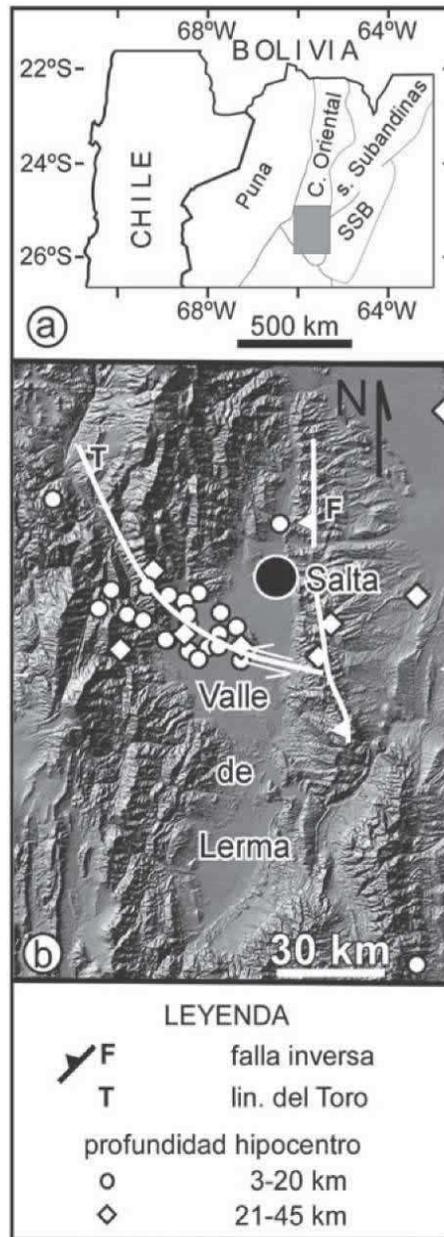


FIGURA 3.3: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012)

a) Provincias geológicas en el noroeste de la Argentina y situación general del área de estudio (rectángulo grisado, expandido en el panel b. (b) Imagen con relieve artificial de la Cordillera Oriental en Salta. El valle de Lerma es la región plana en el centro. F - falla inversa que dio origen a la cuenca de piggy-back del valle de Lerma, T - lineamiento del Toro. Sismos históricos con hipocentros a profundidades corticales someras e intermedias (datos de U.S.G.S., <http://earthquake.usgs.gov>, e INPRES, <http://www.inpres.gov.ar>).

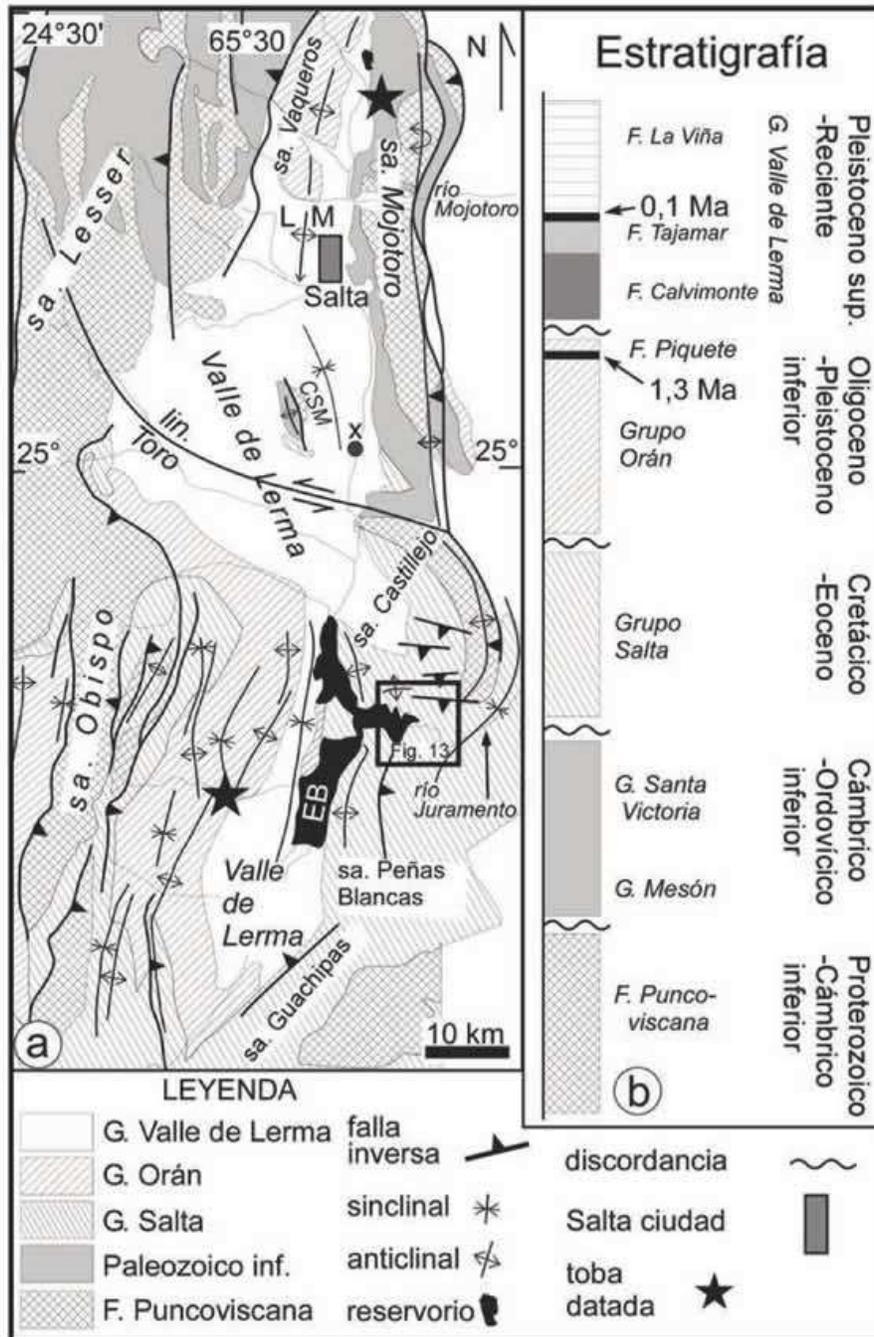


FIGURA 3.4: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012)

a) Mapa geológico del valle de Lerma y serranías circundantes (datos principalmente tomados de Ruiz Huidobro 1955, 1968, Vergani y Starck 1989, Mon et al. 2004, Aparicio González et al. 2010). b) Columna estratigráfica simplificada. Las rastras coinciden en mapa y columna excepto para el Grupo Valle de Lerma, que está indiferenciado en el mapa. CSM - Cerrillos de San Miguel, EB - embalse Gral. Belgrano. LM - lomas de Medeiros, x - afloramientos de la F. Tajamar en Rumical y río Arenales.

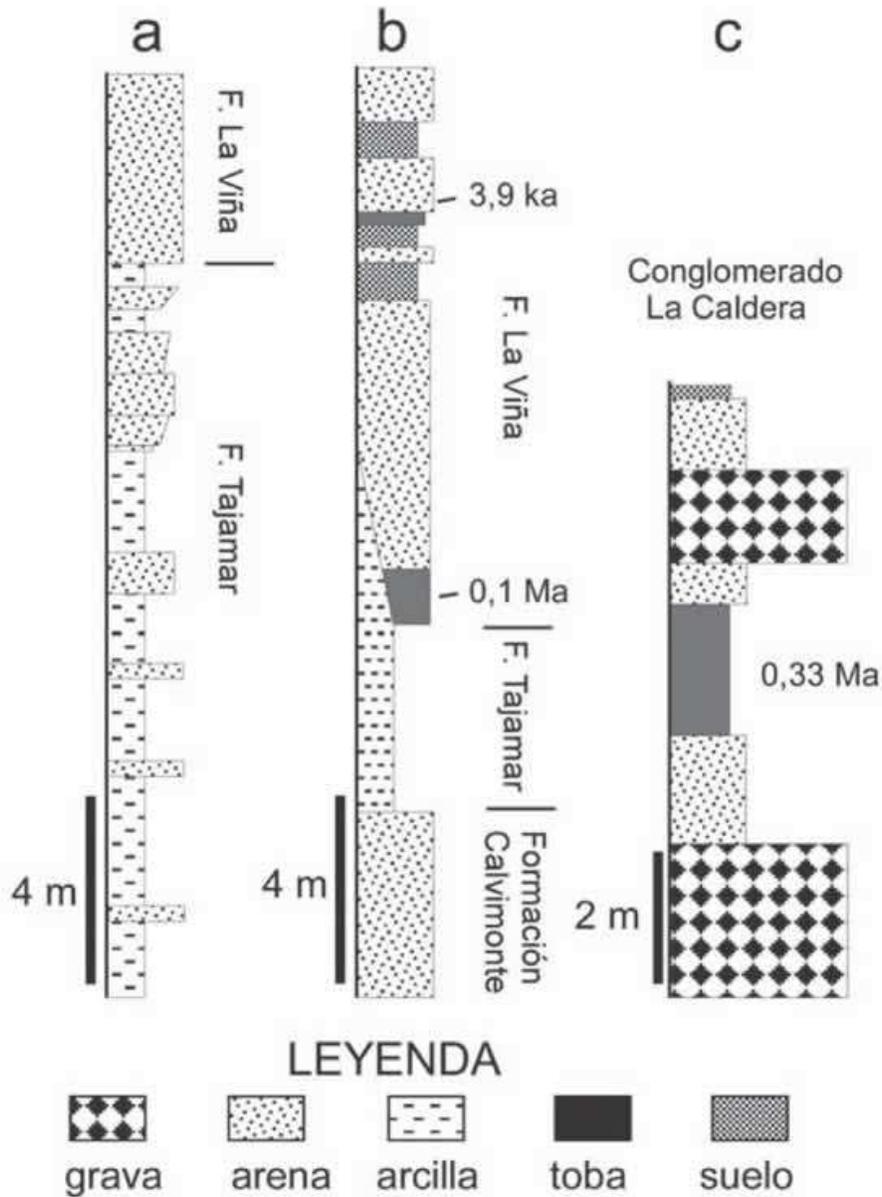


FIGURA 3.5: (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012)

Perfiles columnares. a) Formación Tajamar (tomado de Carabanti, 2006). b) Formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña (tomado de Malamud et al., 1996). c) Conglomerado La Caldera (tomado de Malamud et al., 1996).

### **3.2 – SISMICIDAD DE LA CIUDAD DE SALTA**

Las crónicas históricas, hablan de efectos importantes sobre la infraestructura existente durante los sismos de 1692, 1844 y 1948. La distancia media entre los epicentros de estos sismos es de 100 km aproximadamente. La ciudad se ubica en la

zona 3 según la zonificación sísmica dada por el INPRES, lo que implica una sismicidad intensa. En la época instrumental, los más intensamente sentidos en la Ciudad fueron los de 1973 y el más reciente del 27 de Febrero de 2010. Los epicentros se ubican en un radio mayor a 90 km y provienen en general de los sistemas de Sierras Subandinas y Santa Bárbara, salvo el último que fue ubicado a unos 25 km, y se originó en el sistema Calama-Olacapato -Toro, al Oeste de la Ciudad. Cabe destacar que en el evento de 1844 se reportaron fenómenos de licuación de suelos.

Se considera que éstas son evidencias de que los mantos cuaternarios pueden amplificar las vibraciones originadas por movimientos sísmicos. Por las características del Valle de Lerma es razonable esperar una manifestación clara de estos fenómenos, sobre todo los debidos a amplificación de la intensidad sísmica por acción de mantos blandos de suelos y efectos de cuenca.

La sismicidad del Valle es resultado de la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana, ubicándose el frente de deformación este en las Sierras de Santa Bárbara y Subandinas.

La sismicidad de intraplaca en la región según el catálogo del INPRES, indica que el valle de Lerma es una zona tectónicamente activa. García et al. (2013) realizaron una integración de diversas observaciones con datos publicados previamente que les permitió establecer la evolución morfo-tectónica reciente y el potencial riesgo sísmico del norte del valle de Lerma, precisamente sobre las Lomas de Medeiros, durante los últimos 10 Ma. De esto concluyeron que las terrazas del Pleistoceno Medio al Holoceno plegadas, con fallas en Lomas de Medeiros y los depósitos del Pleistoceno Superior levantados en el rango del Mojotoro, son fuertes evidencias del potencial sismogénico de las fallas relacionadas con estas morfoestructuras. Aplicando relaciones con la longitud de ruptura del subsuelo, han estimado terremotos con magnitudes máximas de momento ( $M_w$ ) de 6.5, 7.0 y 7.1 para las fallas de Medeiros, Lesser y Mojotoro respectivamente.

Según Spagnotto et al. (2014), estos eventos probablemente se encuentren relacionados con la inversión tectónica del rift del Grupo Salta. El sismo de Salta del 27 de febrero de 2010 fue el primer evento de intraplaca de magnitud mayor a 6 registrado en el valle de Lerma. La proximidad temporal de este sismo con el  $M_w$  8,8 de Maule hace suponer que podría haber sido disparado remotamente. Por la geometría de la solución y la localización del centroide, se propone que la fuente sismogénica se habría localizado sobre un corrimiento ciego buzante al oeste responsable del levantamiento de los cordones montañosos del Malcante, Obispo y San Miguel, y que se conectaría con el nivel de despegue regional ubicado a 20-25 km de profundidad por debajo del cordón del Nevado de Cachi. La tip line de este corrimiento se ubicaría por debajo del valle de Lerma y estaría relacionado con las estructuras neotectónicas.

## **4 – DEFINICIÓN DE PERFILES REPRESENTATIVOS**

A continuación se definen los perfiles de estudio representativos del tipo de suelo que subyace en la Ciudad de Salta. Para ello se describe:

- Nomenclatura y ubicación de los perfiles.
- La topografía sub-superficial.
- Malla de Elementos Finitos adoptada.
- Distribución espacial de los tipos de suelos. (Estratificación).
- Metodología para la determinación del perfil de velocidades de onda de corte.

La metodología empleada para obtener el perfil de velocidades de ondas de corte se desarrolla en el Capítulo 5.

### **4.1 – NOMENCLATURA Y UBICACIÓN DE LOS PERFILES**

Se consideraron cuatro perfiles en sentido Oeste – Este y tres perfiles en sentido Sur - Norte. La ubicación de los mismos se puede observar en la Figura 4.1. Esta se determinó de acuerdo al análisis de la distribución espacial de los diferentes tipos de suelo que conforman el relleno cuaternario. Además, fue necesario considerar los sitios en los cuales se podía desplegar el equipo para realizar las mediciones de refracción sísmica, ya que en el caso de la aplicación del método MASW, se necesitan mínimamente 110 metros. Es así que en general, se priorizó realizarlos en los espacios verdes.

#### **Perfiles Oeste - Este:**

Perfil A-B: se encuentra en coincidencia con la Universidad Nacional de Salta (UNSA), tiene una extensión de unos 6 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 10 y 180 metros.

Perfil C-D: se encuentra en coincidencia con la Avda. Arenales, tiene una extensión de unos 6 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 10 y 300 metros.

Perfil E-F: se encuentra en coincidencia con el cerro San Bernardo, tiene una extensión de unos 12 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 10 y 500 metros.

Perfil G-H: se encuentra en coincidencia con la ruta nacional 51 (Avda. Banchik) y el hipódromo del Jockey Club, tiene una extensión de unos 15 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 10 y 700 metros.

Perfiles Sur - Norte:

Perfil I-J: se encuentra en coincidencia con el Aeropuerto, pasando por Grand Bourg y por último por el campo militar, tiene una extensión de unos 14 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 10 y 850 metros.

Perfil K-L: se encuentra al sur en coincidencia con la ruta provincial N° 26 y al norte con la UNSA, tiene una extensión de unos 15 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 50 y 200 metros.

Perfil M-N: se encuentra al sur en coincidencia con Villa Mitre y al norte con el Barrio 17 de octubre, tiene una extensión de unos 14 kilómetros, y las profundidades se encuentran entre 20 y 50 metros.

**4.2 - TOPOGRAFÍA SUB-SUPERFICIAL**

A fin de delinear la topografía sub-superficial del valle en cada una de las secciones de estudio, se tomó en consideración, el mapa de isopacas obtenidas mediante la aplicación de técnicas de prospección gravimétrica por Colombi et al., (2000) y el trabajo de Peralta (2005). Esto ha permitido desarrollar un modelo geológico que define el espesor y geometría de los depósitos sedimentarios cuaternarios existentes por encima de la roca base representada por los depósitos Cenozoicos.

En la Figura 4.2 se observa cada perfil, con la topografía subsuperficial correspondiente. Todos se encuentran a una misma escala tanto vertical como horizontal, de tal manera de poder dar cuenta de la variación de las profundidades del manto cuaternario en cada zona de la ciudad.

Los perfiles obtenidos se suavizaron, pero siempre conservando las características que son determinantes para analizar la respuesta de cada sitio, a fin de lograr perfiles altamente representativos. Esto se realizó utilizando herramientas CAD.

**4.3 - MALLA DE ELEMENTOS FINITOS ADOPTADA**

Se utilizaron elementos cuadriláteros y triangulares de cuatro y tres nodos, respectivamente. Se trata de elementos bilineales de dimensiones variables.

Los espesores de los perfiles están en el orden de 10 a 850 metros. En los primeros 100 metros de profundidad se densificó la malla con elementos más delgados, debido a que a partir de estudios de sensibilidad realizados con el programa a diversos parámetros, se concluyó que los resultados son más sensibles al cambio en el espesor que en el ancho de los elementos. Es así que hasta los 50 metros se establecieron elementos con un espesor de 10 metros, desde ahí en adelante se consideraron elementos de 25, 50 y 100 metros de espesor conforme la profundidad aumenta. Respecto del ancho, se estableció en general de 200 metros. La malla resultante para

cada uno de los perfiles se puede observar en la Figura 4.2, como así también las cantidades de elementos y nodos correspondientes.

- Perfil A-B: 360 elementos y 490 nodos.
- Perfil C-D: 274 elementos y 306 nodos.
- Perfil E-F: 1913 elementos y 2043 nodos.
- Perfil G-H: 860 elementos y 952 nodos.
- Perfil I-J: 837 elementos y 915 nodos.
- Perfil K-L: 571 elementos y 651 nodos.
- Perfil M-N: 198 elementos y 269 nodos.

#### **4.4 – ESTRATIFICACIÓN**

Para obtener la conformación de las distintas capas sedimentarias, se analizaron los datos de exploraciones profundas (pozos para la extracción de agua potable), las cuales llegan hasta una profundidad aproximada de 100 metros. De estos datos se utilizó la información referente a la clasificación de suelos según la profundidad (Estratigrafía).

El análisis de los pozos profundos para la extracción de agua, denota una estructura muy heterogénea, donde las capas de limo, arcilla, arena y grava, de distinta consistencia y espesor, se ordenan en distintas secuencias según el sitio, marcando diferencias aun a distancias relativamente cortas. De todos modos, puede apreciarse una preponderancia de suelos gravosos al norte, cuyos tamaños máximos se hacen menores hacia el sur, donde prevalecen las arenas. En el centro de la ciudad, se encuentra una constitución más compleja, con intercalaciones variadas de distintos tipos de suelos, con predominio de la matriz arcillosa (ver Tabla 4.1 y Figura 4.5). En algunos sitios la profundidad de estos pozos supera la del modelo de isopacas, optándose por considerar el del modelo obtenido por gravimetría.

Para establecer la estratificación de cada perfil, se lo dividió en tramos o sectores, de tal manera que el punto medio de cada tramo represente la ubicación de los pozos profundos. En cada uno de los tramos se define una estructura del subsuelo particular, derivada de la información relativa del pozo y de estudios de suelos cercanos. Las Figuras 4.3 a 4.9 muestran para cada perfil, los tramos considerados y la constitución en profundidad de cada pozo.

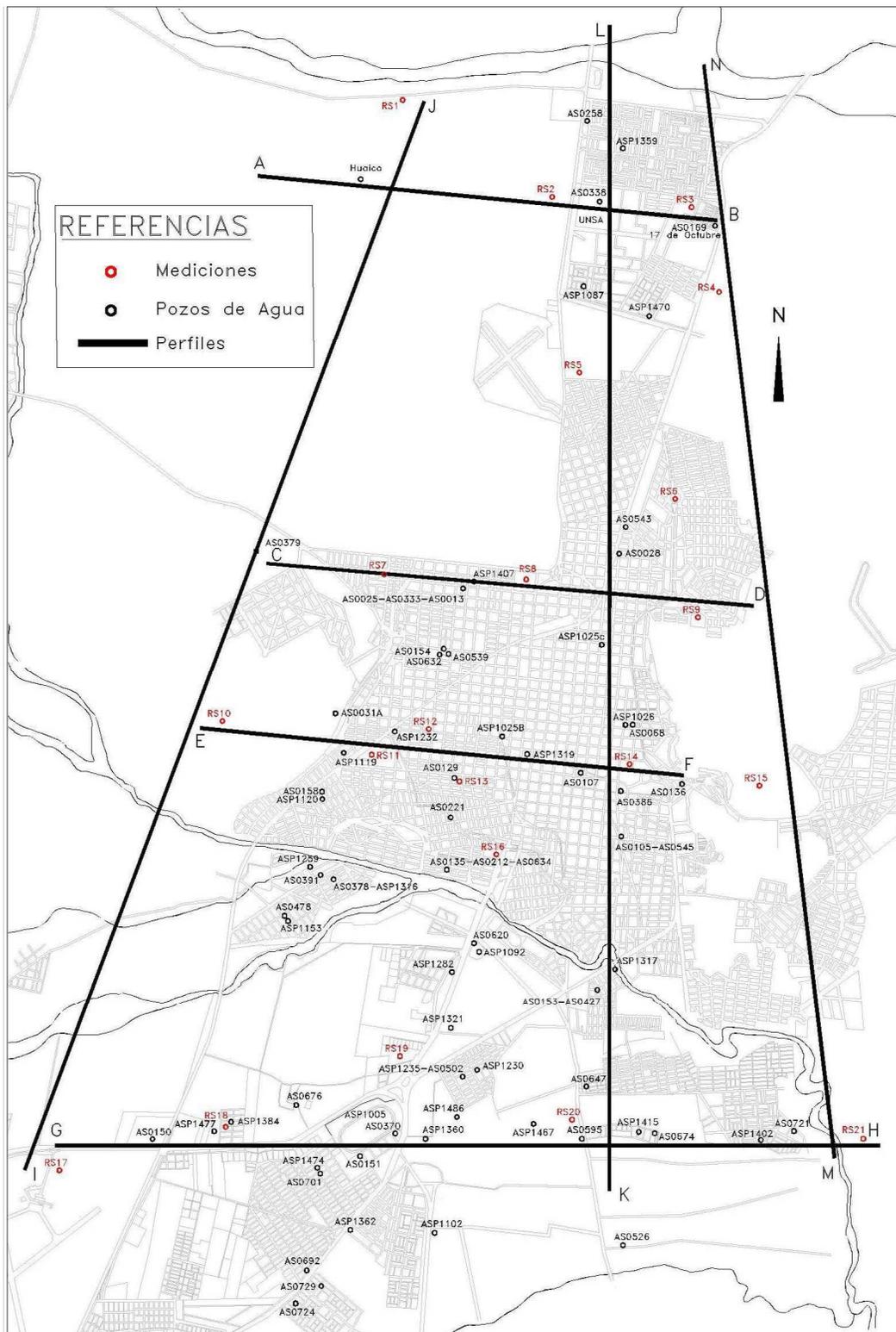


FIGURA 4.1: PERFILES REPRESENTATIVOS ESTUDIADOS.

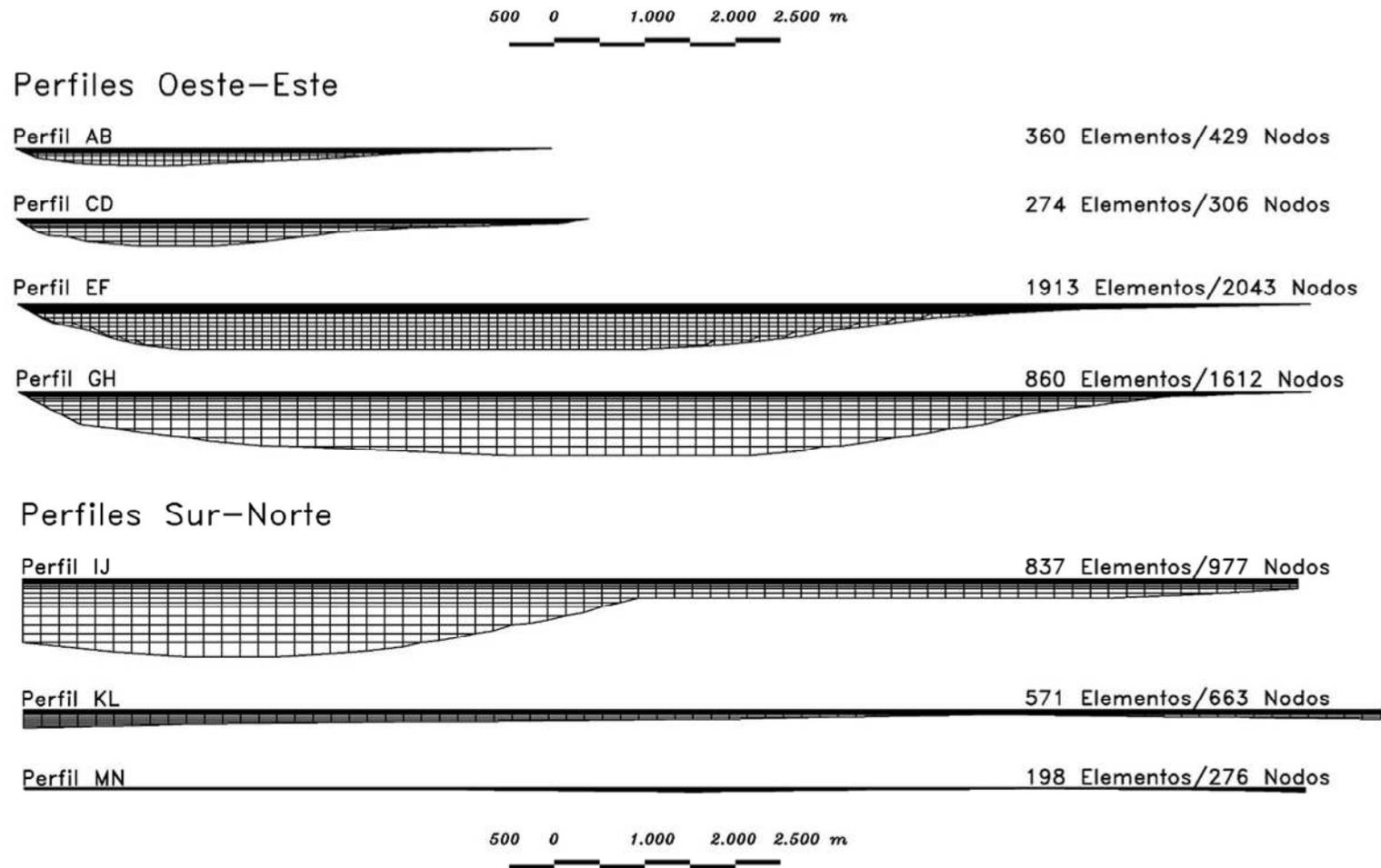


FIGURA 4.2: PERFILES CON TOPOGRAFÍA SUB-SUPERFICIAL Y MALLA DE ELEMENTOS FINITOS.

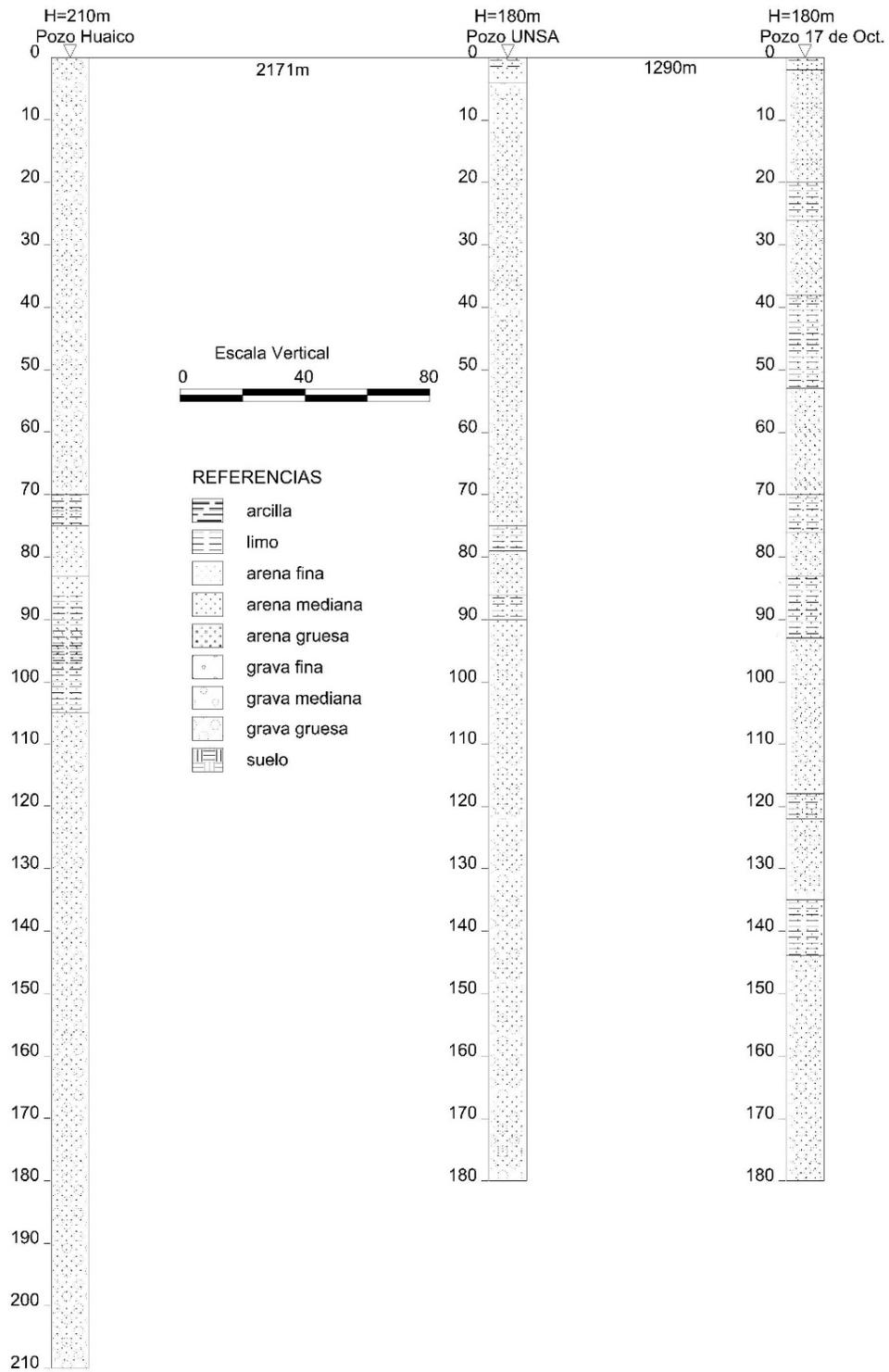


FIGURA 4.3: PERFIL A-B CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.

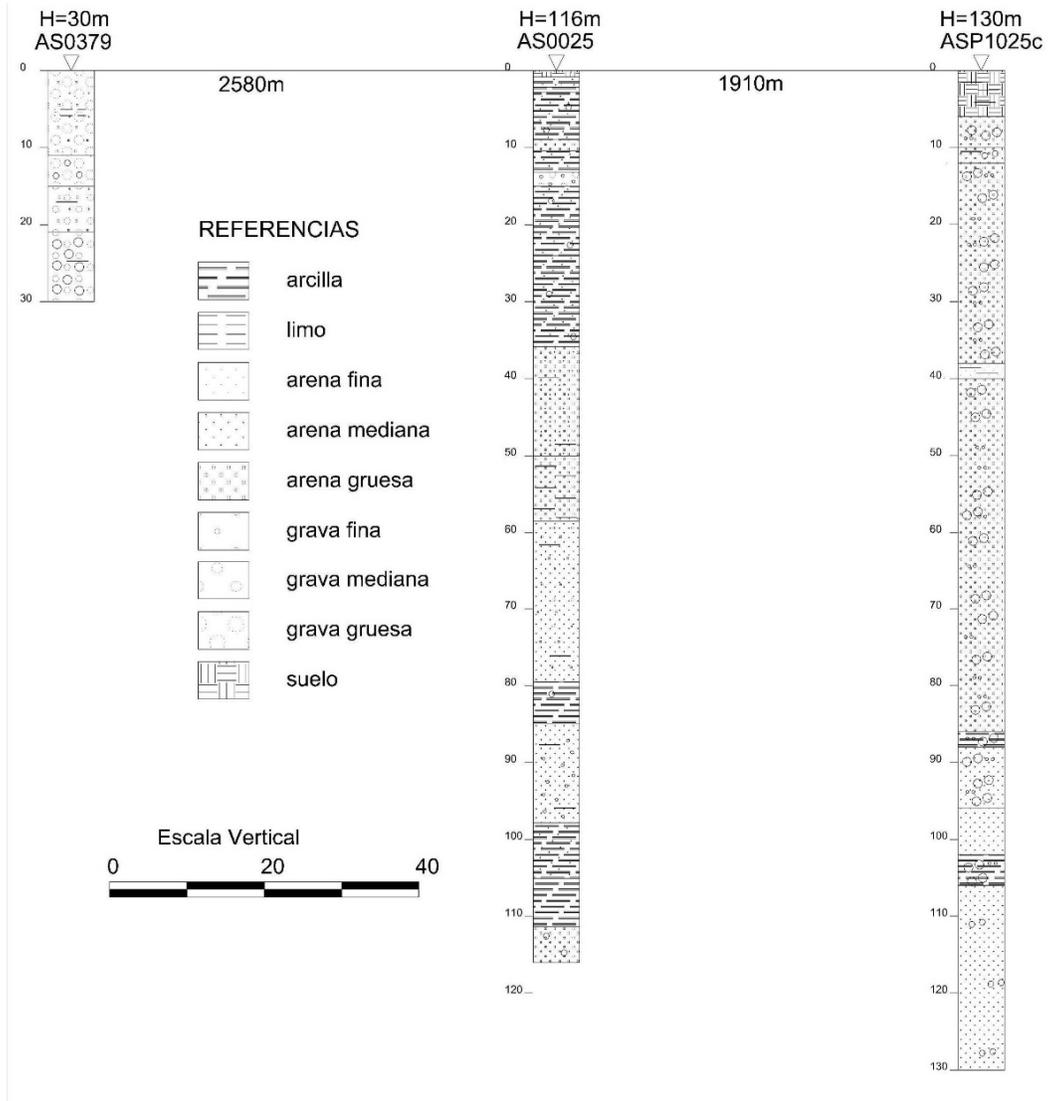


FIGURA 4.4: PERFIL C-D CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.

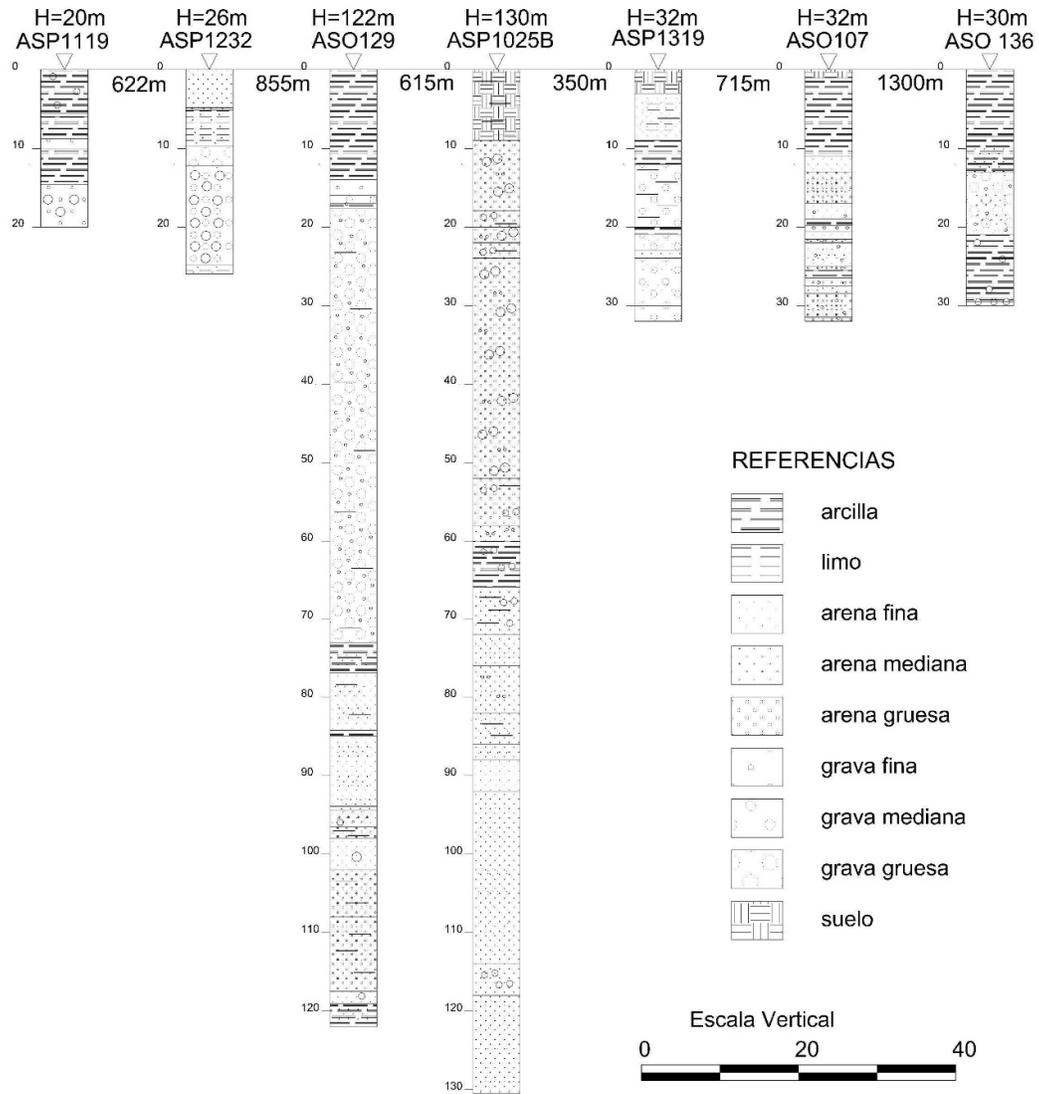


FIGURA 4.5: PERFIL E-F CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.

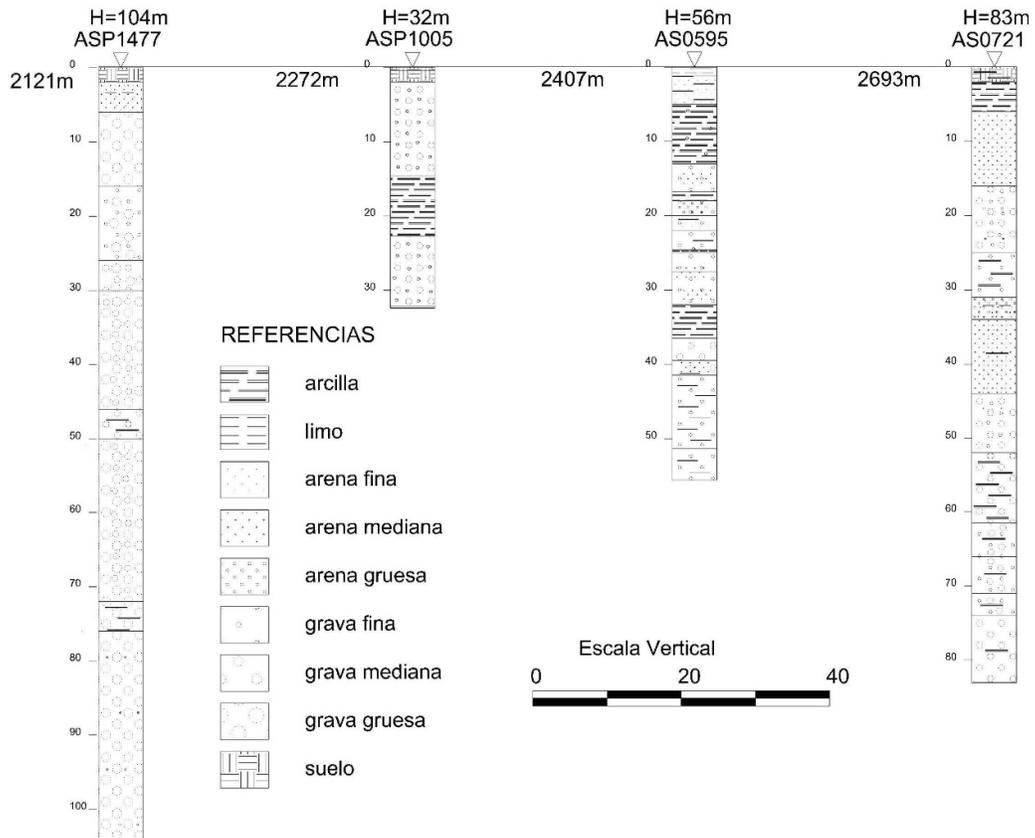


FIGURA 4.6: PERFIL G-H CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN O-E.

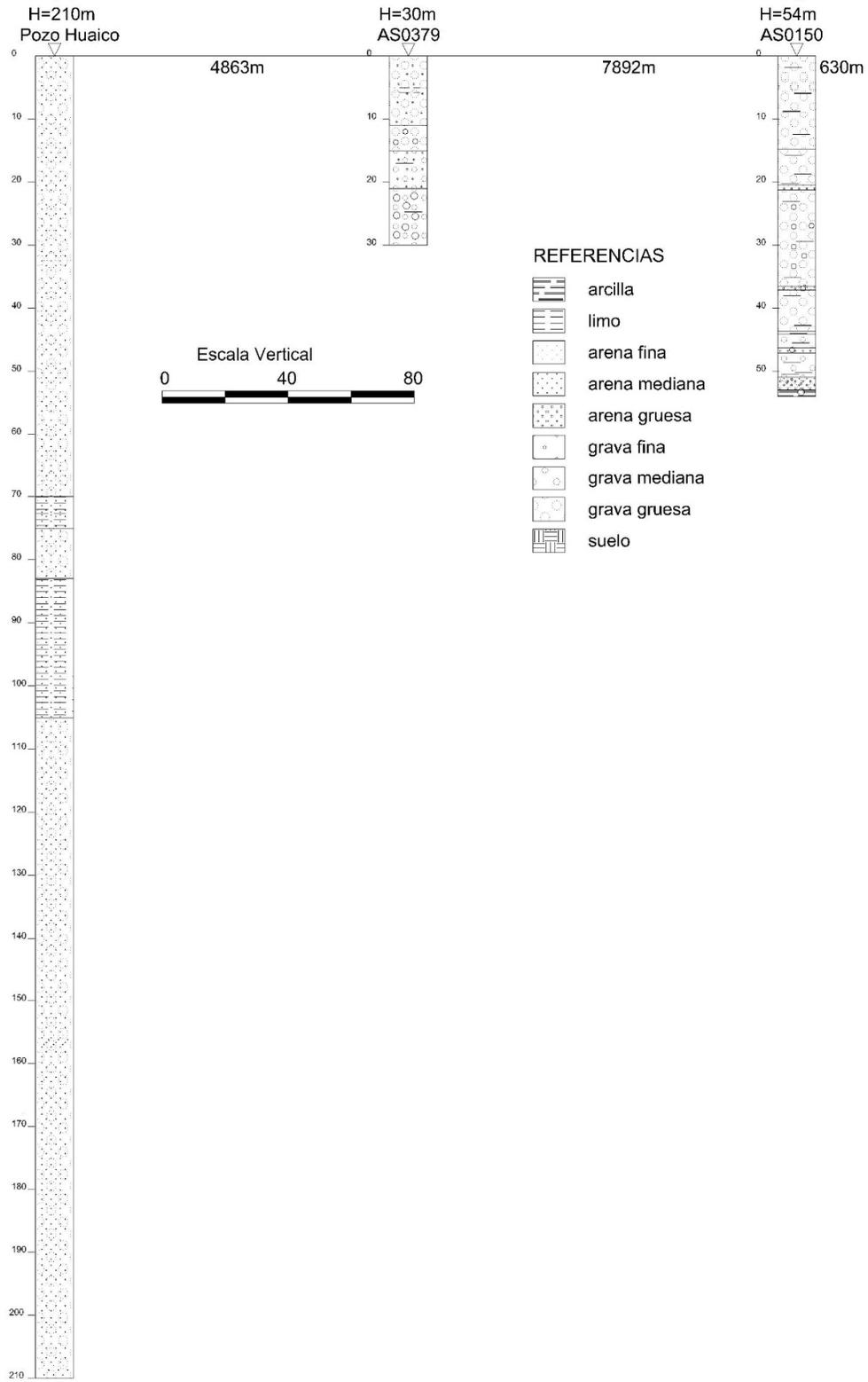


FIGURA 4.7: PERFIL J-I CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.

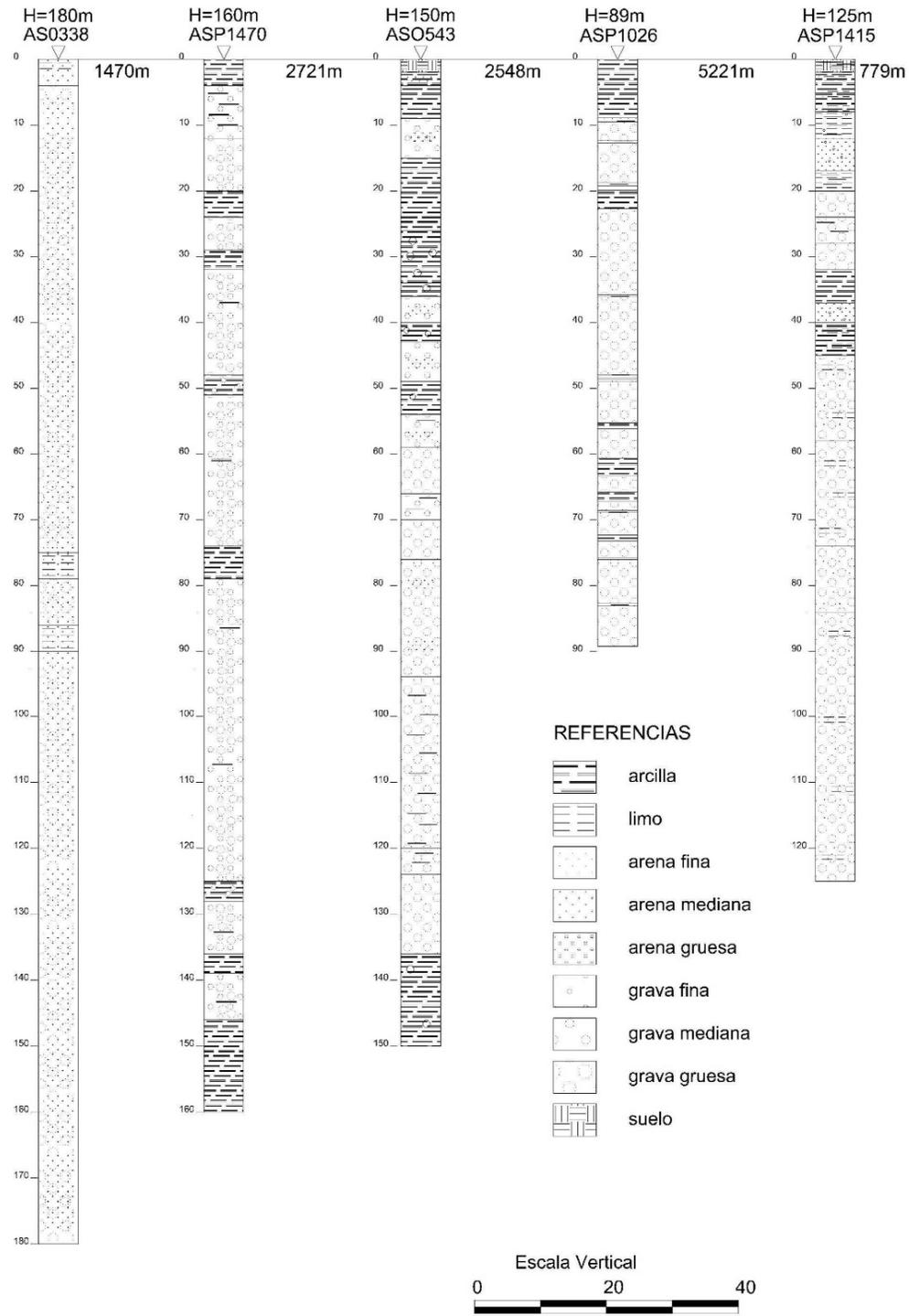


FIGURA 4.8: PERFIL L-K CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.

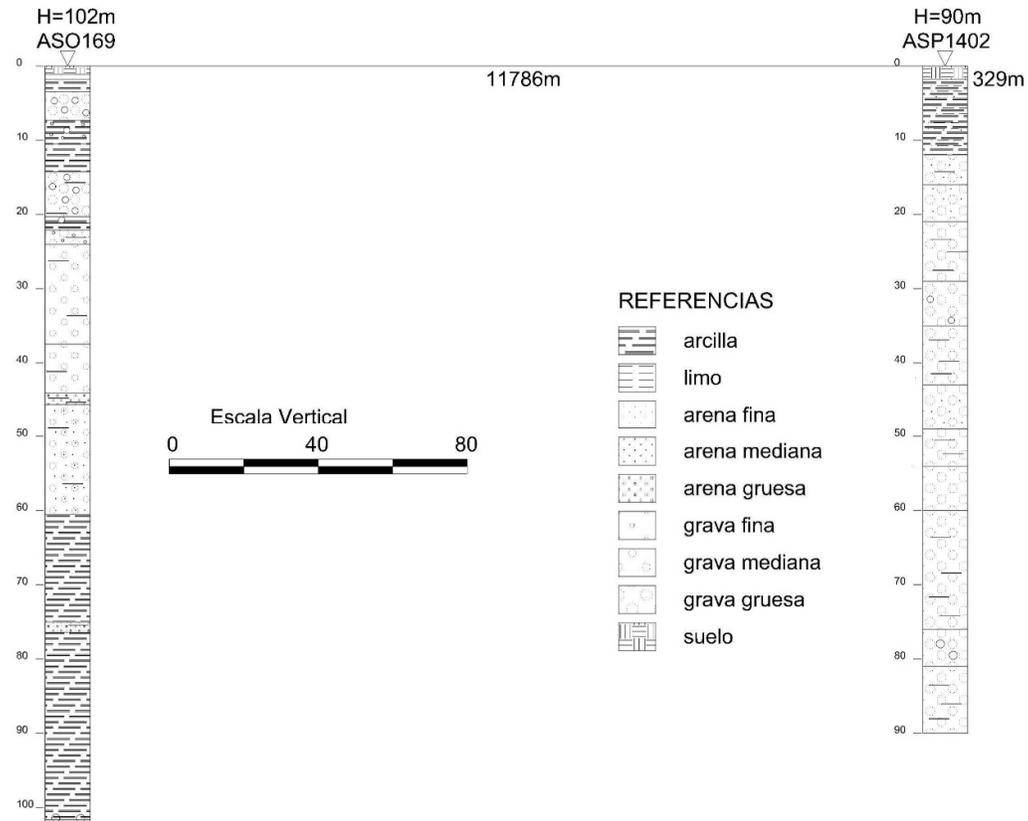


FIGURA 4.9: PERFIL N-M CON POZOS DE AGUA. DIRECCIÓN N-S.

TABLA N° 4.1: TIPOS DE SUELOS DE FIGURA 4.6.

Tipo de Suelo	Descripción
<b>S1</b>	Grava gruesa y arena mediana, con pocas intercalaciones de capas de limo.
<b>S2</b>	Arcilla hasta los 35 metros de profundidad y luego arena mediana.
<b>S3</b>	Arcilla hasta los 15 metros de profundidad y luego grava gruesa con arena mediana.
<b>S4</b>	Grava gruesa y arena mediana, con pocas intercalaciones de capas de arcilla.

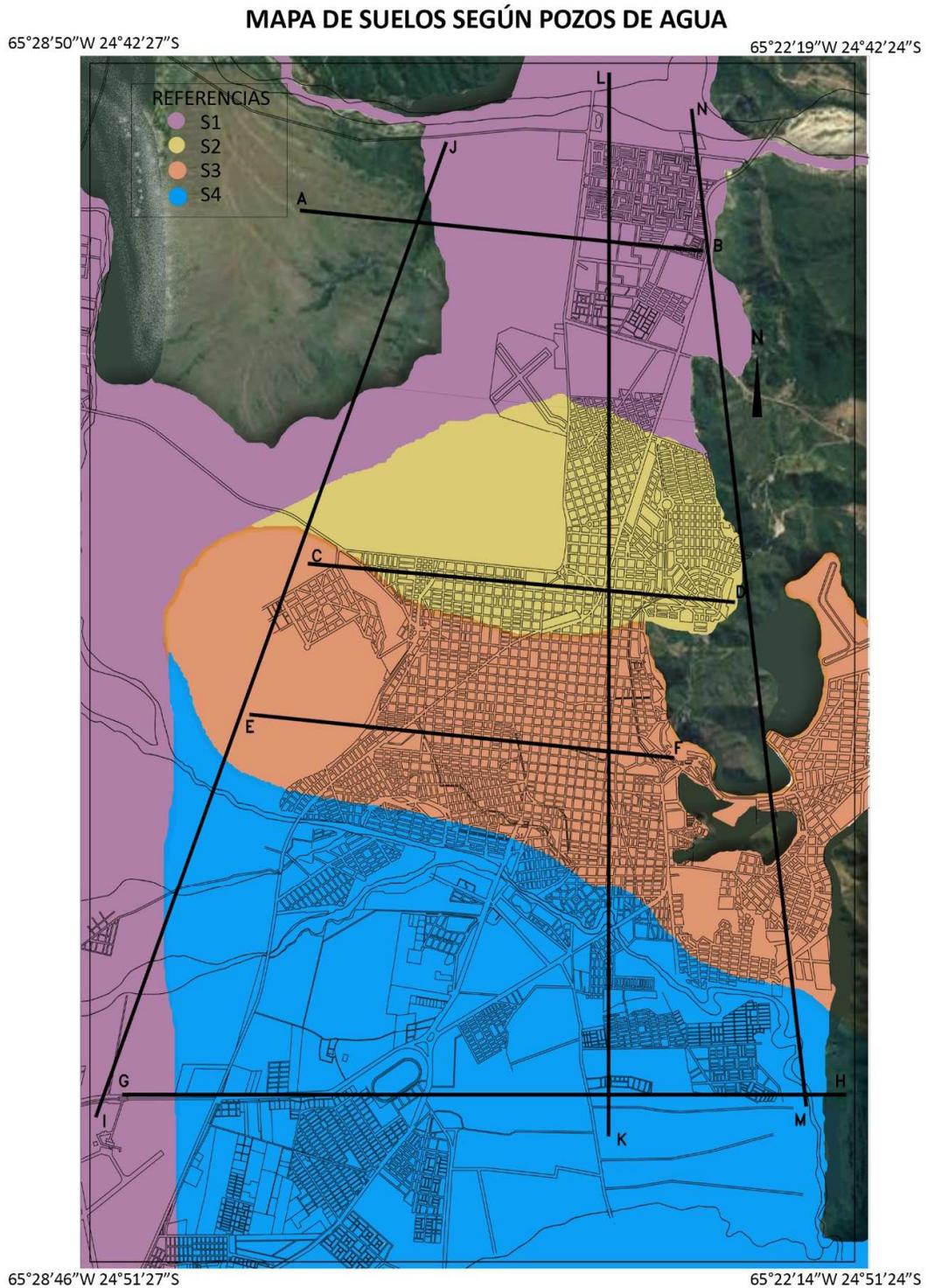


FIGURA 4.10: MAPA DE TIPOS DE SUELOS SEGÚN EXPLORACIONES DE POZOS DE AGUA PROFUNDOS (INDICATIVO).

## **5 – DETERMINACIÓN EMPÍRICA DEL MODELO DE ONDA DE CORTE ( $V_s$ )**

### **5.1 – METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES DE ONDA DE CORTE**

La información más importante y necesaria para el estudio analítico, es la variación de velocidades de onda de corte ( $V_s$ ) con la profundidad. Para que estos valores sean lo más preciso posible se realizaron ensayos de refracción sísmica en diversos sectores de la ciudad de Salta. Esto permitió obtener, en algunos sitios, información dinámica hasta los 90 metros de profundidad. Se utilizaron métodos de refracción sísmica activos y pasivos. Las mediciones se realizaron en época de estiaje, es decir con suelos secos, ya que el estudio analítico se realizó bajo esta hipótesis.

Para determinar valores de  $V_s$  hasta la profundidad máxima de cada sitio, se calibraron analíticamente curvas de  $V_s$  para el tramo de profundidades que no fueron alcanzadas por las mediciones. Estas curvas tienen como valor inicial el último valor obtenido por mediciones, continúan con la misma tendencia, y terminan con el valor de la velocidad de ondas de corte de la roca, respetando la hipótesis de que la velocidad siempre aumenta con la profundidad. De esta manera se estableció con la mayor precisión posible el modelo de velocidades de onda de corte, desde la superficie hasta la roca, para cada sitio de interés.

En los apartados siguientes de este capítulo se detallan los procedimientos de campo y gabinete que se efectúan en cada método de refracción sísmica utilizado y de la formulación analítica aplicada.

## **5.2 – MEDICIONES CON REFRACCIÓN SÍSMICA**

### **5.2.1 – MÉTODOS APLICADOS**

Como se mencionó anteriormente, es de suma importancia la determinación precisa de la variación de la velocidad de onda de corte en función de la profundidad. Para ello se procedió a realizar en diferentes sitios de la ciudad, mediciones geofísicas, aplicando sismica de refracción activa a través del método MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) y pasiva a través del método MAM (Microtremor Array Measurement). Del resultado de la aplicación de los dos métodos se determinó una curva característica de la velocidad de onda de corte en función de la profundidad, llegando hasta los 90 metros como máximo.

La dispersión, o cambio de velocidad de fase con la frecuencia, es la propiedad fundamental utilizada en los métodos de ondas superficiales. La velocidad de onda cortante ( $V_s$ ) se puede calcular por inversión matemática de la dispersión de la velocidad de fase de ondas superficiales. La dispersión de onda de superficie puede ser significativa en la presencia de capas con distinta velocidad, que es común en el entorno cercano a la superficie. Esta aplicación tiene que ver con la onda de Rayleigh (onda superficial).

Hay dos formas de generar ondas de superficie:

- Por "fuente activa", que significa que la energía sísmica se genera intencionadamente en una ubicación específica relativa a un arreglo de geófonos y el registro comienza cuando la fuente de energía es impartida al suelo.
- Por "fuente pasiva", donde no hay un corte en el registro y se toman datos de la energía generada por el ruido ambiental, viento, etc., se registra en el geófono desde ubicaciones relativas a la propagación.

Se sabe que la energía de las ondas superficiales decae exponencialmente con la profundidad. Por otra parte, una longitud de ondas mayor (es decir, periodos largos y baja frecuencia) en las ondas superficiales, hace que las mismas viajen a mayor profundidad y por lo tanto contienen más información sobre la estructura de velocidades más profunda. Por el contrario, longitudes de ondas más cortas (es decir, periodos cortos y mayor frecuencia) en las ondas superficiales, permite que las mismas viajen a menor profundidad y por lo tanto contienen más información acerca de la estructura de velocidades más superficial. En este contexto, por su naturaleza y proximidad a la propagación de geófonos, se puede decir que bajas frecuencias de ondas superficiales de una fuente pasiva resuelven la estructura de velocidad a mayor profundidad y las altas frecuencias de ondas superficiales de una fuente activa resuelven la estructura de velocidad superficial. Por lo tanto si se combinan los dos métodos, se puede obtener una estructura de velocidades más completa. Es por esto que se utilizan

en este trabajo tanto un método activo como uno pasivo para luego combinar la información y obtener la estructura de velocidades. A continuación se realiza un breve resumen de cada uno de ellos.

El método MASW consiste en registrar simultáneamente en 12 o más receptores a distancias cortas (1 o 2 metros) o largas (5 a 10 metros), la señal producida por una fuente activa, ya sea impulsiva o vibratoria. Esto ofrece entonces una redundancia estadística a las medidas de las velocidades de fase. Además, permite en una visualización identificar la variación temporal de la frecuencia así como identificar y rechazar modos no fundamentales de las ondas Rayleigh y otros ruidos de la señal (Miller et al., 2000).

El ensayo denominado MAM está basado en la técnica de autocorrelación espacial (SPAC). Esta técnica se basa en la suposición de que las microvibraciones están formadas por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia, a partir de registros simultáneos de microvibraciones obtenidas desde un arreglo de estaciones. Este método utiliza fuentes pasivas (microvibraciones) Aki (1957), Capon (1969) y Lacoss et al. (1969) han demostrado que el ruido ambiental provee suficiente información para proceder a la metodología de inversión para obtener la estructura de la velocidad de las ondas de corte (ondas S). Tal información es dada por el comportamiento dispersivo de las ondas de superficie, que forman parte primordial de las vibraciones originada por el ruido ambiental (Havenith et al., 2007).

### **5.2.2 – SITIOS DE ESTUDIO**

Como se mencionó más arriba, fue necesario considerar los sitios en los cuales se podía desplegar el equipo para realizar las mediciones de refracción sísmica, ya que en el caso de la aplicación del método MASW se necesita mínimamente 110 metros libres. Es así que, en general, se priorizó realizarlos en los espacios abiertos. Los sitios de estudios se muestran en la tabla 5.1, en la cual se puede observar el método aplicado en cada uno de ellos y al perfil que corresponde. En la Figura 5.1 a 5.27, se observan las zonas de la ciudad de Salta donde se encuentra ubicados los perfiles, con los sitios medidos (Pozos: ASP y ASO, Mediciones Refracción Sísmica: RS). En el Anexo III, se detallan los sitios medidos y las características del tendido utilizado en cada uno.

Los sitios de estudios, según cada perfil fueron:

- Perfil A-B:
  - RS1: Camino a Lesser.
  - RS2: Barrio el Huaico.
  - RS3: Casona Finca Castañares.
- Perfil C-D:
  - RS7: Barrio La Loma.
  - RS8: Campo de La Cruz.
  - RS9: Club Sporting.
- Perfil E-F:
  - RS10: Cancha de Pellegrini.
  - RS11: Mercado Artesanal.
  - RS12: Plaza Alvarado.
  - RS13: Plaza Gurruchaga.
  - RS14: Parque San Martín/Teleférico.
  - RS15: Barrio Autódromo.
- Perfil G-H:
  - RS17: Aeropuerto.
  - RS18: Barrio Los Eucaliptus.
  - RS19: Centro de Convenciones.
  - RS20: Empresa de Transporte San Ignacio-Lagos.
  - RS21: Rotonda Acceso Sur Parque Industrial.
- Perfil I-J:
  - RS17: Aeropuerto.
  - RS10: Cancha de Pellegrini.
  - RS1: Camino a Lesser.
- Perfil K-L:
  - RS20: Empresa de Transporte San Ignacio-Lagos.
  - RS14: Parque San Martín/Teleférico.
  - RS6: Plaza de las Provincias.
  - RS5: Pereyra Rosas.
  - RS2: Barrio El Huaico.
- Perfil M-N:
  - RS21: Rotonda Acceso Sur Parque Industrial.
  - RS15: Barrio Autódromo.
  - RS9: Club Sporting.
  - RS16: Centro Cívico Municipal.
  - RS4: Universidad Católica.
  - RS3: Casona Finca Castañares.

TABLA 5.1: SITIOS DE ESTUDIO DE REFRACCIÓN SÍSMICA.

Código Sitio	Ubicación	Perfil	Método	
			MAM	MASW
RS1	Camino a Lesser	A-B I-J	*	
RS2	Barrio el Huaico	A-B K-L	*	*
RS3	Casona Finca Castañares	A-B M-N	*	*
RS4	Universidad Católica de Salta	M-N	*	*
RS5	Pereyra Rosas	K-L	*	
RS6	Plaza de las Provincias (Segunda Rotonda de Tres Cerritos)	K-L	*	*
RS7	Barrio La Loma	C-D	*	*
RS8	Campo de La Cruz	C-D	*	*
RS9	Club Sporting	C-D M-N	*	
RS10	Cancha de Pellegrini	E-F I-J	*	*
RS11	Mercado artesanal	E-F	*	*
RS12	Plaza Alvarado	E-F	*	*
RS13	Plaza Gurruchaga	E-F	*	*
RS14	Parque San Martín / Teleférico	E-F K-L	*	*
RS15	Barrio Autódromo	E-F M-N	*	
RS16	Centro Cívico Municipal	M-N	*	*
RS17	Aeropuerto Martín Miguel de Güemes	G-H I-J	*	
RS18	Barrio Los Eucaliptus	G-H	*	
RS19	Centro de convenciones	G-H	*	*
RS20	Empresa de Transp. San Ignacio- Lagos	G-H K-L	*	
RS21	Rotonda Acceso Sur Parque industrial	G-H M-N	*	



FIGURA 5.1: PERFIL A-B. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.

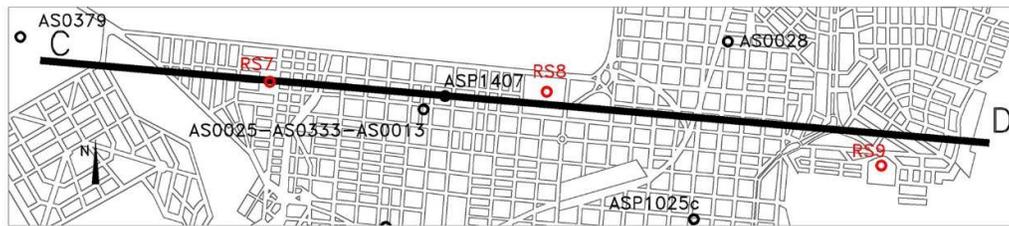


FIGURA 5.2: PERFIL C-D. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.



FIGURA 5.3: PERFIL E-F. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.

DETERMINACIÓN EMPÍRICA DEL MODELO DE ONDA DE CORTE ( $V_s$ )

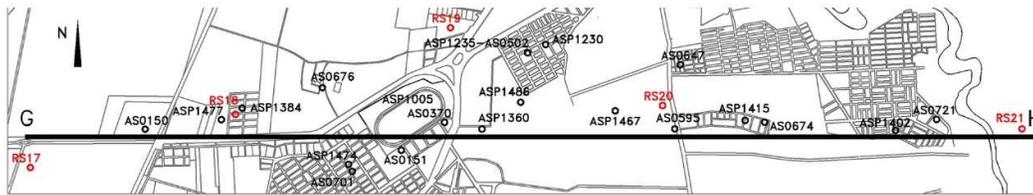


FIGURA 5.4: PERFIL G-H. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.

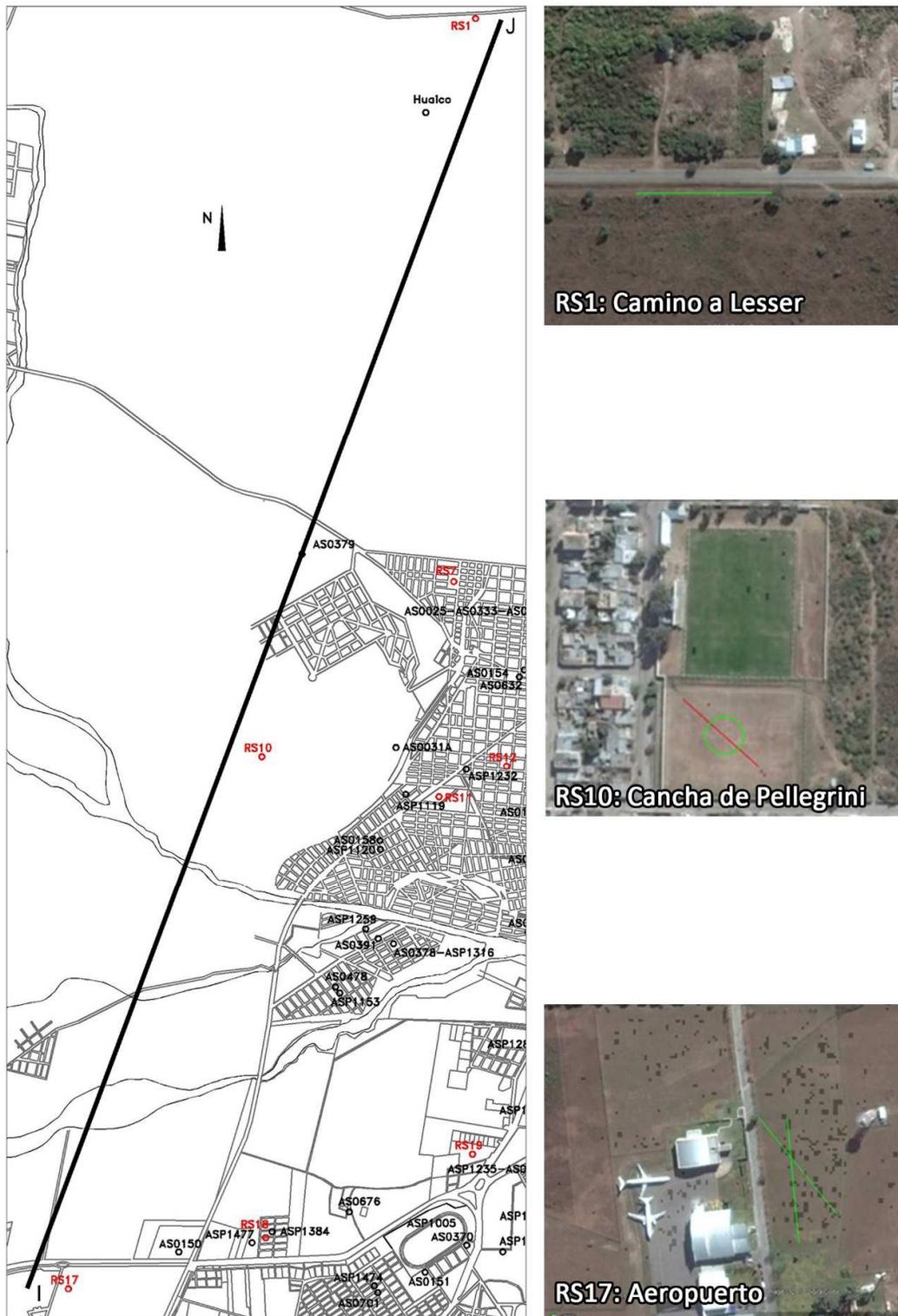


FIGURA 5.5: PERFIL I-J. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.



FIGURA 5.6: PERFIL K-L. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.

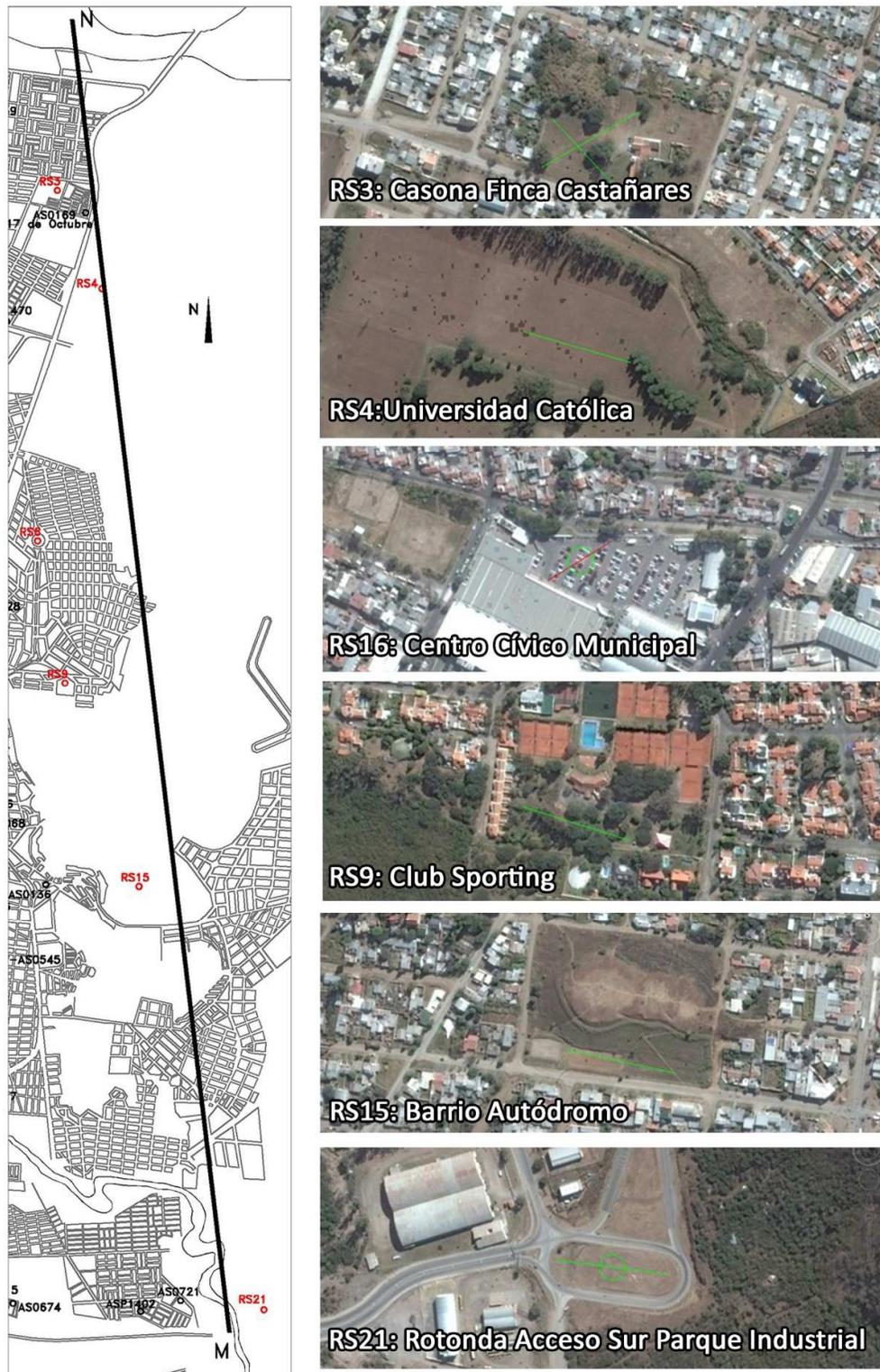


FIGURA 5.7: PERFIL M-N. ZONA DE LA CIUDAD DE SALTA, LUGARES DE MEDICIÓN Y ORIENTACIÓN DE ARREGLOS.

### **5.2.3 – PROCEDIMIENTO DE CAMPO**

En este apartado se describe el procedimiento realizado en el campo para los métodos MASW y MAM.

Equipamiento: se utilizó un sismógrafo GEODE de 24 canales controlado desde una notebook mediante el software Geometrics Seismodule Controller, con 24 geófonos verticales de 4,5 Hz.

En el Anexo I se describe la configuración del Software para realizar la adquisición.

#### **Método MASW**

A los fines de poder aplicar el método activo MASW, las mediciones se desarrollaron en horarios nocturnos, de tal manera de minimizar los ruidos ambientales ocasionados principalmente por el tránsito vehicular y peatonal. Sin embargo, fue necesario solicitar ayuda al personal de la municipalidad para que interrumpiera el tránsito en las calles circundantes en el momento de realizar los golpes y registrar los datos.

La configuración adoptada en este método, fue un arreglo tipo lineal (Ver Figura 5.8). Se adoptó para todos los casos una separación de geófonos de 3 m, logrando una longitud del tendido de 69 m al desplegar los 24 geófonos.

Como se mencionó anteriormente, para generar el impulso sísmico se golpeó con una maza sobre una placa percutora. Si se considera que el geófono N°1 se encuentra ubicado en la progresiva 0 m del tendido y el geófono N°24 se encuentra ubicado en la progresiva 69 m, los golpes se realizaron en las siguientes progresivas:

- -3 m (a 3 metros del geófono N°1),
- 1,5 m (entre el geófono N°1 y N°2),
- 16,5 m (entre el geófono N°6 y N°7),
- 34,5 m (entre el geófono N°12 y N°13),
- 52,5 m (entre el geófono N°18 y N°19),
- 67,5 m (entre el geófono N°23 y N°24) y
- 72 m (a 3 metros del geófono N°24).

El primer paso en el despliegue del equipo fue ubicar el cable sísmico sobre el terreno en la dirección deseada. Mediante el uso de un equipo de Estación Total se ubicaron los geófonos. Se procuró colocarlos en forma vertical, para luego conectarlos

al cable sísmico. Si el lugar de estudio presentaba zonas con pavimento, se colocaban los geófonos sobre bases metálicas circulares. Luego se conectaron al sismógrafo los diferentes cables: el sísmico, el del disparador, el de interfaz digital, el de red y el de energía. Este último, se conectó a la batería. El cable del disparador, se utiliza a los fines de que se pueda detectar el instante en el cual se realiza cada golpe. Para ello se sujeta el sensor al cabo de la maza.

Se configuró el software de adquisición y luego se comenzó con las mediciones, realizando los impactos en el terreno. Cada golpe se repitió tres veces con la finalidad de apilar los datos y hacer un promedio. De esta manera se elimina el ruido aleatorio y se logra sumar la señal coherente (apilado). Este procedimiento se repitió para las otras ubicaciones en el tendido.

#### Método MAM

Se describe a continuación el procedimiento para el método MAM. Se realizaron dos tipos de arreglos, según el sitio a medir. Uno de ellos es el mismo arreglo utilizado para el método MASW (Figura 5.8), mientras que el segundo se trata de una configuración bidimensional de tipo Circular Simple 9, que consta de 9 geófonos, 8 ubicados en el perímetro y 1 en el centro. El tamaño del arreglo es de 26 m, equivalente al diámetro del círculo. Los canales activos en el cable de geófonos fueron: 1, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 y 18; mientras que los restantes fueron desactivados (Figura 5.9).

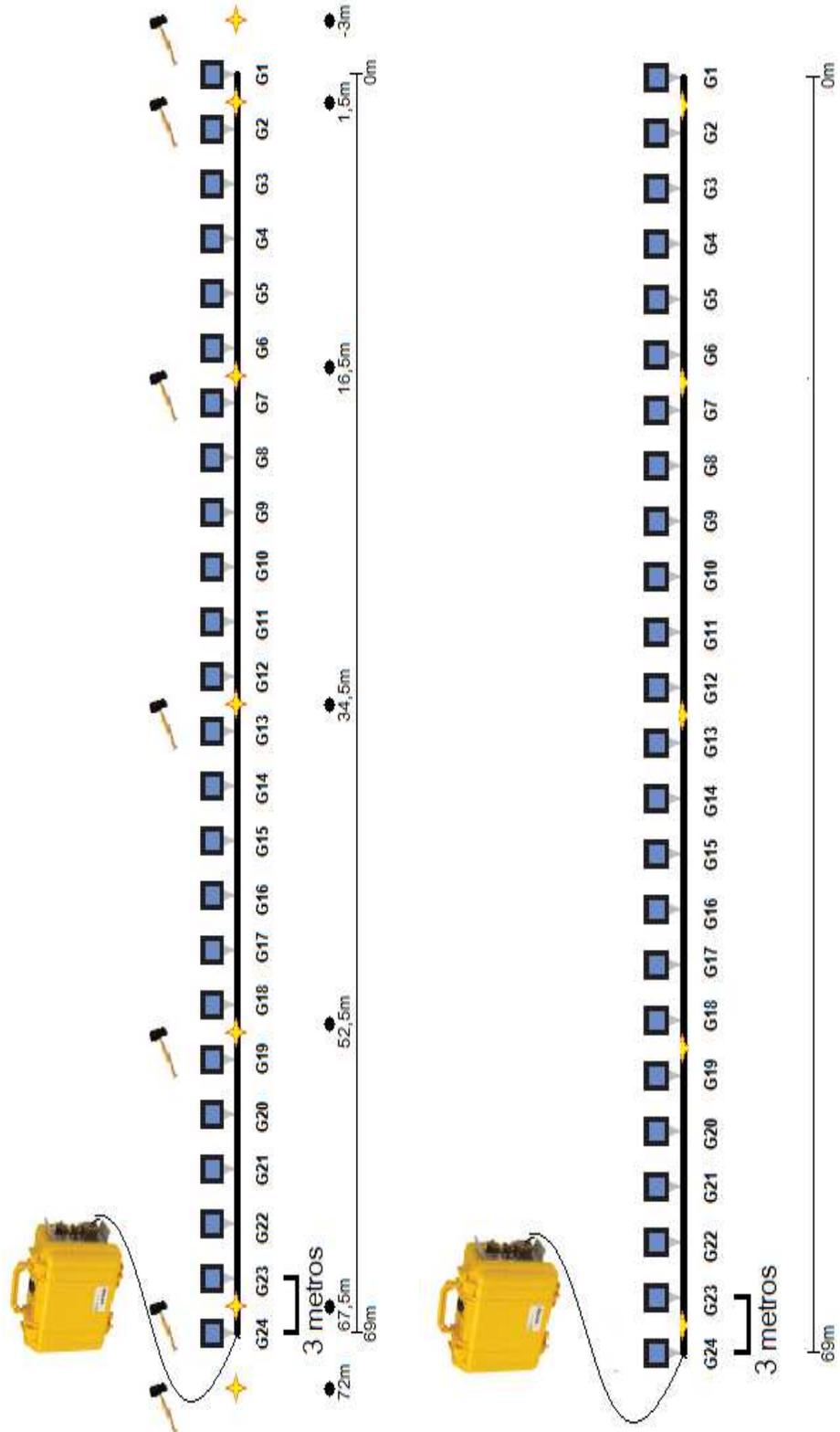


FIGURA 5.8: CONFIGURACIÓN ADOPTADA DEL TENDIDO LINEAL PARA EL MÉTODO MASW y MAM.

En el caso del arreglo circular, el cable sísmico se ubicó sobre el terreno de acuerdo a la configuración adoptada, de manera que el primer canal de cable este ubicado en el centro del círculo y el sentido de giro del tendido sea contrario a las agujas de reloj. Nuevamente se usó un equipo de Estación Total para ubicar los geófonos. Después se prosiguió con el armado del equipo, de la misma manera que el método anterior.

Luego de configurar el software, se registró durante 32 segundos el ruido ambiente del lugar, este procedimiento se repitió como mínimo 20 veces.

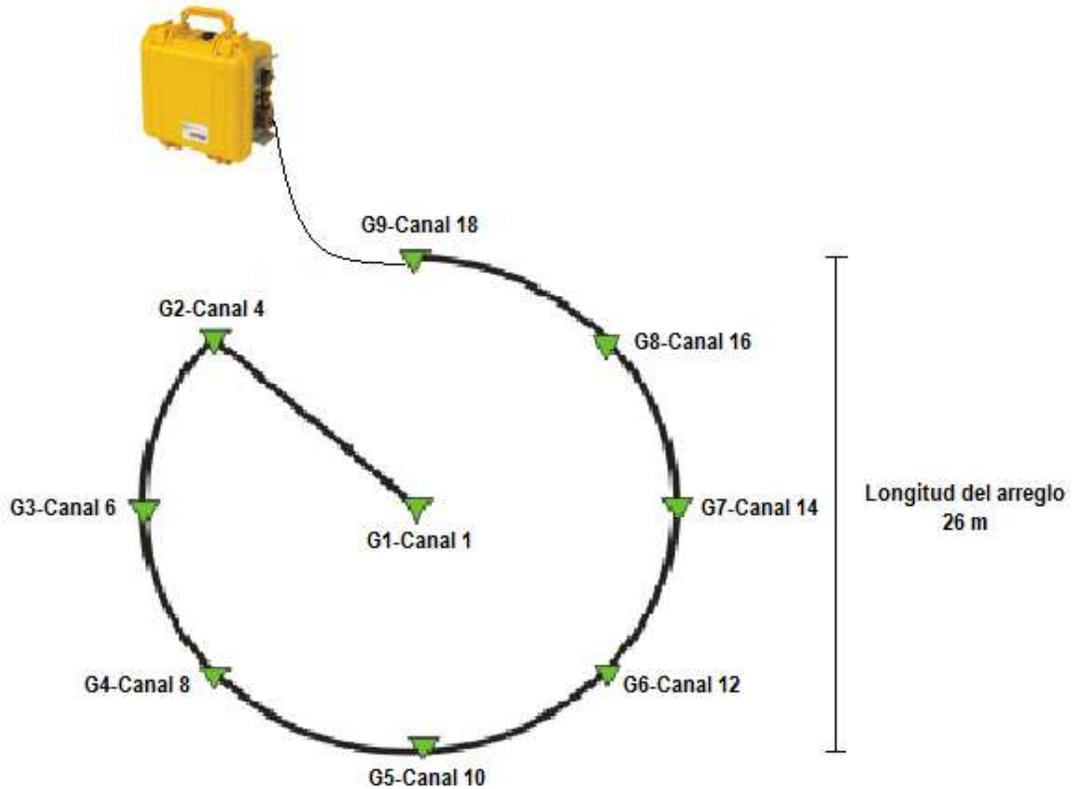


FIGURA 5.9: CONFIGURACIÓN ADOPTADA (CIRCULAR SIMPLE 9) PARA EL MÉTODO MAM.

### 5.3 – DETERMINACIÓN DE LAS CURVAS DE $V_s$

#### 5.3.1 – DETERMINACIÓN DE CURVAS DE $V_s$ A PARTIR DE MEDICIONES.

Después de realizar la adquisición de las señales a partir de la aplicación de los métodos mencionados en cada uno de los sitios, las curvas de  $V_s$  se obtienen a partir del procesamiento de dichas señales. En el Anexo II se describe el procedimiento realizado para tal fin.

En las figuras 5.10 y 5.11, se muestran las curvas de  $V_s$  obtenidas para cada perfil. En las mismas se puede apreciar la profundidad máxima lograda para cada perfil.

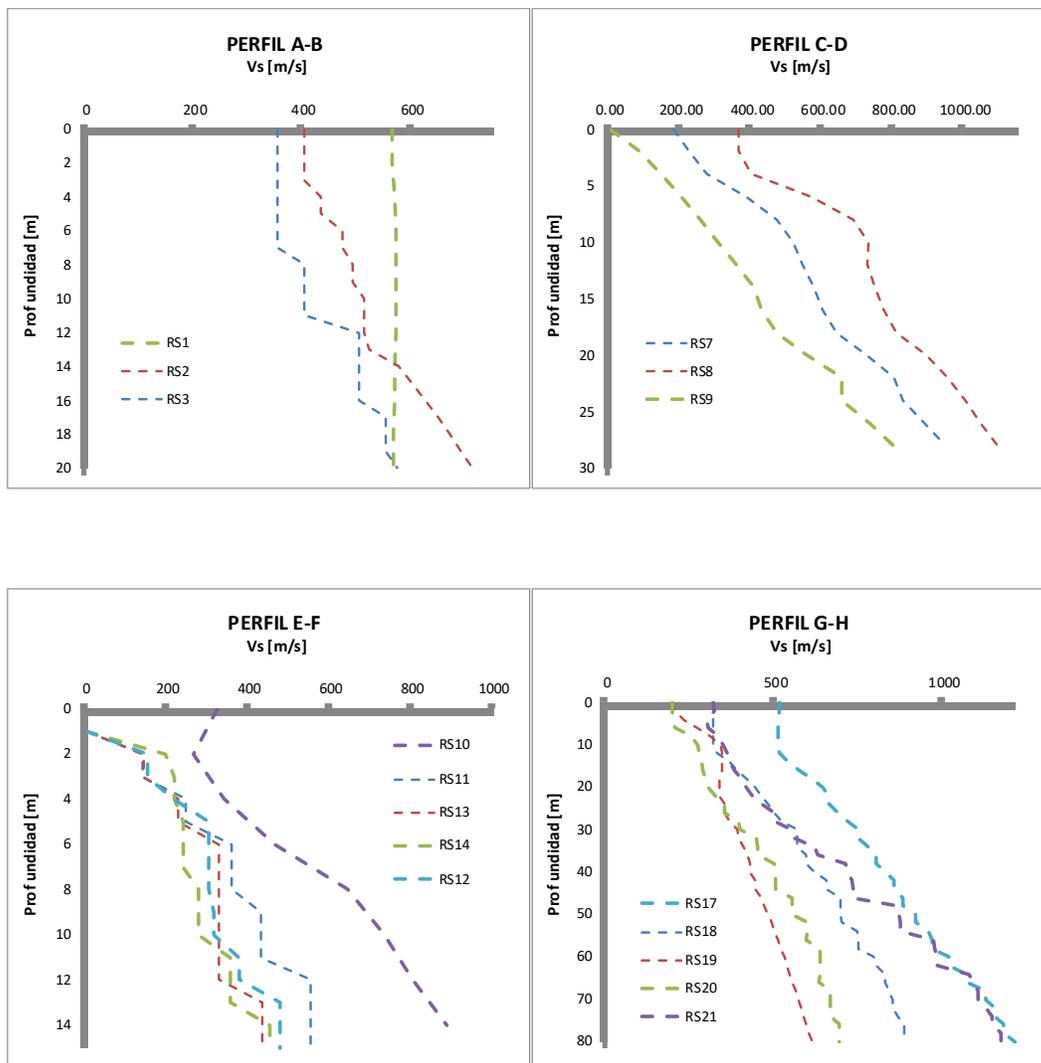


FIGURA 5.10: CURVAS DE  $V_s$  OBTENIDAS POR MEDICIÓN (PERFILES A-B, C-D, E-F y G-H).

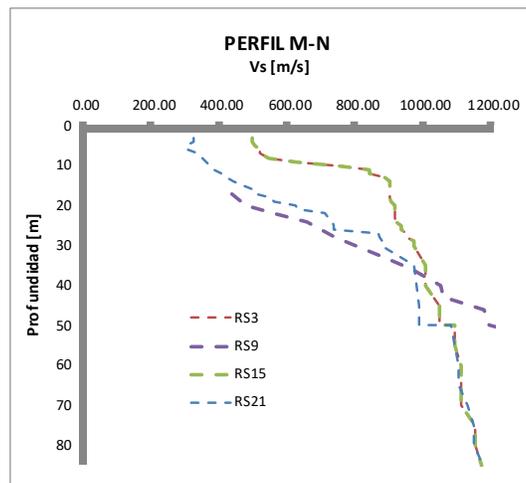
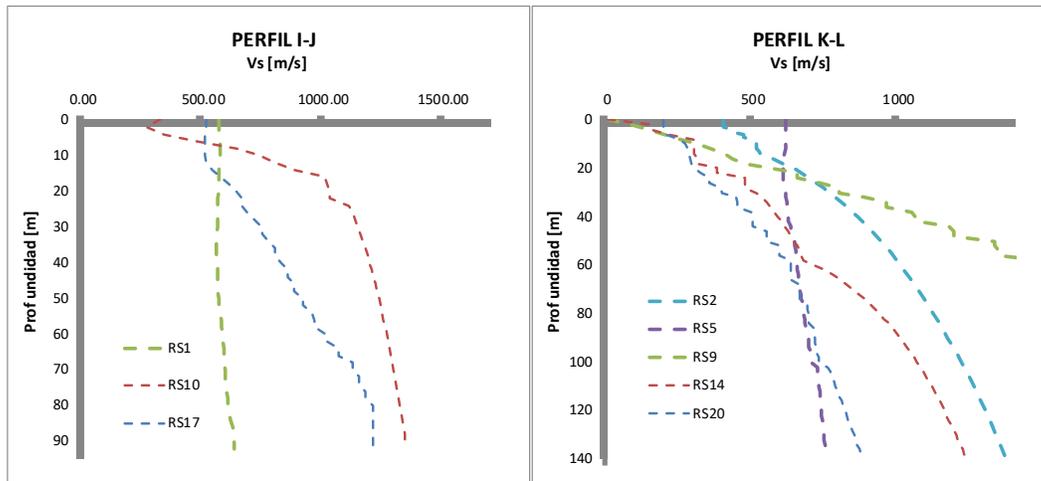


FIGURA 5.11: CURVAS DE  $V_s$  OBTENIDAS POR MEDICIÓN (PERFILES I-J, K-L y M-N).

**5.3.2 – DETERMINACIÓN DE CURVAS ANALÍTICAS DE  $V_s$  A PARTIR DE DATOS EMPÍRICOS.**

Con el objetivo principal de tener valores de  $V_s$  hasta la profundidad máxima de cada perfil, se modelaron curvas analíticas que representen la variación obtenida mediante las mediciones geofísicas y sigan la misma tendencia hasta llegar a la velocidad de onda de corte de la roca ( $V_s(\text{roca})$ ). Este último valor se tomó igual a 1600 m/s. Este valor fue utilizado en Colombi (2000). Para ello se procedió a obtener para cada lugar medido una curva calibrada que lo represente. El tipo de formulación que se utiliza es básicamente la que utilizaron los autores que se mencionan en la tabla 5.2, y corresponde a la desarrollada por la teoría de elasticidad aplicada a los suelos:

$$V_s = a \cdot Z^b \quad (5.1)$$

$$a = V_s(\text{Sup}) \quad (5.2)$$

$$b = \frac{\text{Log}(V_s(\text{Roca})^2 / V_s(\text{Sup})^2)}{\text{Log}(\Delta z)} \quad (5.3)$$

donde  $a$  y  $b$  son parámetros constantes del modelo y  $Z$  es la profundidad de cada capa de suelo (variable).  $\Delta z$  es la profundidad total y  $V_s(\text{Sup})$  es la velocidad de onda de corte de la primera capa de suelo del tramo modelado, obtenida empíricamente. Este procedimiento se apoya en la hipótesis de que la velocidad siempre aumenta con la profundidad.

Con el fin de ilustrar la aplicación de la formulación analítica mencionada, se compararon las curvas de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) obtenidas a partir de las formulas empíricas de otras ciudades (Tabla 5.2), con la curva obtenida a partir de la medición y con la curva calibrada con la formulación analítica para el sitio correspondiente al Teleférico (Figura 5.1).

Las fórmulas resumidas en la Tabla 5.2, fueron seleccionadas de Tabla 2.1 en función de características del sitio correspondiente al Teleférico.

Prof [m]	N SPT	Clasif.
1	0	Arena
2	2	Arcilla IP=15
3	2	Arcilla IP=20
4	3	Arcilla IP=10
5	3	Arcilla IP=15
6	3	Arcilla IP=15
7	5	Arcilla IP=10
8	5	Arcilla IP=5
9	8	Arcilla IP=10
10	8	Arcilla IP=20
11	13	Arcilla IP=20
12	23	Arcilla IP=20
13	25	Arcilla IP=20
14	29	Arcilla IP=20
15	72	Grava

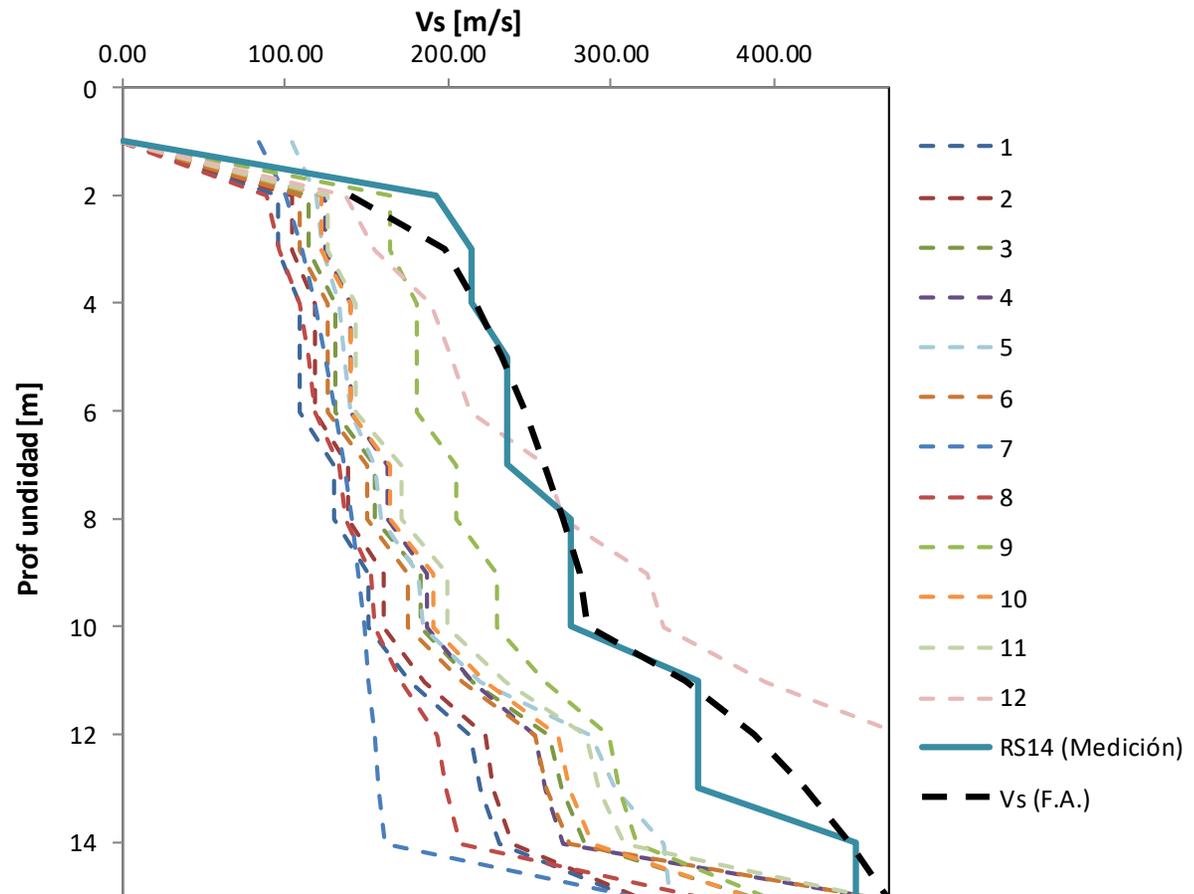


FIGURA 5.12: CURVAS 1 A 12: FÓRMULAS EMPÍRICAS DE TABLA 5.2. CURVA "RS14": OBTENIDA DE REFRACCIÓN SÍSMICA REALIZADA. CURVA (F.A.): OBTENIDA A PARTIR DE LA FORMULACIÓN ANALÍTICA LUGAR: TELEFÉRICO.

TABLA 5.2: ECUACIONES EMPÍRICAS DE CORRELACIÓN N DEL SPT CON LA VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE  $V_s$  [M/S], PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELOS, PROFUNDIDADES Y EDADES GEOLÓGICAS.

N°	Investigadores	Índice	Ecuación	Observaciones
1	Imai y Yoshimura (1970)	Valor de N del SPT	$V_s=76N^{0.33}$	
2	Ohba y Toriumi (1970)	Valor de N del SPT	$V_s=84N^{0.31}$	
3	Imai y Fumoto (1975)	Valor de N del SPT	$V_s=89.8N^{0.341}$	
4	Imai (1977)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=aN^b$	a=102, b=0.29 Arcilla Holoceno
5	Tajimi et al. (1977)	Valor de N del SPT, tipo de suelo y profundidad.	$V_s=100.36 + 6.37 N + 3.35 H$ $V_s=252.31 + 0.89 N + 1.25 H$	Arcilla  Grava
6	Ohta y Goto (1978)	Valor de N del SPT y Tipo de suelo	$V_s=85.60aN^{0.346}$	a=1.00 Arcilla a=1.222 Grava
7	Ohta y Goto (1978)	Profundidad, tipo de suelo y era geológica	$V_s=84.36aH^{0.245}$	a=1.00 Arcilla Holocena a=1.927 Grava Holocena
8	Ohta y Goto (1978)	Valor de N del SPT, profundidad, tipo de suelo y era geológica	$V_s=68.79a N^{0.171} H^{0.199}$	a=1.00 Arcilla Holocena a=1.448 Grava Holocena
9	Imai y Tonouchi (1982)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=138N^{0.246}$	Depósito de edad Pleistocena
10	Imai y Tonouchi (1982)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=98.1N^{0.32}$	SPT 60% de energía
11	Japan Road Association (2002)	Valor de N del SPT y tipo de suelo	$V_s=100N^{1/3}$	Arcillas
12	Alfaro 2007	Valor de N del SPT, tipo de suelo y profundidad del SPT	$V_s=91.44 H^{0.291} N^{0.298}$	Para arcillas de Bogotá

$V_s$ =velocidad de ondas de corte en m/s; N=número de golpes del SPT; H= Profundidad del SPT

**5.3.3 – Determinación de las curvas de  $V_s$  definitivas de cada sitio.**

Como se explicó en el apartado 5.1, la curva de  $V_s$  cuenta con un primer tramo obtenido por la medición, y un segundo tramo obtenido a partir de la formulación analítica.

Las curvas obtenidas para cada perfil, se muestran en Figuras 5.11 a 5.13. En éstas se muestran dos gráficos; a la izquierda se encuentran las curvas hasta la profundidad máxima de cada perfil; a la derecha una ampliación a fin de mostrar con más detalle la parte de las curvas correspondiente a las mediciones de refracción sísmica.

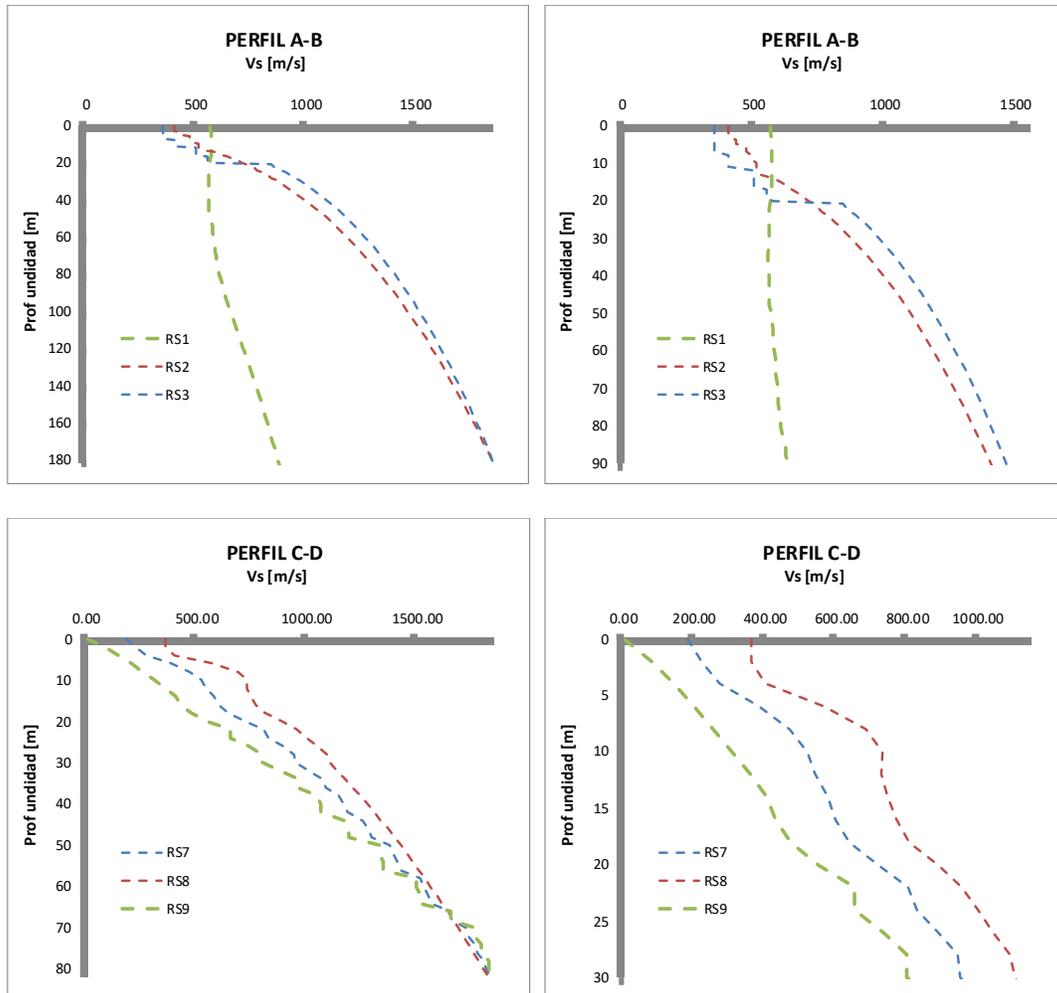


FIGURA 5.13: CURVAS DE  $V_s$  OBTENIDAS (PERFILES A-B y C-D).

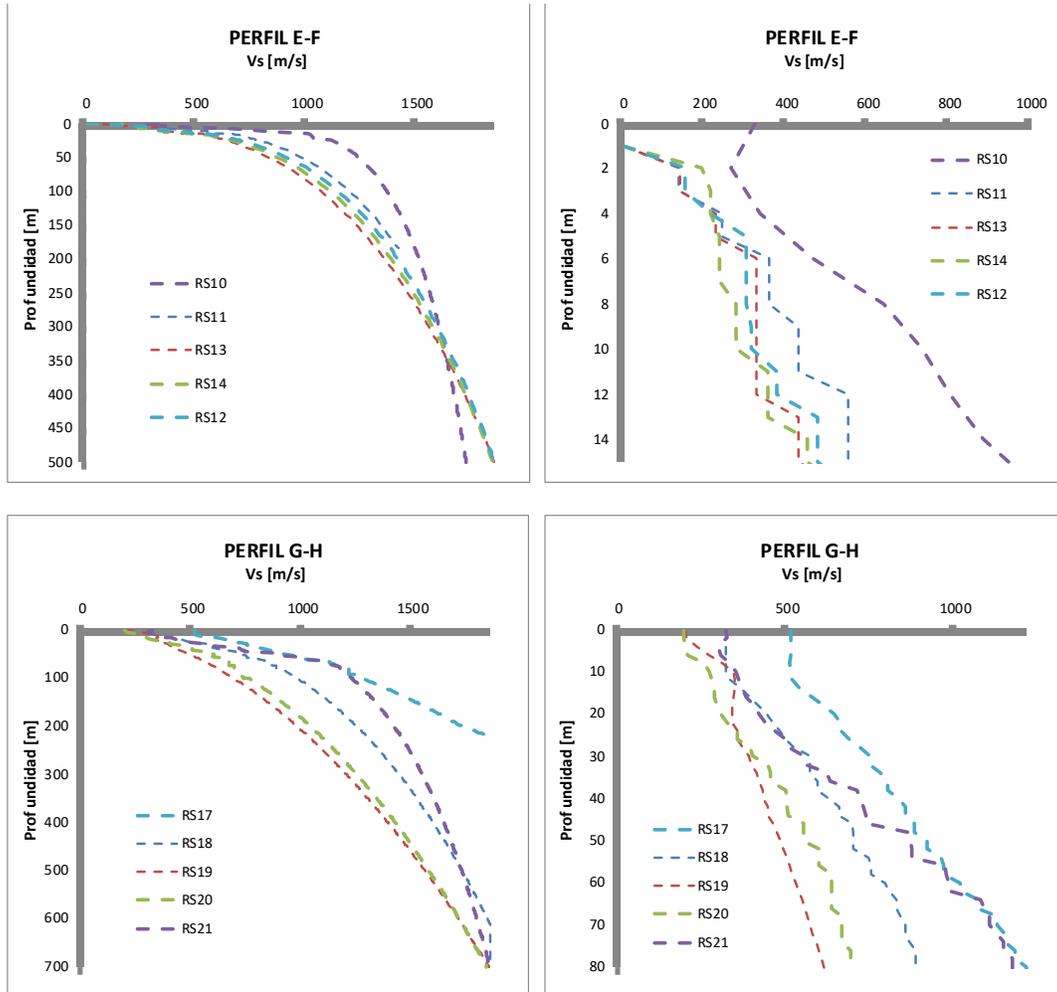


FIGURA 5.14: CURVAS DE  $V_s$  OBTENIDAS (PERFILES E-F y G-H).

DETERMINACIÓN EMPÍRICA DEL MODELO DE ONDA DE CORTE ( $V_s$ )

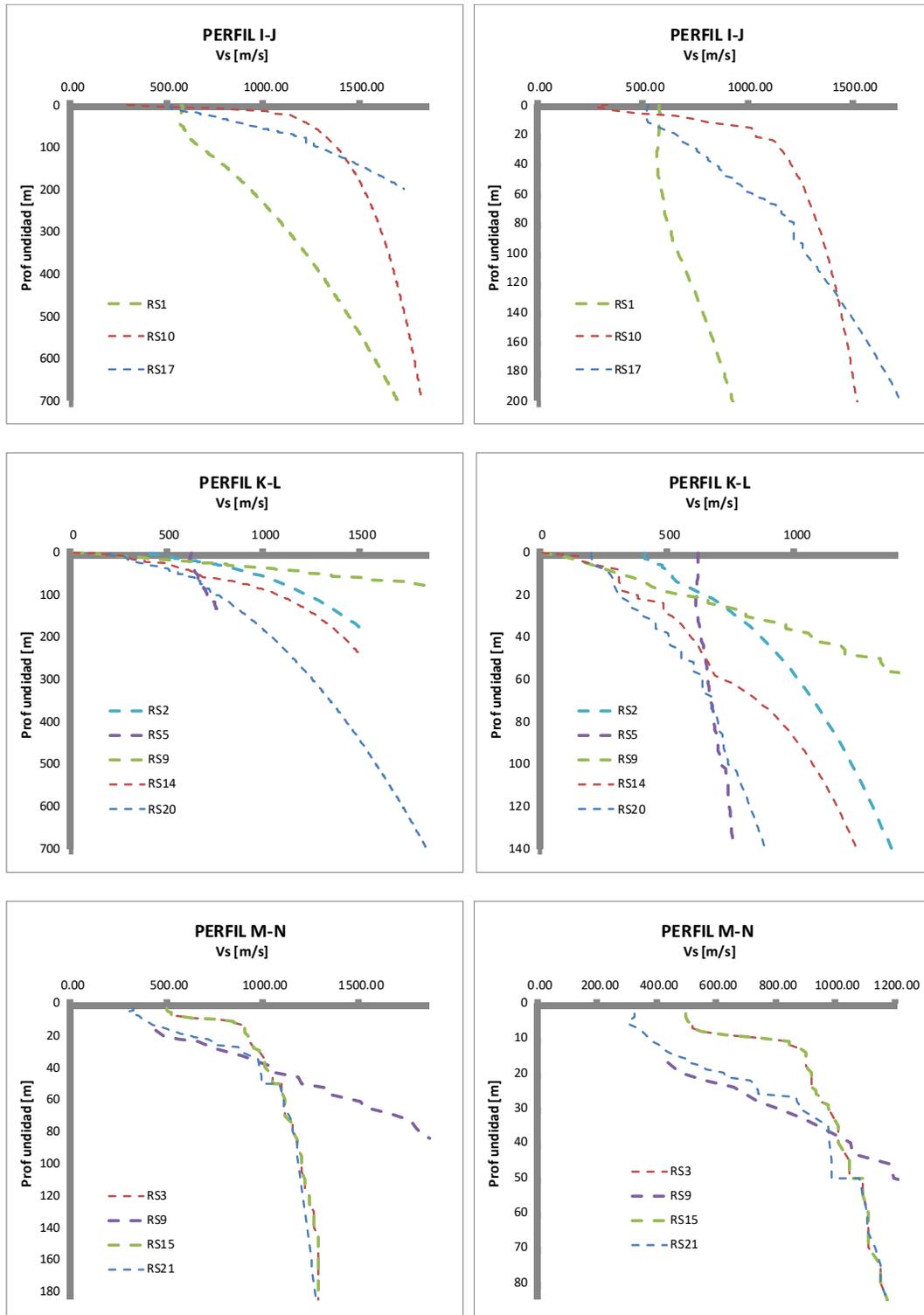


FIGURA 5.15: CURVAS DE  $V_s$  OBTENIDAS (PERFILES I-J, K-L y M-N)

## **6 – ESTUDIO ANALÍTICO DE LA RESPUESTA DE LOS SUELOS ANTE LA ACCIÓN SÍSMICA**

### **6.1 – Introducción**

En este Capítulo se analizan los perfiles de estudio de la ciudad de Salta, teniendo en cuenta la influencia de distintos parámetros que gobiernan la respuesta del subsuelo a vibraciones intensas: tipo de suelo, contenido frecuencial de la señal y morfología subsuperficial de la cuenca (pendiente de paredes laterales y relación profundidad ancho).

Los métodos usados frecuentemente para la evaluación de los efectos del suelo, se dividen en dos grupos, los métodos empíricos y los métodos numéricos. Entre los primeros, se pueden mencionar la razón espectral estándar (SSR), medición de microtemblores y la técnica de Nakamura. Entre los segundos, se pueden aplicar modelos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales de transmisión de ondas en el medio. En este trabajo se utilizó un clásico modelo bidimensional de transmisión de ondas de corte.

Para poder conformar las matrices iniciales de rigidez y amortiguamiento se necesitan los valores iniciales de la relación de módulos de corte inicial  $G/G_{max}$  para cada elemento de la malla. Para ello se procede a determinar los valores de  $G$  de forma indirecta a través de los valores de las velocidades de onda de corte ( $V_s$ ). Esto se realiza por medio de la ecuación 2.4, y se toma  $G$  como un 70% de  $G_{max}$ , para determinar este último valor (Hudson et al., 1994).

Mediante las curvas de relación de módulo cortante  $G/G_{max}$  y relación de amortiguamiento vs la deformación al corte de cada material involucrado (Figuras 6.1 a 6.4), el programa actualiza las matrices de rigidez y amortiguamiento a medida que se va deformando el suelo.

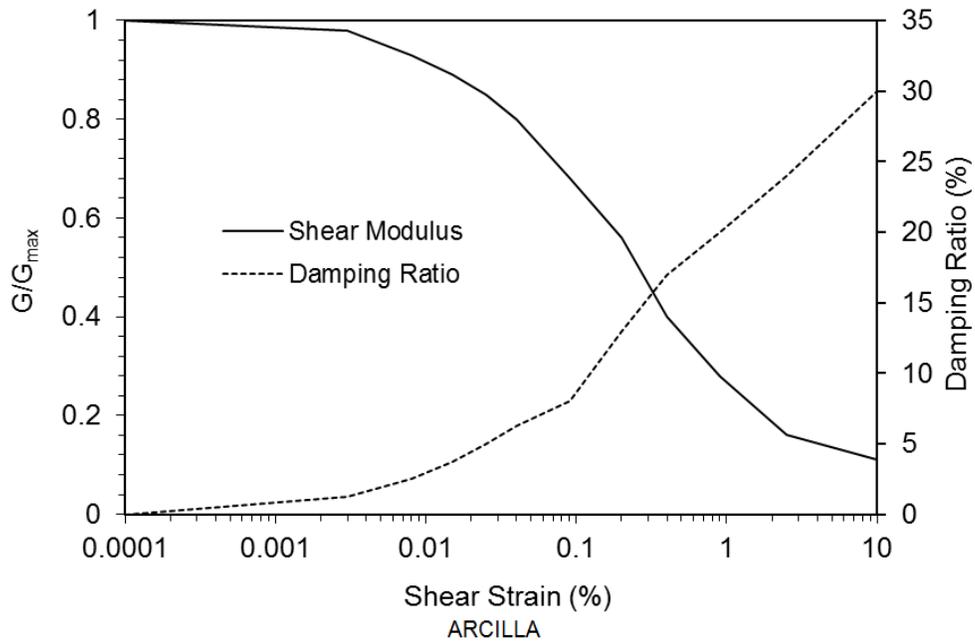


FIGURA 6.1: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARCILLA (HUDSON ET AL., 1994).

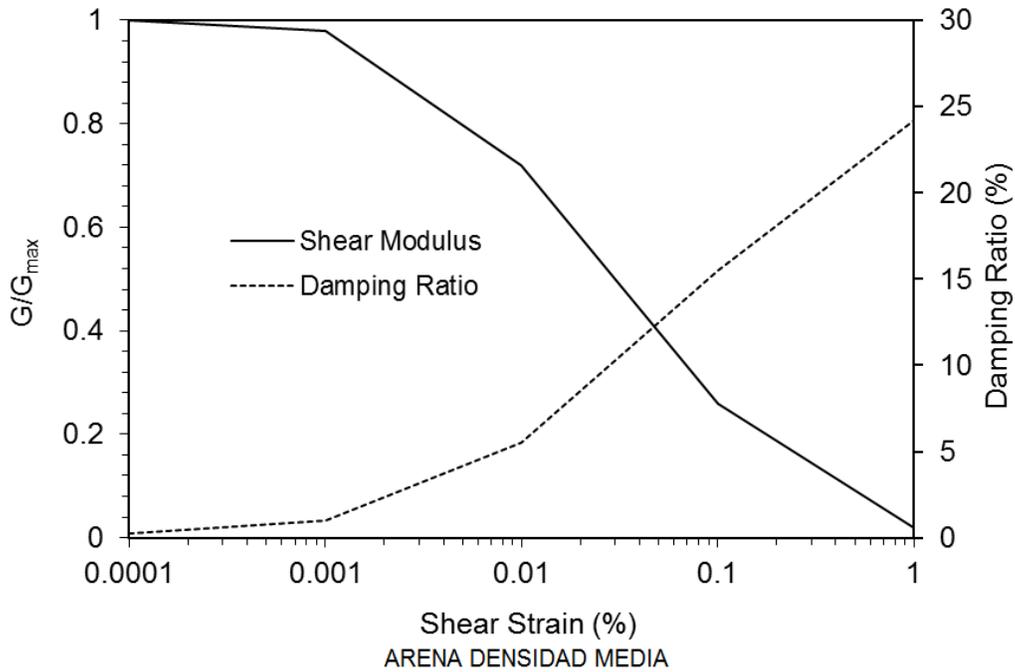


FIGURA 6.2: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARENA DE DENSIDAD MEDIA (HUDSON ET AL., 1994).

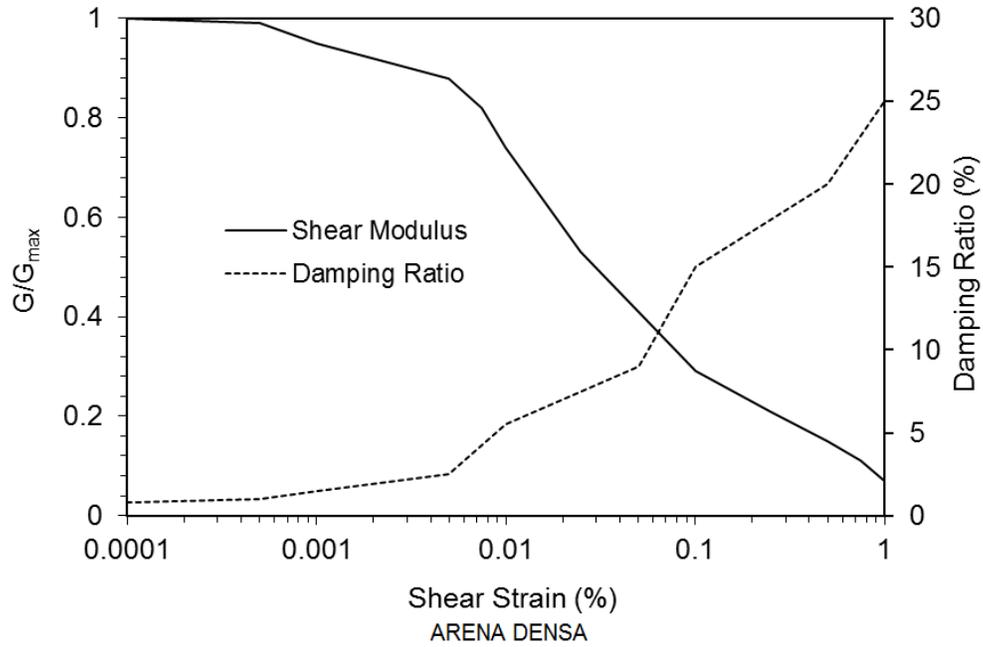


FIGURA 6.3: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA ARENA DENSA (HUDSON ET AL., 1994).

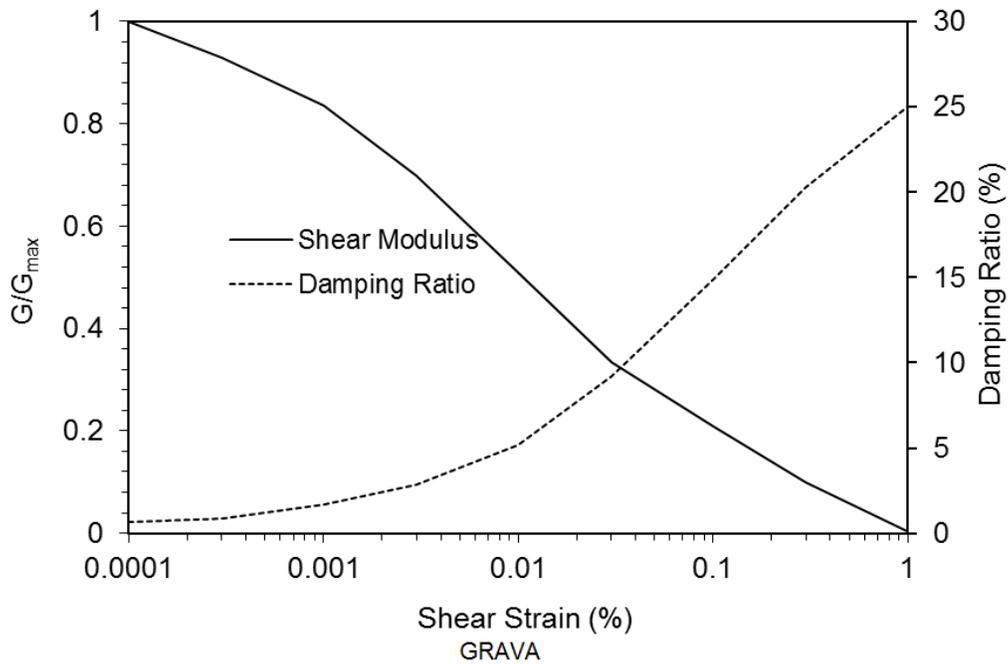


FIGURA 6.4: CURVA DE RELACIÓN DE MÓDULOS CORTANTE Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO VS. PORCENTAJE DE DEFORMACIÓN AL CORTE PARA GRAVA (HUDSON ET AL., 1994).

## **6.2 - Análisis de la respuesta de los perfiles de la ciudad de Salta ante la acción sísmica**

En esta etapa se someterá a cada perfil, considerando los distintos sedimentos representativos, a la acción de acelerogramas probables de ocurrir en la ciudad de Salta utilizando QUAD4M. Los resultados del comportamiento del subsuelo se expresan en términos de valores pico y ordenadas espectrales en puntos de la superficie para comparar con los valores respectivos a la señal en la base del valle, a fin de determinar zonas de posible amplificación de la respuesta.

Se realizó el estudio analítico considerando a los suelos en estado seco.

### **6.2.1 - Acelerogramas utilizados**

La tarea de seleccionar registros adecuados al tipo de estudio en cuestión, fue de suma importancia, ya que debían ser compatibles con las características propias de la fuente sísmogénica de la Ciudad de Salta y para un suelo de tipo roca (Suelo tipo 1, según IC103), debido a que se tienen que aplicar en el lecho rocoso. Con ese fin, se utilizaron sismos reales aportados por el INPRES, registrados en estaciones cercanas o ubicadas en la ciudad de Salta, que fueron utilizados como “semillas” para generar sismos artificiales compatibles. En figura 6.5 (Peralta et. al, 2020), se delimitaron cinco zonas sísmogénicas. Para este trabajo se utilizaron como “semillas” sismos de las zonas 1, 2 y 4. En figura 6.6 se puede apreciar la ubicación de los focos sísmicos de esos registros.

Se generaron registros:

- Compatibles con el espectro de respuesta especificado para zona sísmica 3, amortiguamiento del 0.05 y suelo tipo roca (Tipo 1) del Reglamento INPRES-CIRSOC 103 (IC103). Se identifican con las primeras letras “IC” en su denominación.
- Compatibles con espectros de respuesta últimos. Se identifican con las primeras letras “EU” en su denominación. Aplicando las ecuaciones de movimiento de suelo y en base a relaciones de atenuación NGA (Next generation attenuation laws), se generaron espectros correspondientes a las zonas de la figura 6.5, para una  $V_s$  de roca igual a 1600 m/s (Ver apartado 5.3.2), con un nivel de riesgo correspondiente a un evento de 500 años de período de retorno y se los denominaron “espectros últimos” (Figura 6.7).

En ambos casos se procedió a corregir la línea base de cada registro en el programa PRISM v2.0.1 para poder ejecutar la compatibilización de los mismos con el programa SeismoMatch v2018 de SeismoSoft. En el mismo se cargaron los

acelerogramas en unidades de g compatibles con la del espectro de diseño del reglamento IC103 y con los espectros estimados últimos de las zonas sismogénicas.

Además se tuvieron en cuenta otros tres sismos: SL10EW, SJNS y M99NS.

SL10EW se registró en la estación sismológica San Lorenzo (Salta), el evento ocurrió el 10 de marzo del 2010 a 20 km dirección Sur-Suroeste de la ciudad de Salta, en las cercanías de la sierra de los Cerrillos. Con magnitud de 4.5 y distancia hipocentral de 10 km. Es la componente Este-Oeste.

Se eligió SJNS (San Juan), por la duración del mismo, ya que los relatos históricos del sismo de 1692 ocurrido cerca de la ciudad de Salta, cuentan que tuvo una duración de varios minutos. Es la componente Norte-Sur del sismo de Caucete tomado en la sede del INPRES. Fue registrado el 23 de Noviembre de 1977, con magnitud de 7.4 y distancia hipocentral de 17 km.

Por último, el sismo M99NS registrado en el Instituto Provincial de la Vivienda de Salta, es la componente Norte-Sur del sismo de Tilcara de 1999, con magnitud 3.9 y 227 km de distancia hipocentral.

En Tabla 6.1 se resume la información correspondiente a cada uno de los registros. En esta tabla, los sismos se encuentran clasificados según una numeración que indica la zona sismogénica en la cual ha sido registrado, o a la que corresponde según sus características dinámicas. También se muestran los PGA (Peak Ground Acceleration) de cada registro. Como se puede observar, en total son 17 acelerogramas utilizados, de los cuales se muestran 6 con sus respectivos espectros de respuesta elásticos en figura 6.8. Los demás se encuentran en el Anexo IV.

QUAD4M requiere como dato de partida para caracterizar la acción sísmica el período que corresponde a la mayor ordenada espectral.

Entre los sismos reales que se utilizaron como “semillas”, se encuentra el sismo ocurrido en Salta el 27 de Febrero de 2010, fue el primer evento de intraplaca en la era instrumental, de magnitud de 6.2 y profundidad hipocentral de 26.1 km (García et al., 2011). Las mayores intensidades fueron reportadas en las poblaciones de Campo Quijano, La Silleta, Rosario de Lerma, Cerrillos y La Merced y dos personas perdieron la vida como consecuencia de derrumbes de construcciones precarias durante el evento. El mecanismo focal posee planos de falla con rumbos meridianos subparalelos, que indican una cinemática compresiva con movimiento paralelo a la inclinación de los mismos. El plano de falla sismogénico geológicamente más probable para esta solución es el 169°/25°O que, dada la profundidad hipocentral, podría estar vinculado con una rampa en el despegue basal del corrimiento que levanta hacia el este el bloque de la Cordillera Oriental (Kley y Monaldi, 1999). Las 19 réplicas relacionadas con el evento

principal se distribuyen de acuerdo con un eje ONO-ESE. Esta orientación, por otra parte, es similar a las estructuras cuaternarias en el frente montañoso de la sierra de Quijano. Asimismo, el lineamiento Calama-Olapato-Toro (COT; Salfity, 1985) posee un rumbo NO y una cinemática andina que ha sido caracterizada como inversa con componente lateral izquierda (Mon, 1979). Este rasgo regional parece haber controlado la orientación de las réplicas y de las estructuras neotectónicas en la zona del sismo. El plano de falla que posee mayor coherencia geológica es el  $129^{\circ}/38^{\circ}\text{SO}$ , definiendo una cinemática compresiva oblicua sinistral con un rake de  $65^{\circ}$ . Este sismo fue consecuencia del movimiento cortical inverso con componente lateral izquierdo sobre una rampa de rumbo ONO e inclinación al suroeste. La geometría de esta estructura podría estar controlada por anisotropías de basamento vinculadas al lineamiento COT (García et al., 2011).

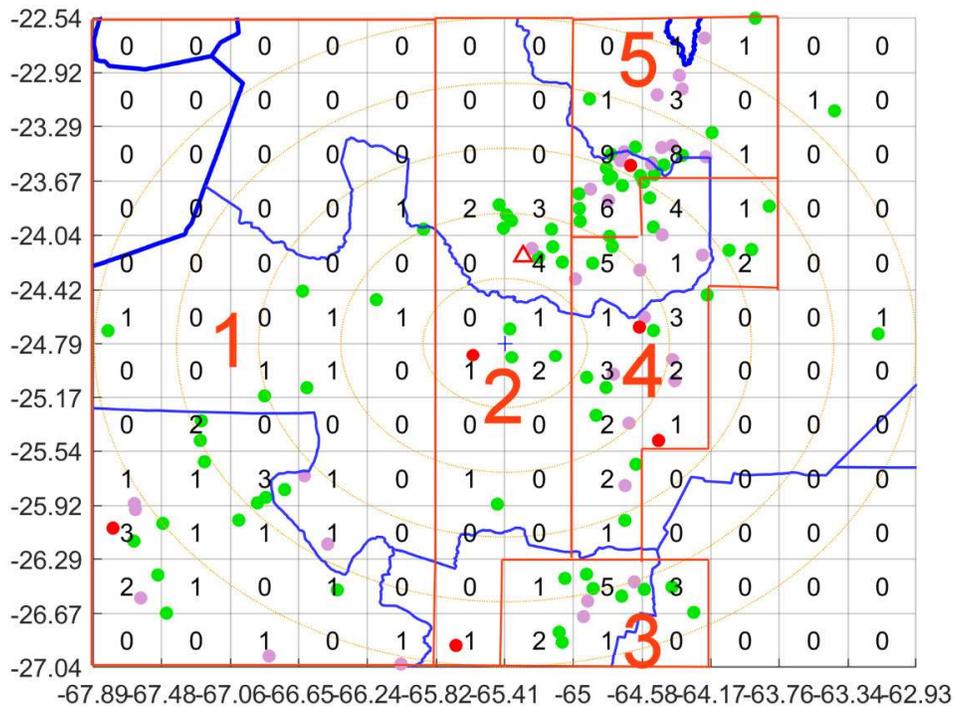


FIGURA 6.5: Zonas sísmogénicas para la clasificación de los acelerogramas (Peralta et. al 2020).

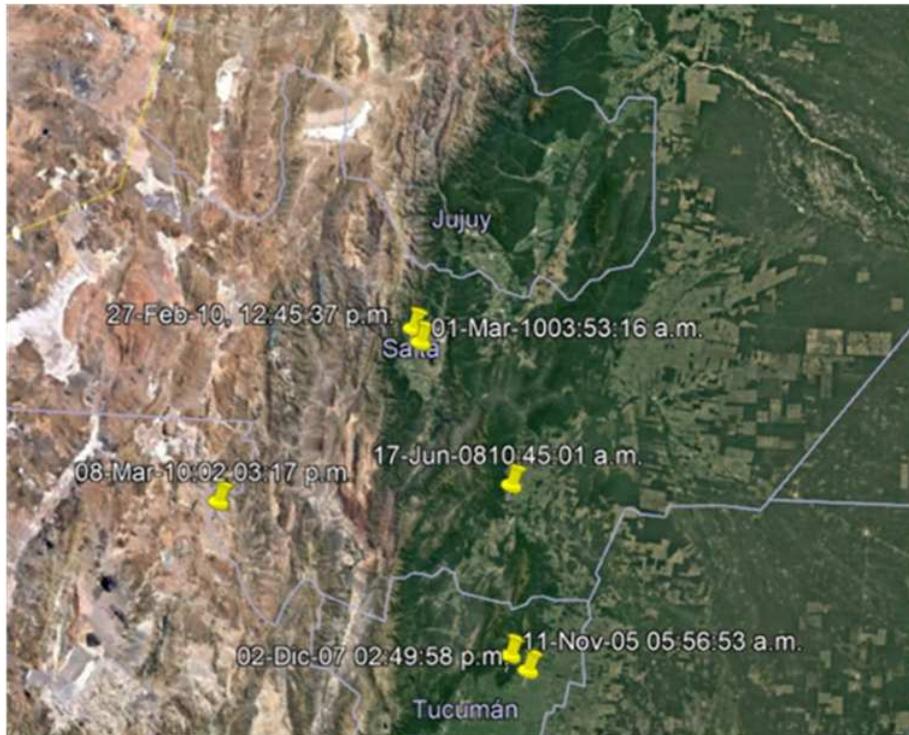


FIGURA 6.6: Ubicación de focos sísmicos de los registros compatibilizados (Peralta et. al 2020).

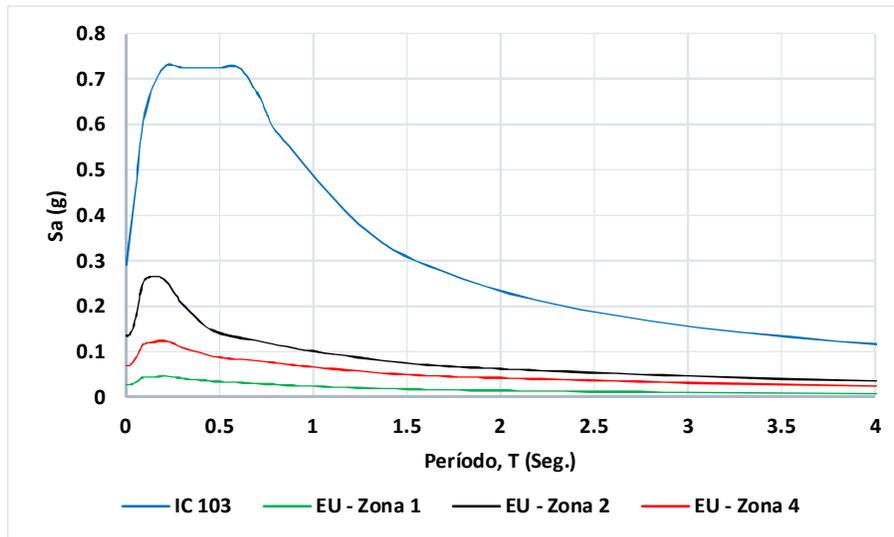


FIGURA 6.7: ESPECTROS DE RESPUESTA ESTIMADOS ÚLTIMOS COMPARADOS CON ESPECTRO DE RESPUESTA SEGÚN REGLAMENTO IC103. SUELO TIPO 1: ROCA.

ESTUDIO ANALÍTICO DE LA RESPUESTA DE LOS SUELOS ANTE LA ACCIÓN SÍSMICA

Zona Sísmo génica	Fecha Evento	Ubicación	Coordenadas		Magnitud	Profundidad (km)	Sitio de estación	Nombre	Componente	PGA	Compatibilización
			Latitud	Longitud							
1	08-Mar-10	80 Km en dirección oeste-noroeste de la localidad de Cafayate, en la provincia de Salta	25.816	66.748	-	9	DIQUE CABRA CORRAL	EUZ1NS_8310	Norte-Sur	0.02	Compatible con los espectros últimos.
								EUZ1EW_8310	Este-Oeste	0.03	Compatible con los espectros últimos.
								ICZ1NS_8310	Norte-Sur	0.24	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
								ICZ1EW_8310	Este-Oeste	0.31	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
2	1-mar-10	20 km dirección sur-suroeste de la ciudad de Salta, en las cercanías de la sierra de los Cerrillos.	24.944	65.557	4.5	10	ESTACIÓN SISMOLÓGICA SAN LORENZO	EU2EW_1310	Este-Oeste	0.08	Compatible con los espectros últimos.
								IC2EW_1310	Este-Oeste	0.22	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
								SL10EW	Este-Oeste	0.20	Real provisto por el INPRES
	27-feb-10	15 Km en dirección sur-suroeste de la ciudad de Salta, en las cercanías de la sierra de Los Cerrillos	24.872	65.602	6.1	10	CENTRO DE INGENIEROS - JUJUY	EUZ2NS_27210	Norte-Sur	0.09	Compatible con los espectros últimos.
								EUZ2EW_27210	Este-Oeste	0.10	Compatible con los espectros últimos.
								ICZ2NS_27210	Norte-Sur	0.21	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
								ICZ2EW_27210	Este-Oeste	0.26	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
	23-nov-77	Caucete, San Juan	31.238	67.901	7.4	17	Sede del INPRES	SJNS	Norte-Sur	0.19	Real provisto por el INPRES
'99	Tilcara, Jujuy	-	-	3.9	227	I.P.V. Salta	M99NS	Norte-Sur	0.02	Real provisto por el INPRES	
4	17-jun-08	20 Km dirección Norte de la ciudad de Rosario de la Frontera, en el flanco sur de la sierra de Metan provincia de Salta	25.7	65	4.5	59	ESTACIÓN CLIMATOLÓGICA METAN	EUZ4NS_17608	Norte-Sur	0.08	Compatible con los espectros últimos.
								EUZ4EW_17608	Este-Oeste	0.05	Compatible con los espectros últimos.
								ICZ4NS_17608	Norte-Sur	0.37	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103
								ICZ4EW_17608	Este-Oeste	0.37	Compatible con el espectro de diseño de la norma IC103

TABLA 6.1: ACELEROGRAMAS UTILIZADOS

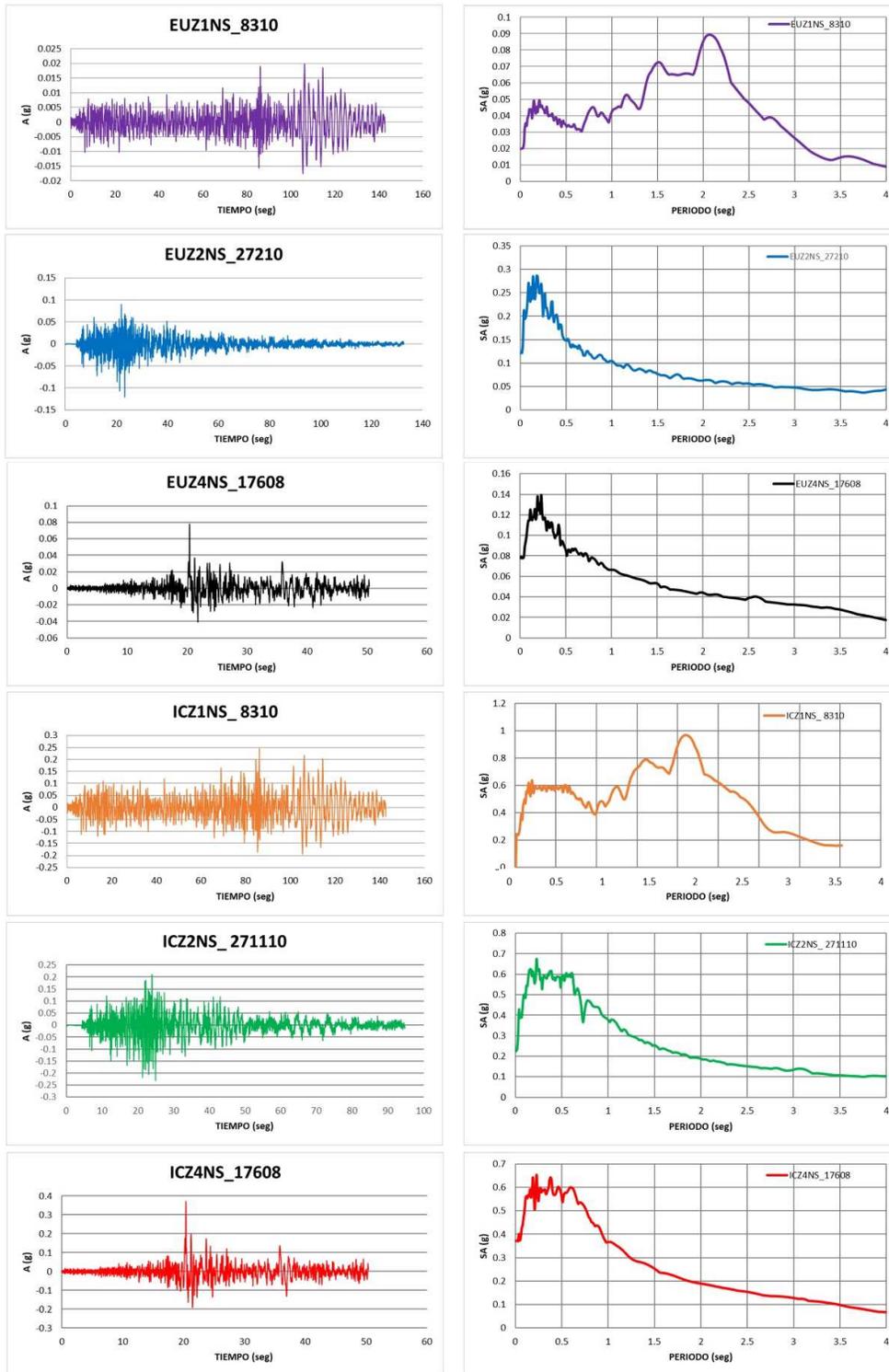


FIGURA 6.8: ACELEROGRAMAS Y SUS ESPECTROS DE RESPUESTA ELÁSTICOS.

### **6.2.2 - Aplicación del método de elementos finitos QUAD4M**

En el Capítulo 4 se definieron los perfiles representativos que se estudian analíticamente. A continuación se describen las características del borde transmisor y los grados de libertad de los nodos de las mallas de elementos finitos. Es decir, que se establecen las características que poseen los nodos de la roca (que transmiten el registro sísmico de entrada), y por otra parte los del relleno cuaternario.

Para ello se tiene en cuenta que cuando se usa una base transmisora, el movimiento de entrada es una función de las propiedades del material del semiespacio por debajo de la malla, y las propiedades y geometría de la malla. Esto permite que el borde transmisor se comporte como amortiguador de las reflexiones de la onda sísmica en dirección horizontal (borde absorbente). De esta manera se puede eliminar la necesidad de asumir una fundación rígida. Para ello se consideran las velocidades de onda de corte y compresión y el peso unitario de la roca, lo que permite una mejor modelación del problema (Hudson et al, 1994).

Se consideran todos los nodos del relleno cuaternario con movimiento impedido en dirección vertical, mientras que el movimiento en dirección horizontal está permitido.

## **7 – RESULTADOS**

A partir del estudio analítico descripto anteriormente se llegaron a resultados para los 17 registros presentados en el apartado 6.2.1.

Los resultados básicos principalmente son, los acelerogramas en la superficie y sus correspondientes espectros elásticos, considerando una relación de amortiguamiento del 5%. Luego estos se condensaron en:

- Curvas de relación AccSup/AccRoca, donde el numerador es la aceleración pico (máxima) en la superficie y el denominador es la aceleración pico en la roca, para cada tipo de sismo y para cada perfil, (Figuras 7.9 a 7.14 y AIV.7 a AIV.12),
- relaciones espectrales entre la superficie y la roca, en diferentes puntos de la ciudad de Salta, para los periodos: 0.15seg., 0.30seg., 0.60seg. y 1.00seg. y para cada acelerograma de entrada. Se eligieron esos valores, ya que las construcciones típicas de la ciudad, poseen esos periodos naturales. Las magnitudes de relaciones espectrales se representan por el tamaño de las circunferencias que se observan en las figuras 7.15 a 7.38 y AIV.13 a AIV.56, respetando la misma escala gráfica para todas las figuras. Estas relaciones espectrales se obtienen al dividir la ordenada espectral de un periodo en cuestión, correspondiente al acelerograma aplicado en la roca, sobre la ordenada espectral correspondiente al acelerograma obtenido en superficie.
- Espectros en roca y en superficie para un punto de análisis perteneciente al perfil G-H (para cada sismo). Figuras 7.2, AI.5 y AI.6.

Las figuras que se muestran en este capítulo corresponden a resultados para seis acelerogramas. En Anexo IV se encuentran los resultados concernientes a los demás sismos.

### **Análisis de los resultados:**

Al comparar las relaciones espectrales de figuras 7.1 a 7.24, como así también las equivalentes que se encuentran en el anexo IV, se observa que en general se presenta mayor amplificación conforme aumenta el periodo. Es decir, tomando como base las amplificaciones para el periodo 0.15seg., para el periodo 0.30seg., son aproximadamente un 30% mayores, mientras que para los periodos 0.60 y 1seg., un 50% y un 100% respectivamente (Figura 7.25). También se puede distinguir y delimitar las regiones de la ciudad en la cual se presentan las amplificaciones espectrales máximas para cada periodo analizado (Figuras 7.26 a 7.29). De estas figuras se puede advertir que las regiones que cubren mayor superficie de la ciudad, son las correspondientes a los periodos 0.15 y 0.30seg., mientras que le sigue la región del periodo 1seg. y por último

la del periodo 0.60seg. Así también se percibe que el sector sureste y gran parte del centro de la ciudad, amplifican mayormente los periodos 0.15 y 0.30seg., mientras que hacia el norte y sur para 0.60 y 1seg.

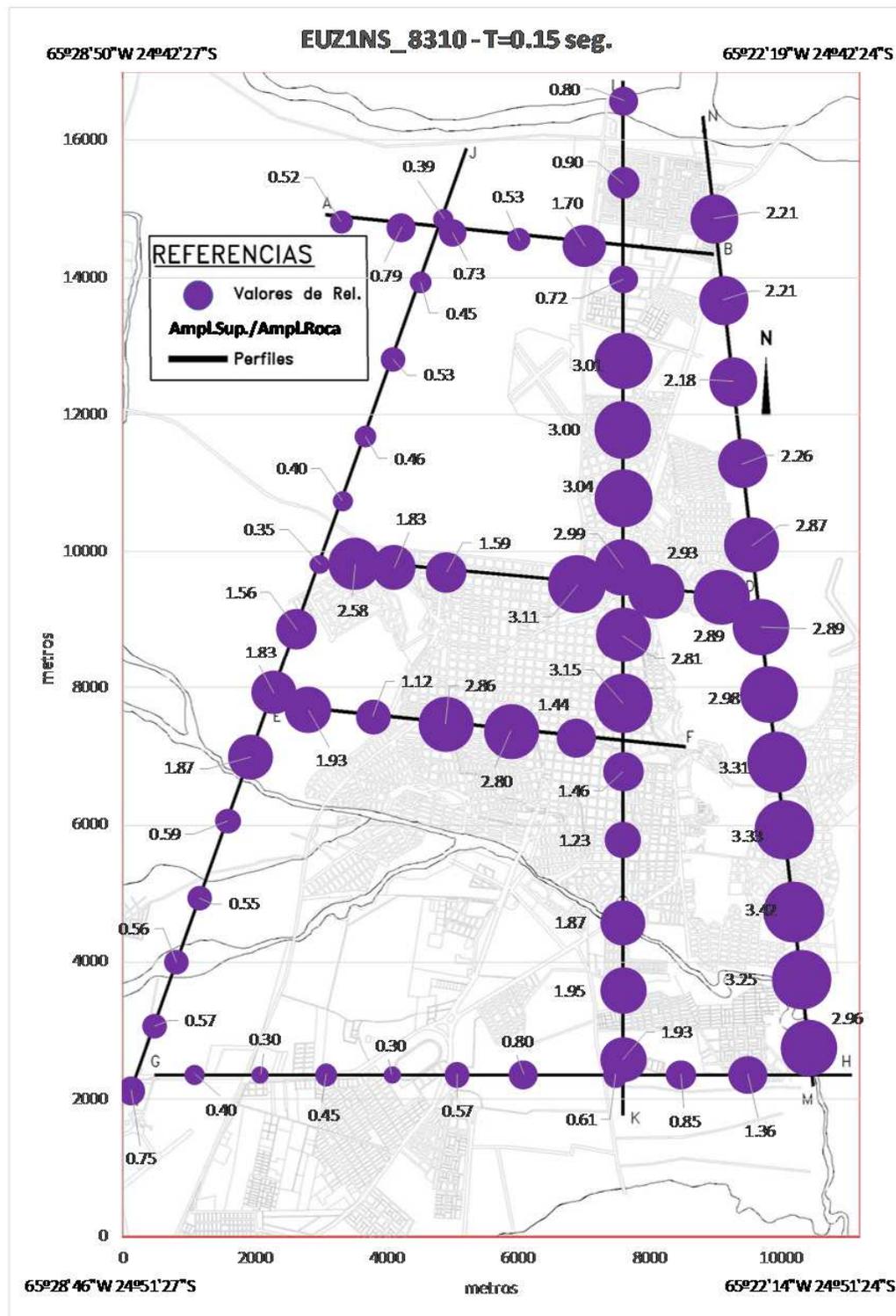


FIGURA 7.1: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELOGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS\_8310.

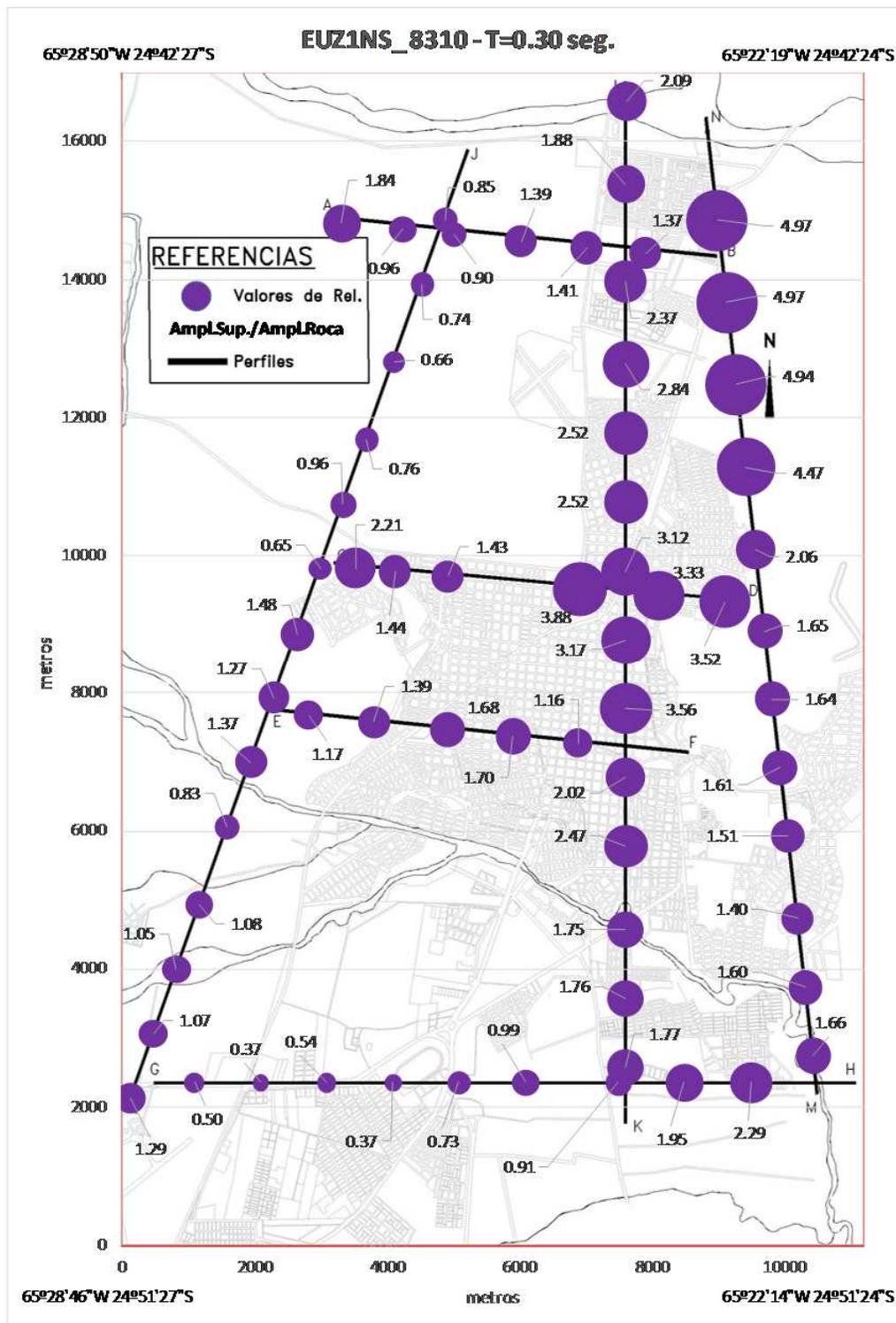


FIGURA 7.2: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS\_8310.

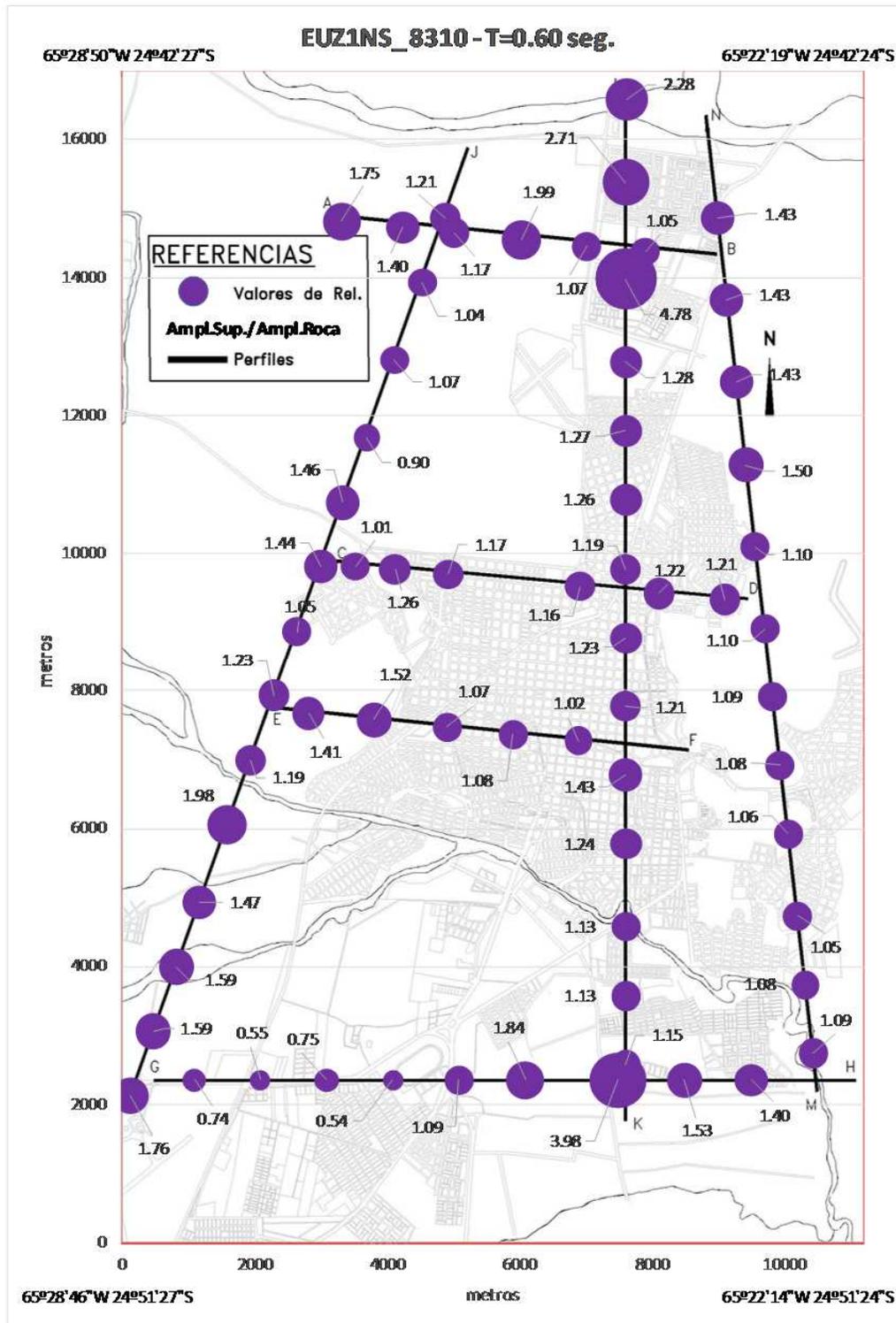


FIGURA 7.3: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS\_8310.

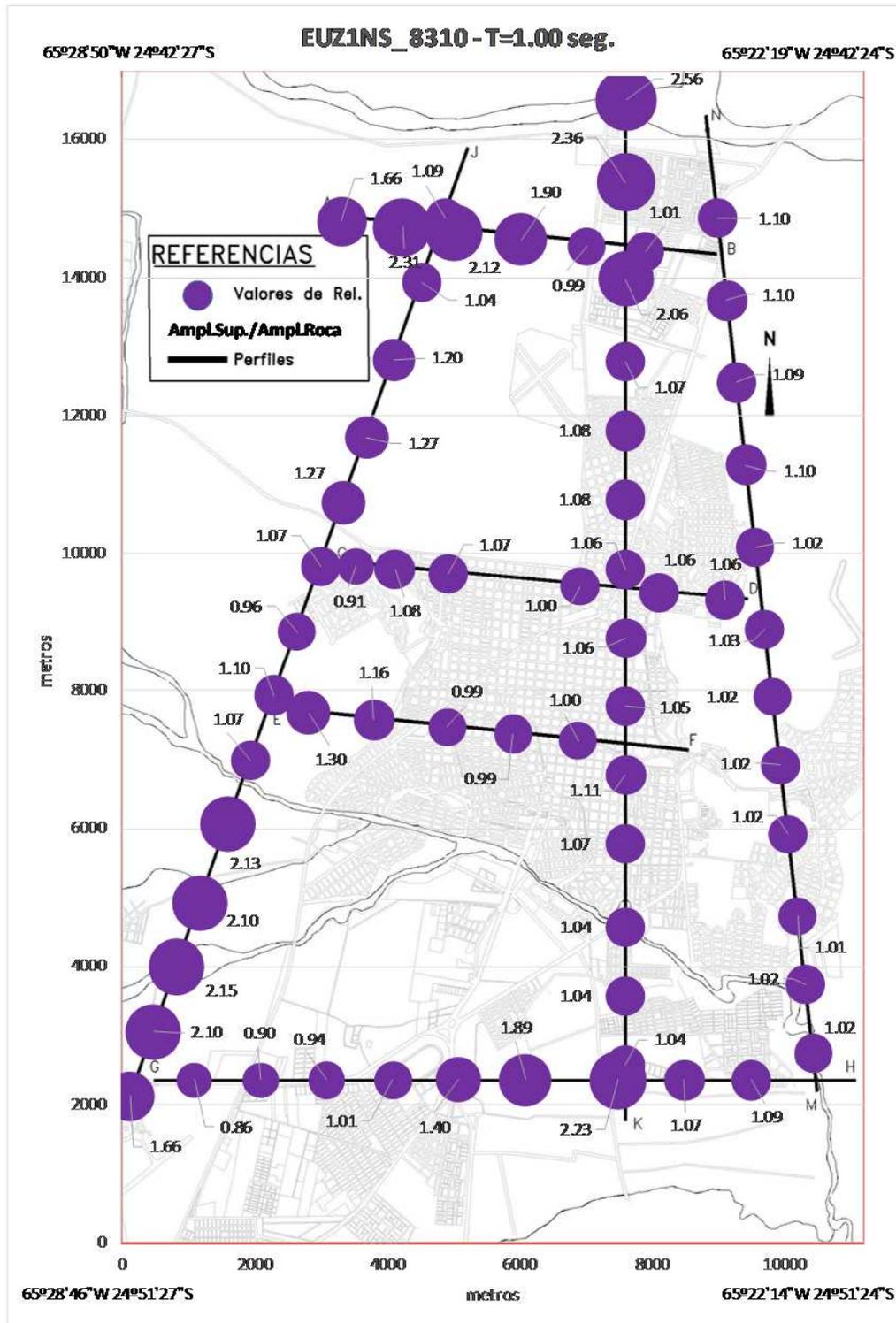


FIGURA 7.4: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1NS\_8310.

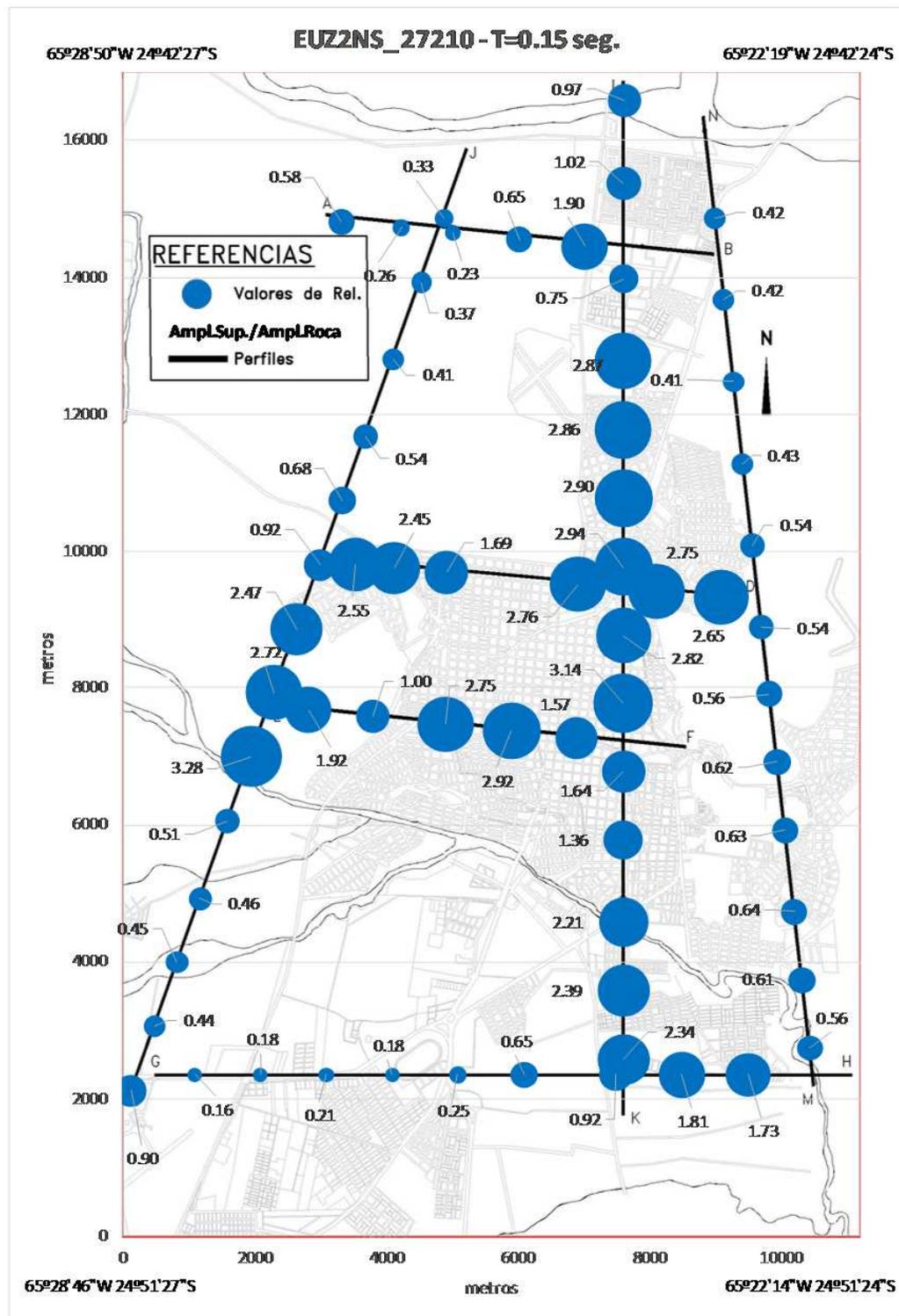


FIGURA 7.5: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS\_27210.

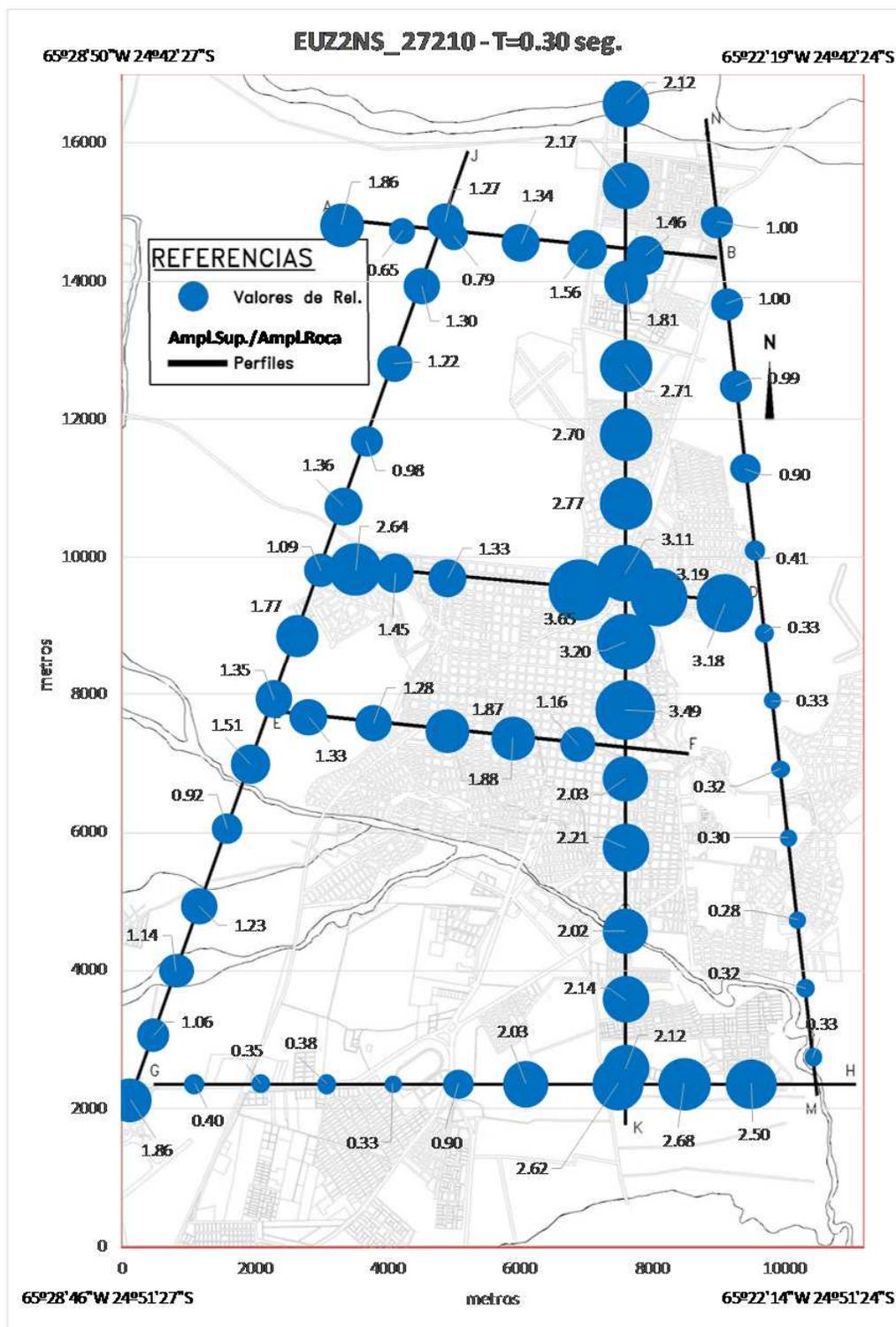


FIGURA 7.6: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS\_27210.

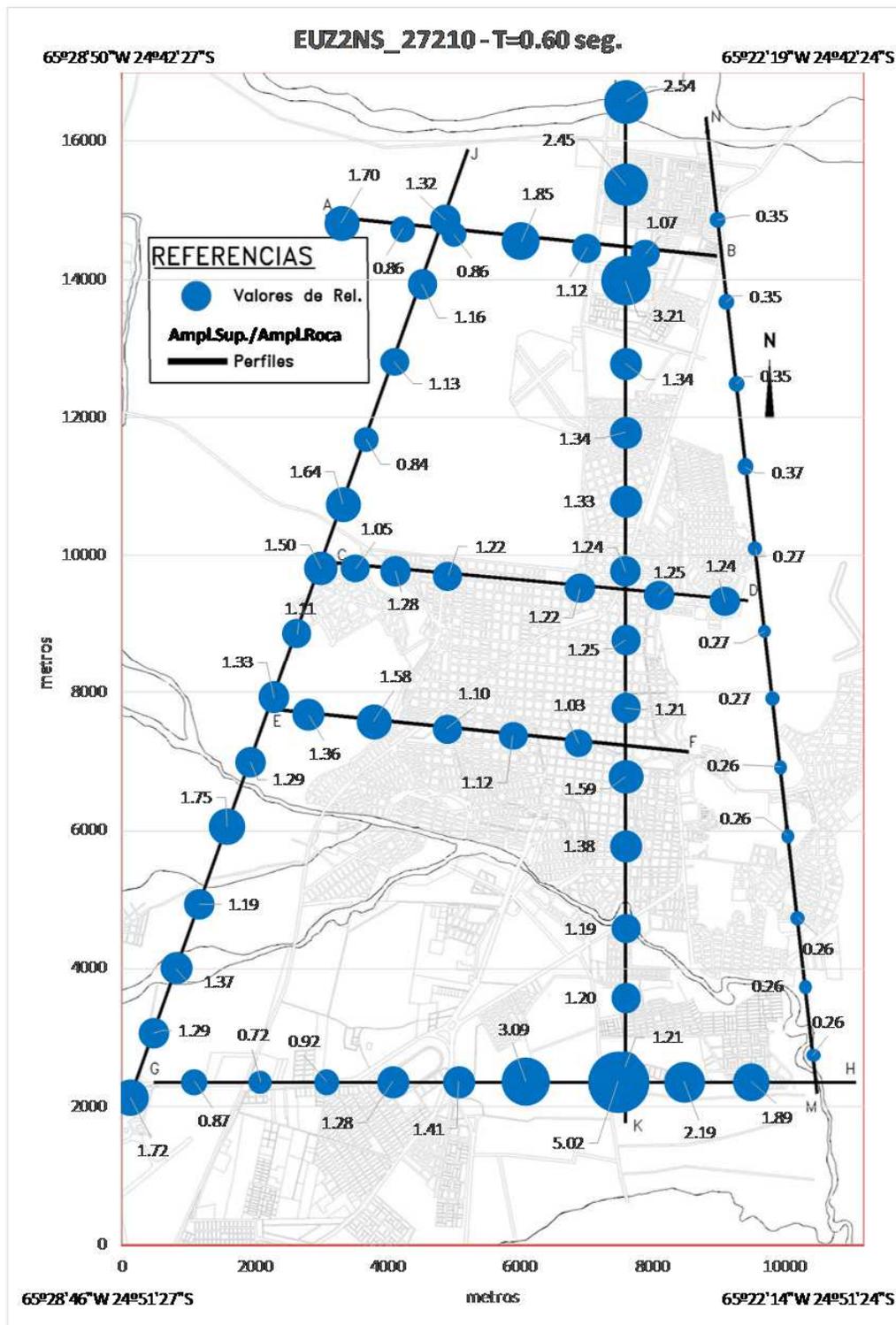


FIGURA 7.7: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS\_27210.

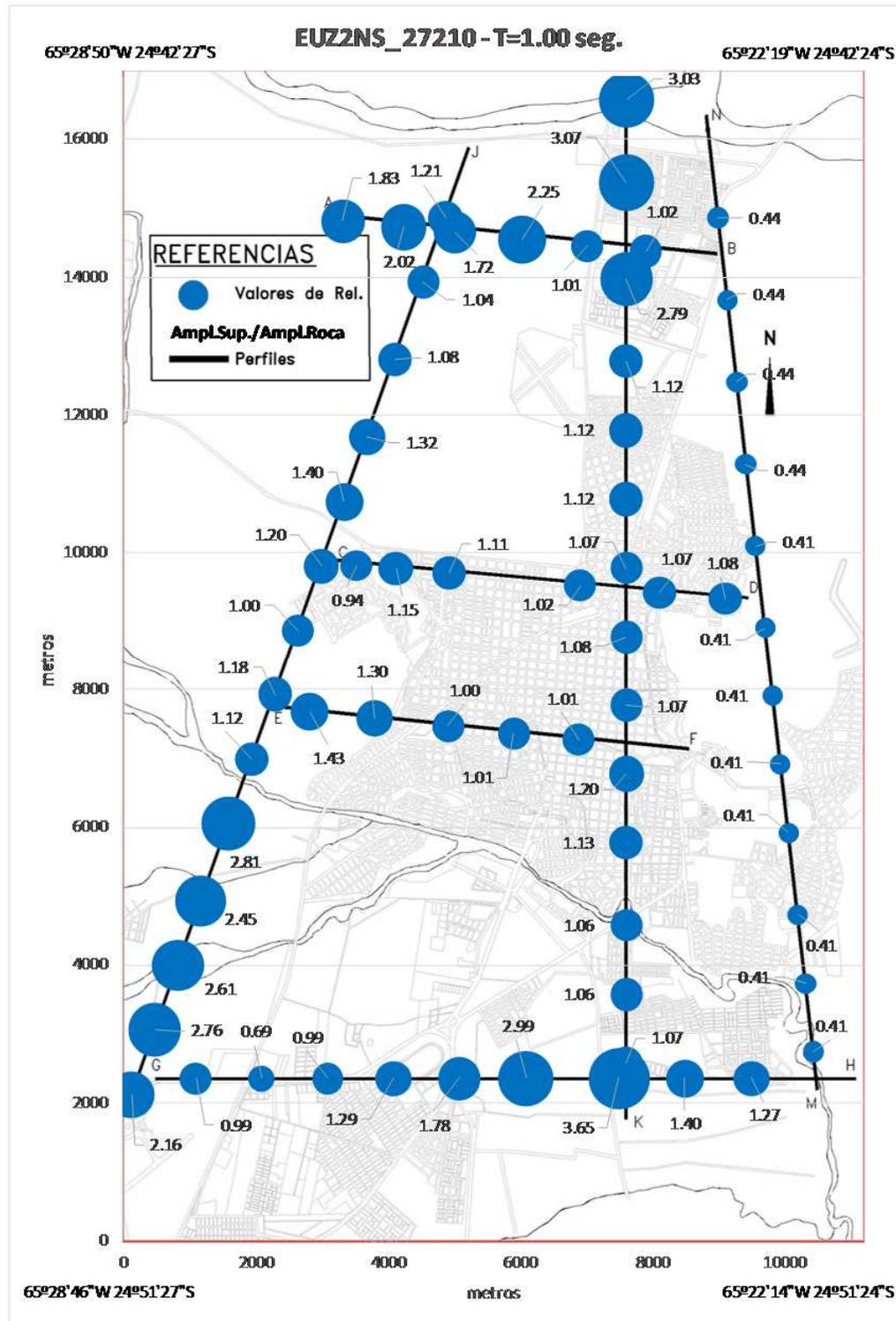


FIGURA 7.8: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2NS\_27210.

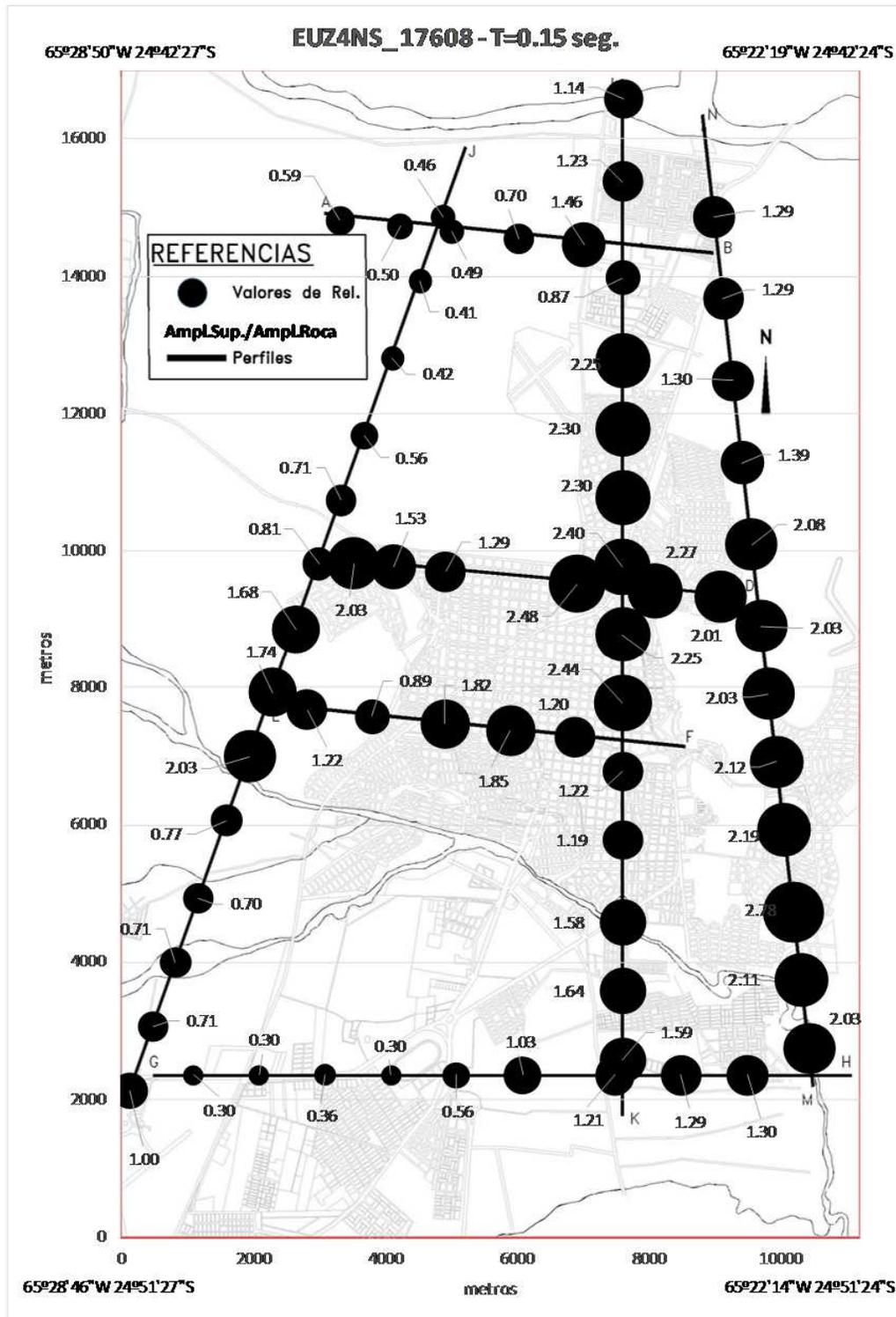


FIGURA 7.9: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS\_17608.

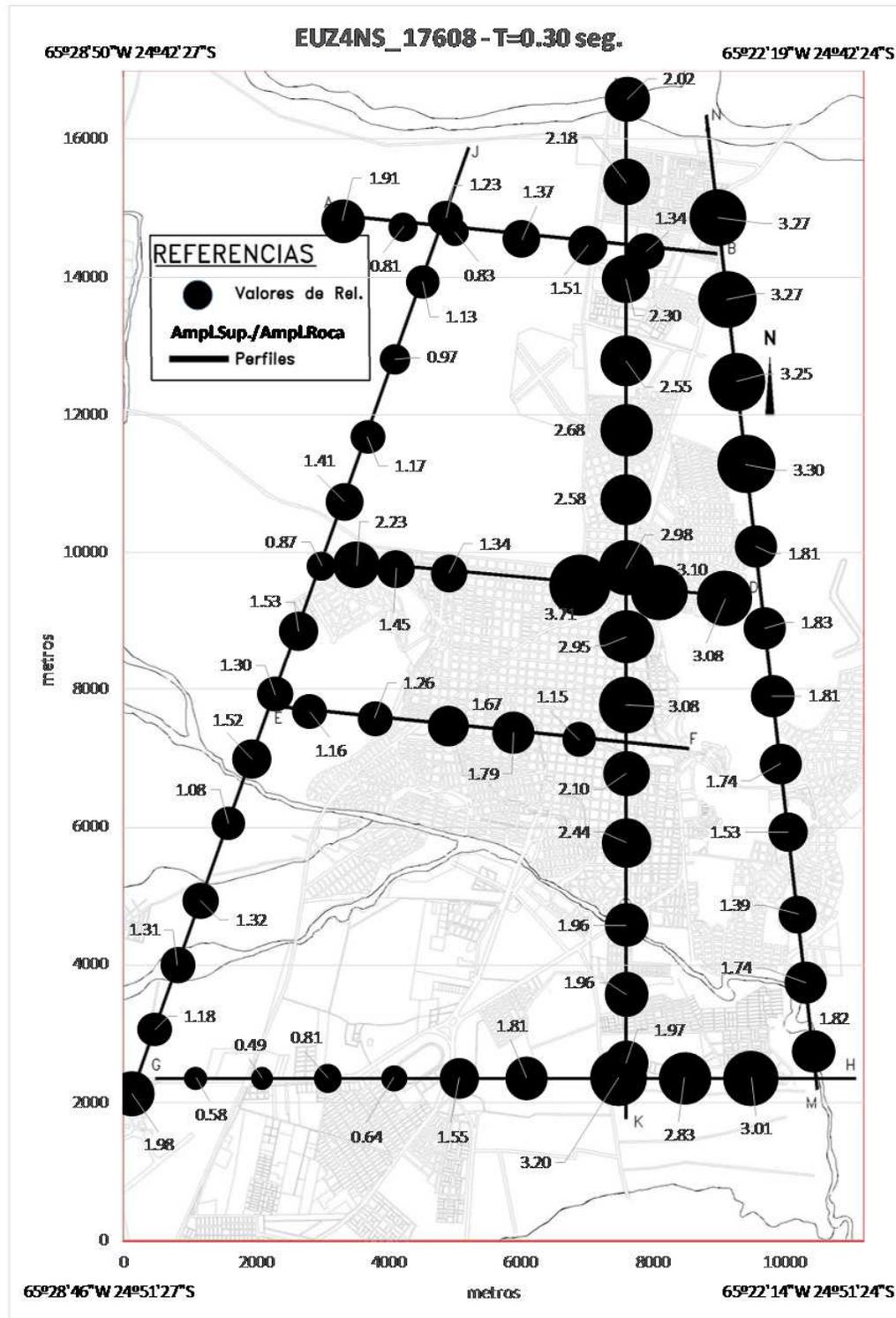


FIGURA 7.10: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS\_17608.

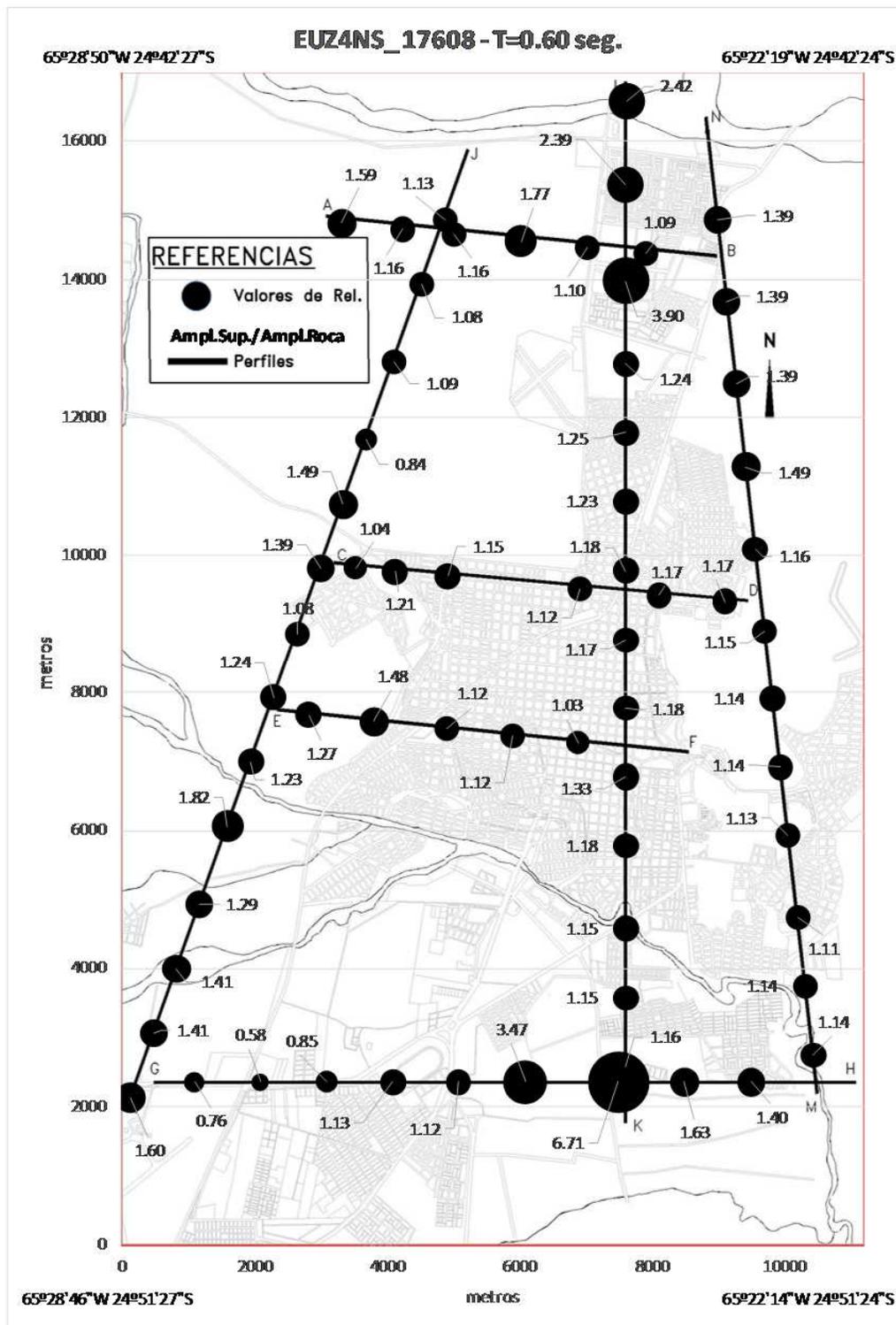


FIGURA 7.11: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4NS\_17608.



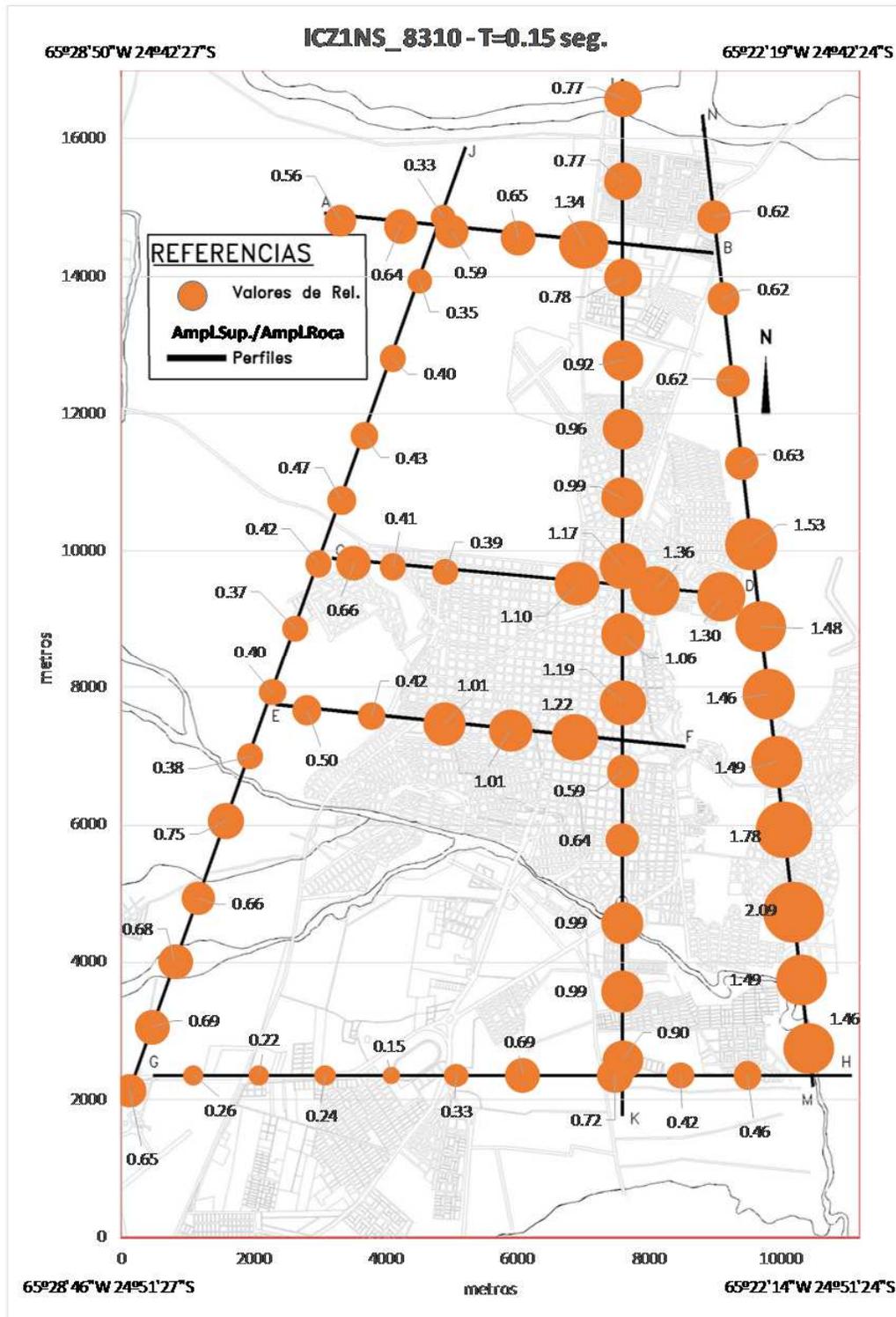


FIGURA 7.13: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS\_8310.

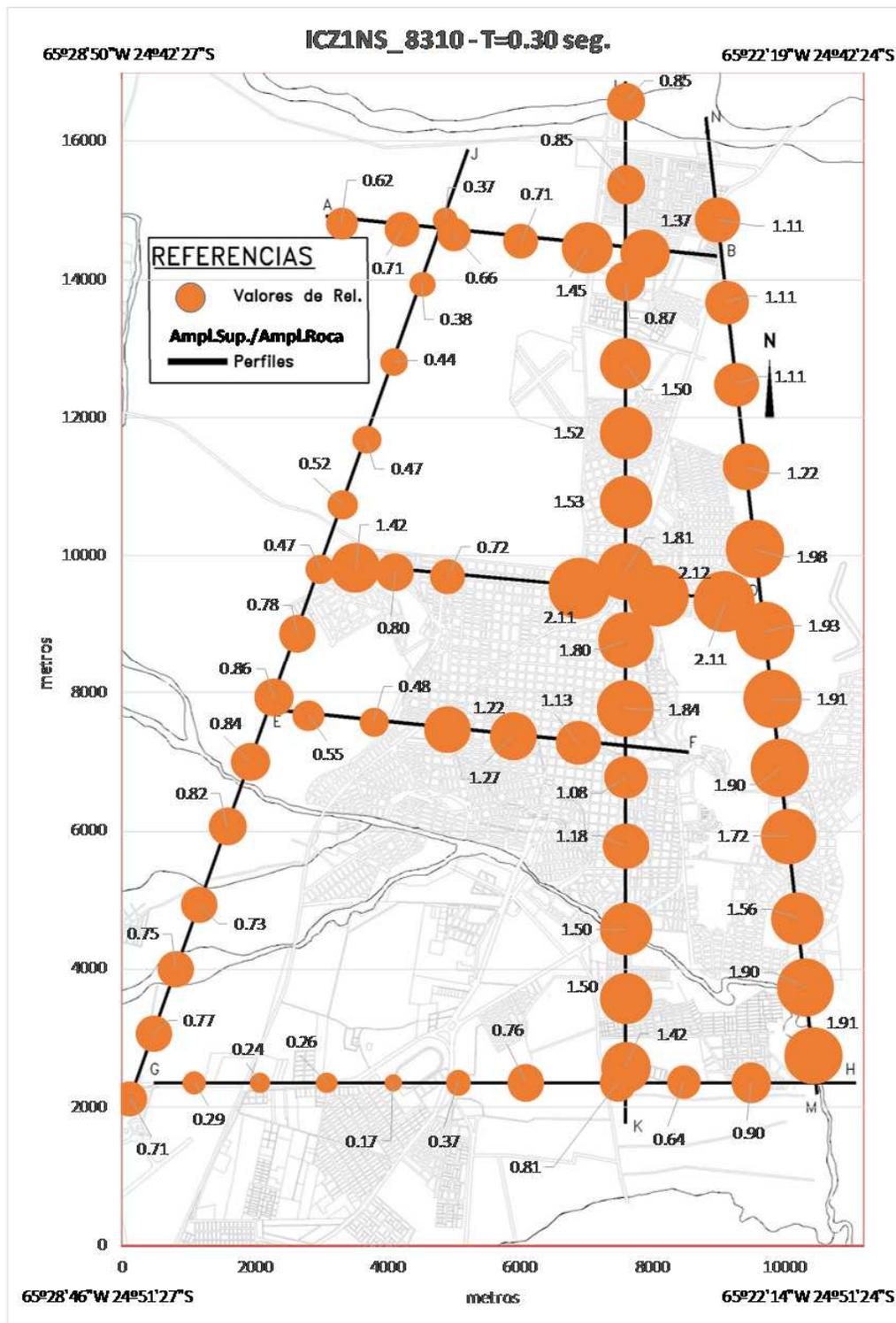


FIGURA 7.14: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS\_8310.

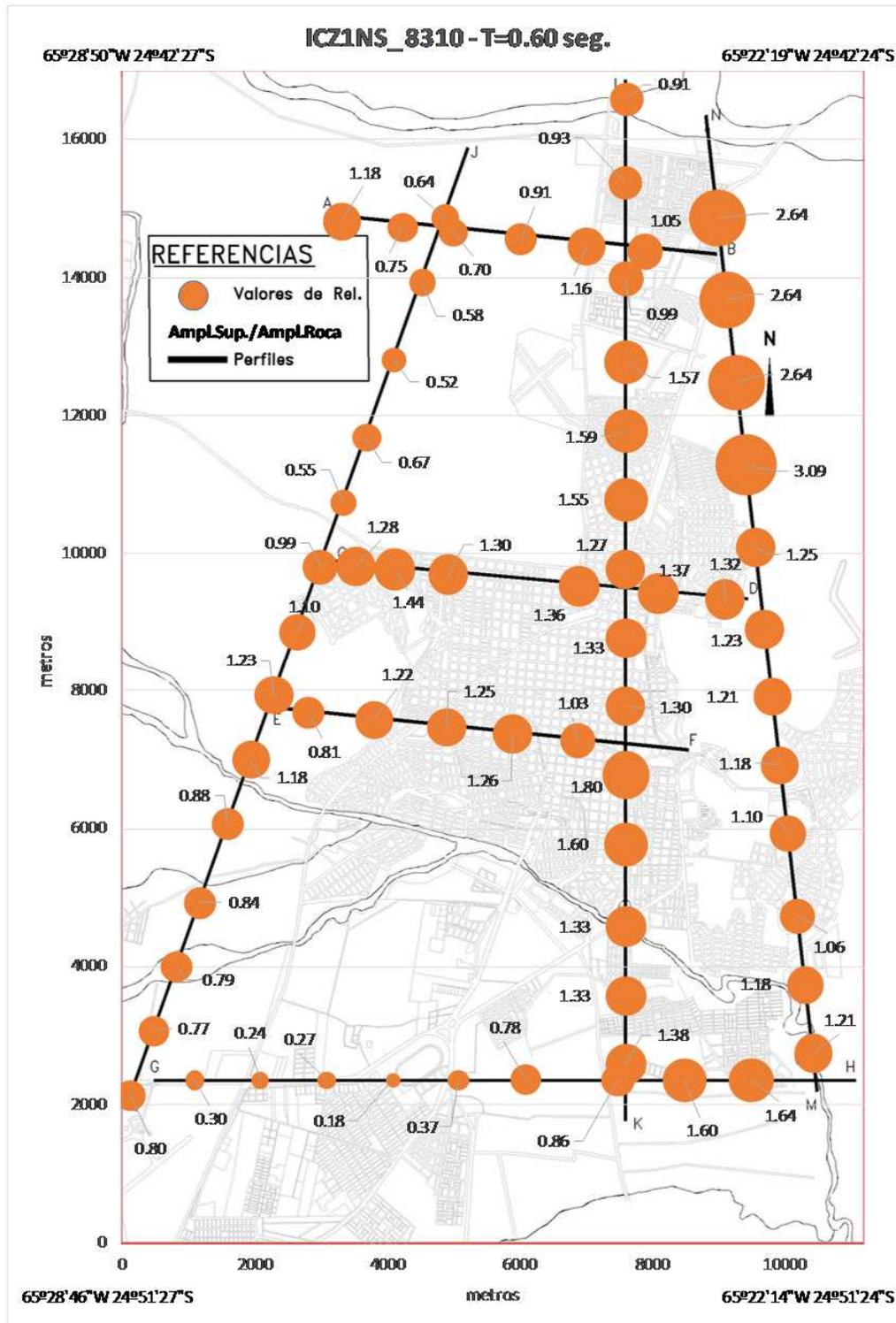


FIGURA 7.15: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA:ICZ1NS\_8310.



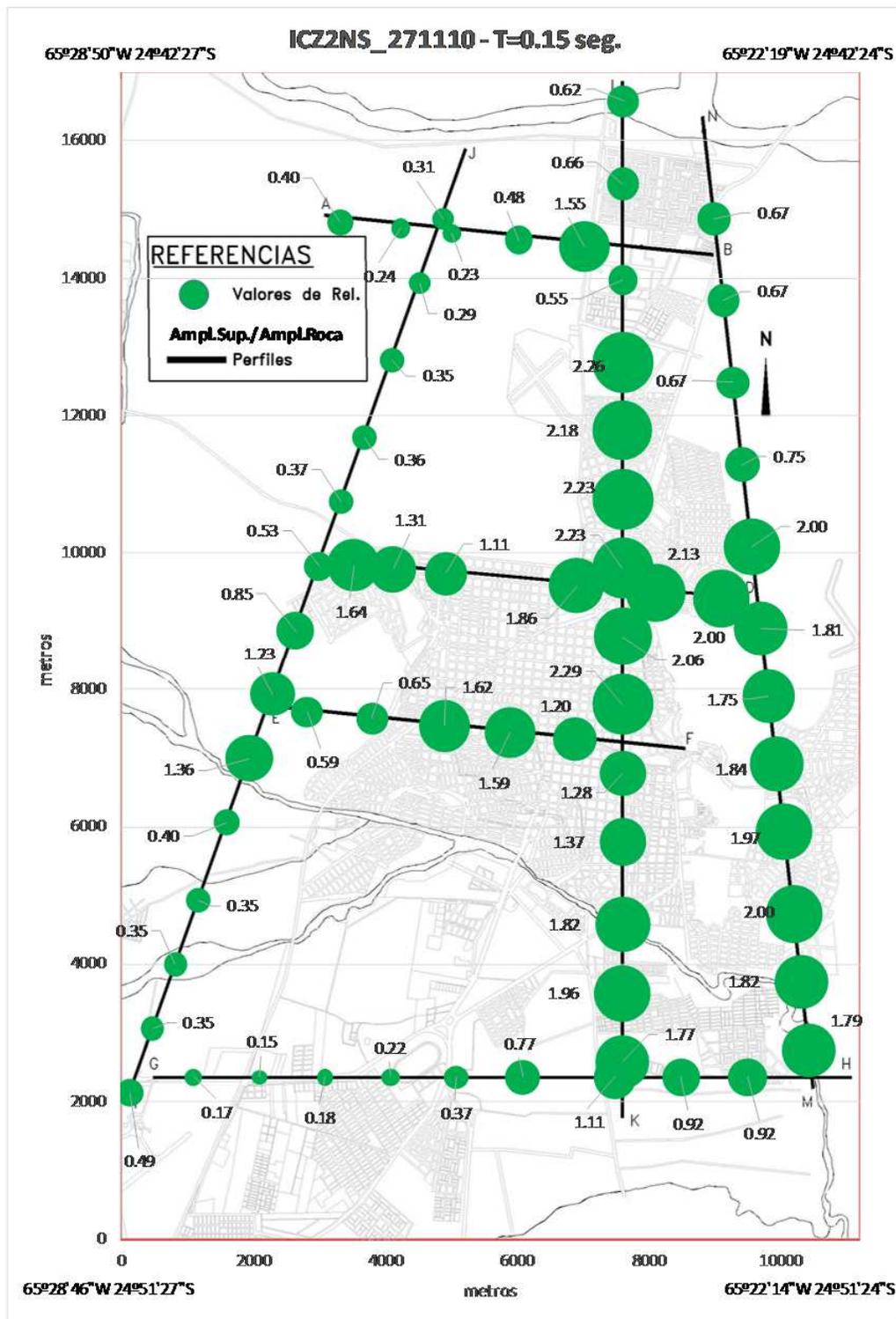
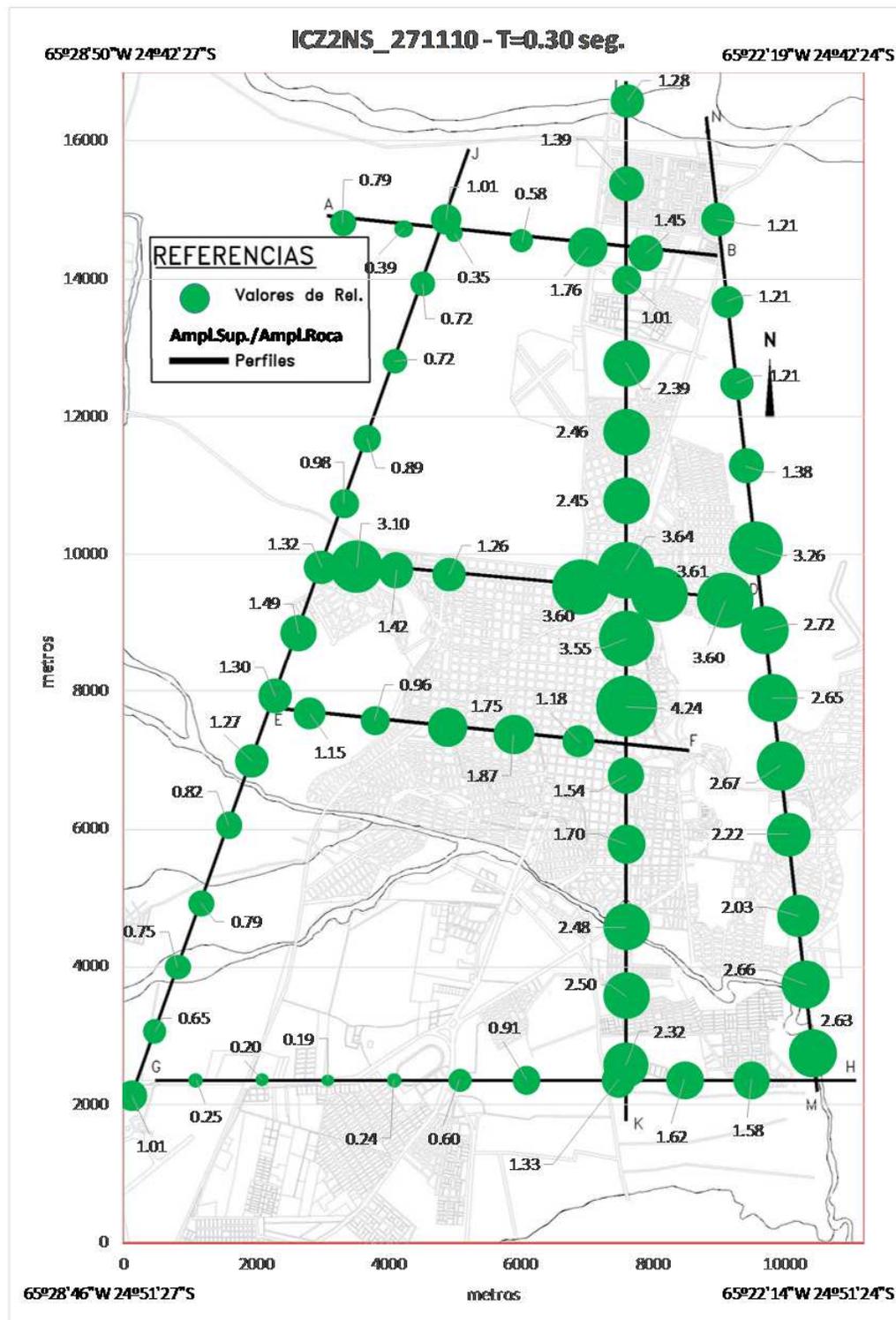
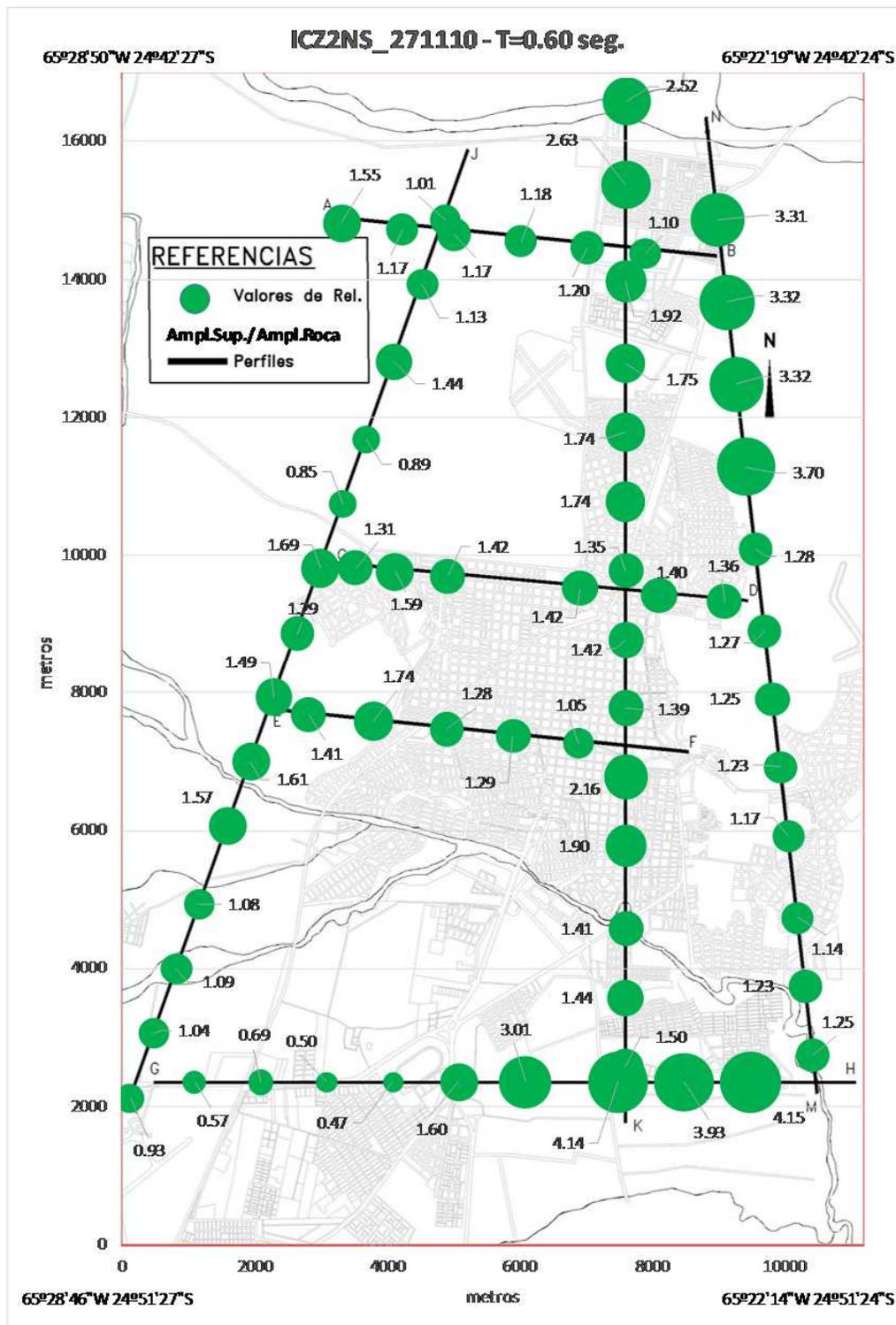
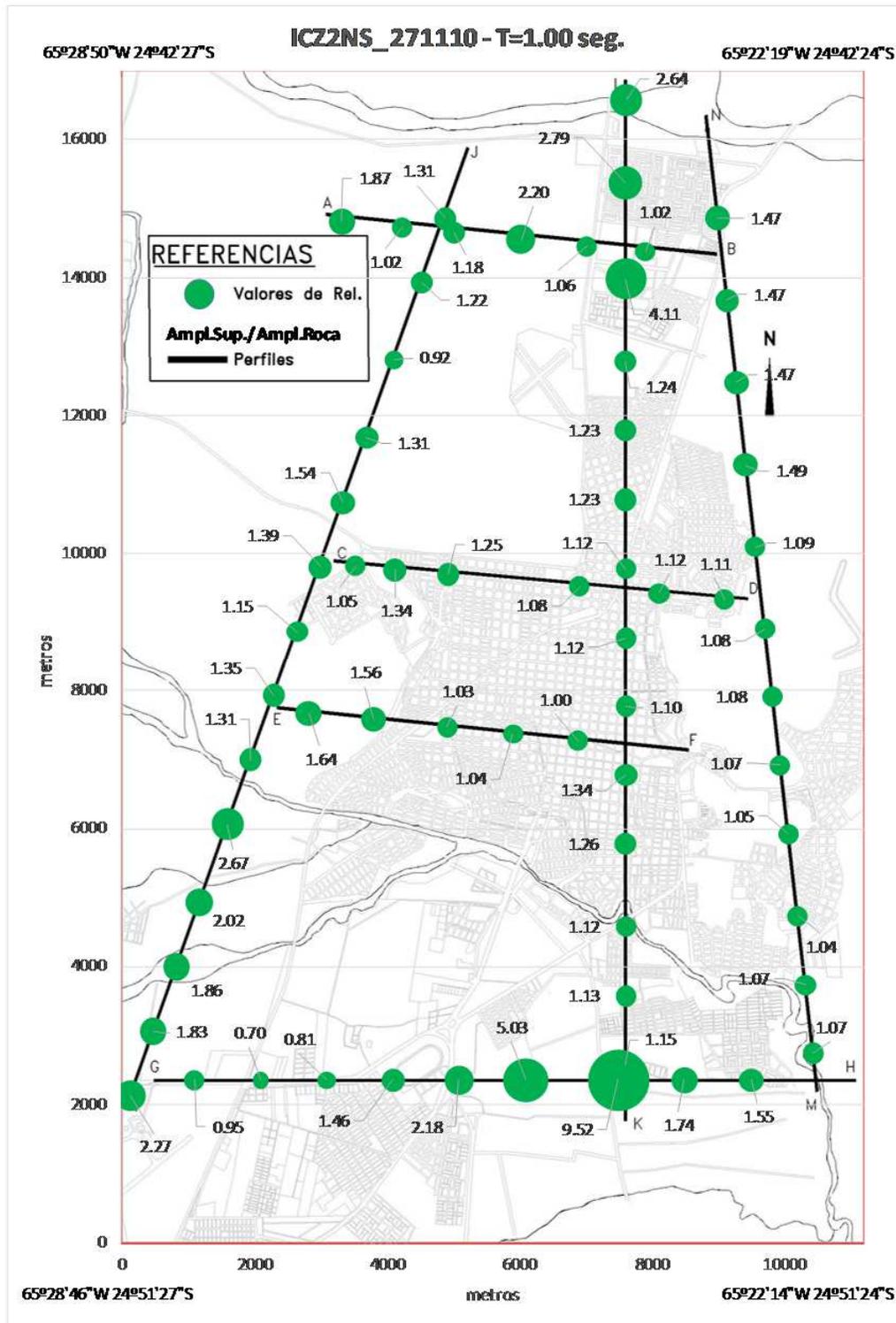


FIGURA 7.17: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: IC22NS\_271110.







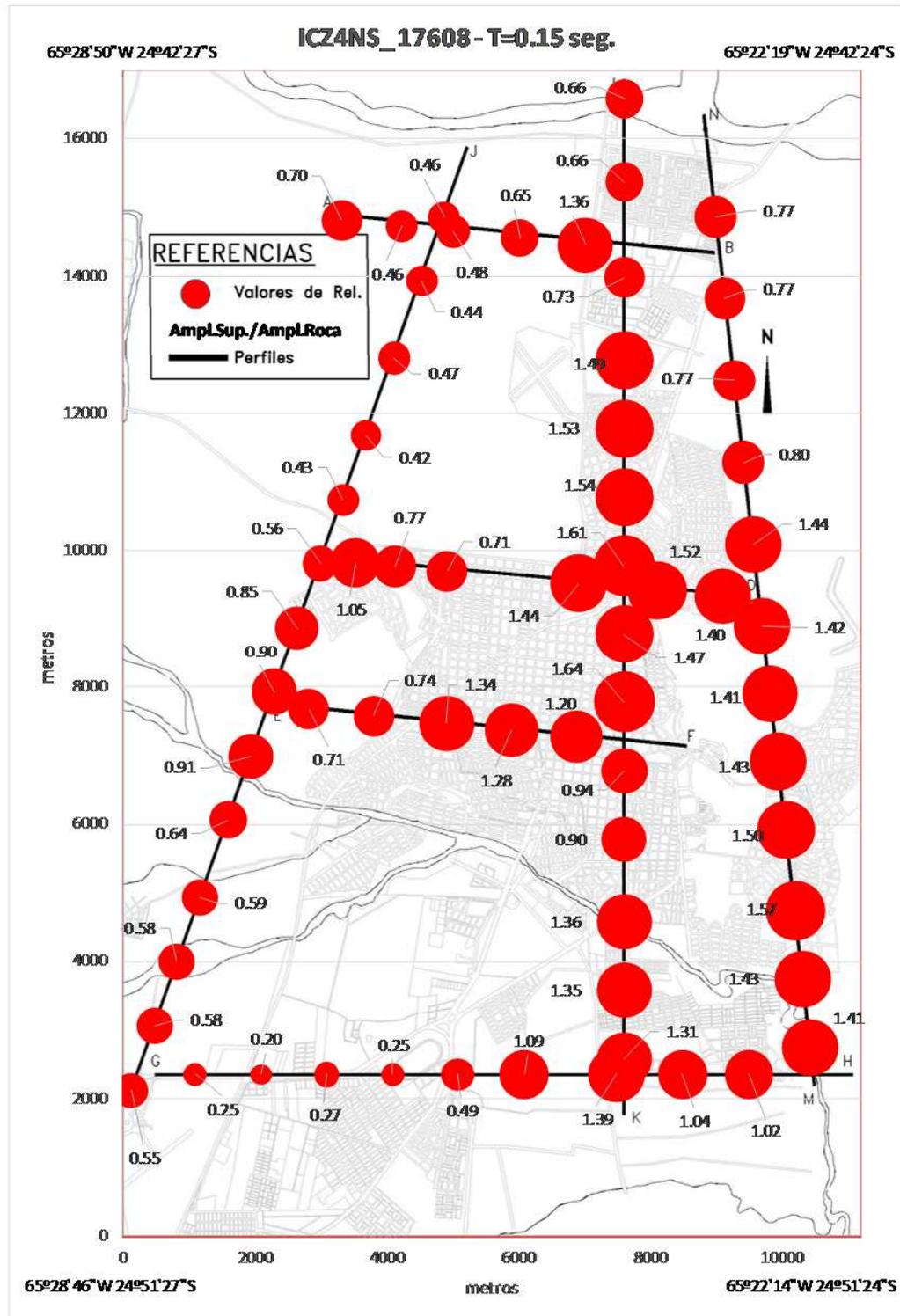


FIGURA 7.21: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS\_17608.

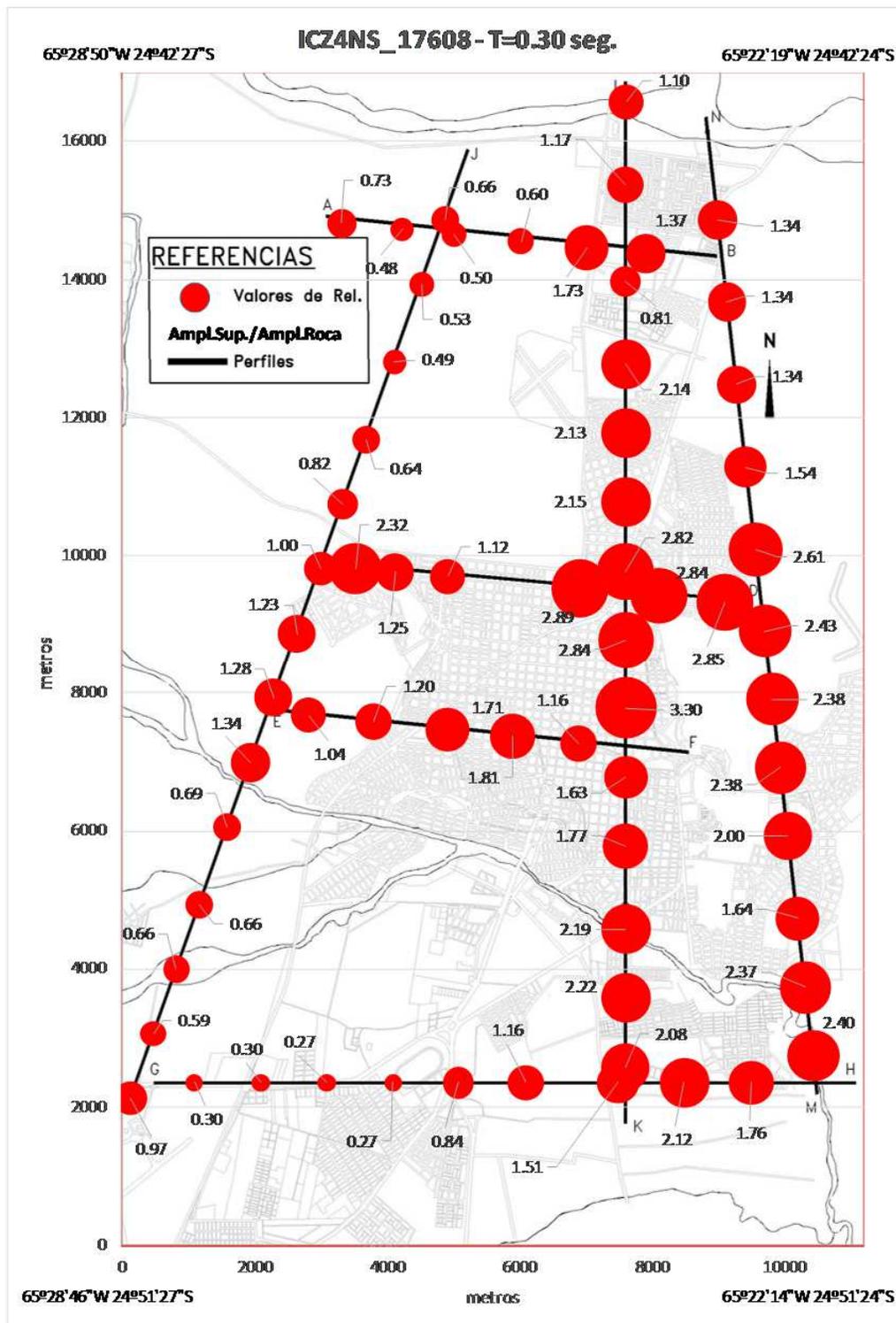


FIGURA 7.22: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS\_17608.

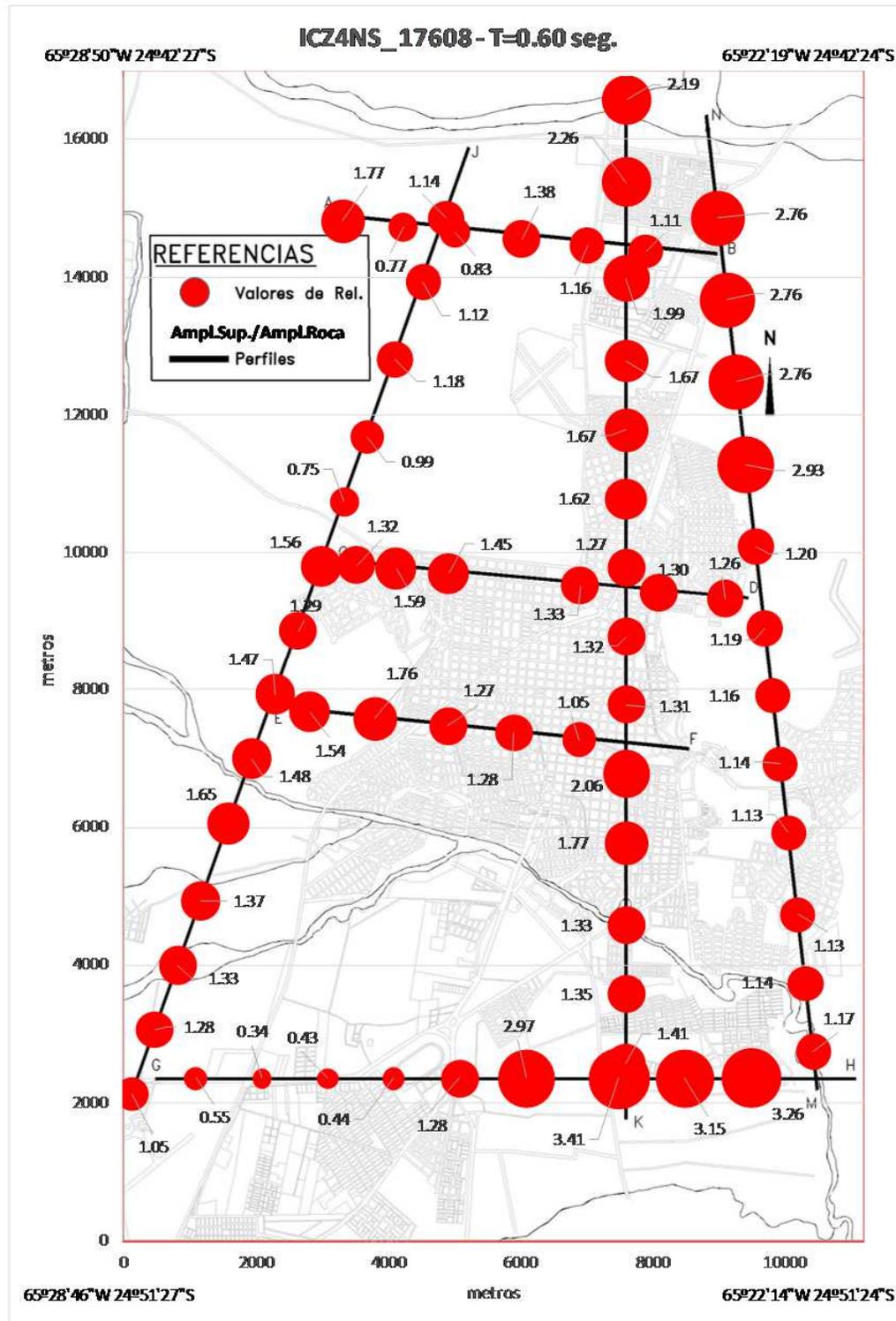


FIGURA 7.23: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS\_17608.

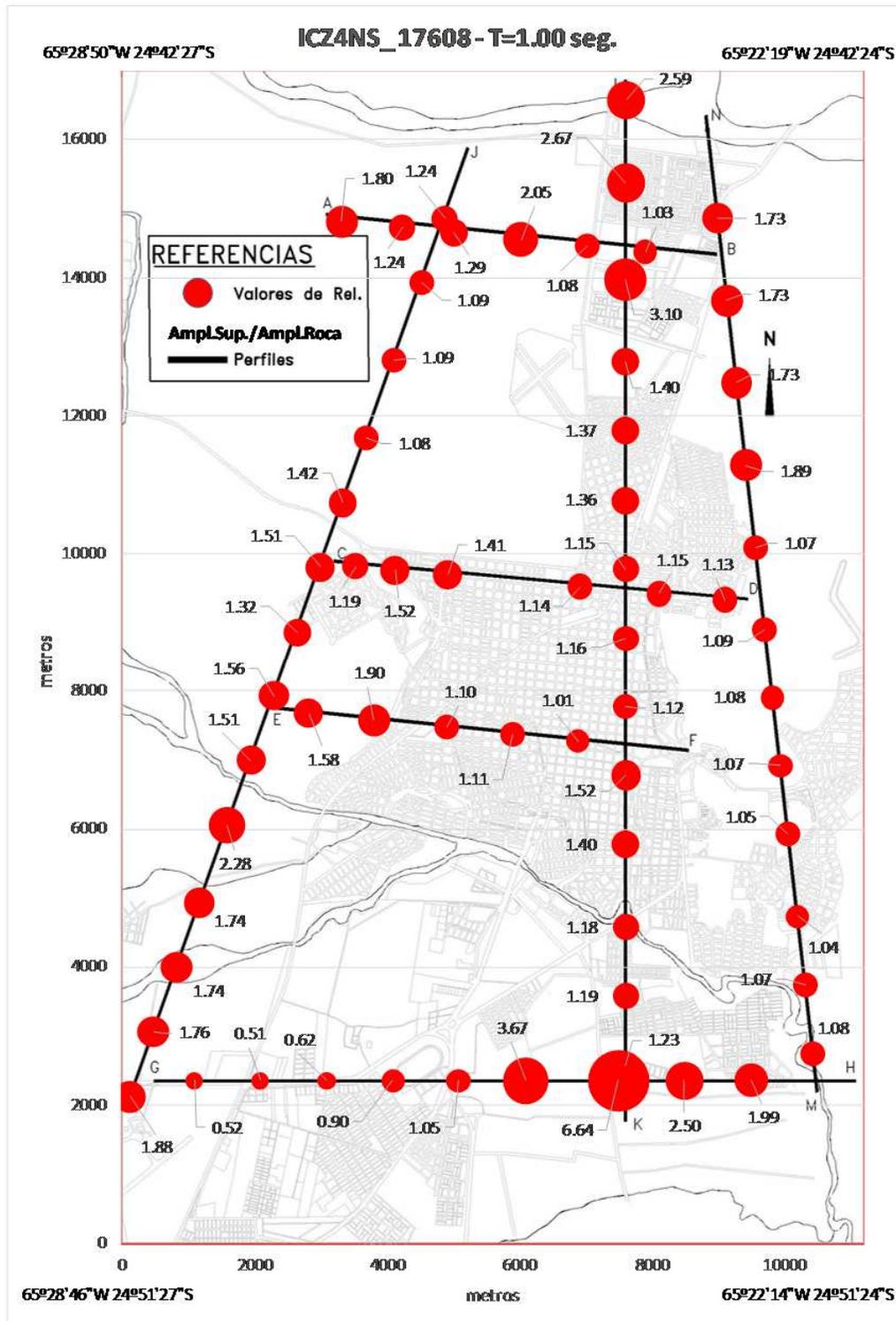


FIGURA 7.24: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00seg. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4NS\_17608.

---

Se pueden distinguir los registros que causan las amplificaciones espectrales máximas en cada región mencionada debido a su contenido frecuencial. A continuación se muestran algunos de ellos:

- Región T=0.15seg.: ICZ4NS\_17608, EUZ1NS\_8310 Y EUZ2NS\_27210.
- Región T=0.30seg.: ICZ1NS\_8310 Y EUZ4NS\_1768.
- Región T=0.60seg.: ICZ1NS\_8310, ICZ2NS\_271110, ICZ4NS\_17608 y EUZ1NS\_8310.
- Región T=1seg.: EUZ1NS\_8310, ICZ1NS\_8310, ICZ2NS\_27210 y ICZ4NS\_17608.

Para poder presentar espectros de respuesta elásticos en roca y en superficie para cada registro de un sitio en particular, se eligió un punto del perfil G-H cuya ubicación se puede percatar en la figura 7.30. Su elección se debe a que, según las figuras 7.26 a 7.29, se encuentra en una zona que posee máximas amplificaciones espectrales en todos los periodos de análisis, como así también amplificaciones de aceleraciones pico (Figura 7.30). Es así que se confeccionaron las figuras 7.31, AI.5 y AI.6 con el objetivo de notar cómo se transforma el espectro de la señal, cuando ésta ingresa por la roca y atraviesa el perfil de suelo hasta llegar a la superficie. Así se pudo evidenciar, que en ese punto, todos los periodos son amplificados en sus ordenadas espectrales para la mayoría de los registros. La causa de este comportamiento se puede deber a la notable heterogeneidad estratigráfica y a la predominancia de las arenas en el suelo de la zona donde se encuentra el punto de estudio (Ver pozo A0595 del perfil G-H de figura 4.6).

En cuanto a la amplificación de aceleraciones pico (Figuras 7.32 a 7.37 y AIV.7 A AIV.12), ocurren principalmente en los bordes, no obstante se pueden percibir zonas donde las aceleraciones máximas en la roca mantienen el aproximadamente el mismo valor en la superficie ( $AccSup/AccRoca=1$ ) y zonas donde deamplifica. En los bordes (sector Este y sector Noroeste principalmente) donde el manto cuaternario es más delgado y con pendiente casi nula de cuenca, se encuentran mayores amplificaciones que van disminuyendo conforme aumenta dicha pendiente ( $1 < AccSup/AccRoca < 4$ ). En la zona central de la ciudad como así también en la zona Suroeste, se mantienen aproximadamente los valores de las aceleraciones pico ( $AccSup/AccRoca=1$ ), mientras que en el centro-norte y centro-sur, se encuentran las deamplificaciones ( $0.5 < AccSup/AccRoca < 0.7$ ), coincidentes con la presencia de mayores espesores y suelos rígidos como grava consolidada (Ver pozo ASP1477 de perfil G-H y pozo UNSA del perfil A-B, Figuras 4.3 y 4.6). En particular, los registros compatibilizados de zona 1 no presentaron este último comportamiento descrito, sino que llegaron a generar valores de amplificaciones cercanos a dos. Esto podría deberse al amplio rango de frecuencias que poseen los mismos. Esto se resumió en la figura 7.38.

Para el caso del punto analizado perteneciente al perfil G-H, se puede observar en la comparación entre los espectros en roca y superficie, que la ordenada al origen de los mismos, evidencia una amplificación de las aceleraciones pico aproximadamente entre 1 y 2. Esto se ratifica en la figura 7.11 que muestra valores semejantes para la zona donde se encuentra el punto analizado.

Para el mismo punto, se analizaron también, las amplificaciones de las aceleraciones pico, según la Intensidad del registro. Se compararon sismos que posean aproximadamente la misma forma espectral, con el fin de evidenciar si las amplificaciones incrementaban o disminuían, según la diferencia de potencia entre los registros comparados, es decir en aceleraciones pico. (Tabla 7.1 y Figura 7.3). Para este análisis se estudiaron dos casos. En el primero, hay una relación de 12 veces entre las aceleraciones pico de ambos registros. No obstante hubo una disminución de 10%, aproximadamente, en la amplificación de aceleración pico correspondiente al sismo más intenso. De igual manera en el segundo caso, para una relación de 8 veces, la disminución fue del 18% aproximadamente. Si bien, al utilizar registros más intensos las amplificaciones disminuyen, los valores de las aceleraciones pico absolutas aumentan.

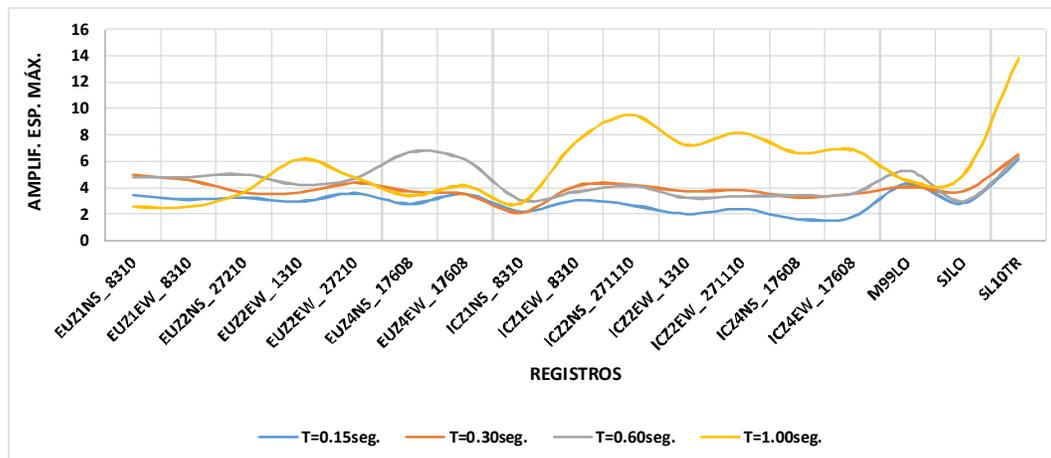


FIGURA 7.25: MÁXIMAS RELACIONES ESPECTRALES PARA CADA SISMO Y PARA CADA PERIODO DE ANÁLISIS.

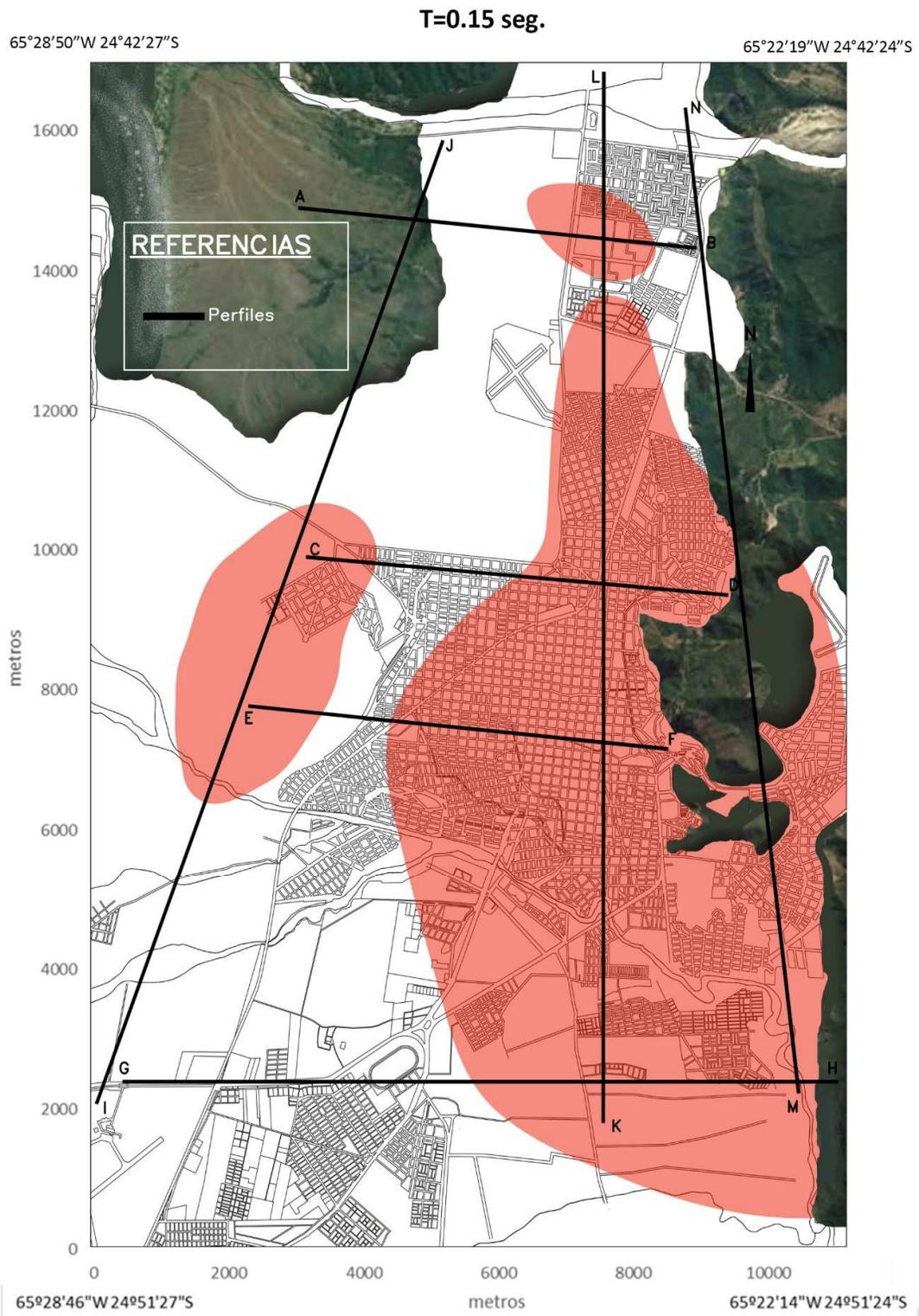


FIGURA 7.26: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.15 SEG.

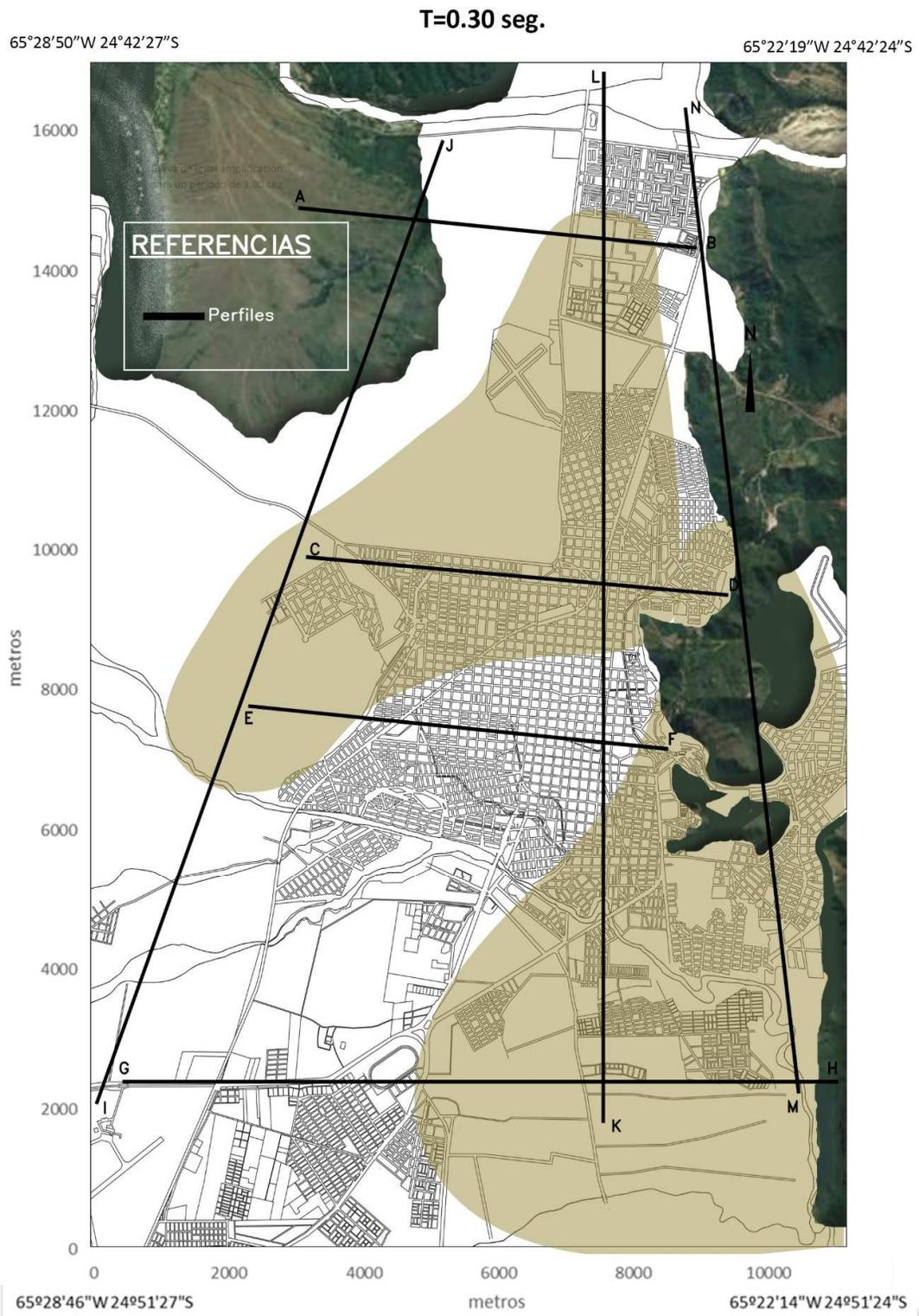


FIGURA 7.27: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.30 SEG.

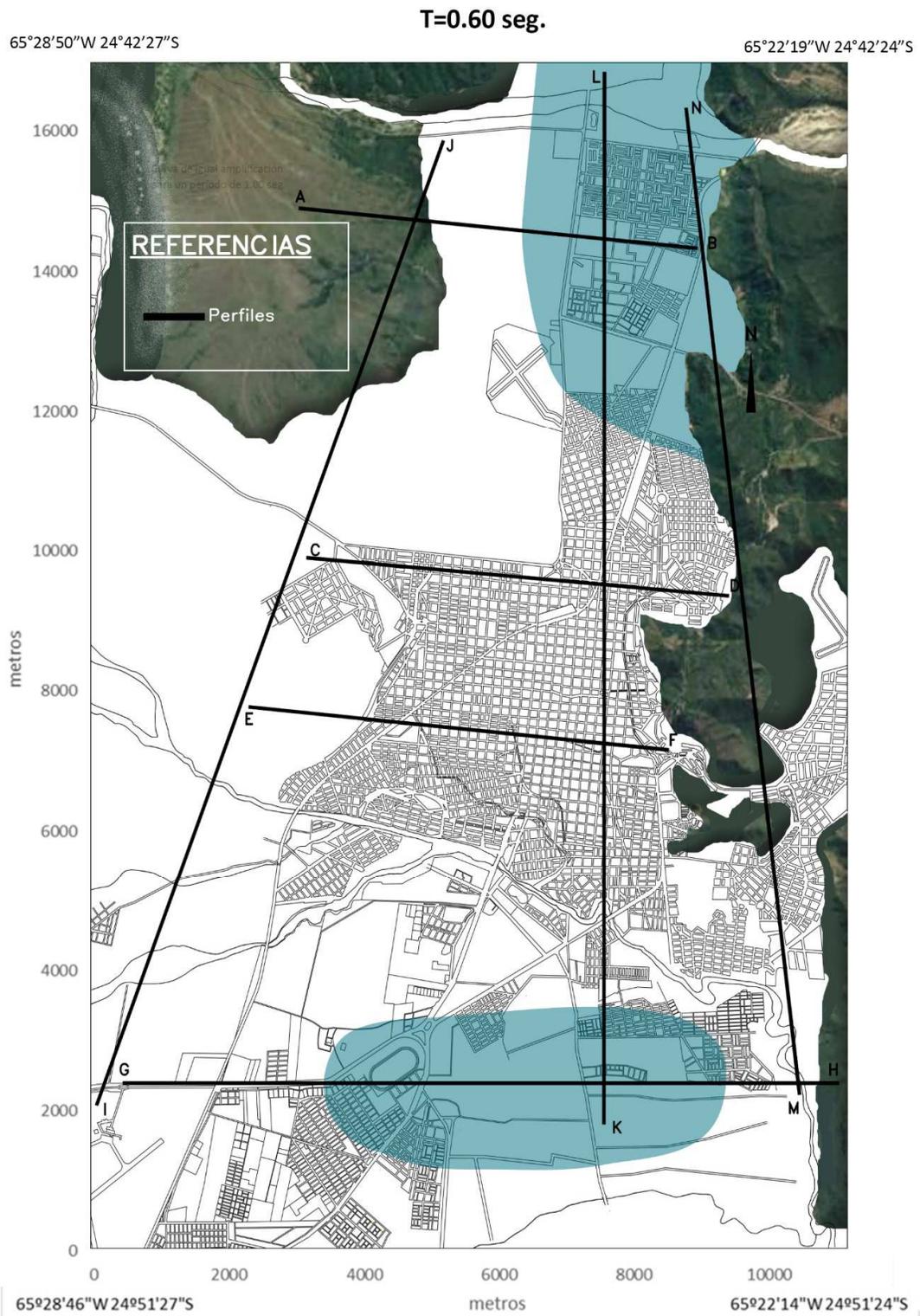


FIGURA 7.28: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 0.60 SEG.

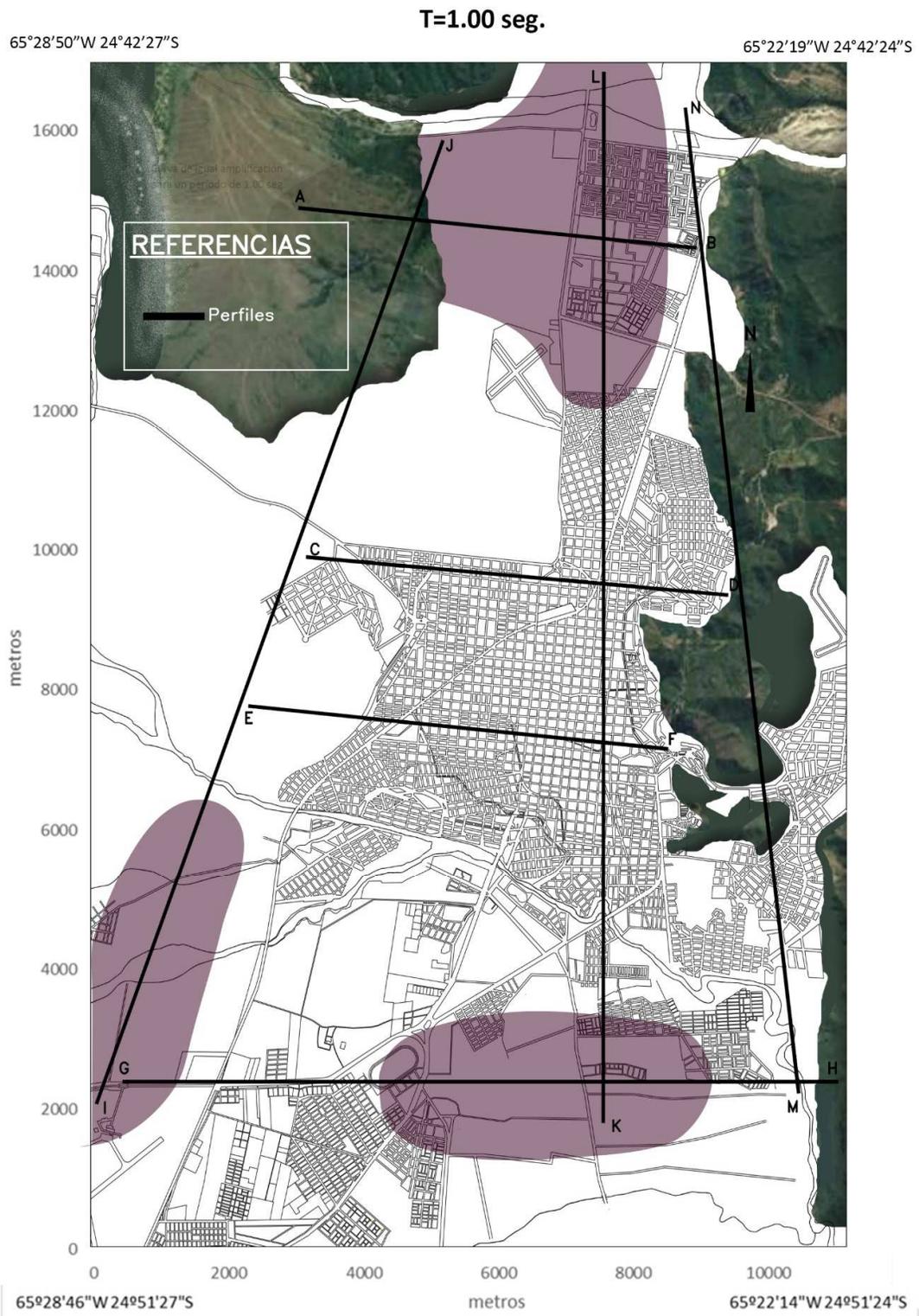


FIGURA 7.29: REGIONES CON RELACIONES ESPECTRALES MÁXIMAS PARA EL PERIODO 1 SEG.

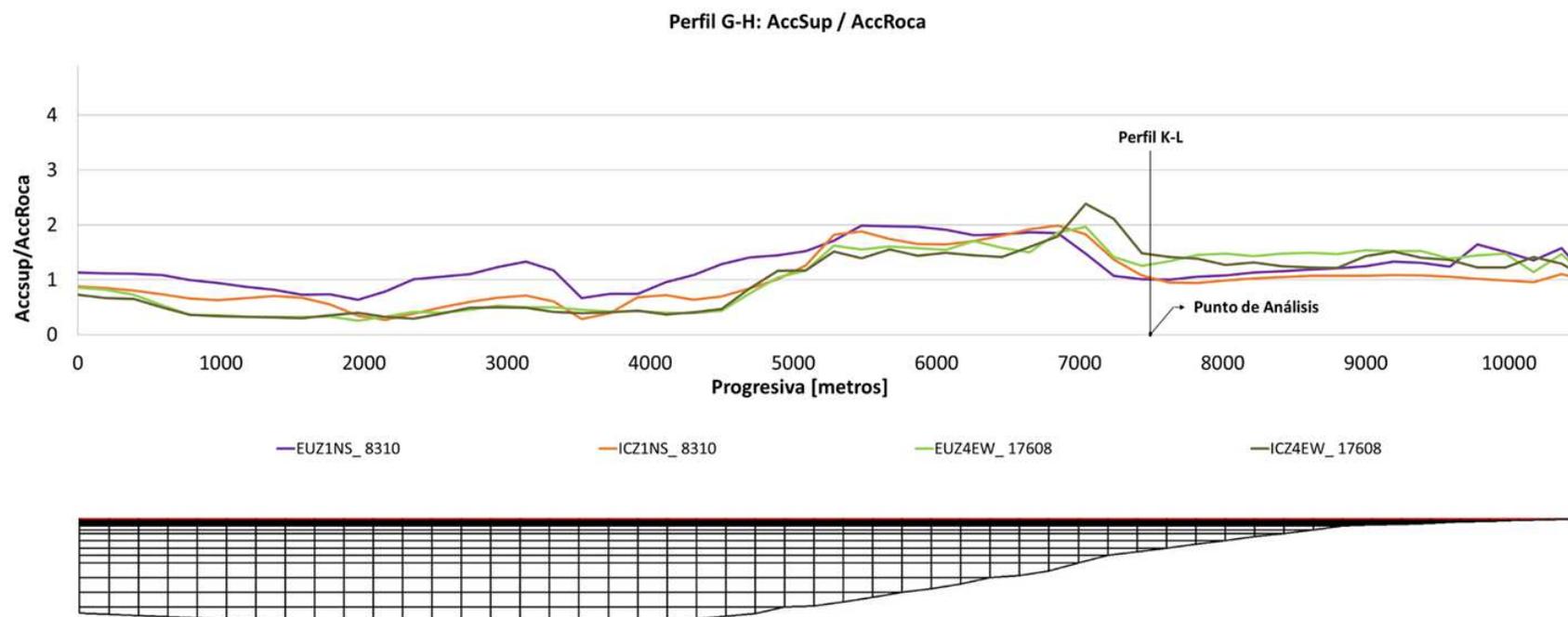


FIGURA 7.30: COMPARACIÓN DE RELACIONES ( $Acc_{sup}/Acc_{Roca}$ ), SEGÚN INTENSIDAD DE LOS SISMOS. UBICACIÓN DEL PUNTO DEL PERFIL G-H ANALIZADO.

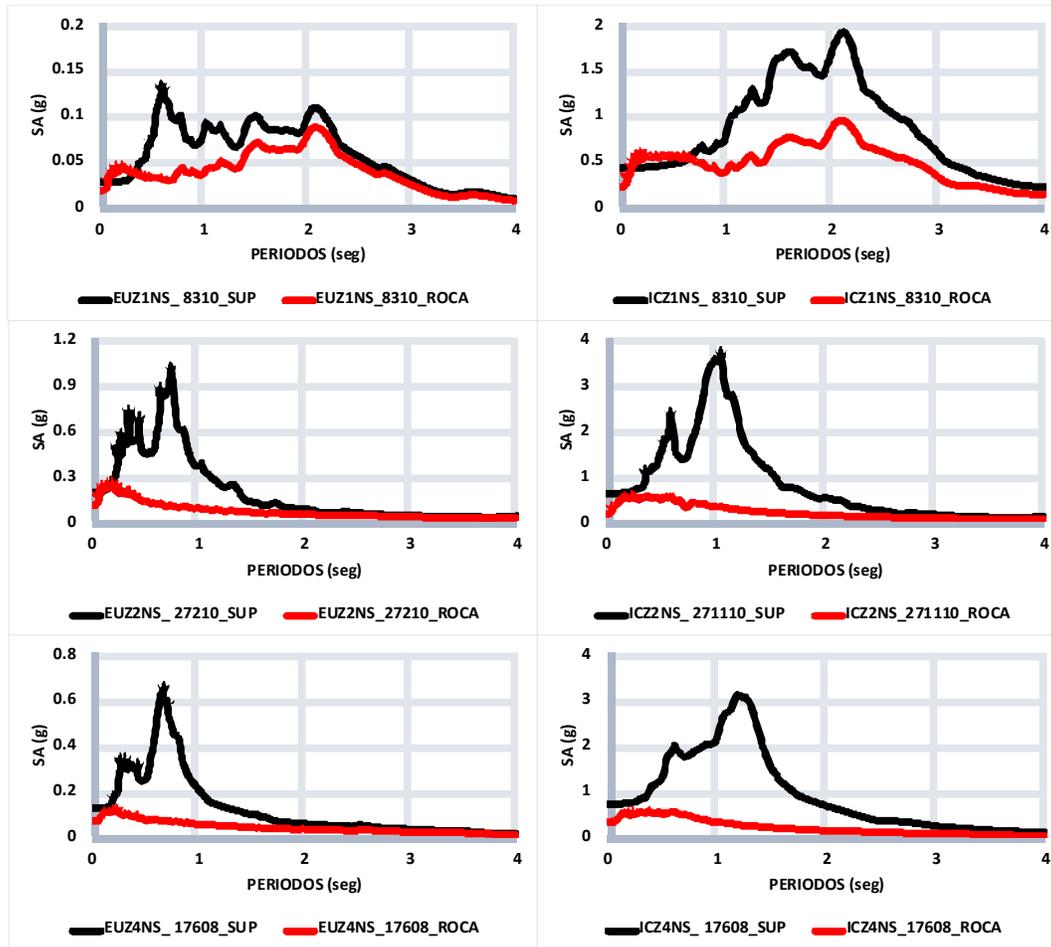


FIGURA 7.31: ESPECTROS EN ROCA Y SUPERFICIE PARA EL PUNTO ANALIZADO DEL PERFIL G-H Y PARA CADA SISMO.

TABLA 7.1: ANALISIS DE LOS RESULTADOS EN FUNCIÓN DE LA INTENSIDAD DE LOS REGISTROS.

<b>INTENSIDAD DEL REGISTRO</b>				
<b>Caso</b>	<b>Registro</b>	<b>Aceleración máxima del registro (g)</b>	<b>Amplificación (AccSup/AccRoca)</b>	<b>Duración (seg.)</b>
1	EUZ1NS_ 8310	0.0199	1.19	140
	ICZ1NS_ 8310	0.2443	1.07	140
2	EUZ4EW_ 17608	0.0455	1.49	50
	ICZ4EW_ 17608	0.3771	1.22	50

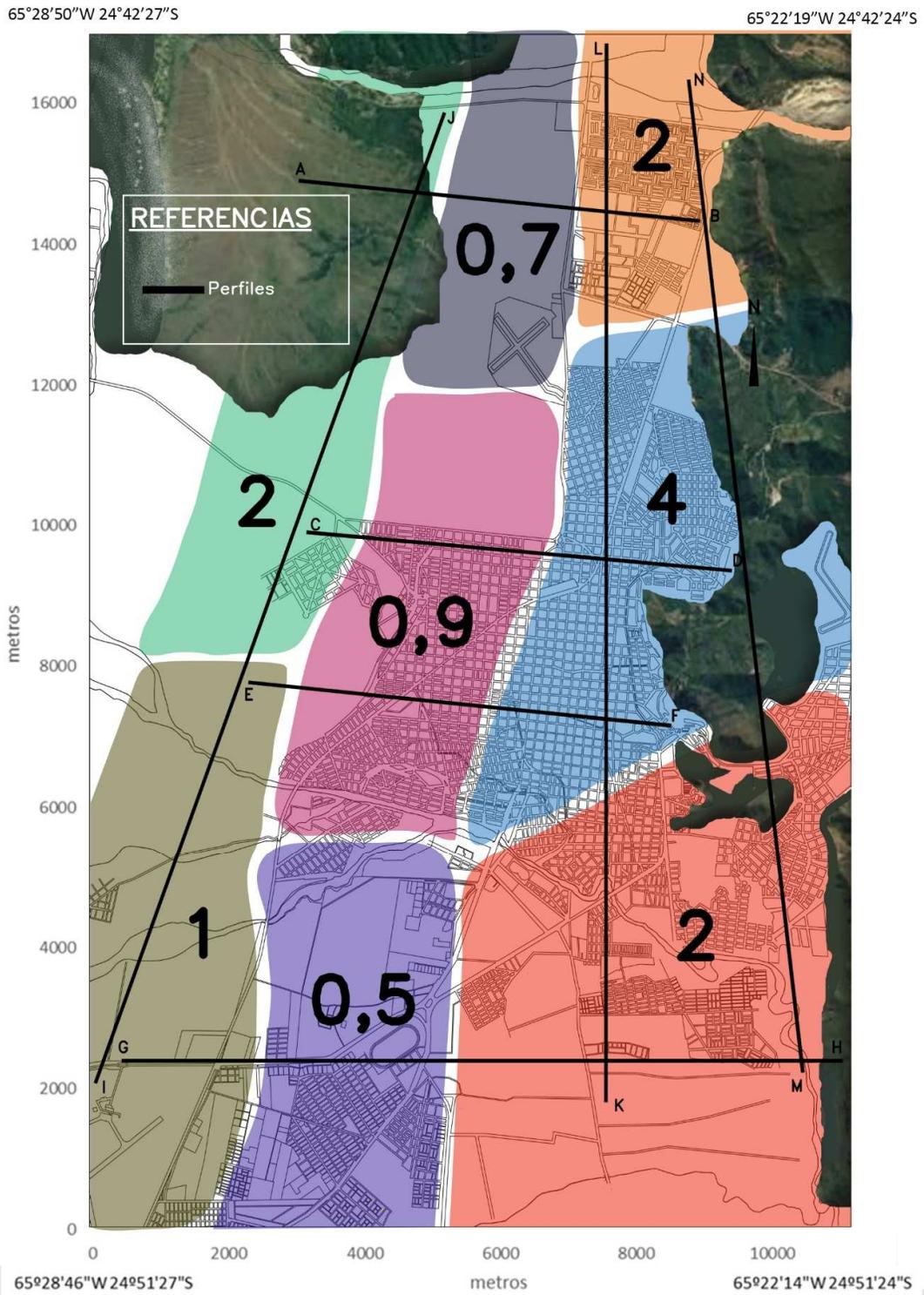


FIGURA 7.38: REGIONES CON VALORES CARACTERISTICOS DE RELACIONES (AccSup/AccRoca).

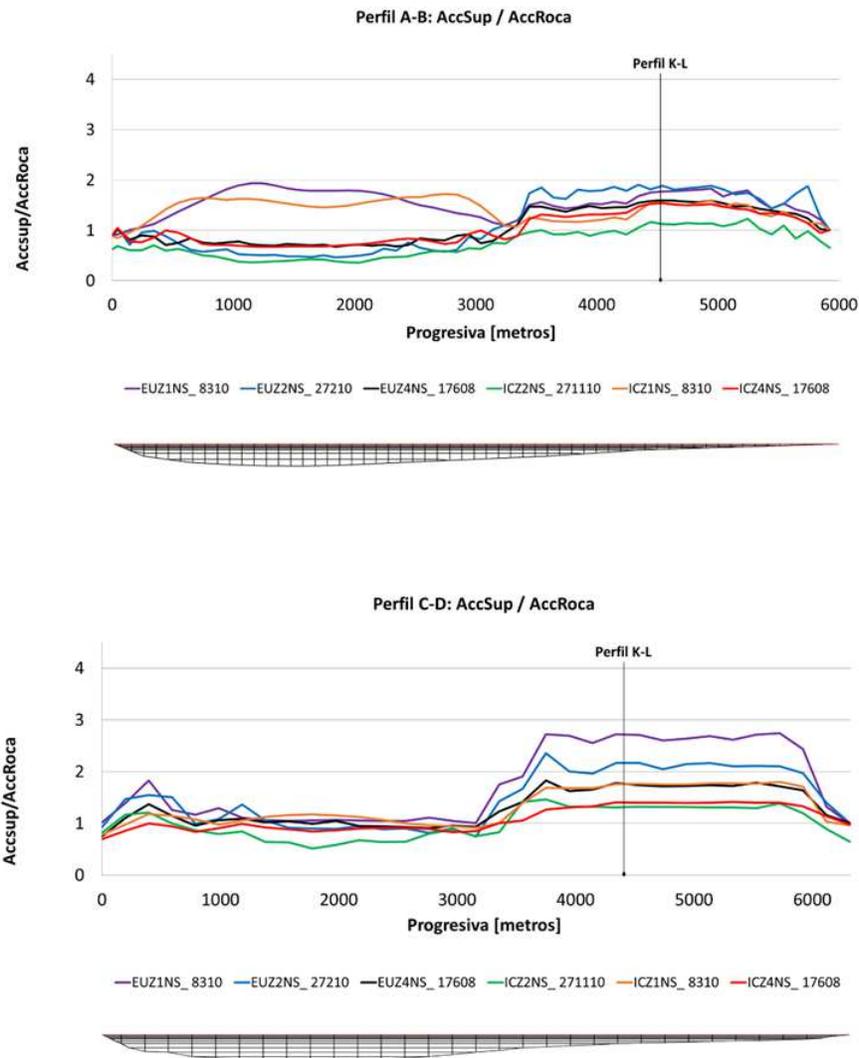


FIGURA 7.32: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

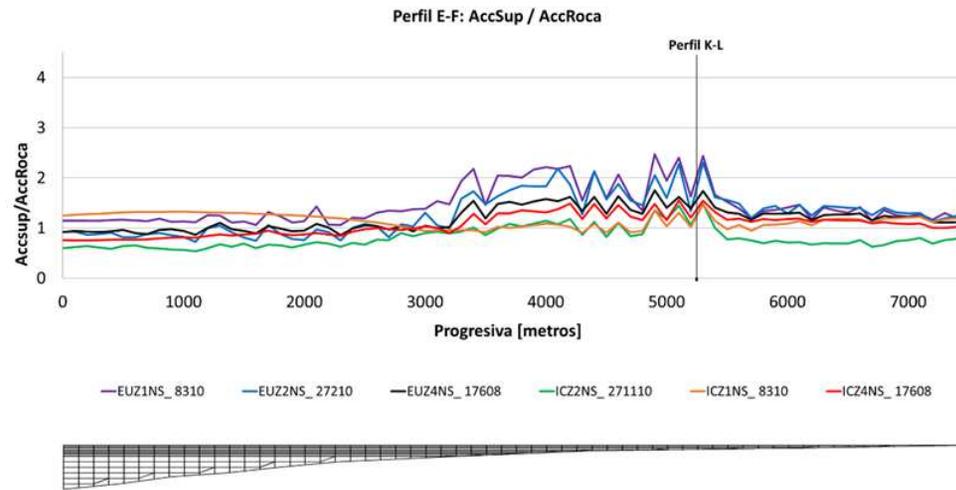


FIGURA 7.33: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

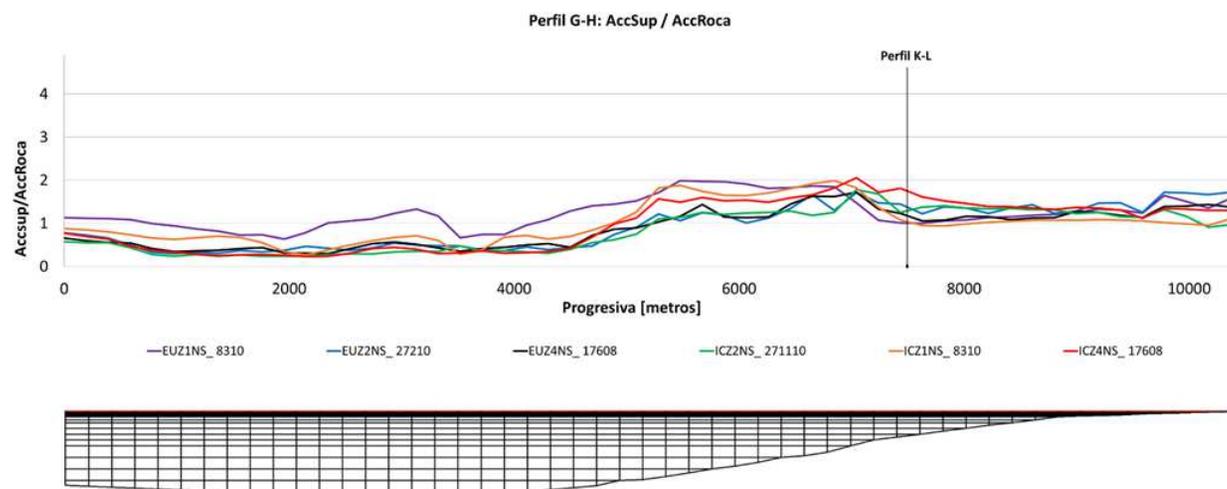


FIGURA 7.34: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

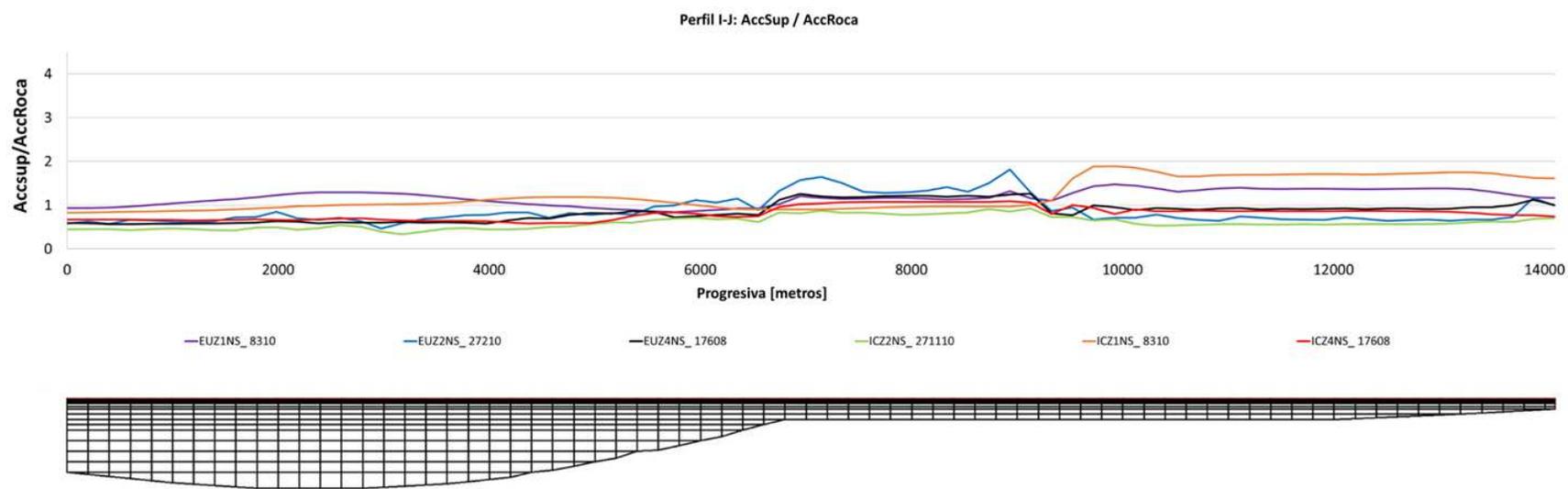


FIGURA 7.35: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

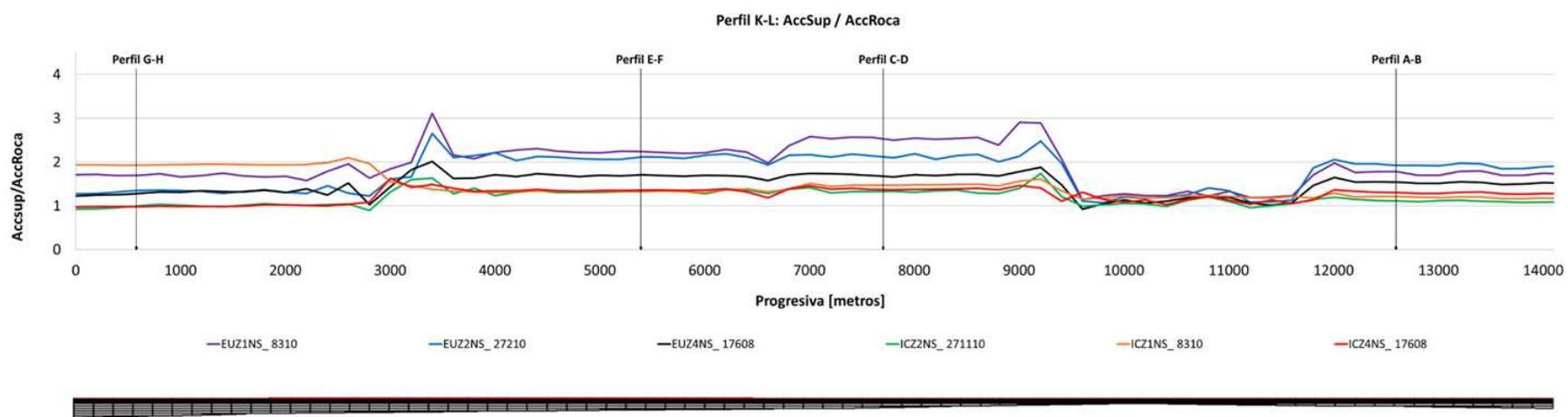


FIGURA 7.36: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

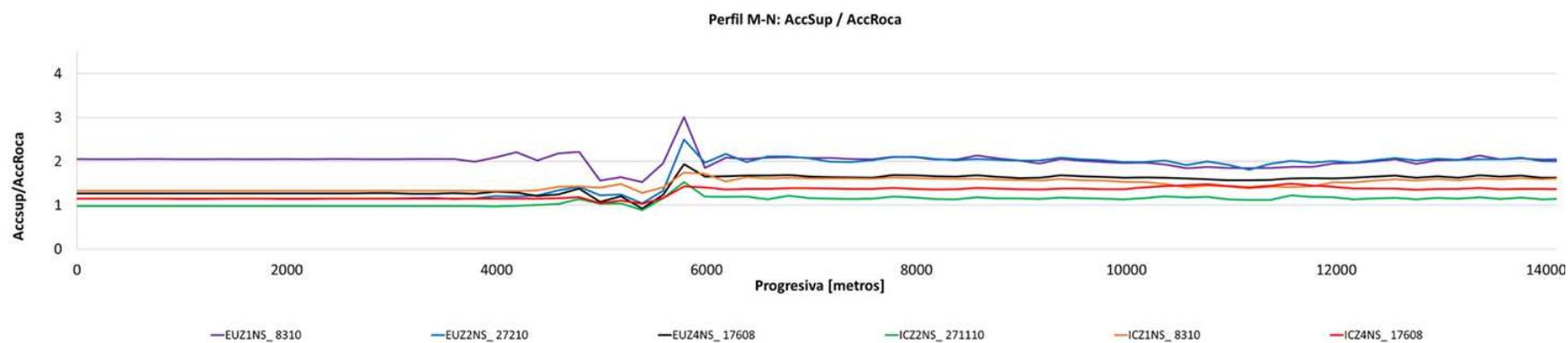


FIGURA 7.37: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

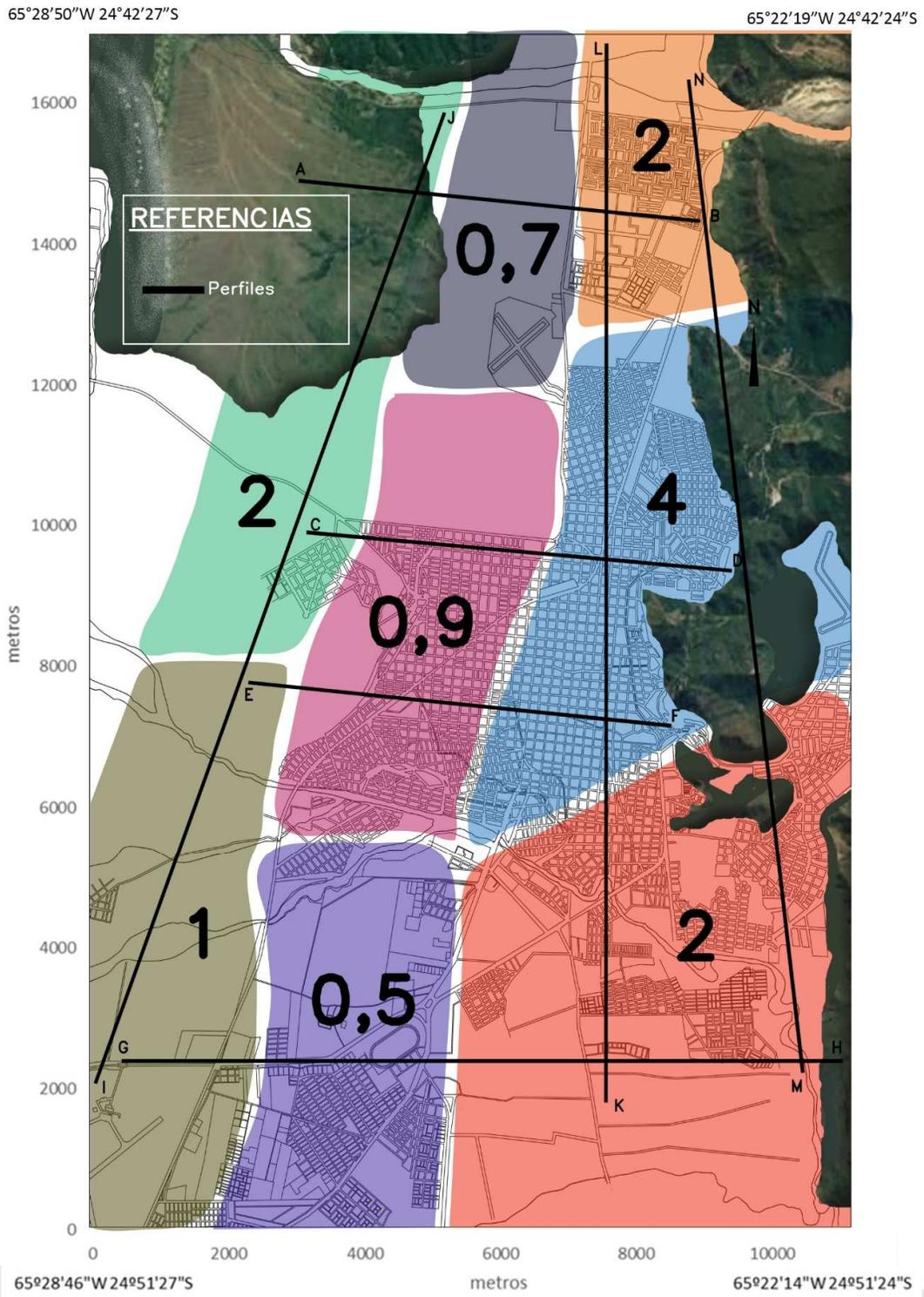


FIGURA 7.38: REGIONES CON VALORES CARACTERISTICOS DE RELACIONES (AccSup/AccRoca).

## **8 – CONCLUSIONES**

Al definir las secciones transversales y longitudinales del Valle de Lerma en el sector correspondiente a la ciudad de Salta, se logró evidenciar que el subsuelo presenta notoria heterogeneidad en su estratigrafía y espesor, haciendo complejo el proceso de modelado. Los perfiles elegidos representaron esta variabilidad y los resultados también dieron esa evidencia.

Se destaca la importancia de realizar buenas mediciones de refracción sísmica, primando la calidad de los trabajos de adquisición como en el procesamiento de las señales, con el fin de obtener buenas curvas de velocidades de ondas de corte en función de la profundidad.

En la adquisición para el método activo MASW se percibió la necesidad de que los golpes posean suficiente energía, mientras que para el método pasivo MAM evitar ruidos provenientes de tráfico y del caminar de las personas. También es de remarcar la limitación que presentan los espacios públicos en cuanto a las dimensiones suficientes para prolongar el equipo, ya que esto limita la profundidad de exploración. Esto imposibilitó la aplicación de ambos métodos en algunos sitios, restringiendo la profundidad de análisis.

En cuanto al procesamiento de la señal, se notó la importancia de realizar un buen picado y llegar a buenas curvas de dispersión, como así también de aplicar los dos métodos de refracción sísmica en cada sitio con el fin de lograr la mayor resolución posible en todo el rango de profundidad de muestreo.

En general, al aplicar los registros compatibilizados con el espectro de diseño del reglamento IC103 (INPRES-CIRSOC 103, 2018), los resultados presentaron cierta homogeneidad para las distintas zonas sismogénicas, excepto en algunos casos para los registros de zona 1, ya que sus espectros diferían en la rango de los periodos altos. La homogeneidad mencionada puede atribuirse a que todos esos registros fueron compatibilizados con un mismo espectro de diseño. En cambio, al utilizar los registros compatibilizados con los espectros esperados últimos de cada zona sismogénica, se obtuvieron resultados con una marcada diferencia.

Se advirtió que, en general, las amplificaciones espectrales máximas son mayores conforme aumenta el periodo. Sin embargo, la mayor parte de la ciudad presenta estas amplificaciones para los bajos periodos (0.15 y 0.30seg.), mientras que en menor medida para los altos (0.60 y 1seg.). Cabe destacar que hay zonas en las cuales amplifican para todos los periodos, como la zona Sur-Este.

Aguilera y Bianco (2019), con el objetivo de determinar el periodo fundamental del suelo de diversos sitios de la ciudad de Salta, utilizaron registros de microvibraciones

ambientales tomados en campañas realizadas entre los años 2004 y 2005, y aplicaron el método de Nakamura. Concluyeron que “en general, los periodos menores se dan en la parte este de la ciudad, en cercanías de las serranías, en donde el manto cuaternario es de poco espesor, y van aumentando de valor hacia el centro del valle y hacia el oeste, con algunas zonas locales donde se observan variaciones a la tendencia general, pero que reflejan la heterogeneidad del manto”. Por lo tanto, se podría asociar las amplificaciones espectrales máximas de los periodos bajos obtenidas, con los valores bajos de periodo fundamental del suelo descritos por Aguilera y Bianco, por efecto de resonancia. Es de remarcar la importancia de esto, ya que en el centro, donde se encuentra el casco histórico, predominan construcciones que tienen entre una y tres plantas, antiguas, de mampostería, y que tienen este rango de periodos al igual que la mayor parte del inventario edilicio que tiene la ciudad. Por lo tanto, es una alerta y representaría una contribución muy importante al riesgo sísmico.

Así mismo se pudo distinguir la influencia del contenido frecuencial de los registros sobre este efecto, ya que se encontró que los registros de zona 1 que tienen un importante rango de frecuencias, amplificaron para todos los periodos estudiados. Por otra parte los de zona 2 y zona 4 compatibilizados con espectros últimos, amplifican en los bajos periodos y en sus espectros predominan esos mismos periodos. Y por último los de zona 2 y 4 compatibilizados según espectro de IC103, que poseen un rango poco más amplio, amplifica para los periodos altos.

Al evaluar los valores pico de aceleraciones, se observan fuertes amplificaciones en los bordes del perfil del valle, fenómeno observado regularmente (Ciliz et al., 2007); En particular, en sector Este, donde el manto cuaternario es más delgado y que posee pendiente casi nula de cuenca se encuentran mayores amplificaciones que van disminuyendo conforme aumenta dicha pendiente ( $1 < \text{AccSup}/\text{AccRoca} < 4$ ). En la zona central de la ciudad como así también en la zona Suroeste, se mantienen aproximadamente los valores de las aceleraciones pico ( $\text{AccSup}/\text{AccRoca} = 1$ ), mientras que en el centro-norte y centro-sur, se encuentran las deamplificaciones ( $0.5 < \text{AccSup}/\text{AccRoca} < 0.7$ ), coincidentes con la presencia de mayores espesores y suelos rígidos como grava consolidada. En particular, los registros compatibilizados de zona 1 no presentaron este último comportamiento descrito, sino que llegaron a generar valores de amplificaciones cercanos a dos. Esto podría deberse al amplio rango de frecuencias que poseen los mismos.

Al estudiar la influencia que tienen los registros con mayores PGA, sobre los resultados, se infiere que las amplificaciones disminuyen, sin embargo los valores de las aceleraciones pico absolutas aumentan. Esto se puede deber a que el suelo comienza a deformarse en rango no lineal, con lo cual aumenta el amortiguamiento y se presenta una mayor disipación de energía. En cambio cuando el sismo presenta PGA menores, los

suelos responden de forma lineal, por lo tanto es posible llegar a mayores amplificaciones relativas.

Sugerencias para futuras investigaciones:

- Realizar mediciones de Vs en condiciones de suelos saturados y calibrar el modelo analítico para estas condiciones.
- ampliar la información referente a la estratigrafía del subsuelo de Salta, con mayor cantidad de datos geotécnicos,
- confeccionar curvas de relación  $G/G_{max}$  y relación de amortiguamiento en función del porcentaje de deformación al corte, para suelos extraídos de exploraciones realizadas en la Ciudad de Salta,
- aplicar otros modelos constitutivos de suelo distintos al de Kevin-Voight, que describan con más precisión el comportamiento de los suelos heterogéneos del Valle de Lerma
- hacer un estudio en tres dimensiones, generando códigos numéricos a tal fin

---

## **ANEXO I – REFRACCIÓN SÍSMICA: CONFIGURACIÓN PARA LA ADQUISICIÓN**

### **AI.1 – Método MASW**

Al configurar el software de adquisición para este método, se tuvo en cuenta lo siguiente:

- Se asignó un nombre de estudio. Todas las actividades del software, como el conjunto de parámetros o archivos escritos en el disco duro, fueron guardados en esa carpeta.
- Se estableció el Intervalo de Geófono, o la distancia entre cada geófono en la línea, y las unidades aplicables.
- A continuación se configuró la geometría de estudio. La coordenada de disparo y el comienzo de coordenada del geófono por defecto es cero, pero se puede usar cualquier sistema de coordenada numérico que se desee. Se tuvo en cuenta que el canal o geófono más cercano al sismógrafo es siempre el número de canal más alto. Una vez que se determinó en qué extremo de la propagación se ubica el disparo, se estableció la coordenada de disparo para reflejar su localización.
- Se estableció la ganancia y el uso de los canales. En este método, la configuración predeterminada en la ganancia (cuánto la señal se potencia antes de la digitalización) y uso (cómo se utiliza un canal), no requieren ajustes, ya que por defecto, todos los canales deben estar activos.
- Se estableció el intervalo de muestreo y longitud de registro.
- Se comprobó la configuración de filtro de adquisición. Los filtros de adquisición son destructivos, cualquier dato filtrado (frente al visualizado) es eliminado irremediamente. Los filtros de adquisición no suelen ser necesarios en la recogida de datos de ondas de superficie, y por lo tanto, deben desactivarse.
- Se configuró la opción de apilado. El apilamiento es una manera de aumentar la relación señal-ruido al golpear la placa percutora repetidamente en cada punto de disparo y la adición de los archivos mientras se recogen. Se agregó la señal coherente y se anuló el ruido incoherente. En muchos casos, no es necesario apilamiento, por lo tanto el valor predeterminado del límite de apilado se estableció en 1. Los beneficios de apilamiento comienzan a disminuir después de 8 apilamientos, en este caso el límite de apilado se estableció en 8.
- Se configuró la ganancia en alta, que es igual a 36 dB. En baja ganancia, es igual a 24 dB e Individual, se aplicó cuando los ajustes de ganancia no son uniformes.

Puede haber casos en que los geófonos más cercanos a la ubicación de disparo, al encontrarse lo suficientemente cerca, estén saturados por la señal y por lo que se recortó el frente de onda grabado. En esta situación, la ganancia Individual se puede utilizar para configurar en 24 dB para los canales cercanos y 36 dB para el resto de los canales.

- Se estableció cómo se guardan los archivos de datos. Se debe especificar un valor numérico; después de cada guardado, el nombre se incrementa automáticamente de a uno.

Luego de configurar el software se deben realizar una serie de comprobaciones y controles para asegurar la calidad de la medición:

- Antes de registrar cualquier dato, para comprobar la línea, se toca en la parte superior del geófono más cercano y se observa que traza muestra una repuesta; debe ser el geófono con el número de canal más alto. Se comprueba que el nivel de repuesta de todos los geófonos sea aproximadamente la misma. Si hay una traza con un nivel diferente o atípico de ruido, se camina por la línea para comprobar que el elemento sensor interno es capaz de oscilar libremente (se da una sacudida suave hacia arriba y abajo en la orientación vertical). Luego se asegura que el geófono este correctamente plantado, colocado verticalmente y conectado al cable de propagación.
- El siguiente chequeo es asegurarse de que en la barra de estado del software, se muestra una condición armado, de color verde.
- Se comprueba que el sistema de disparo y el disparo sean registrados.
- La primera vez que se ven los datos, probablemente las ganancias de visualización necesiten un ajuste. Puede ocurrir que la señal no sea visible para todas las trazas.
- Una vez que los parámetros de visualización se optimizaron, se comprueba la presencia de ondas de superficie de dispersión. Las ondas superficiales son de frecuencia relativamente baja, mayor amplitud y más lento que otros eventos en el registro. Zonas del registro en forma de "cuña" o "abanico" indica la dispersión.

---

## **AI.2 – Método MAM**

Al configurar el software de adquisición para este método, se tuvo en cuenta lo siguiente:

- Se asignó un nombre de estudio. Un número de línea inicial de 2 indica que es una nueva configuración de línea con diferentes ubicaciones de geófonos en comparación con la línea 1.
- Se estableció un intervalo de geófono para reflejar la distancia entre geófonos activos en las unidades aplicables. Aunque es una práctica común establecer el intervalo de geófono y las unidades en el momento de la adquisición, esto no es esencial para los estudios MAM porque la geometría completa (Configuración y Tamaño de Arreglo) se encuentran en SeisImager/SW (Software de procesamiento de señales) en el momento del procesamiento de datos.
- Se configuró la geometría de estudio. Puesto que no hay fuente activa en un solo lugar, la coordenada de disparo no es aplicable y debe ser igual a cero. Para la mayoría de las configuraciones de arreglo MAM que son en 2D (en forma de L, Triangulo y Círculo) es probable que se graben en menos canales que el número total de canales en el sismógrafo. Los canales no utilizados deben ser desactivados.
- Se comprobó la configuración de filtro de adquisición. Se aseguró que los filtros de adquisición estén desactivados.
- Se estableció el límite de apilamiento, que es la opción de apilado en 1, puesto que el apilamiento no es aplicable a un estudio MAM.
- Se aseguró que la configuración de las ganancias estén en alta, que es igual a 36 dB.
- Se estableció cómo se guardan los archivos de datos. Dado que la línea de estudio es llamada Línea 2, se estableció el primer archivo con 201, después de cada guardado, el nombre se incrementa automáticamente de a uno.
- Como se discutió para un estudio MASW 1D, se realizaron las mismas comprobaciones del sistema antes de iniciar la adquisición. Se verificó que la barra de estado en la parte inferior de la ventana muestre una condición de armado, de color verde.
- Una vez realizado lo anterior, se accionó manualmente.
- Después de la activación, se esperó a que el registro sea adquirido y guardado. Se repitió por lo menos 19 veces más. Se consultó la barra de estado para

monitorear la etapa de adquisición. Con una duración de registro de 32 segundos y una cantidad total de 20 registros, el tiempo total es igual a 640 segundos o unos 10 minutos aproximadamente.

- En algunos casos se tuvieron que ajustar las ganancias de visualización.
- Hubieron algunas representaciones de eventos de ruidos coherentes cuando han pasado vehículos. Algunas variaciones aisladas en amplitud por lo general no afecta significativamente la calidad de los datos. Sin embargo, una señal constante de ruido sin fuertes cambios en la amplitud de todos los registros es ideal.

---

## **ANEXO II – REFRACCIÓN SÍSMICA: PROCESAMIENTO DE SEÑALES**

A continuación se describe el procesamiento de las señales obtenidas en el parque San Martín (Sitio: RS14).

### **AII.1 – Método MASW**

El primer paso fue introducir el archivo de datos de fuente activa. (Figura AII.1)

Luego se estableció los parámetros para el cálculo de la velocidad de fase. A continuación se explica brevemente cada uno de ellos.

Velocidad de fase final: velocidad máxima que se espera para el sitio de estudio.

Frecuencia final: El valor por defecto es de 30 Hz y es adecuado para la mayoría de los casos. Se puede introducir un valor más alto, para evaluar el alcance de la velocidad del modo fundamental en el extremo de alta frecuencia o para encerrar el ancho de banda del modo fundamental de la señal de onda superficial.

Intervalo de velocidad de fase: Define la resolución con la que son mostrados los pasos de cálculo a través de un rango de velocidad. Al incrementar este valor se reduce la resolución. Si el gráfico de Velocidad de Fase-Frecuencia carece de resolución, se puede mejorar la misma mediante la reducción de este intervalo.

Dirección hacia adelante: significa que la coordenada de disparo es menor que la coordenada de primer geófono.

Dirección hacia atrás: significa que la coordenada de disparo es mayor que la coordenada del primer geófono.

El programa asume que la misma ganancia fue usada en todas las trazas e intenta determinar automáticamente la dirección. Esto se hace por comparación de las amplitudes de las primeras y últimas trazas. Si la amplitud de la última traza es más pequeña, el programa asume una dirección hacia adelante y viceversa para la dirección hacia atrás. Si se grabó con ajustes de ganancias individuales, es posible comprobar que el programa determine correctamente la dirección.

Resolución de la frecuencia: controla cómo se calcula finalmente la velocidad de fase. Si se aumenta este valor, se reducirá la resolución. Este valor no puede ser inferior a 1 y debe ser un número entero.

Método: indica qué procedimiento se utilizará. Este parámetro se actualiza automáticamente por el programa en función del tipo de datos que se procesan. Para el procesamiento de datos de fuente activa, el procedimiento es “*phase shift*”. Para el

---

procesamiento de datos de fuente pasiva, el procedimiento es "SPAC". El número de onda límite, es el límite de alta frecuencia usada para evitar el desdoblamiento del espectro, al colocar funciones de Bessel en el proceso SPAC. El valor predeterminado de 100 es relativamente grande y adecuado para la mayoría de los casos. El desdoblamiento del espectro es la distorsión de la frecuencia introducida por el muestreo inadecuado de una señal, lo que genera ambigüedad entre la señal y el ruido, y puede evitarse mediante el muestreo, al menos dos veces, de la frecuencia más alta de la forma de onda o el filtrado de las frecuencias superiores a la frecuencia de Nyquist, que es la frecuencia más alta que puede ser definida con precisión por ese intervalo de muestreo.

Al terminar la transformación, se muestra una gráfica de velocidad de fase-frecuencia. Debería ser evidente una tendencia de las amplitudes picos, que corresponden al grado de ajuste para cada frecuencia. Es habitual que el ancho de los picos se amplíe mientras que la frecuencia disminuye debido a que la relación señal-ruido tiende a disminuir con la frecuencia.

A continuación se estableció el parámetro para recoger las máximas amplitudes, que define la curva de dispersión en el diagrama de velocidad de fase-frecuencia.

Luego se indicaron los límites de frecuencia para la recolección automática. El valor por defecto de la mínima frecuencia es 5Hz asumiendo que se utilizaron geófonos de 4.5 Hz. Si se utilizan otros geófonos, se puede introducir su frecuencia natural o utilizar el valor por defecto para que el programa intente elegir máximas amplitudes a tal fin (cualquier mala selección se puede eliminar manualmente más adelante del proceso).

Después de que la curva de dispersión se recogió automáticamente, se configuró el filtro mediano, para eliminar picos de ruido. Se puede configurar un gran número de filtros, para el número de muestras necesarias. El valor por defecto de 5 es adecuado para la mayoría de los casos.

Se procedió luego a definir los límites de la longitud de onda (velocidad de fase dividida por la frecuencia) para la recolección. El límite máximo se calcula multiplicando el desplazamiento total o la longitud del arreglo por el valor escalar introducido. El límite mínimo es calculado por el intervalo de geófonos multiplicado por el valor escalar introducido. Para el procesamiento de fuente activa, el valor predeterminado es 2 y para el procesamiento de fuente pasiva el valor por defecto es 4. En el gráfico de velocidad de fase-frecuencia, la configuración del límite máximo controla la pendiente (x/y) de la línea azul superior (casi paralela al eje x) y el límite mínimo controla la pendiente de la línea azul inferior (casi paralela al eje y). Para ampliar los límites de la recolección, es decir, la separación entre las líneas azules, se introduce un valor superior a 2 o 4 para el límite máximo y un valor inferior a 2 o 4 para el límite mínimo.

---

Velocidad de fase mínima: es la velocidad de fase mínima para la cual se realizó una selección. Para datos de fuente activa, el valor predeterminado es de 35 m/s. Para datos de fuente pasiva, la mínima velocidad de fase es de 70 m/s.

Velocidad de fase máxima: es la velocidad de fase más alta para la cual se hizo una selección. Para todos los tipos de datos, el valor predeterminado es de 1000 m/s.

En el gráfico de velocidad de fase en función de la frecuencia, debería ser evidente, una tendencia de las amplitudes máximas. Si parece que solo hay ruidos por debajo de una velocidad de fase en particular en el extremo de las frecuencias bajas, esa velocidad se debería introducir en la velocidad de fase mínima para enfocar los picos con el rango de velocidad de las amplitudes asociadas con la curva de dispersión. De lo contrario, serían recogidos ruidos con amplitudes mayores que las de la señal. En el extremo de las frecuencias altas, si hay un modo superior, se debería ingresar la velocidad entre éste y el modo fundamental en la velocidad de fase máxima para ayudar a prevenir las amplitudes asociadas con el modo superior (incluso con estos límites establecidos, es probable que sea necesario hacer nuevas ediciones de la curva de dispersión en el módulo WaveEq).

Al término de la recolección, el programa mostró el gráfico de Velocidad de Fase-Frecuencia con picos en la curva de dispersión.

El picado (puntos rojos en la Figura AII.2) se realizó automáticamente en la amplitud máxima para cada frecuencia. El par  $x$  y  $y$  de la velocidad de fase y frecuencia definen la curva de dispersión. El picado automático se puede editar manualmente. Cualquier picado que se encuentra en el eje, y tiene un valor de velocidad de fase cero y está excluido automáticamente de un posterior análisis.

Una vez finalizado el cálculo, el programa mostró un diagrama de velocidad de fase-frecuencia con las amplitudes máximas determinadas automáticamente, mostradas como puntos máximos.

La curva de dispersión se muestra con una línea rosa que conecta los picos (puntos rojos en la Figura AII.3).

Una vez que la curva de dispersión se recogió en el módulo Pickwin, el picado se mantiene en la memoria para la importación a WaveEq. Este último se utilizó para la edición detallada, inversión y análisis adicionales. Para ello se importa una curva de dispersión recién recogida en Pickwin. Se debe tener en cuenta que en WaveEq la velocidad de fase se representa en el eje vertical y la frecuencia se representa en el eje horizontal.

Al estar configurado por defecto que se muestre la calidad, el programa mostró la curva de dispersión con una curva de calidad discontinua. Esta última, es un indicador

relativo de la calidad de los puntos de información que definen la curva de dispersión y se corresponden con el tamaño del círculo de los puntos de información. Si todos los puntos de información son de alta calidad (círculos grandes), la curva es predominantemente plana. Sin embargo, debido a la variación en la relación señal-ruido, la curva de calidad tendrá picos y valles que se correlacionan con los puntos de información de calidad relativamente más alta y más baja (círculos pequeños) respectivamente.

A continuación, se editó la curva de dispersión si es necesario. Comúnmente hay picos de ruidos en los extremos de baja y alta frecuencia de la curva, por lo que puede utilizarse una “puerta” que facilita la edición. El rango de la frecuencia se puede ajustar visualmente, dos puertas van a aparecer en la gráfica de la curva de dispersión. El color rojo indica que la puerta está activa y el color verde indica que la puerta está inactiva.

Al establecer las puertas, solo se excluyeron los puntos que son de mala calidad o falsos. Comúnmente, en los extremos de baja frecuencia, la velocidad de fase comenzará a disminuir y la pendiente de la curva de dispersión decrece (cuando la velocidad de fase se representa en el eje Y). Esta disminución en la velocidad de fase es generalmente una consecuencia del difícil picado debido a que las amplitudes máximas o pico de frecuencias bajas se tornan menos claras.

Además de la calidad, si la velocidad de fase comienza a aumentar, deberían suprimirse estos puntos (probablemente relacionada con la energía del modo más alto).

Además de picos de ruido en los bordes de la curva, puede haber valores atípicos dentro de la curva.

Se permiten varias ediciones de la curva de dispersión, con la posibilidad de eliminar puntos de datos y el suavizado de la curva. La edición puede ser de particular importancia para eliminar puntos de datos periféricos, fluctuaciones ruidosas, modos superiores, etc. Anomalías de pequeña escala en la curva de dispersión no se pueden resolver por el método de ondas superficiales y pueden causar inestabilidad en la inversión y/o aspectos pocos realistas en los resultados finales. La tendencia general de la curva de dispersión debe preservarse en el proceso de edición (Figura AII.4)

Si la curva tiene fluctuaciones debido al ruido, se puede suavizar. El proceso vuelve a calcular una curva de dispersión usando el promedio de los tres puntos de dato adyacentes en la dirección de la frecuencia. La curva de dispersión original se convierte en una curva suave con menor fluctuación de ruidos y los puntos de datos distribuidos de manera uniforme.

El menú “MASW (1D)” incluye principalmente funciones para el cálculo de un modelo inicial para un conjunto de datos 1D, y se puede ejecutar la inversión para

encontrar el mejor ajuste del modelo inicial con los datos observados. Aunque el termino MASW se refiere a un estudio de fuente activa, se aplican las mismas funciones para el análisis de conjuntos de datos de MAM. A continuación, se configuró el modelo inicial de Vs con la profundidad. La configuración por defecto del programa es para calcular el modelo inicial aproximadamente a un tercio de la longitud de onda. Para el valor de profundidad, una buena estimación para comenzar es la mitad de la longitud de propagación. El valor predeterminado para el número de capas es de 15 y es adecuado para la mayoría de los casos. (Figura AII.5). El método utiliza 1.1 veces la velocidad de fase para una estimación de la Vs y aproximadamente un tercio de la longitud de onda para una estimación de la profundidad, la velocidad de fase mínima y la velocidad de fase máxima son asignadas automáticamente y corresponden directamente a los valores bajos y altos observados en la curva de dispersión. La máxima velocidad se asigna automáticamente a la capa más profunda.

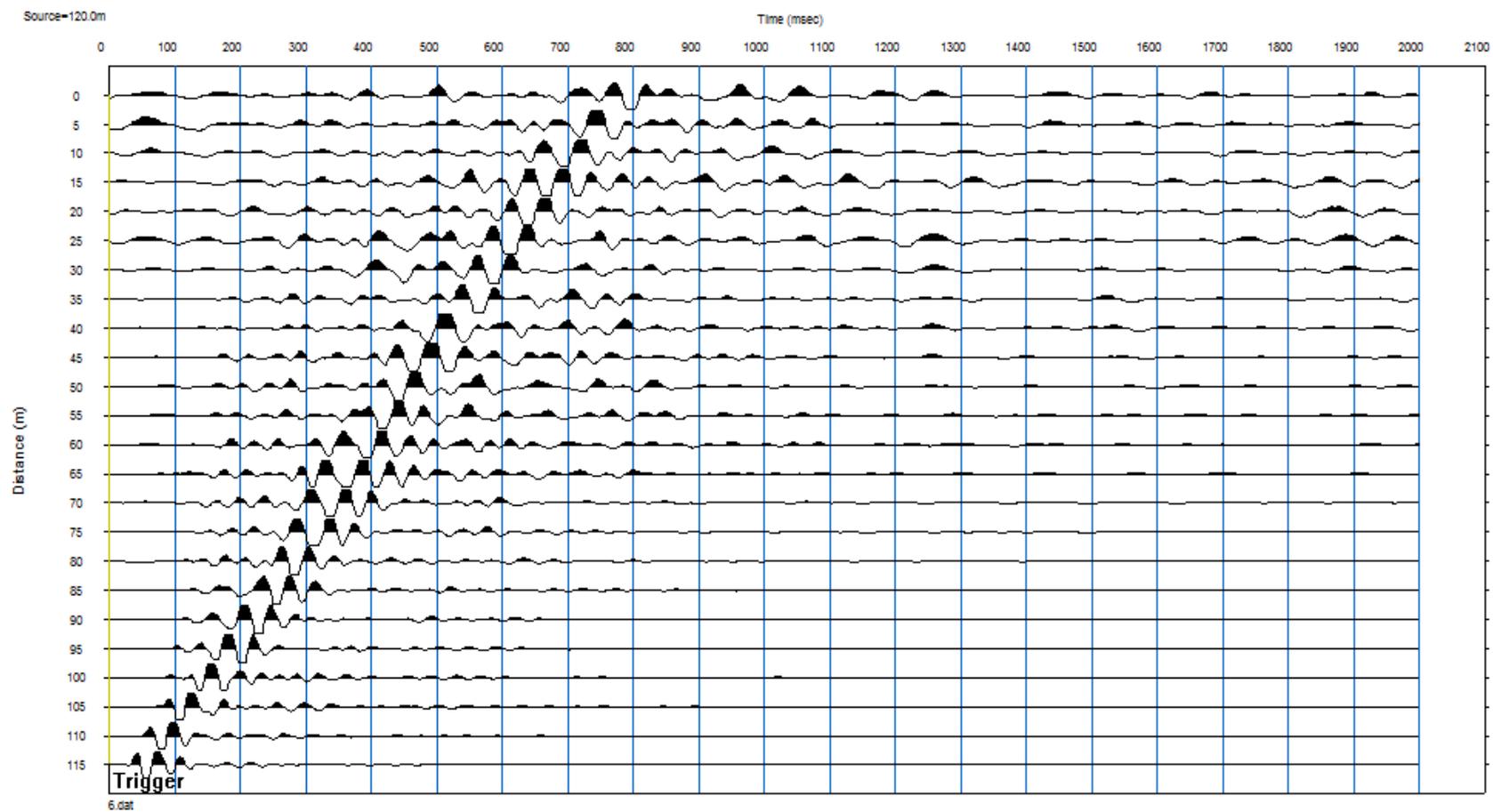


FIGURA AII.1: MASW. INTRODUCCIÓN DE ARCHIVO DE DATOS DE FUENTE ACTIVA.

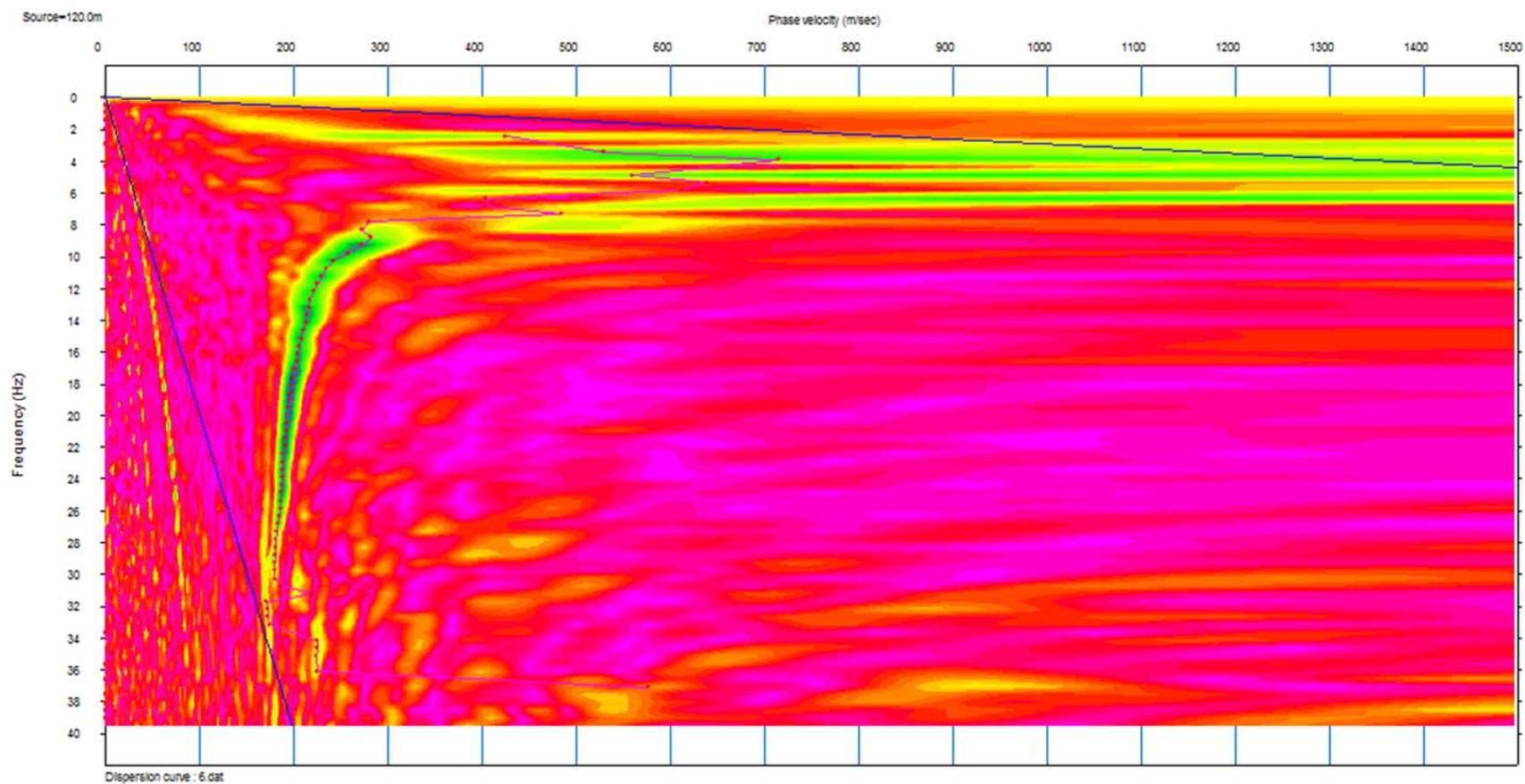


FIGURA AII.2: MASW. DIAGRAMA DE VELOCIDAD DE FASE-FRECUENCIA CON LAS AMPLITUDES MÁXIMAS DETERMINADAS AUTOMÁTICAMENTE MOSTRADAS COMO PUNTOS ROJOS.

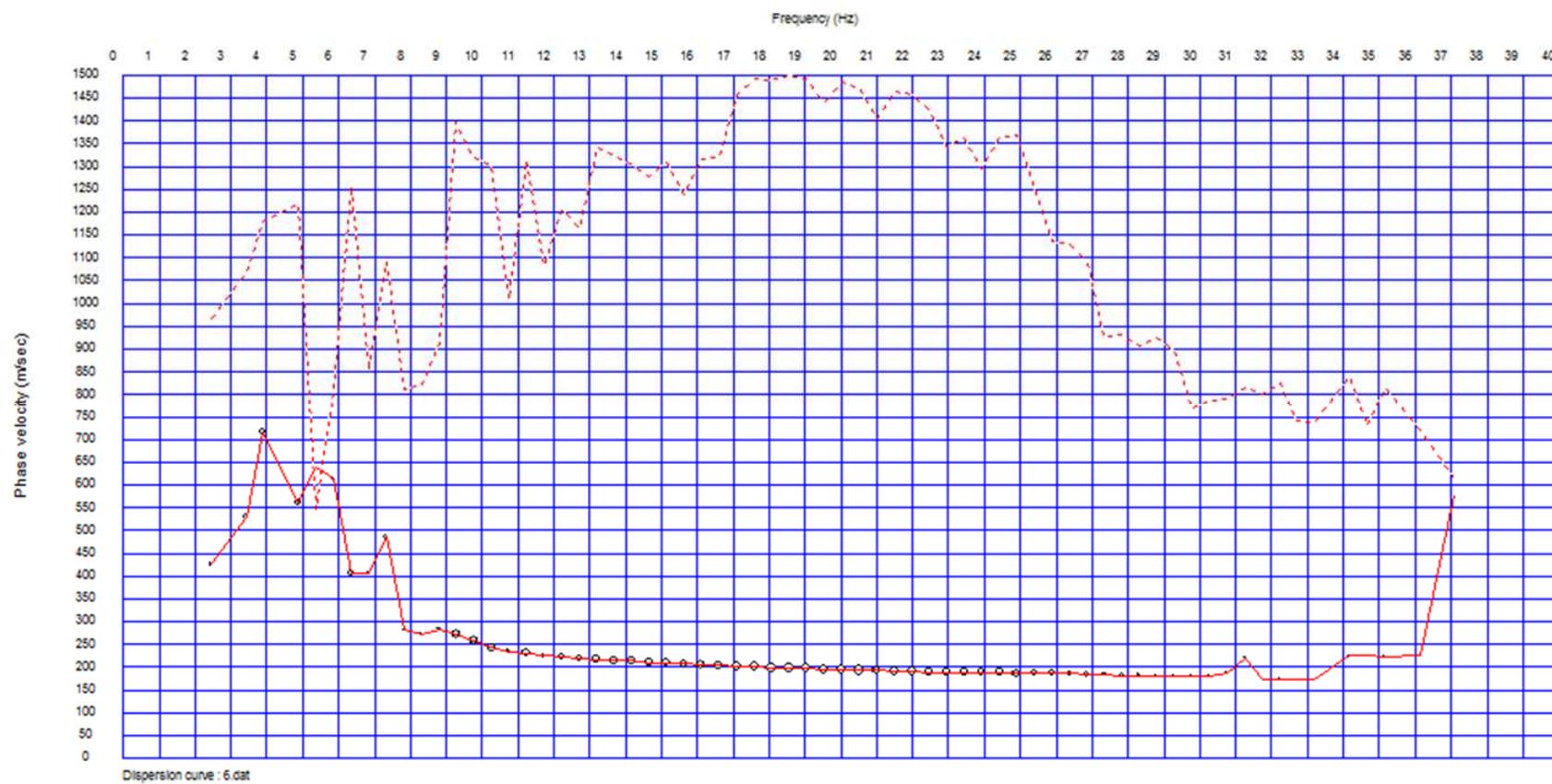


FIGURA AII.3: MASW. CURVA DE DISPERSIÓN RECIEN RECOGIDA DE PICKWIN.

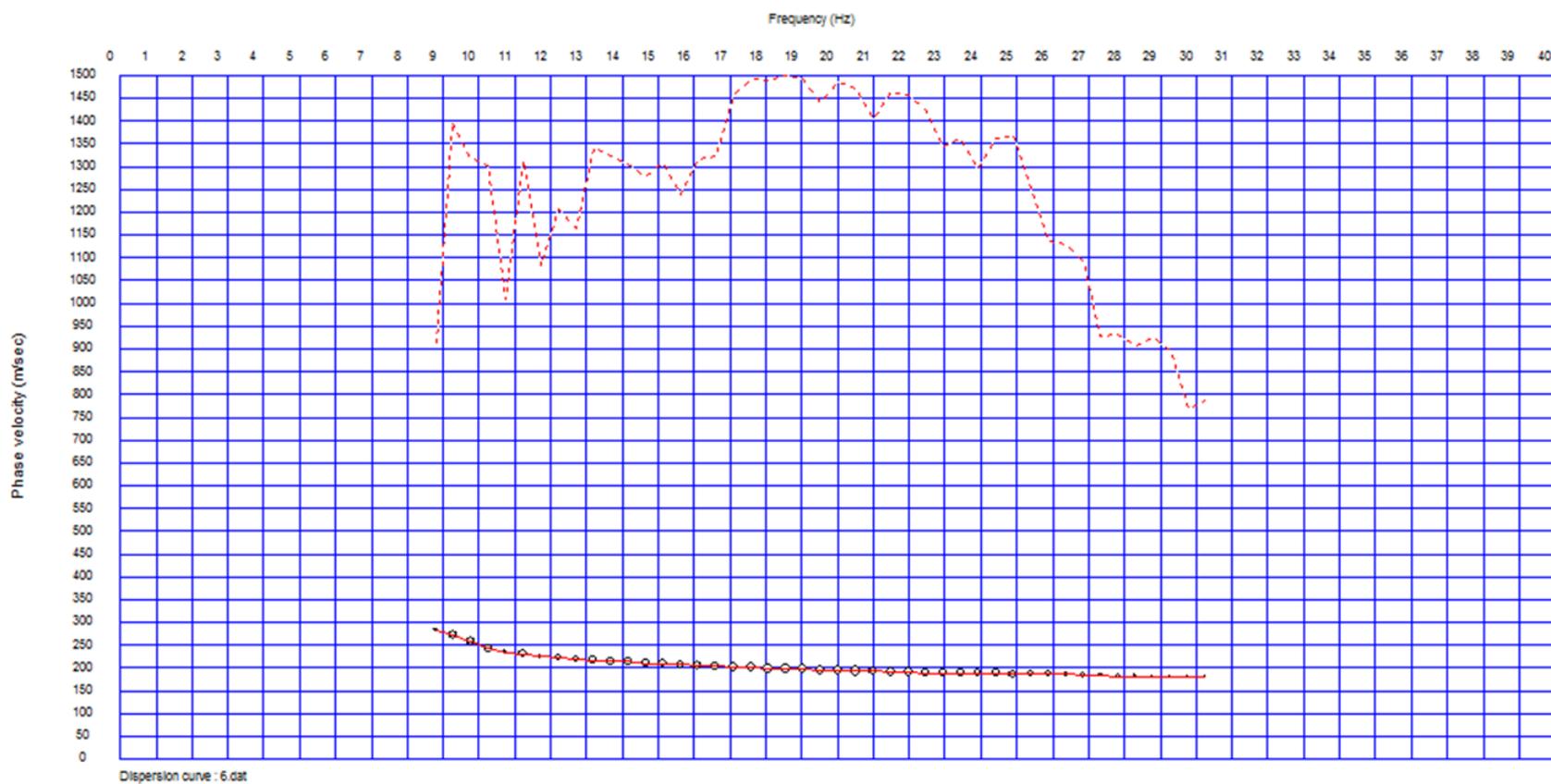


FIGURA AII.4: MASW. CURVA DE DISPERSIÓN CORTADA.

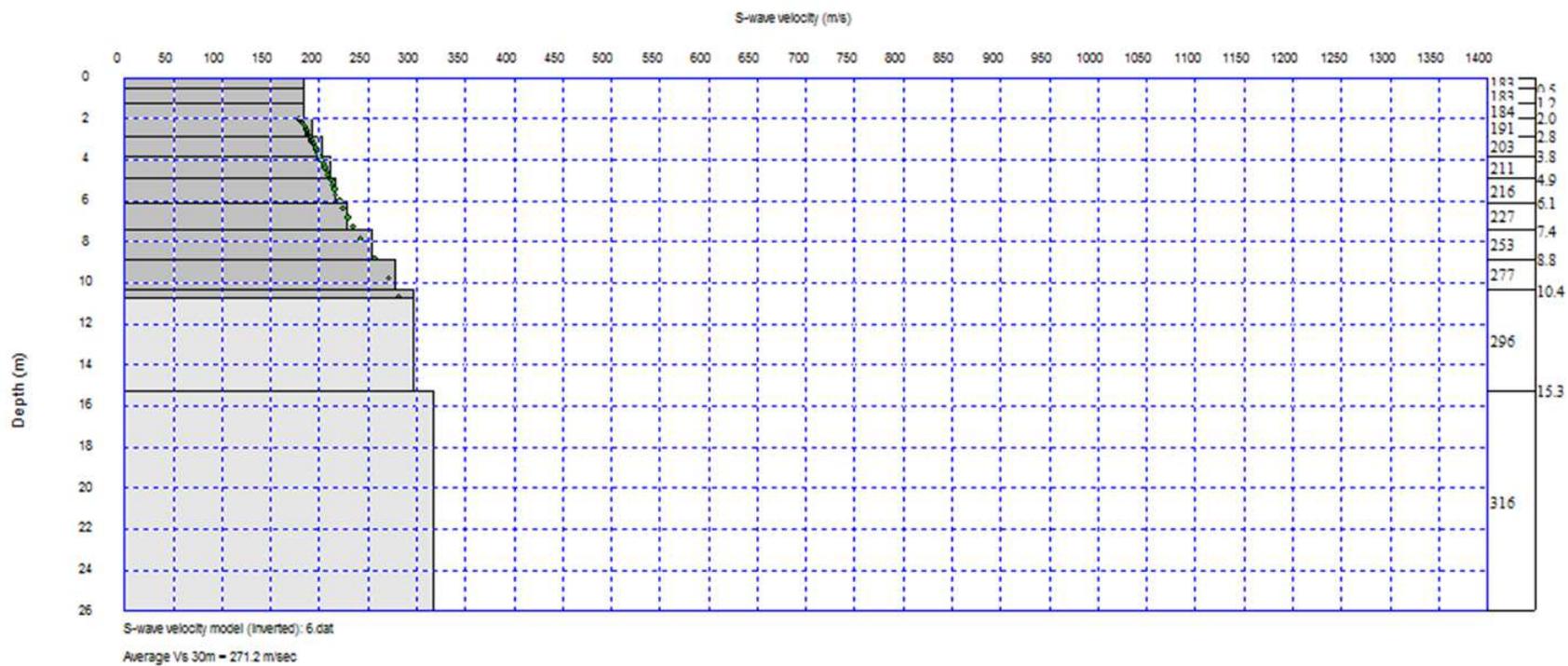


FIGURA AII.5: MASW. MODELO INICIAL DE VS CON LA PROFUNDIDAD.

## **AII.2 – Método MAM**

El proceso para el asistente MAM de fuente pasiva es esencialmente el mismo que para el asistente MASW de fuente activa con algunos pasos adicionales para configurar la geometría de un estudio MAM. La principal diferencia entre los dos flujos de procesamiento es el número de archivos de datos y la forma en que se introducen.

Todos los archivos del conjunto de datos se ingresan de una sola vez. Se muestra el primer archivo del grupo de forma de ondas, y se establecen las unidades.

A diferencia de la mayoría de los datos de fuente activa, por lo general es difícil evaluar la calidad de los datos de fuente pasiva mediante la visualización de los registros en el dominio del tiempo. Se puede transformar rápidamente los datos al dominio de la frecuencia para mostrar el espectro de frecuencia para cada traza. Es ideal que el contenido de frecuencia entre traza y traza sea similar y que la energía dominante esté en el extremo inferior de la escala de frecuencia.

Para conjuntos de datos MAM, se utiliza la función SPAC para analizar la coherencia de la señal entre múltiples puntos de observación en un arreglo de receptores (independiente de la ubicación de origen). Una vez que se conoce el espectro de coherencia de la señal, la velocidad de fase se puede determinar mediante la búsqueda del mejor ajuste entre la coherencia teórica y la observada.

Luego se debe establecer la geometría del arreglo de fuente pasiva.

Se prosigue determinando el nuevo número de canal de inicio y eliminando canales muertos o no utilizados.

Si el arreglo no se ajusta a una de las geometrías estándar, se puede definir un arreglo manual en un archivo de texto a simple espacio, donde cada fila es un par de coordenadas XY.

Una vez que se reparó el archivo del arreglo, se completó la función SPAC y el programa mostró un gráfico de coherencia de la señal. La coherencia es la similitud entre todos los pares posibles de geófonos. La separación entre cada par de geófonos se representa en el eje Y, y la coherencia entre cada uno de estas dos trazas se representa como una función de frecuencia en el eje X.

Se debe considerar una separación nula de geófonos, para la que la coherencia es 1 y se muestra mediante una barra o línea horizontal sombreada negra, en todas las frecuencias. A una distancia cero, una traza se compara con sí misma y hay un 100% de concordancia. Generalmente, a medida que aumenta la separación de geófonos, la coherencia disminuye. La coherencia también tiende a ser mayor a frecuencia más baja y disminuye con frecuencias más altas.

La forma de la curva de coherencia por naturaleza es una función Coseno con arreglo 1D y una función de Bessel (función Coseno en descomposición) con arreglo 2D. De esta manera se conformó la curva de coherencia para cada separación (calculadas a partir de lo que se considera un conjunto de datos ideales).

El resto de los pasos son idénticos que el *Active Source 1D MASW Wizard* (Asistente de MASW 1D de fuente activa). Luego se continuó con el cálculo de la velocidad de fase y el picado de la curva de dispersión.

Se configura la velocidad de fase final para adaptarse a la velocidad máxima esperada para el sitio. La energía de la fuente pasiva generalmente viaja a mayor profundidad y por lo tanto a velocidades más altas, por lo que es probable que se desee establecer una mayor velocidad de fase final de la que se utilizó en el asistente de fuente activa.

El valor por defecto para frecuencia final se adapta a la mayoría de los casos. Para ver la medida de la velocidad del modo fundamental en el extremo de alta frecuencia, se puede introducir un valor más alto. A continuación se estableció el parámetro para recoger las máximas amplitudes, que define la curva de dispersión en el diagrama de velocidad de fase-frecuencia. Luego se estableció los límites de frecuencia para la recolección automática. El valor predeterminado de la mínima frecuencia es de 2 Hz, compatible con geófonos de 2 Hz. En este trabajo se utilizaron geófonos de 4.5 Hz, y pueden haberse registrado energías por debajo de los 4.5 Hz, a pesar de que el amortiguamiento depende de la sensibilidad del geófono. Por lo que se dejó el valor por defecto de 2 Hz para que el programa intente las máximas amplitudes para este fin (cualquier selección mala se puede editar manualmente más adelante en el proceso).

A continuación, se ajustaron las ganancias y se revisó el picado de la curva de dispersión determinado automáticamente. Después se guardó el picado de la curva de dispersión deseada (Figura AII.6). Una vez que la curva de dispersión se importó a WaveEq (Figura AII.7), se editó la curva usando las puertas (Figura AII.8).

Luego se debe configurar la profundidad máxima para el modelo Vs inicial. Una buena estimación de la profundidad de análisis es la longitud del arreglo, para comenzar. Después se aceptó el valor por defecto de la iteración (pero en otros casos se puede aumentar a 10, para obtener mejores resultados). Una vez que la inversión se completó, se determinó la curva Vs final (Figura AII.9). Por último, se completó el asistente guardando los resultados y se comprobó el ajuste entre las curvas de dispersión calculada y observada.

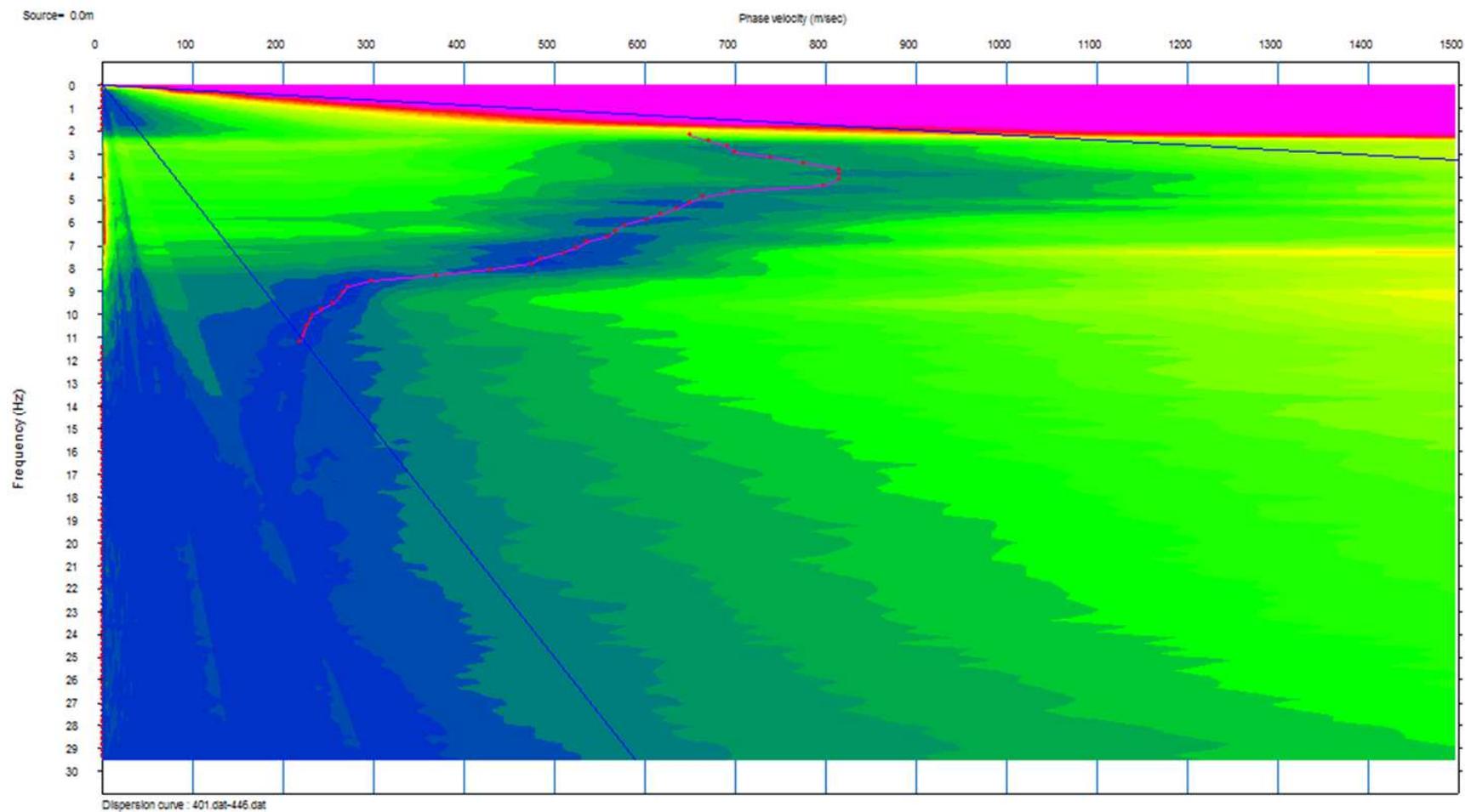


FIGURA AII.6: VELOCIDAD DE FASE EN FUNCIÓN DE LA FRECUENCIA.

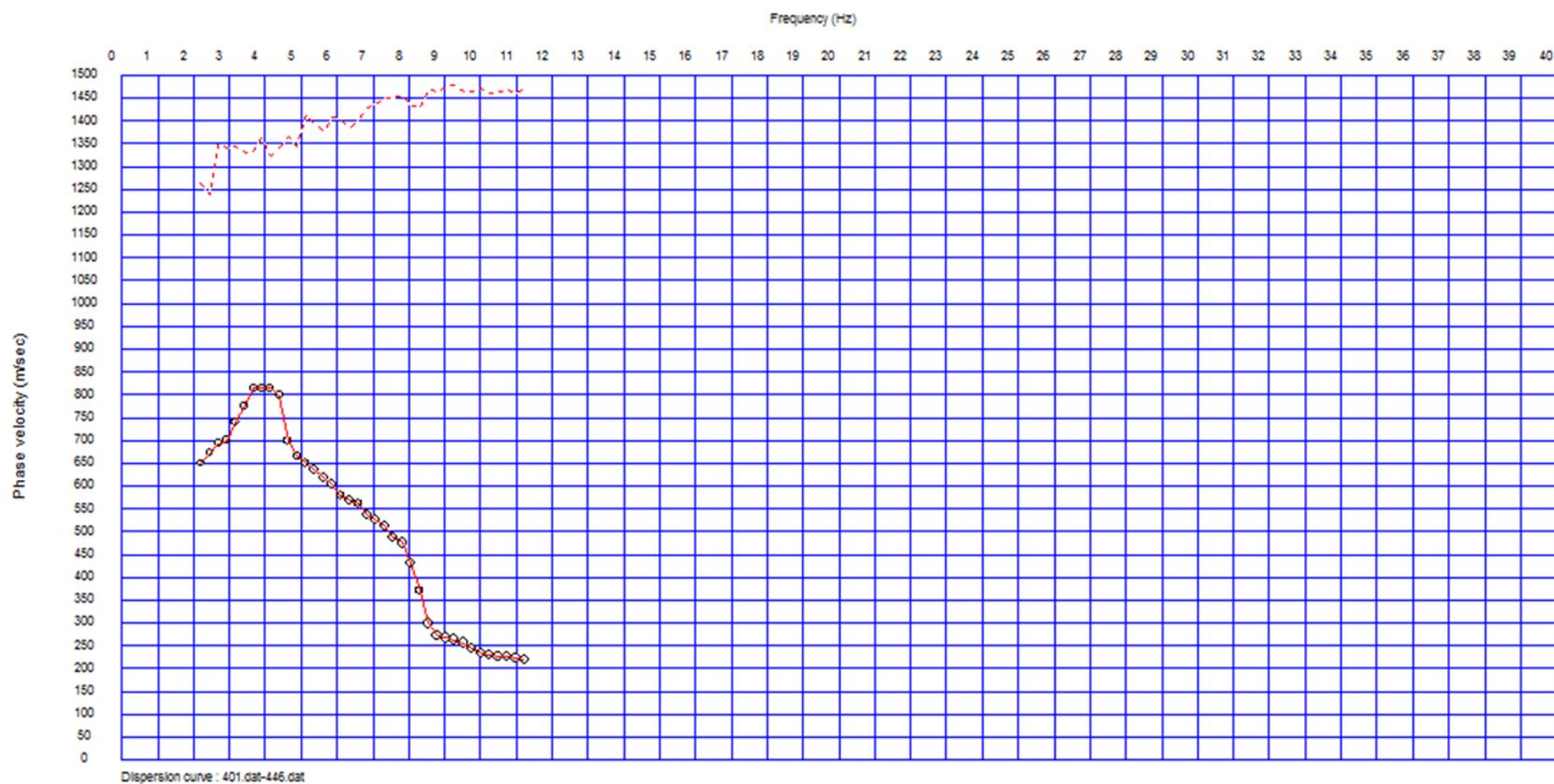


FIGURA AII.7: CURVA DE DISPERSIÓN.

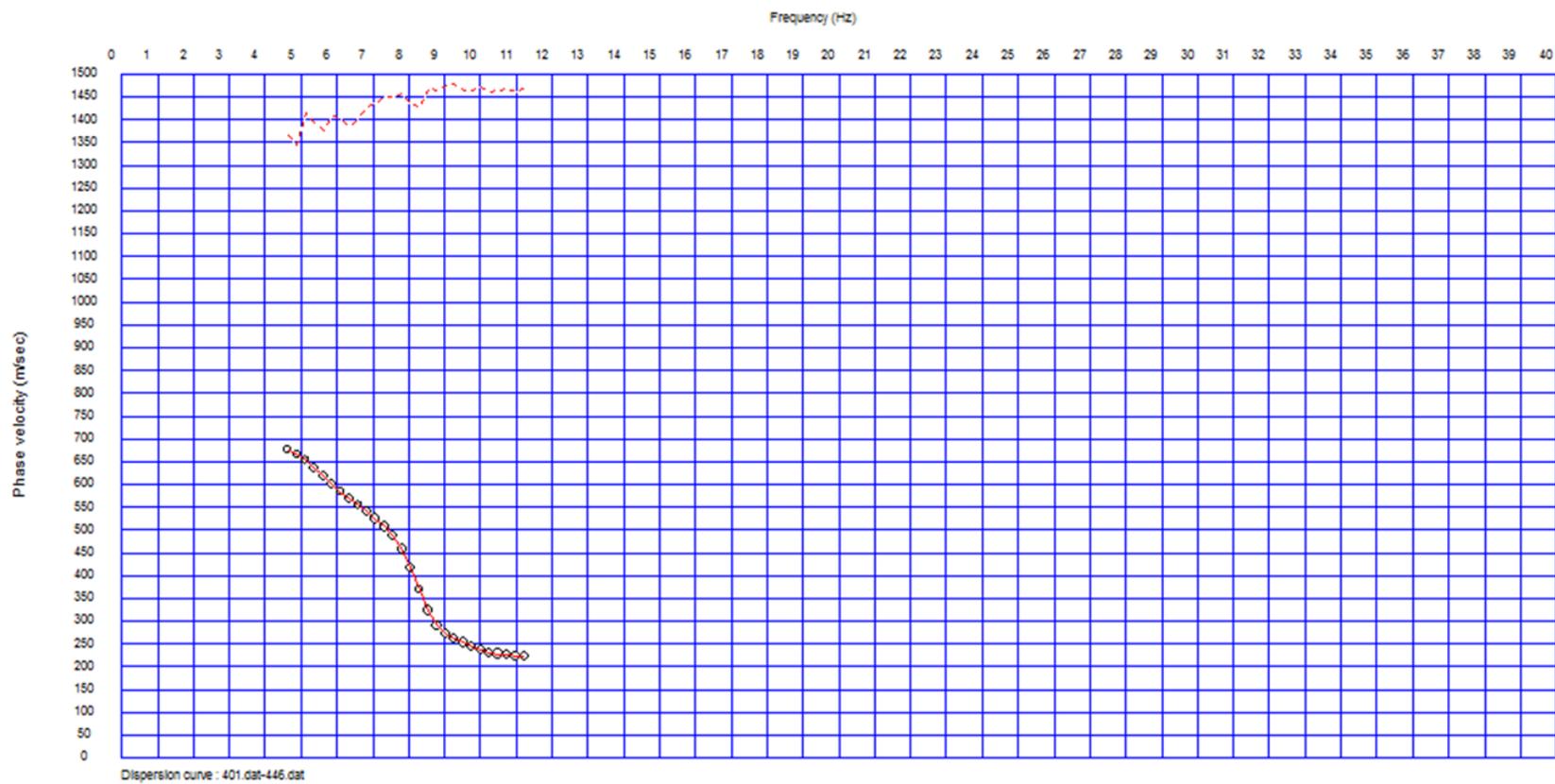


FIGURA AII.8: CURVA DE DISPERSIÓN EDITADA.

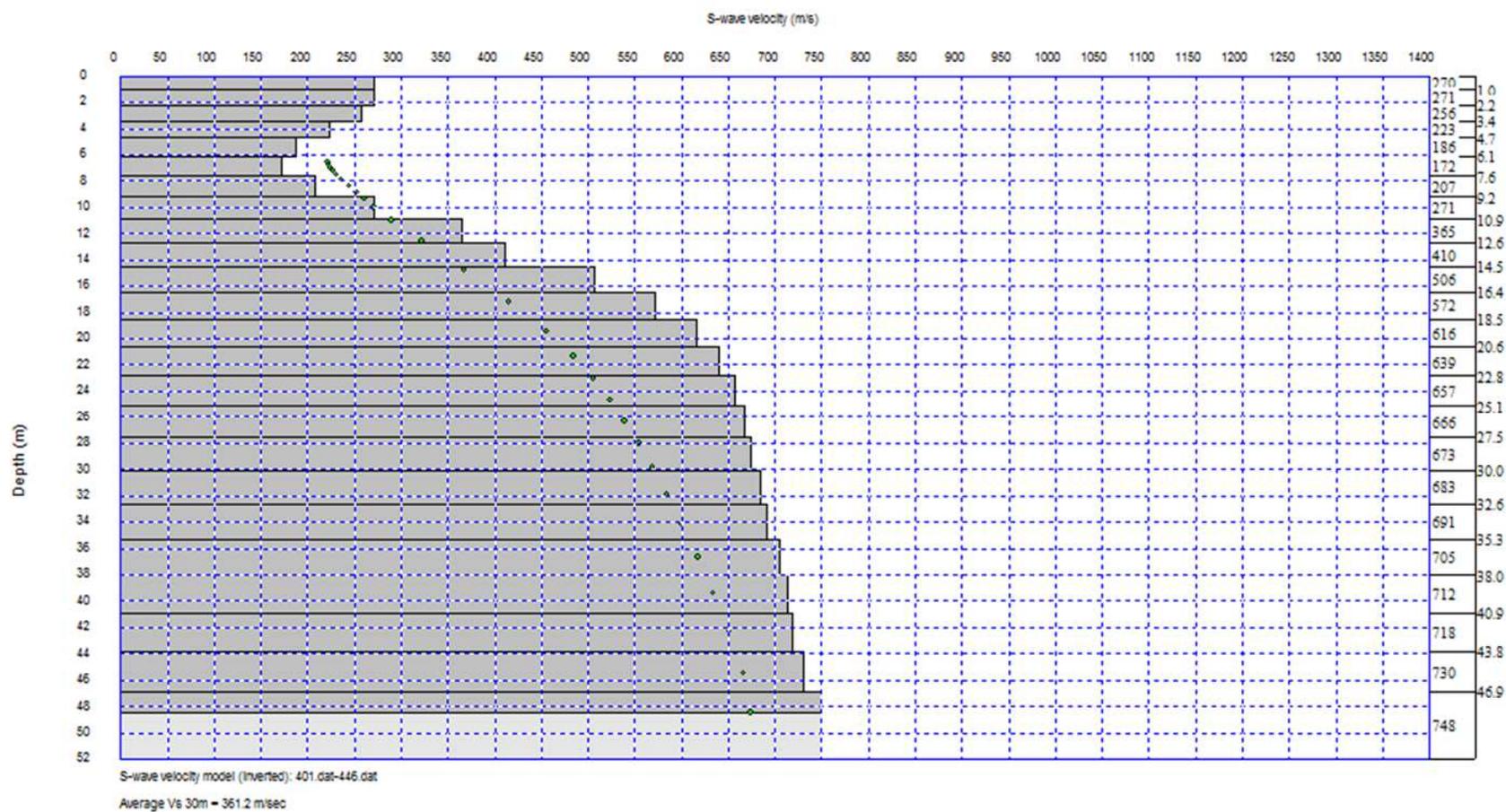


FIGURA AII.9: CURVA DE VS EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD.

### **AII.3 – Combinación de Método MASW y MAM**

Normalmente los conjuntos de datos MASW tienen un mayor contenido de frecuencia y los conjuntos de datos MAM tienen un menor contenido de frecuencia. Esto hace que el primero tenga una buena resolución (precisión) a profundidades elevadas y el segundo a poca profundidad. Es por ello que, una vez que las curvas de dispersión de fuentes activas y pasivas se recogieron para un lugar determinado, se combinaron para obtener la mayor resolución en todo el rango de profundidad de muestreo.

Se utilizan los archivos con los resultados de la curva de dispersión para el conjunto de datos de MASW 1D de fuente activa y MAM de fuente pasiva. En general, es mejor que el archivo de entrada de la curva de dispersión esté en bruto, de modo tal que el suavizado sea aplicado a la curva compuesta.

Si se tuviera más curvas de dispersión para anexar, como ser disparos de fuente activa adicionales para la misma propagación, se pueden agregar. Las curvas de dispersión suelen tener cierta superposición. Si las curvas no están alineadas, se debe volver a verificar el picado. Por lo general, el problema radica en selecciones ruidosas o falsas en los extremos de alta frecuencia de la curva de dispersión de fuente pasiva y/o en el extremo de baja frecuencia de la curva de dispersión de fuente activa.

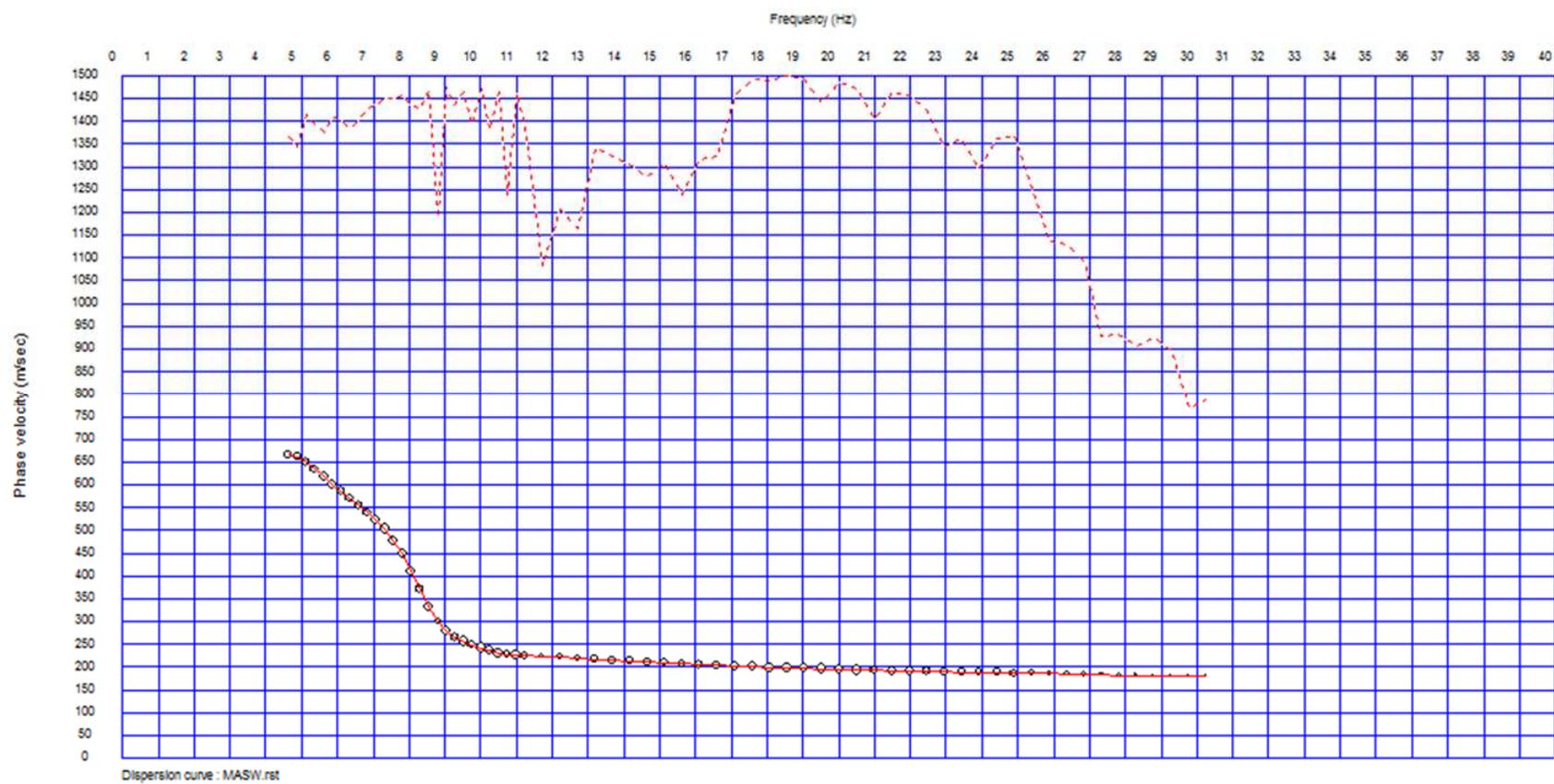


FIGURA AII.10: CURVAS DE DISPERSIÓN COMBINADAS.

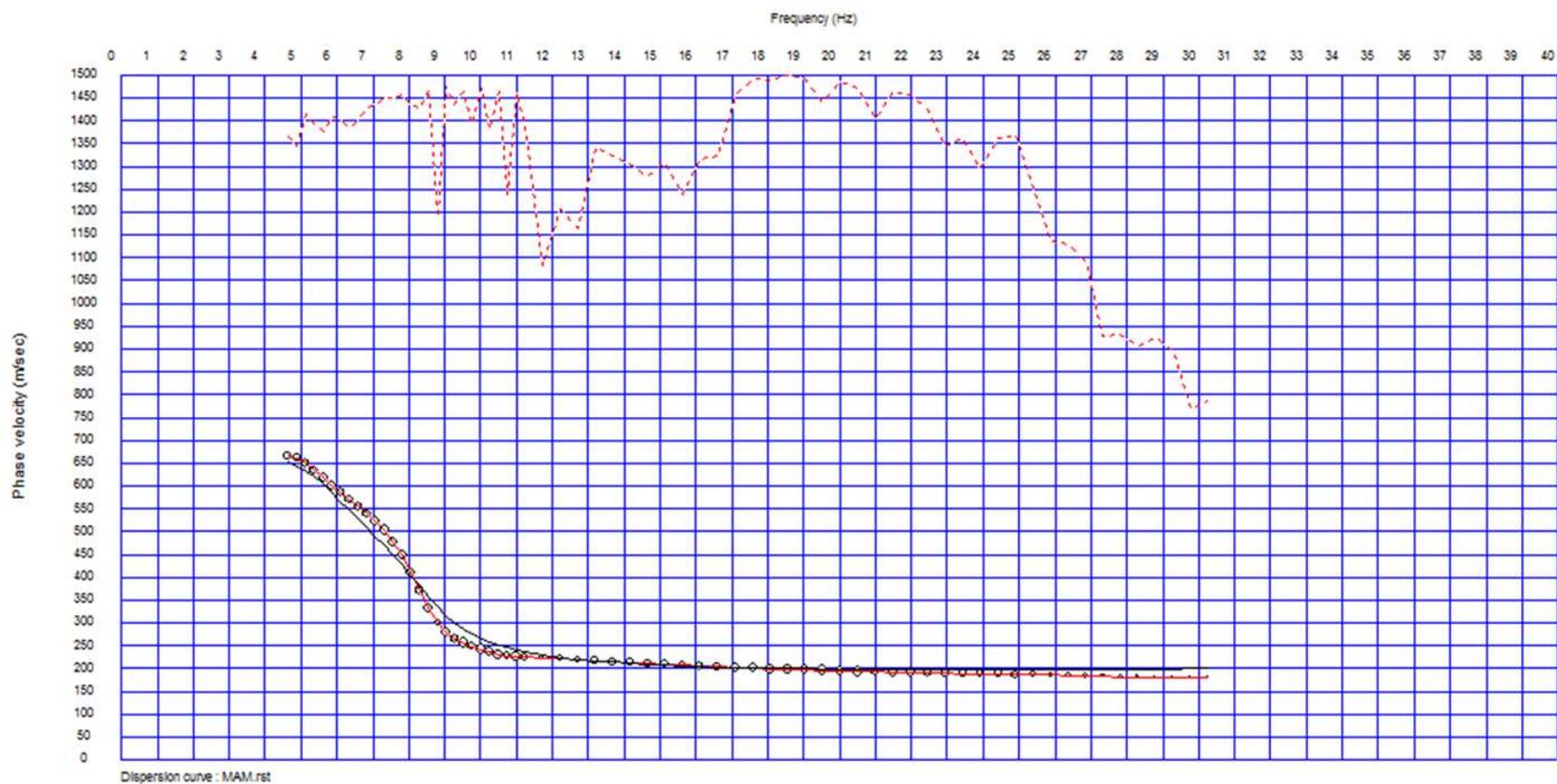


FIGURA AII.11: EDICIÓN DE CURVAS DE DISPERSIÓN COMBINADAS.

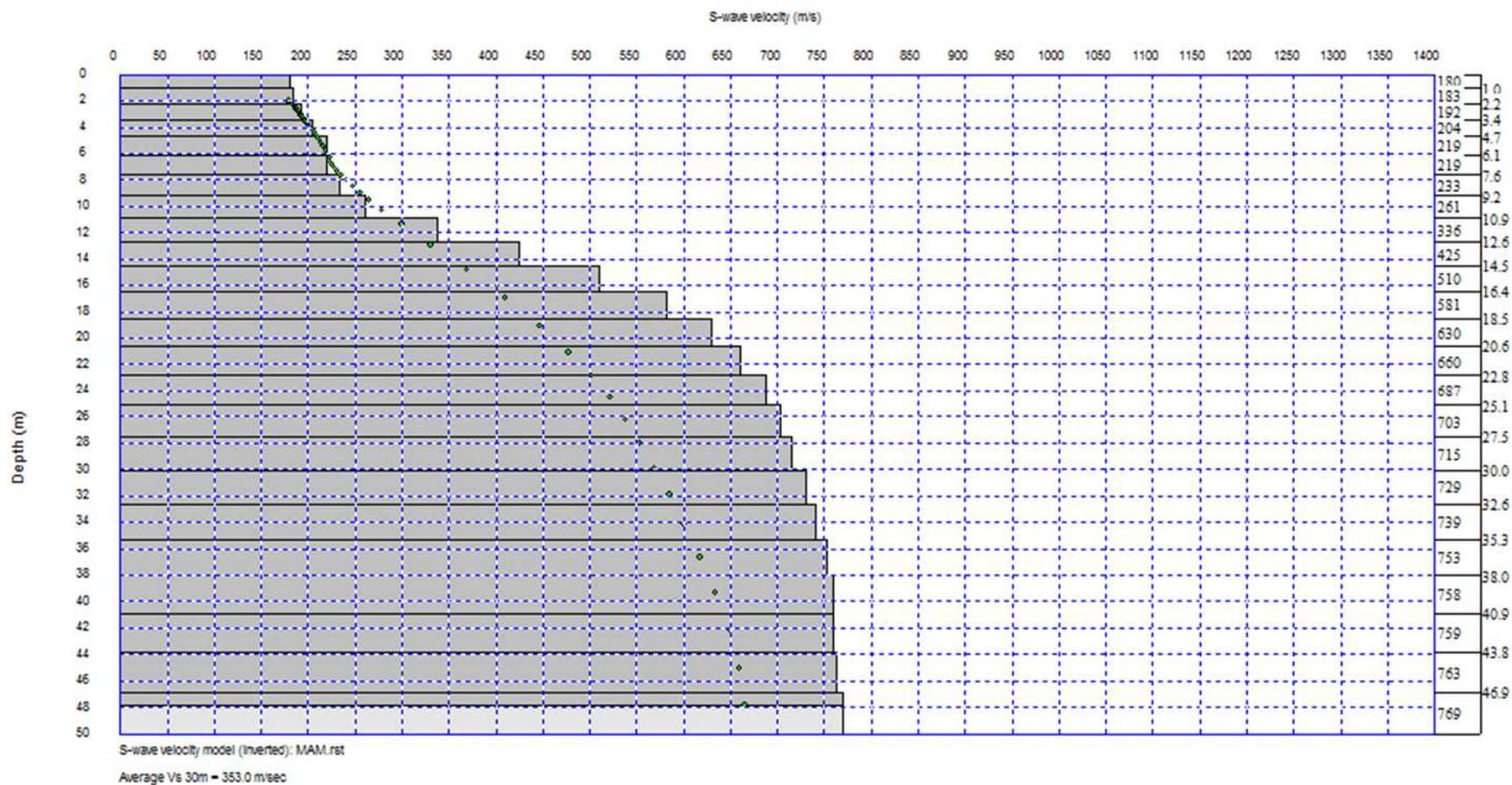


FIGURA AII.12: CURVA DE VS EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD (COMBINACIÓN MASW-MAM).

## ANEXO III – REFRACCIÓN SÍSMICA: SITIOS MEDIDOS Y CARACTERÍSTICAS PARTICULARES

### AIII.1 - RS1: Camino a Lesser

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura XIX. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}42'55,59''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'35,08''O$ . El sitio limita al norte con Ruta Provincial N°28. El sitio tiene una topografía plana.

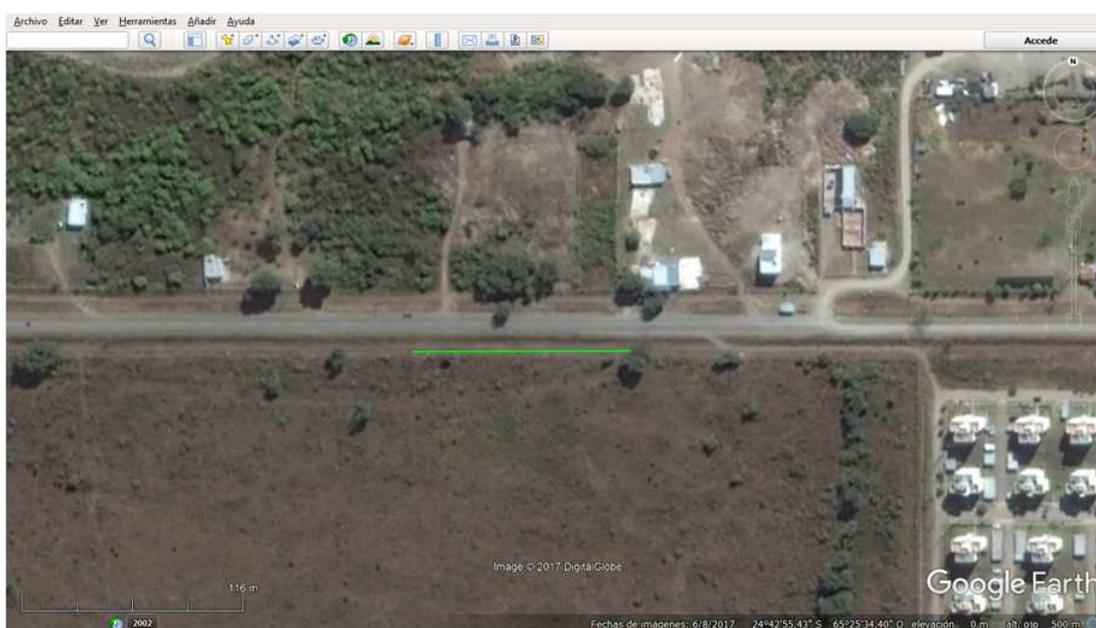


FIGURA AIII.1: TENDIDO CAMINO A LESSER

Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea verde con sentido oeste-este corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.2 - RS2: Barrio El Huaico**

(Zona norte de la ciudad de Salta), Figura I. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}43'31,92''$ S y Longitud  $65^{\circ}24'40,54''$ O. El sitio limita al este con la Av. República de Bolivia y al oeste por el Barrio El Huayco. El sitio tiene una topografía plana.



FIGURA AIII.2: TENDIDOS EN BARRIO EL HUAICO.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.3 - RS3: Casona Finca Castañares**

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura IX. Las coordenadas, tomando como referencia la intersección de los tendidos, son: Latitud  $24^{\circ}43'53,31''$ S y Longitud  $65^{\circ}23'46,86''$ O. El sitio limita al norte con calle 98, al sur con Av. Bernardo Houssay, al oeste con calle R. Saavedra y al este con J. C. Rivelli. El sitio tiene una topografía plana.

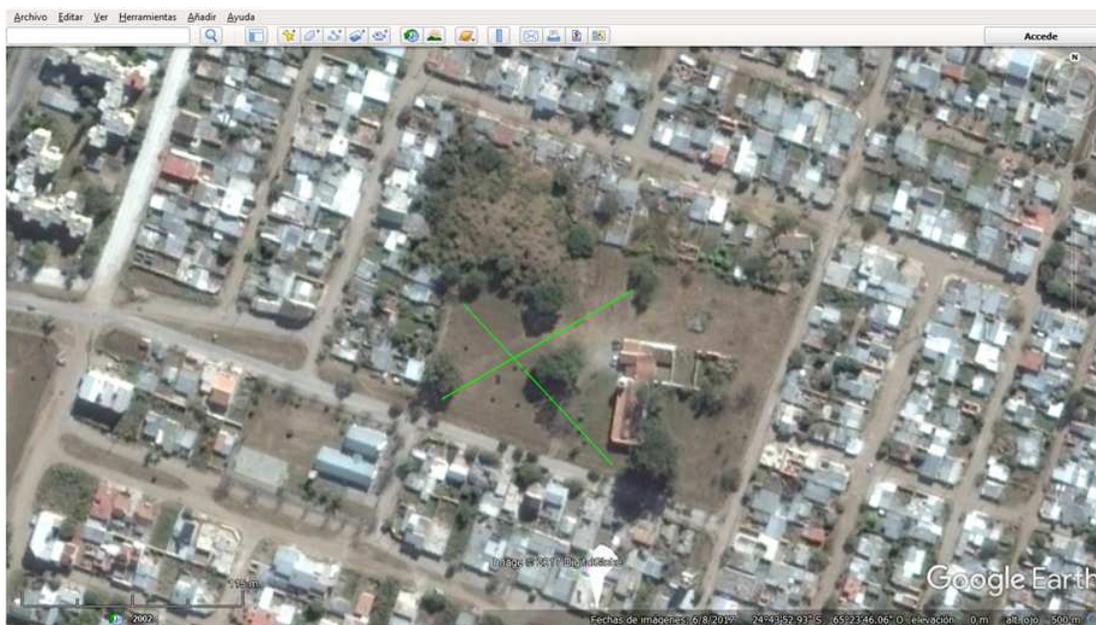


FIGURA AIII.3: TENDIDO EN FINCA CASTAÑARES.

Para el método MAM la longitud de los arreglos lineales es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

Las líneas verdes con sentido noreste-suroeste y sureste-noroeste corresponden a un arreglo lineal para un estudio MAM.

#### **AIII.4 - RS4: Universidad Católica de Salta**

(Zona norte de la ciudad de Salta), Figura XXI. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}44'16,88''S$  y Longitud  $65^{\circ}23'30,32''O$ . El sitio se encuentra en el predio de la Universidad Católica de Salta. El sitio tiene una topografía plana.

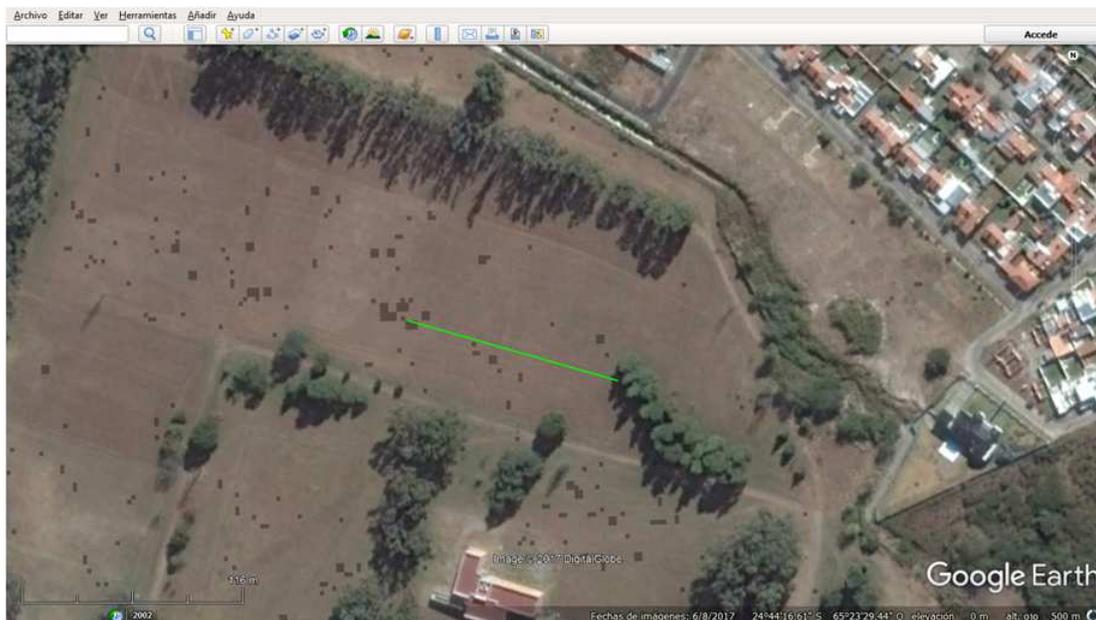


FIGURA AIII.4: TENDIDO EN LA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE SALTA.

Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea verde con sentido oeste-este corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.5 - RS5: Pereyra Rosas**

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura XVII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'40,23''S$  y Longitud  $65^{\circ}22'29,33''O$ . El sitio limita al norte con la calle Logulo, al sur con la calle Tadeo Tapia, al oeste con la calle Sirolli y al este con la calle Antonio Alice. El sitio tiene una topografía plana.

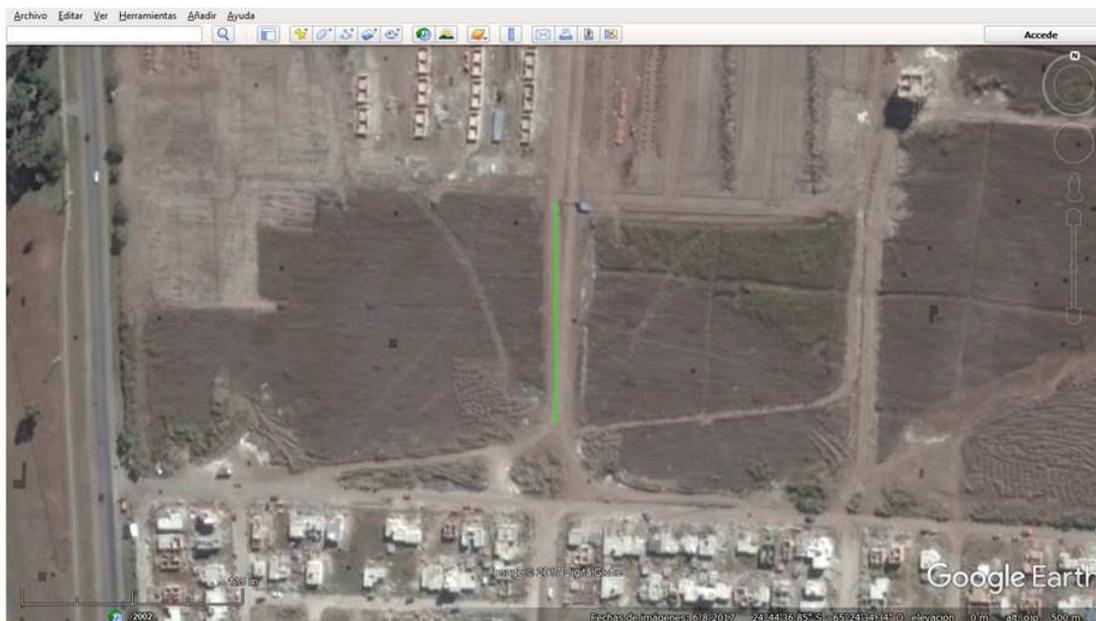


FIGURA AIII.5: TENDIDO EN PEREYRA ROSAS.

Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea verde con sentido oeste-este corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.6 - RS6: Plaza de las Provincias (Segunda Rotonda de Tres Cerritos)**

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura VII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido lineal rojo, son: Latitud  $24^{\circ}45'43,12''S$  y Longitud  $65^{\circ}23'53,50''O$ , mientras que para el tendido lineal verde las coordenadas son: Latitud  $24^{\circ}45'42,85''S$  y Longitud  $65^{\circ}23'52,02''O$ . El sitio se encuentra en una rotonda sobre Av. Reyes Católicos. El sitio tiene una topografía plana.



FIGURA AIII.6: TENDIDO EN PLAZA DE LAS PROVINCIAS.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que la línea verde corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.7 - RS7: Barrio La Loma**

(Zona oeste de la ciudad de Salta). Figura XX. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}46'16,91''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'59,28''O$ . El sitio limita al norte con calle Anzoátegui, al sur con la calle Latorre y al este con la calle Dr. Luis Güemes. El sitio tiene una topografía plana.

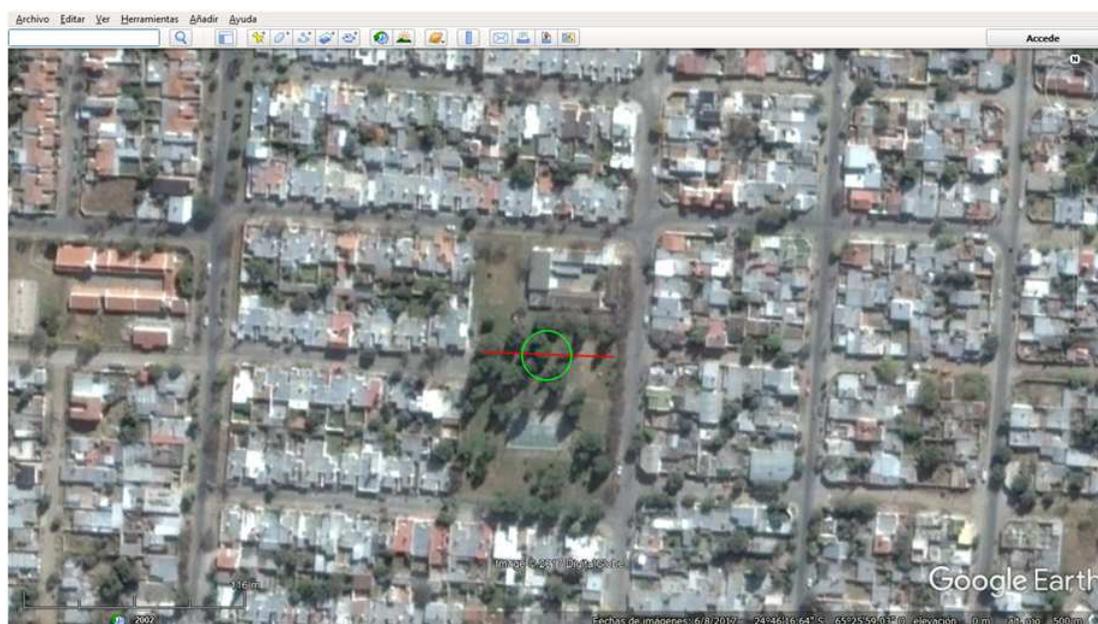


FIGURA AIII.7: TENDIDO EN BARRIO LA LOMA.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde a un estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.8 - RS8: Campo de La Cruz**

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura X. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}46'19,19''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'07,85''O$ . El sitio limita al norte con calle Gral. Arenales, al sur con calle L. Latorre, al oeste con calle Martín Cornejo y este con la calle Marcelo T. de Alvear. El sitio tiene una topografía plana.



FIGURA AIII.8: TENDIDO EN CAMPO LA CRUZ.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.9 - RS9: Club Sporting**

(Zona norte de la ciudad de Salta). Figura XVIII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}46'36,17''S$  y Longitud  $65^{\circ}23'41,76''O$ . El sitio limita al norte con la calle Los Saucos, al oeste con la calle Las Chirimoyas y al este con la calle Los Cebiles. El sitio tiene una topografía irregular.

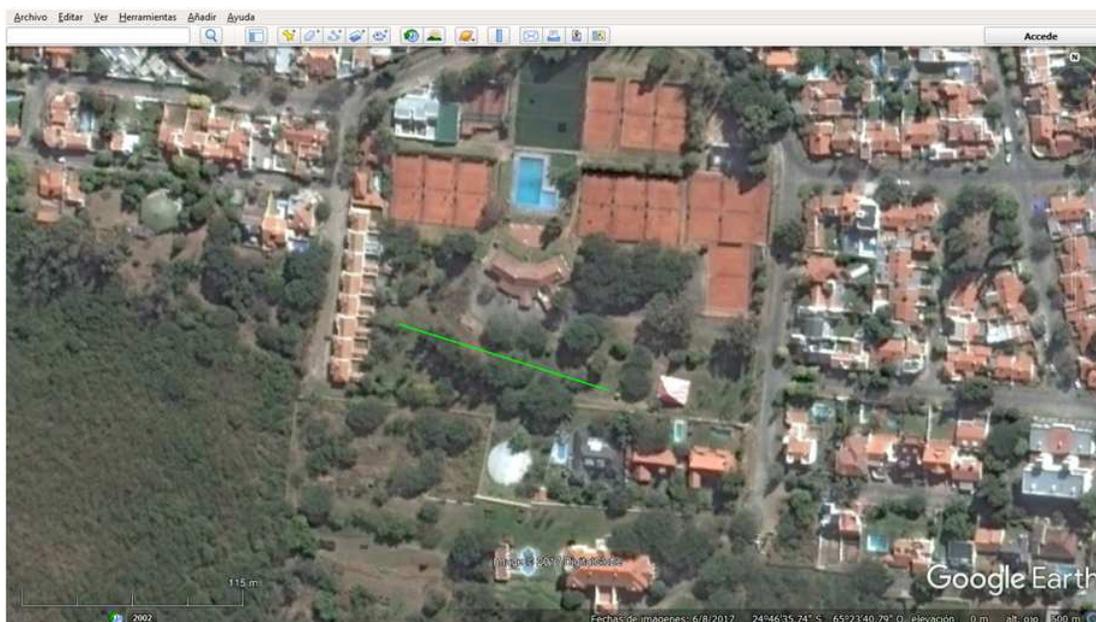


FIGURA AIII.9: TENDIDO EN EL PREDIO SPORTING.

Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea verde con sentido este-oeste corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.10 - RS10: Club Atlético Pellegrini**

(Zona oeste de la ciudad de Salta). Figura VI. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'32,01''S$  y Longitud  $65^{\circ}27'16,63''O$ . El sitio limita al norte con calle Salguero, al sur con la calle Senador Morón y al oeste con calle Portaviones 25 de Mayo. El sitio tiene una topografía plana.



FIGURA AIII.10: TENDIDO EN EL CLUB ATLÉTICO PELLEGRINI.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.11 - RS11: Mercado Artesanal**

(Zona oeste de la ciudad de Salta). Figura XI. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'33,09''S$  y Longitud  $65^{\circ}26'18,66''O$ . El sitio limita al norte con Av. San Martín, al sur con calle Frabegas, al oeste con calle Martín Cornejo y este con la calle Marcelo T. de Alvear. El sitio tiene una topografía plana.

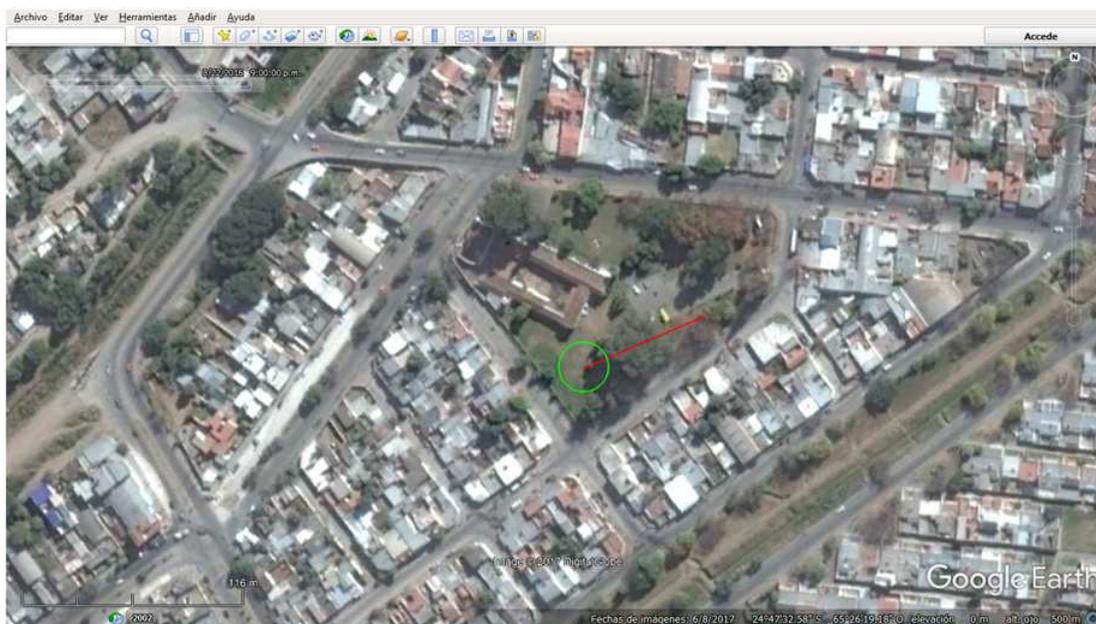


FIGURA AIII.11: MERCADO ARTESANAL.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.12 - RS12: Plaza Alvarado**

(Zona macro centro de la ciudad de Salta). Figura V. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'21,65''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'40,07''O$ . El sitio limita al norte con calle Caseros, al sur con calle Alvarado, al oeste con calle Aya cucho y al este con calle Coronel Moldes. El sitio tiene una topografía plana.

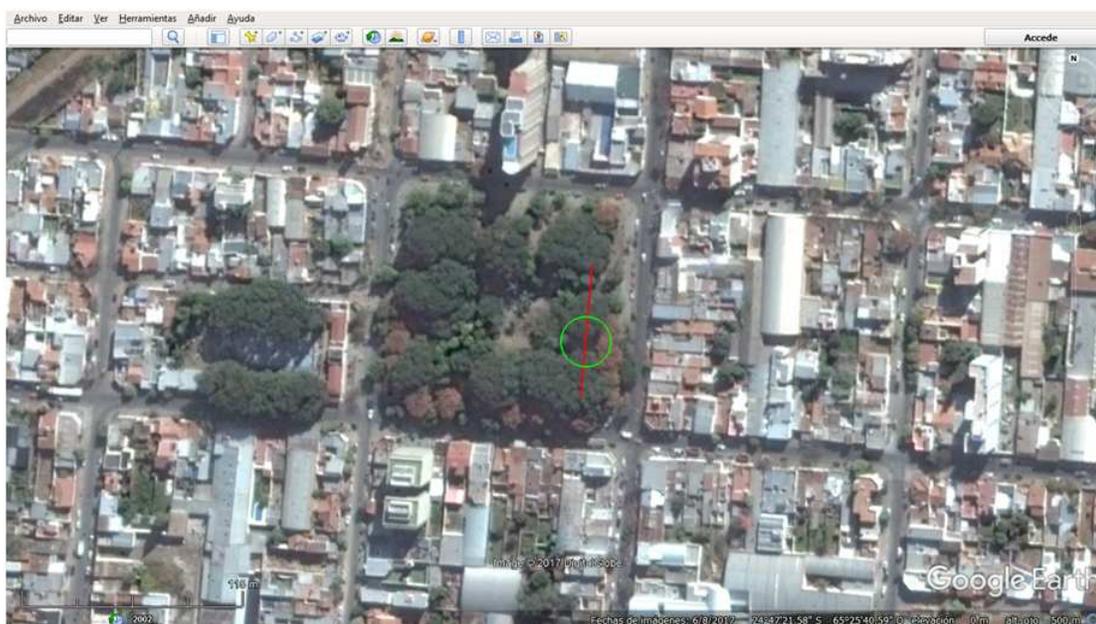


FIGURA AIII.12: TENDIDO EN PLAZA ALVARADO.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.13 - RS13: Plaza Gurruchaga**

(Zona macro centro de la ciudad de Salta), Figura IV. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'46,12''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'29,53''O$ . El sitio limita al norte con calle San Juan, al sur con calle San Luis, al oeste con calle Laprida y al este con calle 10 de Octubre. El sitio tiene una topografía plana.

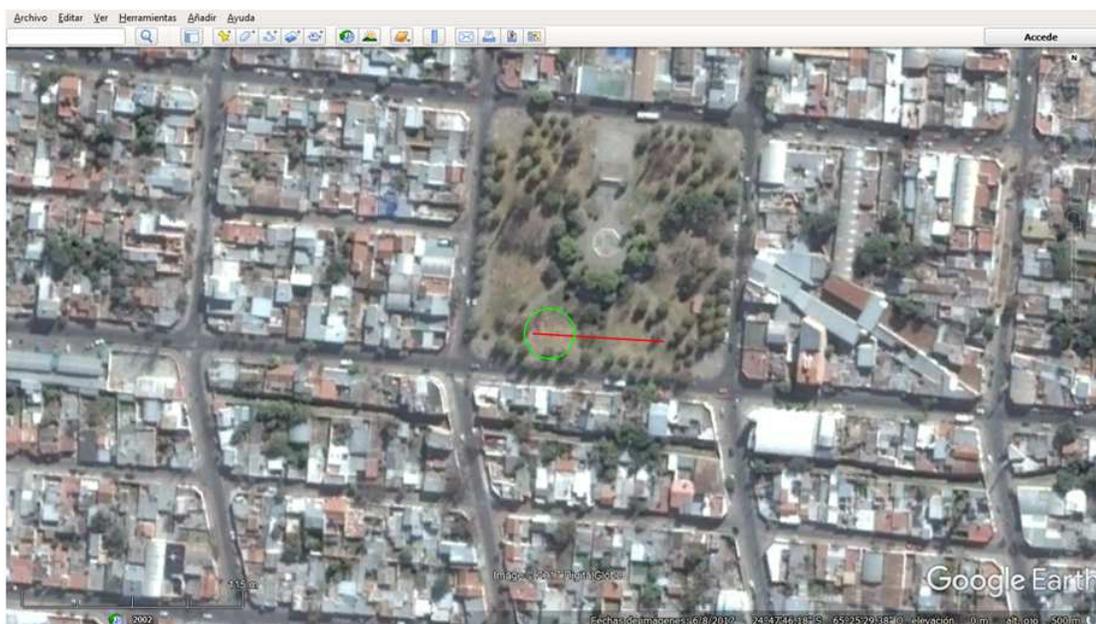


FIGURA AIII.13: TENDIDO EN PLAZA GURRUCHAGA.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

### **AIII.14 - RS14: Parque San Martín / Teleférico**

(Zona micro centro de la ciudad de Salta). Figura VIII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'36,26''S$  y Longitud  $65^{\circ}24'11,04''O$ . El sitio limita al norte con calle Urquiza, al sur con la calle San Martín, al oeste con calle Santa Fe y al este con calle Lavalle. El sitio tiene una topografía plana.

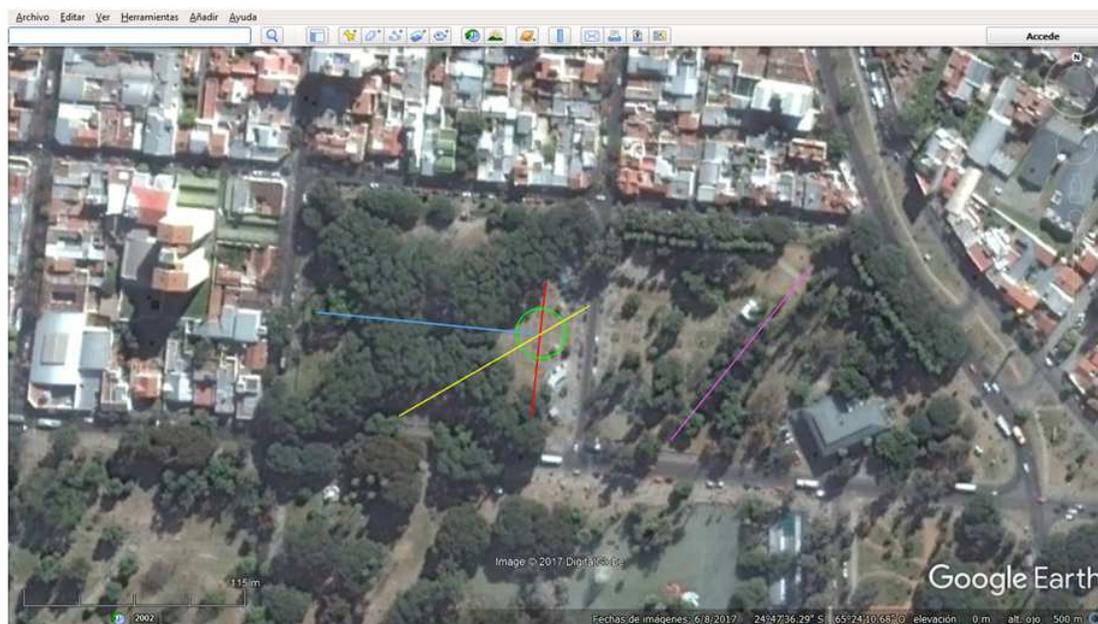


FIGURA AIII.14: TENDIDOS EN PARQUE SAN MARTÍN.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal de color amarillo es de 115 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 5 m y para el arreglo lineal de color rojo la longitud es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el arreglo circular de color verde tiene un diámetro de 26 m con una cantidad de 9 geófonos y para el arreglo lineal de color celeste y violeta tienen una longitud de 115 m con una cantidad de 24 geófonos separados cada 5 m.

La línea roja corresponden a un estudio MASW realizado en una primera medición. La línea amarilla corresponde a un estudio MASW y el círculo verde corresponde a un estudio MAM realizados en una segunda medición. Mientras que las líneas celeste y violeta corresponde a estudios MAM realizados en una tercera medición.

**AIII.15 - RS15: Barrio Autódromo**

(Zona este de la ciudad de Salta). Figura XVI. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}47'40,23''S$  y Longitud  $65^{\circ}22'29,33''O$ . El sitio limita al norte con la calle Logulo, al sur con la calle Tadeo Tapia, al oeste con la calle Sirolli y al este con la calle Antonio Alice. El sitio tiene una topografía plana.



**FIGURA AIII.15: TENDIDO EN BARRIO AUTÓDROMO.**

Para el método MAM la longitud del arreglo lineal es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

La línea verde con sentido este-oeste corresponde a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.16 - RS16: Centro Cívico Municipal**

(Macrocentro de la ciudad de Salta), Figura II. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}43'32,06''$ S y Longitud  $65^{\circ}24'40,94''$ O. El sitio limita al norte con calle Lola Mora, al el sur con Av. Bélgica, al este con la Av. Paraguay y al oeste con calle Lamadrid. El sitio tiene una topografía plana ya que es una playa para estacionamiento de vehículos.

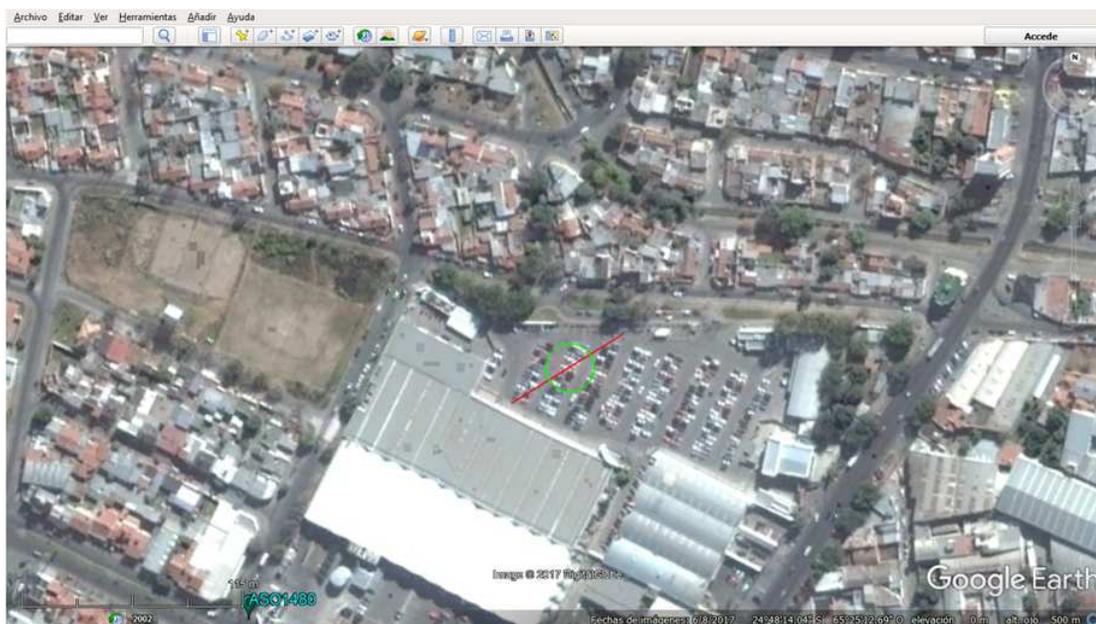


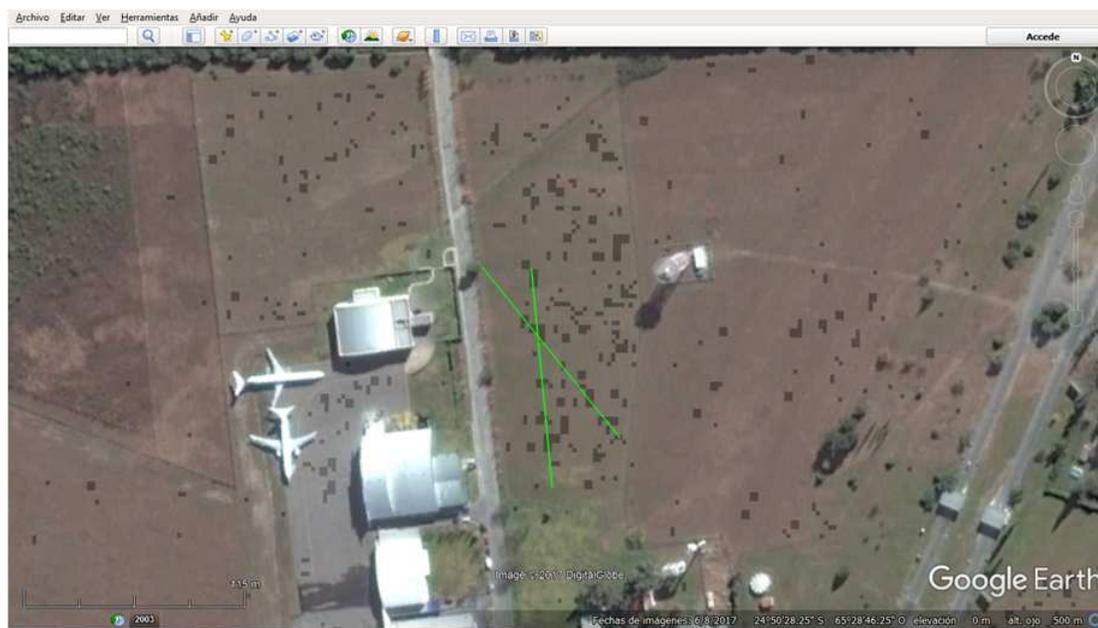
FIGURA AIII.16: TENDIDO EN EL CENTRO CÍVICO MUNICIPAL.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

**AIII.17 - RS17: Aeropuerto Martín Miguel de Güemes**

(Zona sur de la ciudad de Salta). Figura XV. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}50'28,23''S$  y Longitud  $65^{\circ}28'46,65''O$ . El sitio limita al norte con Av. John Fitzgerald Kennedy. El sitio tiene una topografía plana.



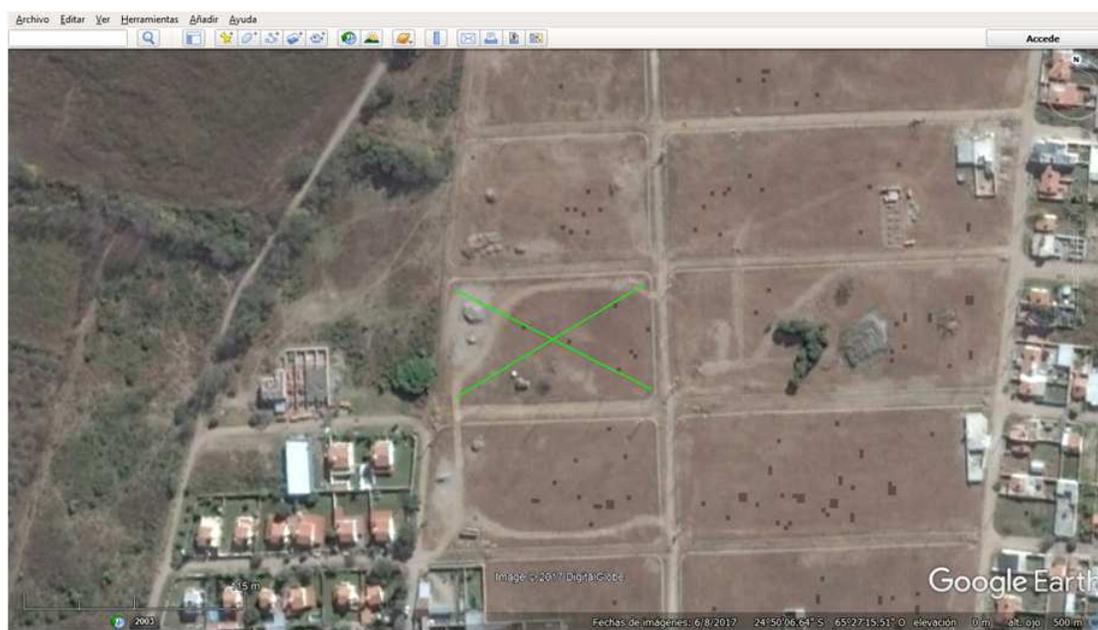
**FIGURA AIII.17: TENDIDO EN EL AEROPUERTO.**

Para el método MAM la longitud de los arreglos lineales es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

Las líneas verde con sentido norte-sur y noroeste-sureste corresponden a un arreglos lineales para un estudio MAM.

### **AIII.18 - RS18: Loteo Eucaliptus**

(Zona sur de la ciudad de Salta). Figura XIV. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}50'06,64''S$  y Longitud  $65^{\circ}27'16,21''O$ . El sitio limita al sur con Av. John Fitzgerald Kennedy. El sitio tiene una topografía plana.



**FIGURA AIII.18: TENDIDO EN EL LOTEO EUCALIPTUS.**

Para el método MAM la longitud de los arreglos lineales es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

Las líneas verdes con sentido noroeste-sureste y suroeste-noreste corresponden a un arreglo lineal para un estudio MAM.

### **AIII.19 - RS19: Centro de Convenciones**

(Zona sur de la ciudad de Salta), Figura III. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}49'38,08''S$  y Longitud  $65^{\circ}25'57,96''O$ . El sitio limita al sur con Av. John Fitzgerald Kennedy y al este por la Av. Paraguay. El sitio tiene una topografía plana.

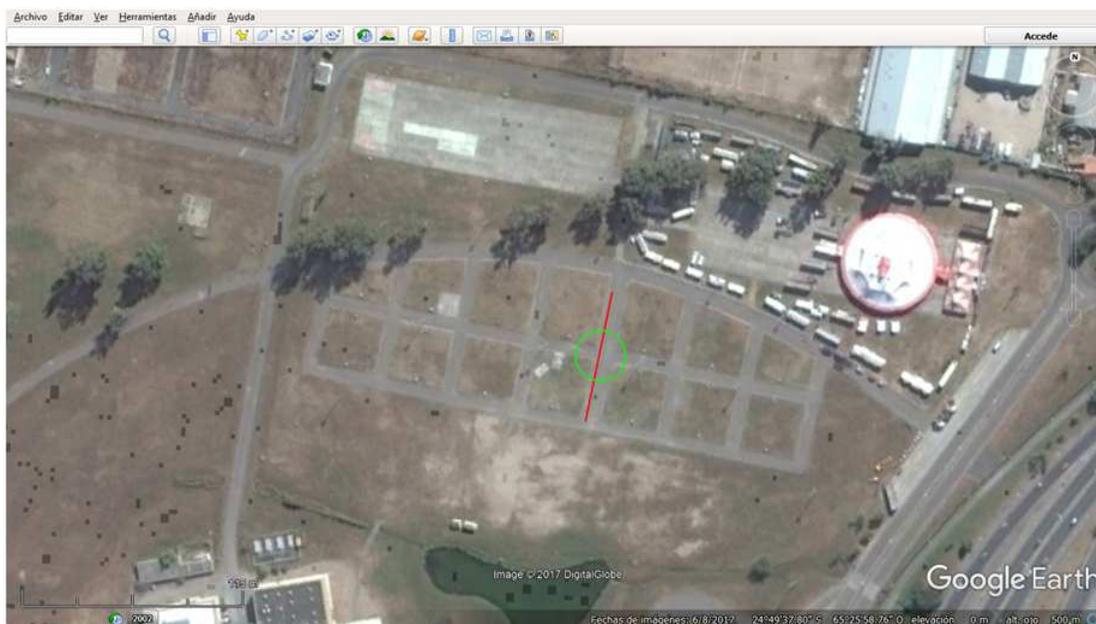


FIGURA AIII.19: TENDIDO EN EL CENTRO DE CONVENCIONES.

Para el método MASW la longitud del arreglo lineal es de 69 m con una cantidad de 24 geófonos cuya separación es de 3 m. Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos.

La línea roja corresponde al estudio MASW, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

**AIII.20 - RS20: Empresa de Transp. San Ignacio-Lagos**

(Zona sureste de la ciudad de Salta). Figura XIII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}49'50,62''S$  y Longitud  $65^{\circ}24'44,08''O$ . El sitio limita al norte con la calle Esteban Echeverria, al sur con la calle Leandro N. Alem, al este con la calle Aristóbulo del Valle y hacia el este con el predio de colectivos. El sitio tiene una topografía plana.

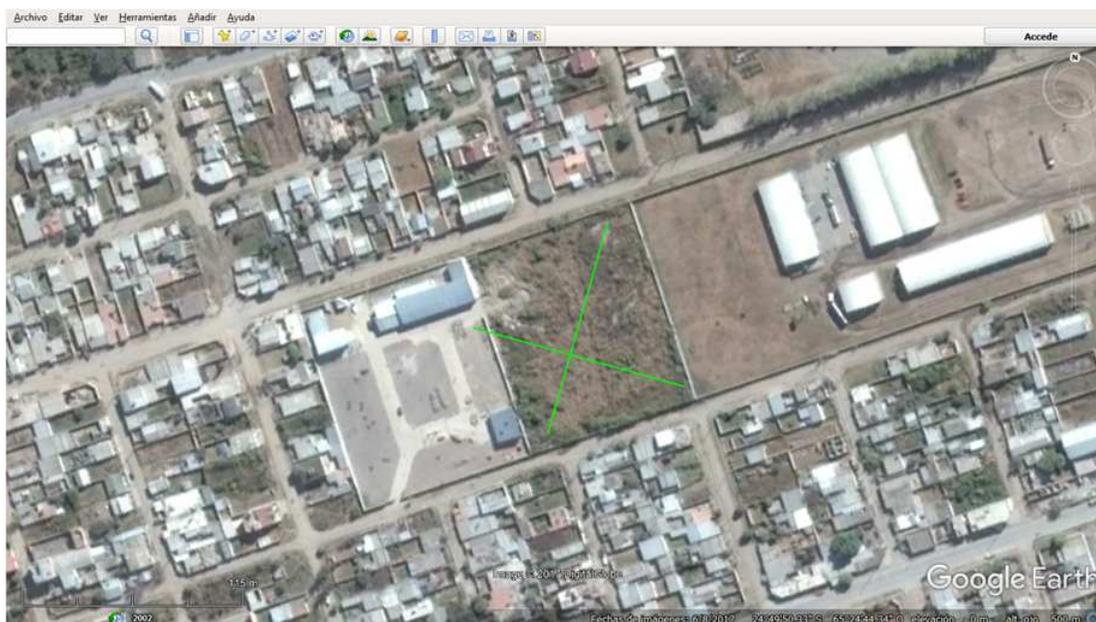


FIGURA AIII.20: TENDIDO EN TRANSP. SAN IGNACIO-LAGOS.

Las líneas verdes con sentido oeste-este y norte-sur corresponden a arreglos lineales para un estudio MAM.

Para el método MAM la longitud de los arreglos lineales es de 115 m con una cantidad de 24 geófono separados cada 5 m.

### **AIII.21 - RS21: Rotonda Acceso Sur Parque industrial**

(Zona sureste de la ciudad de Salta). Figura XII. Las coordenadas, tomando como referencia el punto central del tendido, son: Latitud  $24^{\circ}50'28,81''S$  y Longitud  $65^{\circ}22'15,12''O$ . El sitio se encuentra en una rotonda a donde arriba la Av. de las Americas y Ruta Provincias 39. El sitio tiene una topografía irregular.



FIGURA AIII.21: TENDIDO EN EL PARQUE INDUSTRIAL.

La línea verde corresponde a un arreglo línea para un estudio MAM, mientras que el círculo verde corresponde a un arreglo circular para un estudio MAM.

Para el método MAM el diámetro del arreglo circular es de 26 m con una cantidad de 9 geófonos, mientras que para el arreglo lineal la longitud es de 115 m con una cantidad de 24 geófonos separados cada 5 m.

## ANEXO IV – ACELEROGRAMAS UTILIZADOS Y RESULTADOS

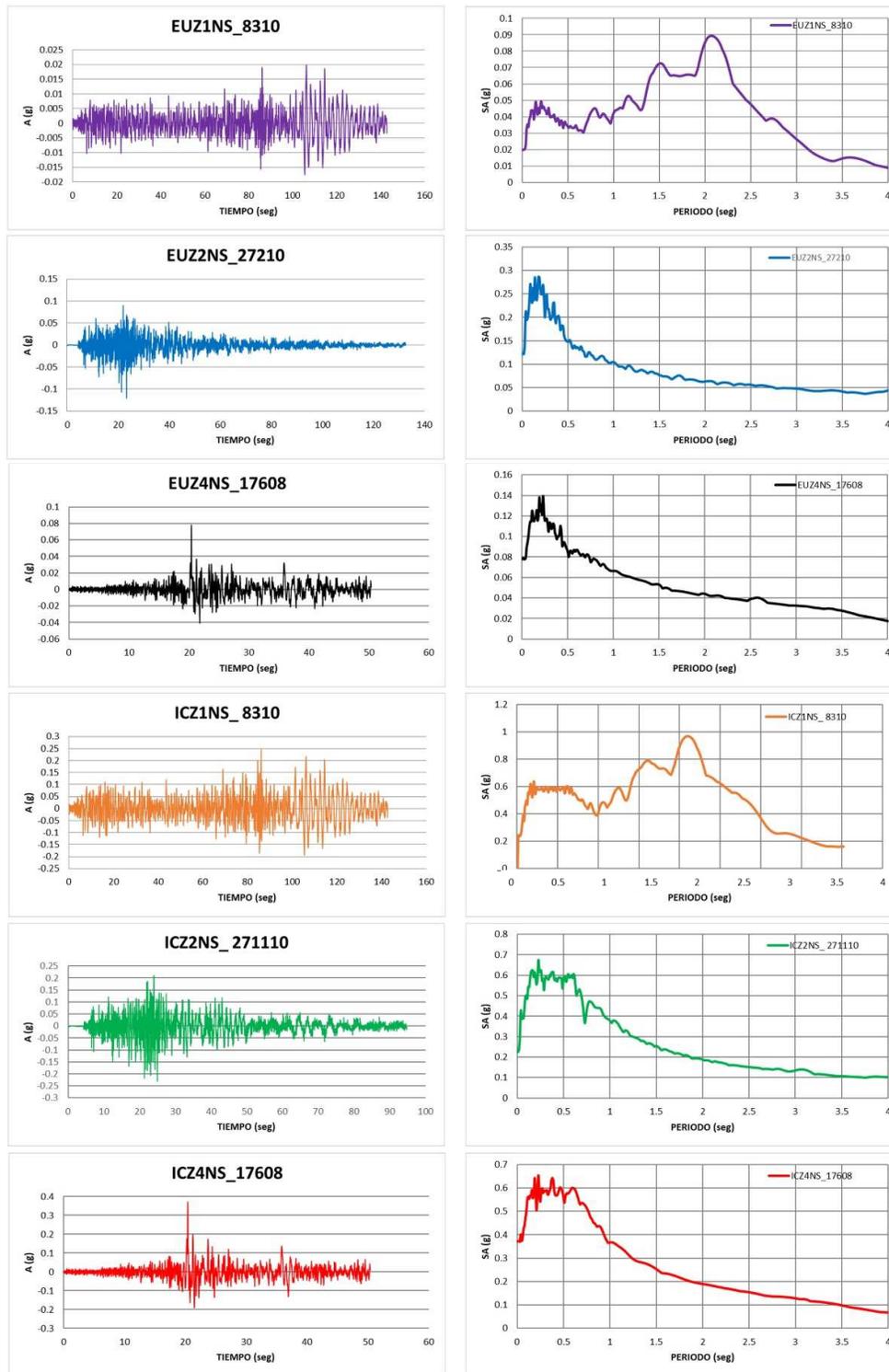


FIGURA AIV.1: REGISTROS Y ESPECTROS UTILIZADOS.

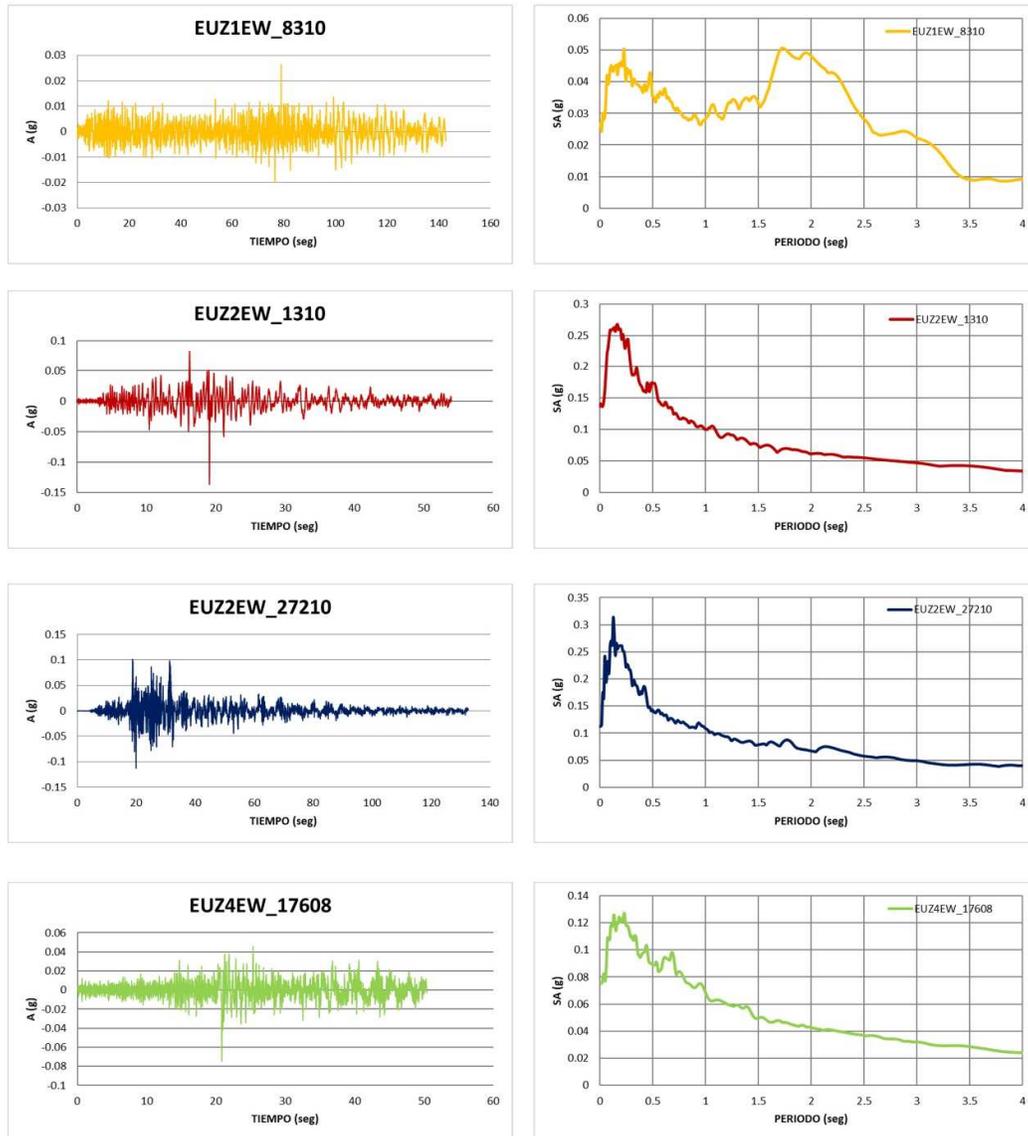


FIGURA AIV.2: REGISTROS Y ESPECTROS UTILIZADOS (CONTINUACIÓN).

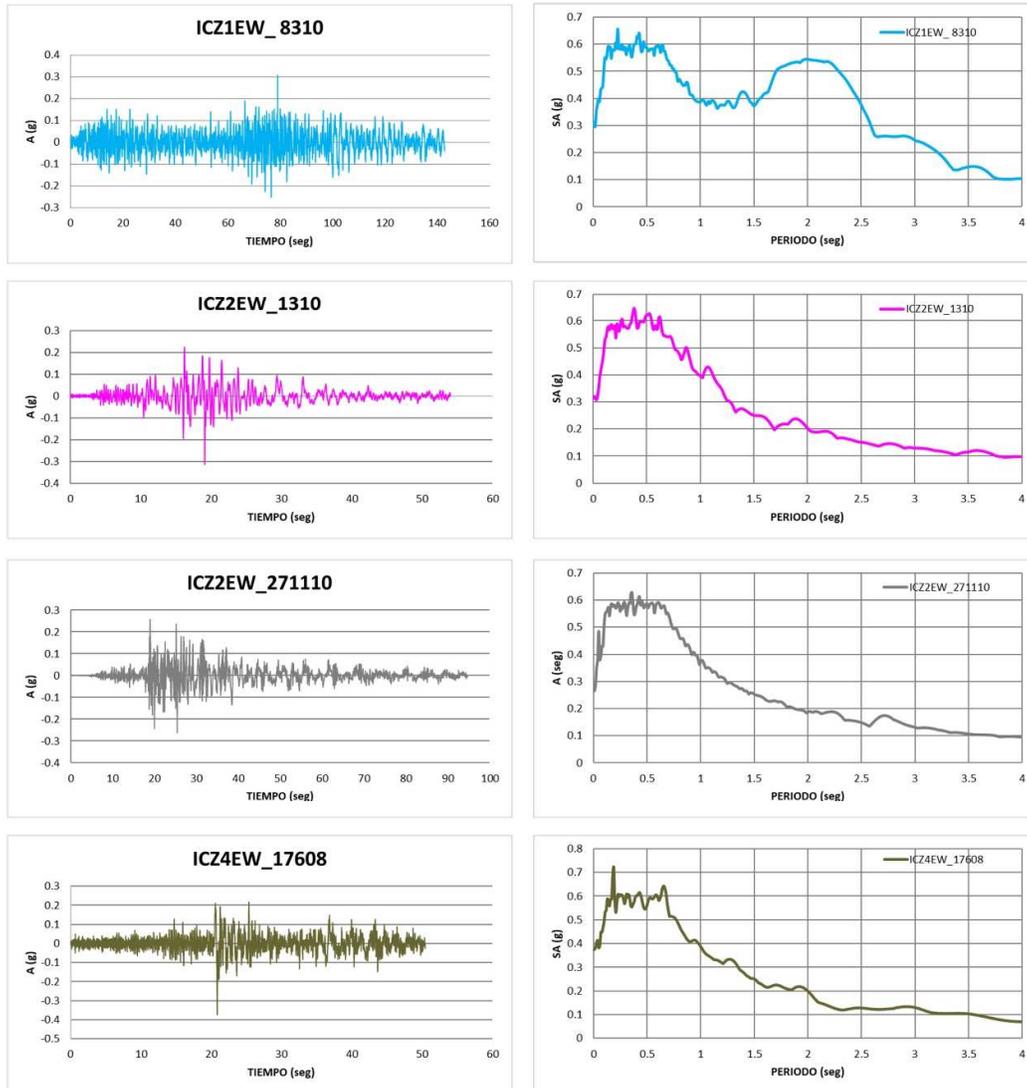


FIGURA AIV.3: REGISTROS Y ESPECTROS UTILIZADOS (CONTINUACIÓN).

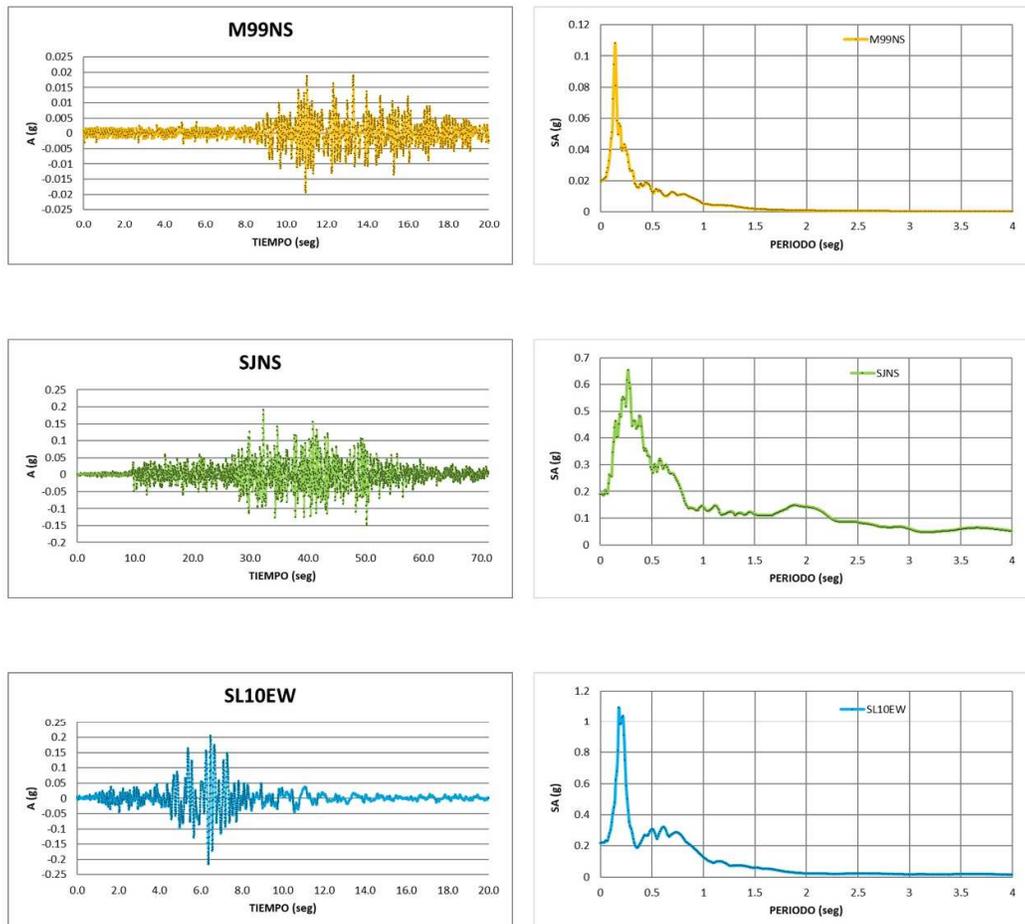


FIGURA AIV.4: REGISTROS Y ESPECTROS UTILIZADOS (CONTINUACIÓN).

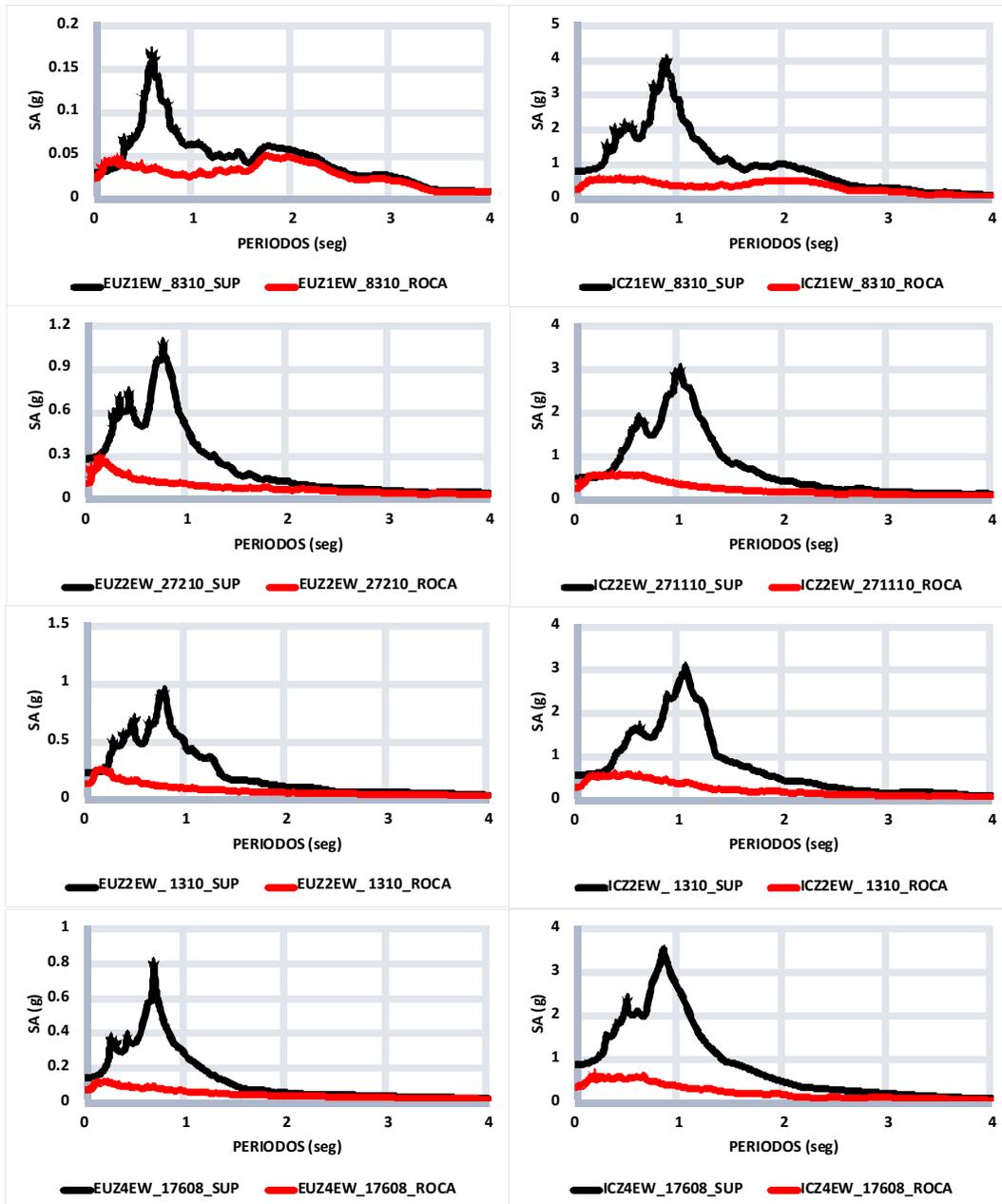


FIGURA AIV.5: ESPECTROS EN ROCA Y SUPERFICIE PARA EL PUNTO ANALIZADO DEL PERFIL G-H Y PARA CADA SISMO.

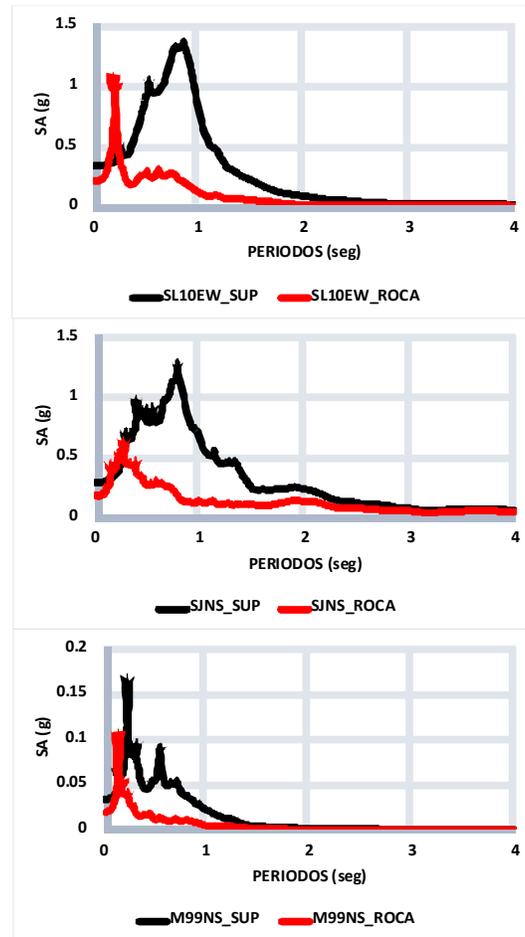


FIGURA AIV.6: ESPECTROS EN ROCA Y SUPERFICIE PARA EL PUNTO DEL PERFIL G-H. (CONTINUACIÓN).

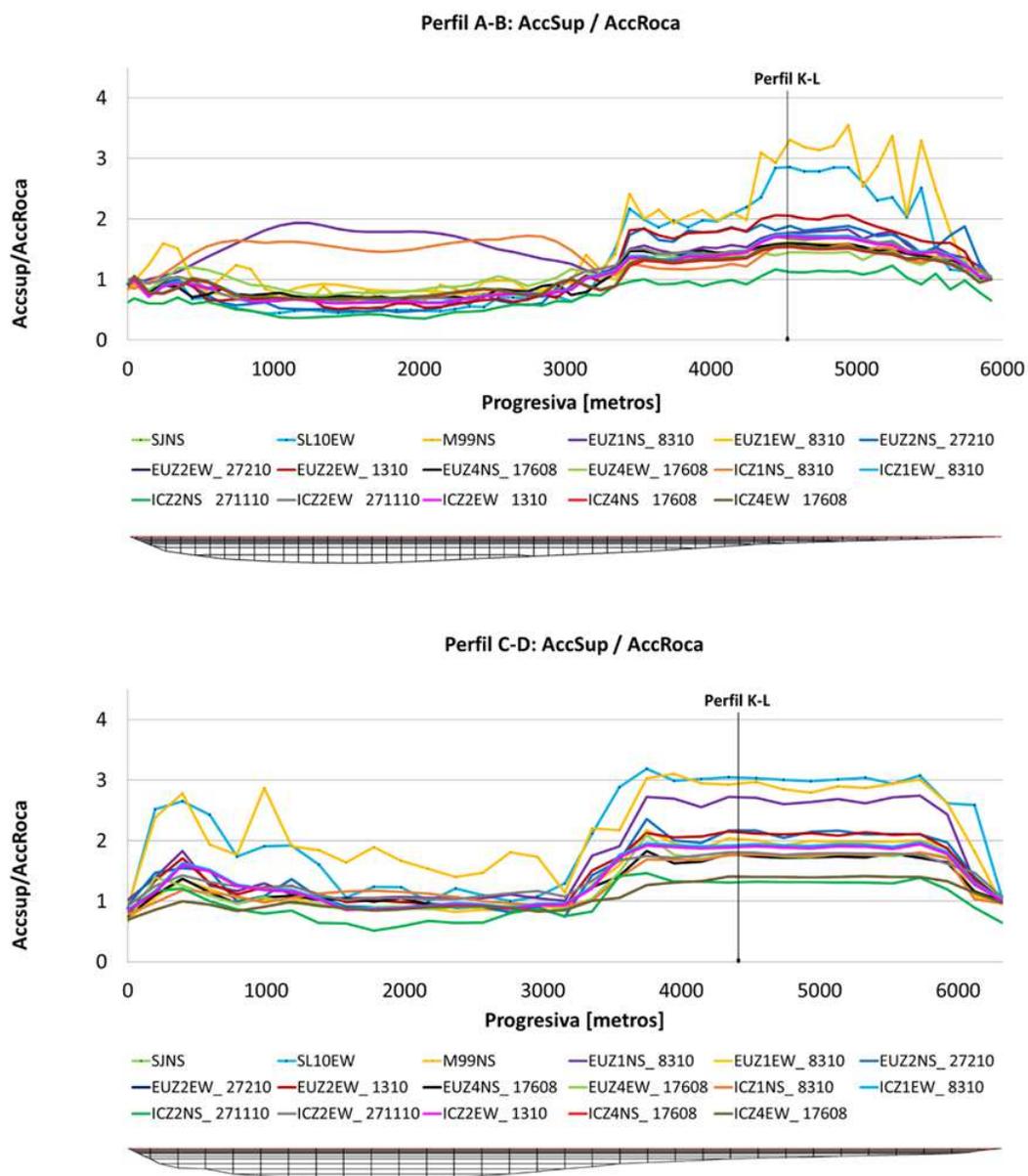


FIGURA AIV.7: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

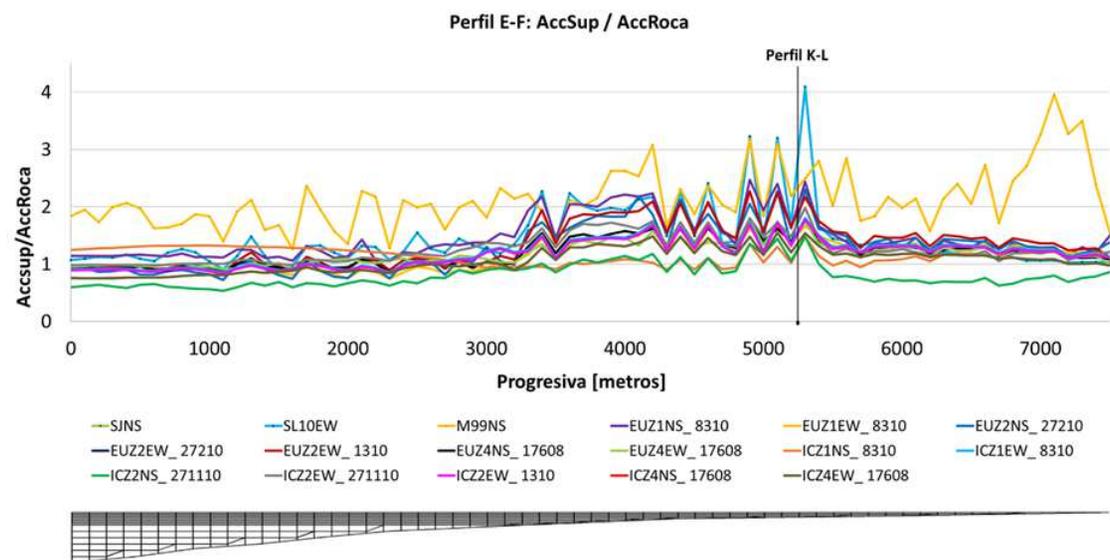


FIGURA AIV.8: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

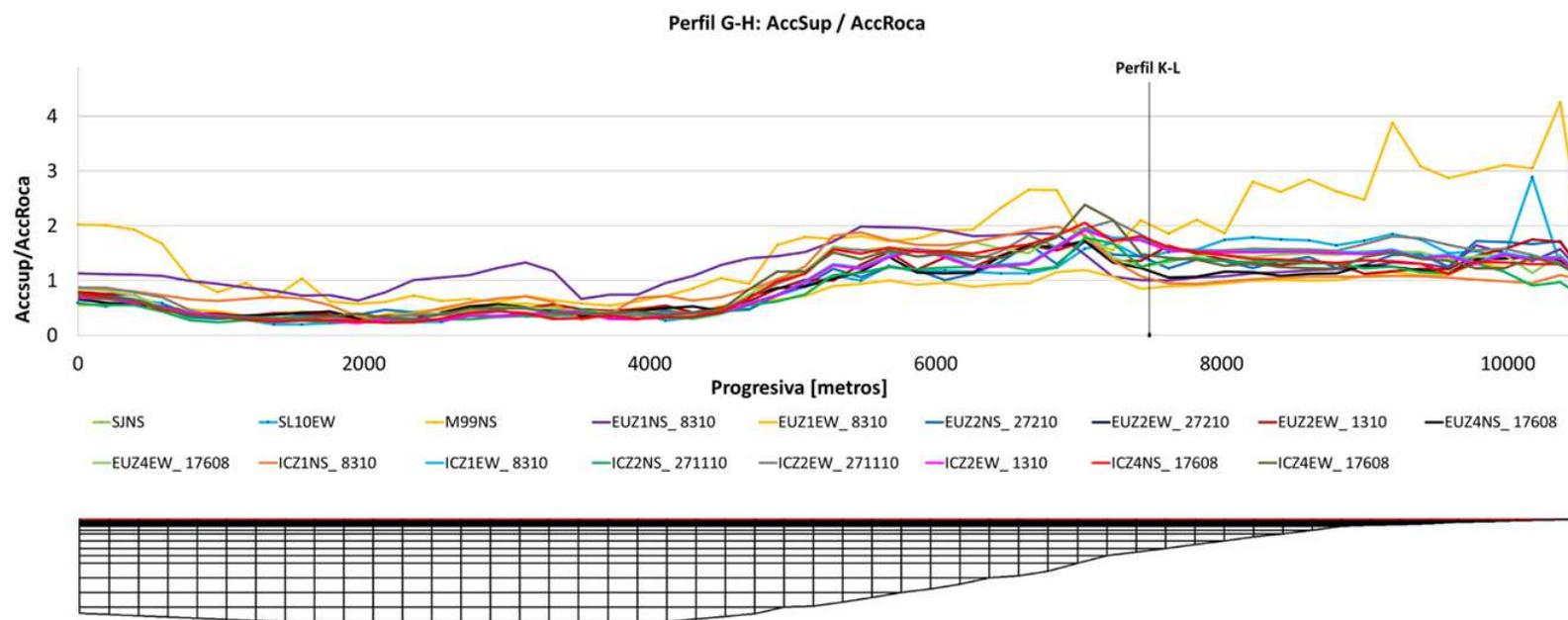


FIGURA AIV.9: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

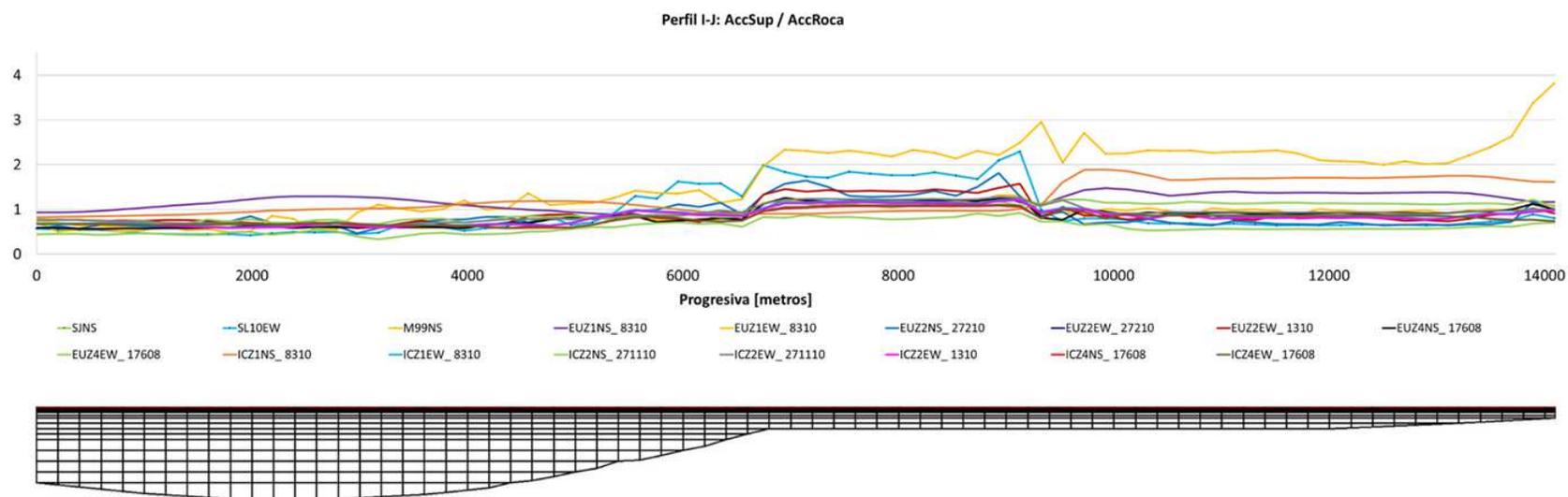


FIGURA AIV.10: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

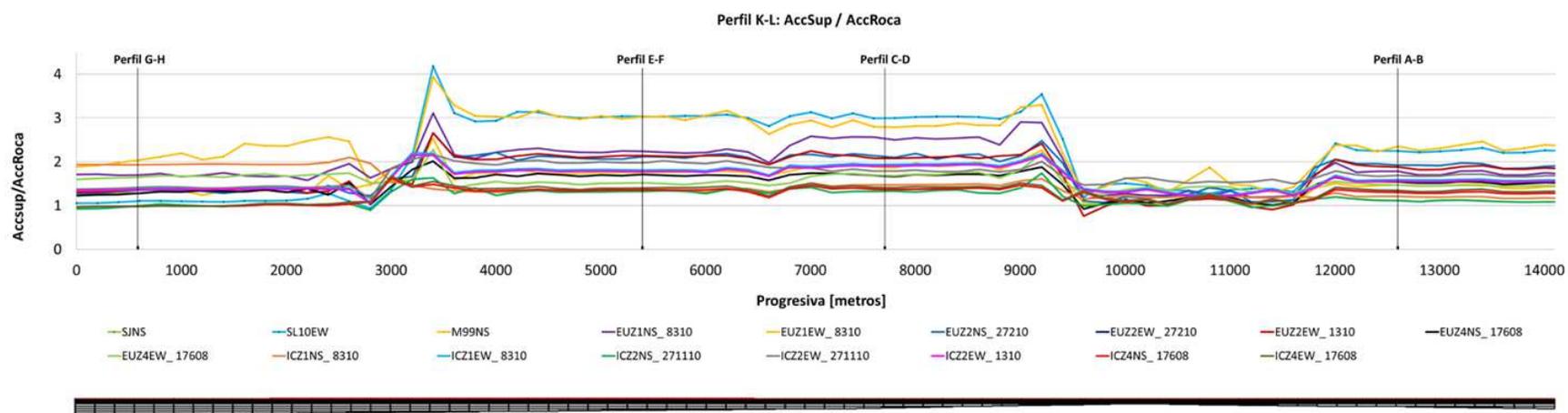


FIGURA AIV.11: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

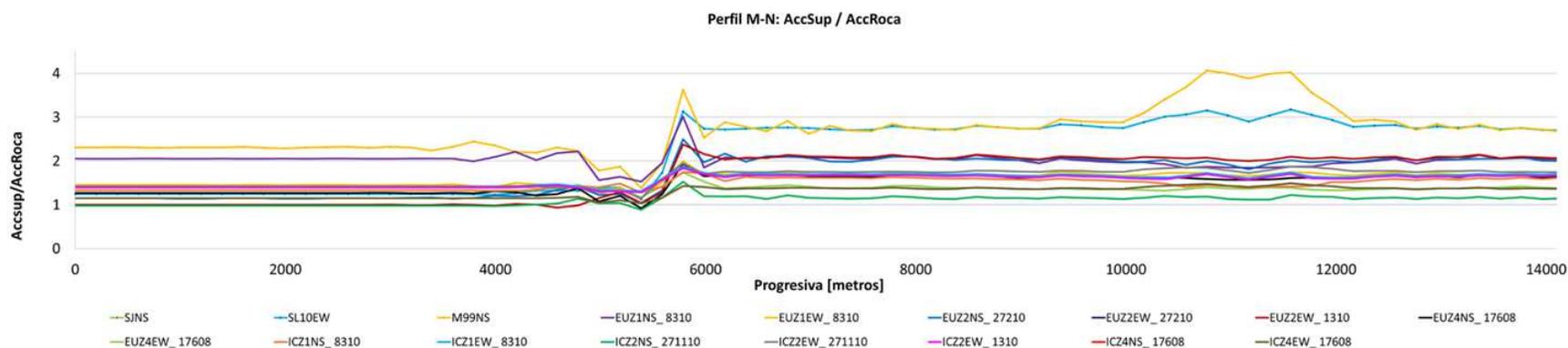


FIGURA AIV.12: RELACIÓN ENTRE ACELERACIONES PICO EN LA SUPERFICIE (ACCSUP) Y ACELERACIÓN DE ENTRADA (ACCROCA) EN FUNCIÓN DE LA PROGRESIVA.

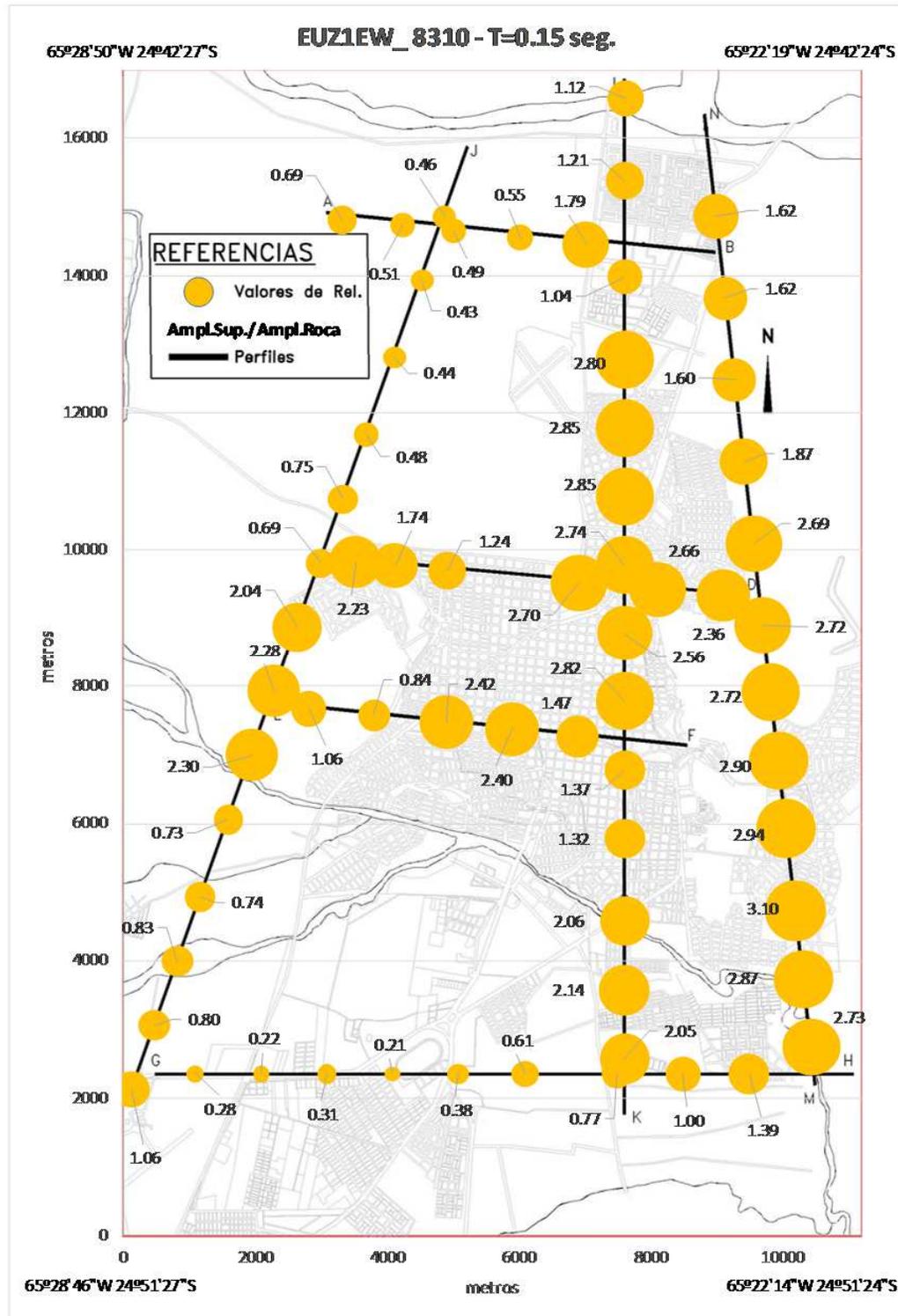


FIGURA AIV.13: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1EW\_8310.

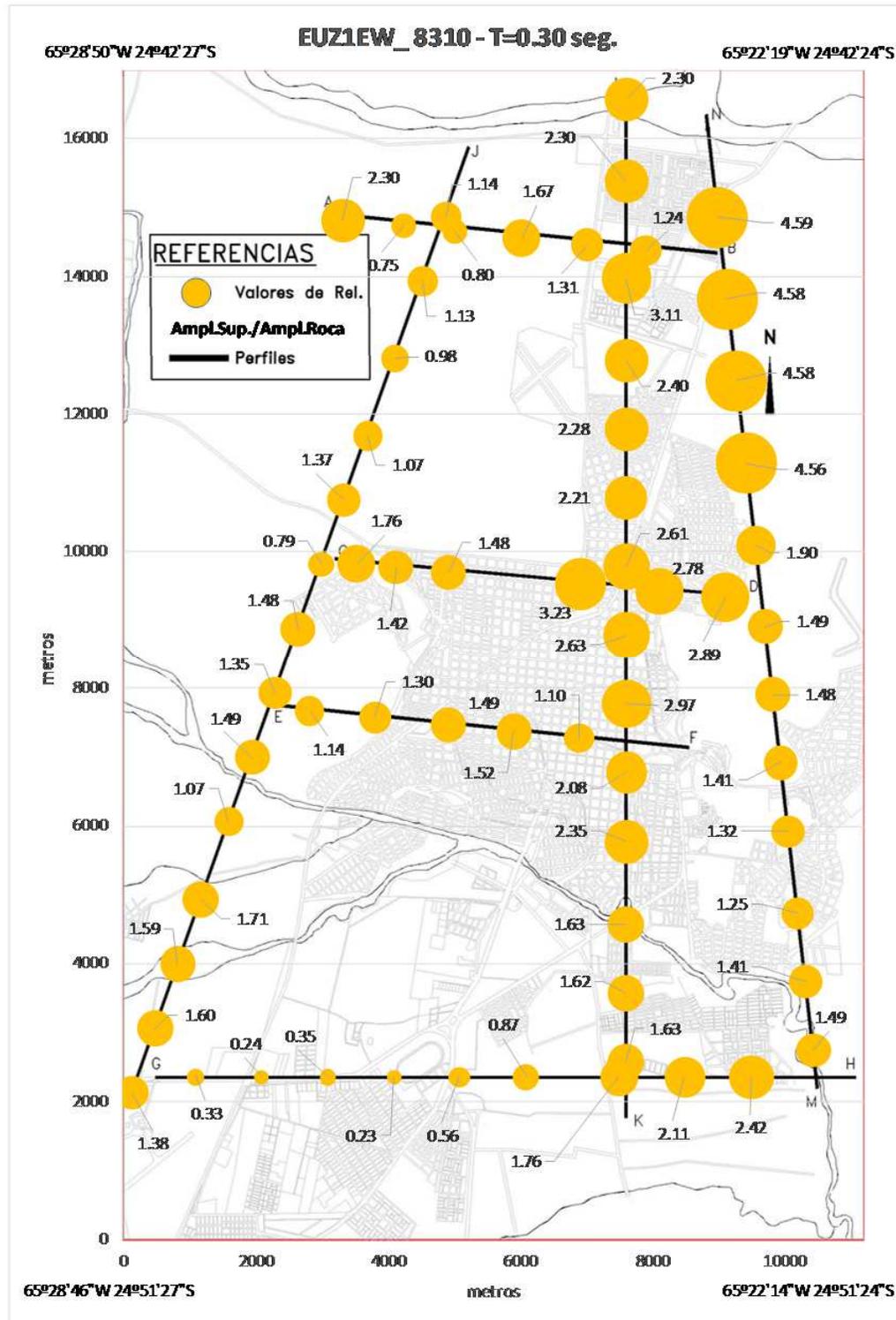


FIGURA AIV.14: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1EW\_8310.

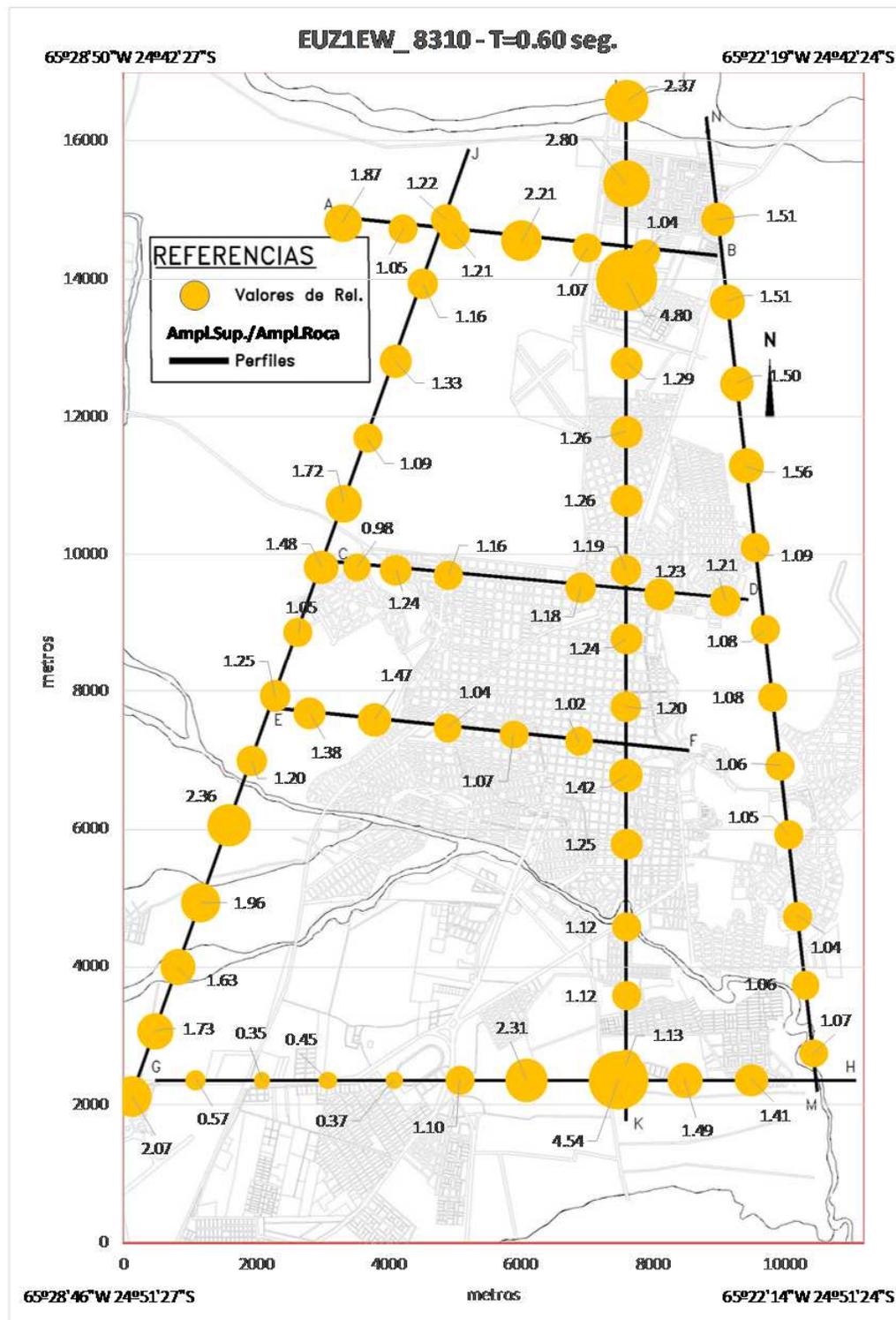


FIGURA AIV.15: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1EW\_8310.

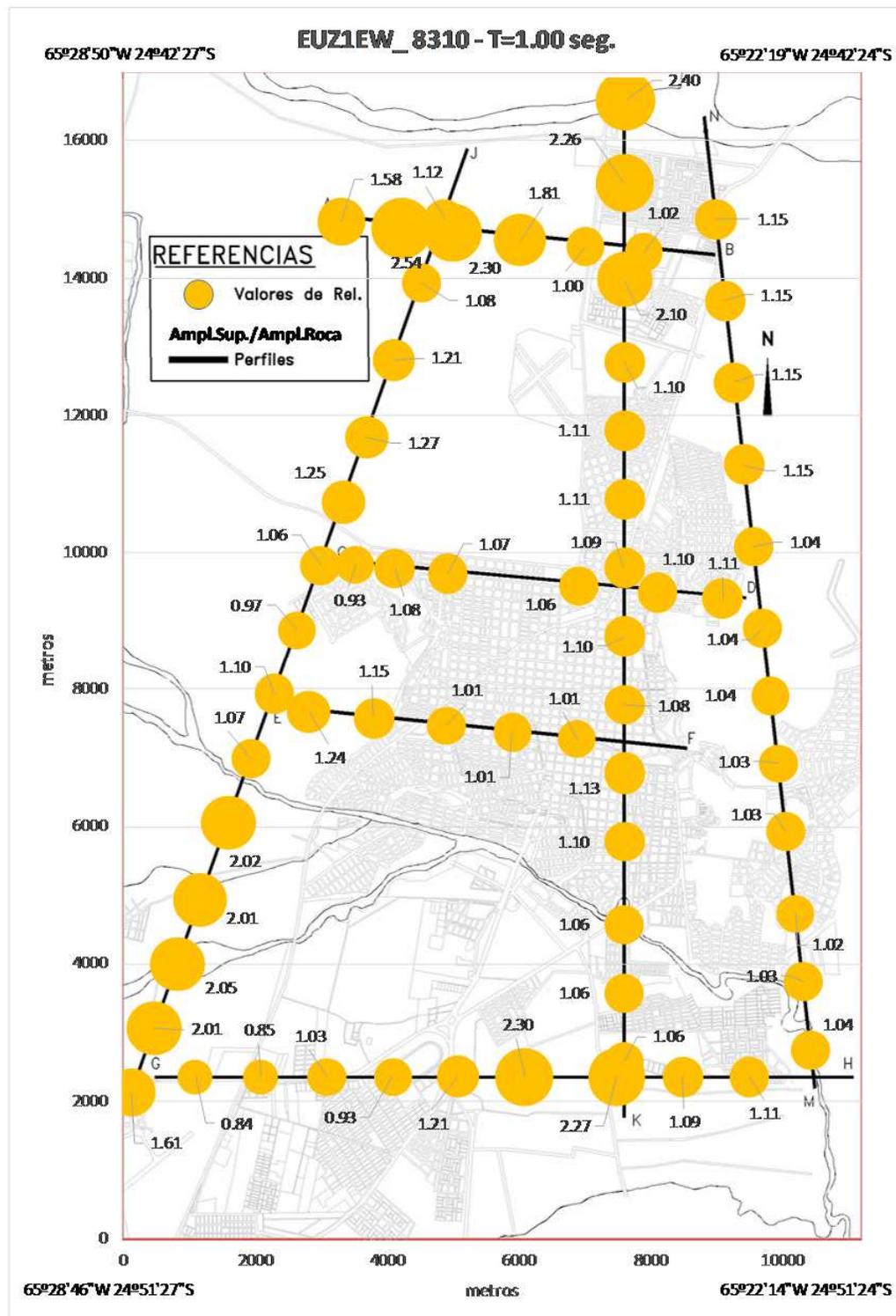


FIGURA AIV.16: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ1EW\_8310.

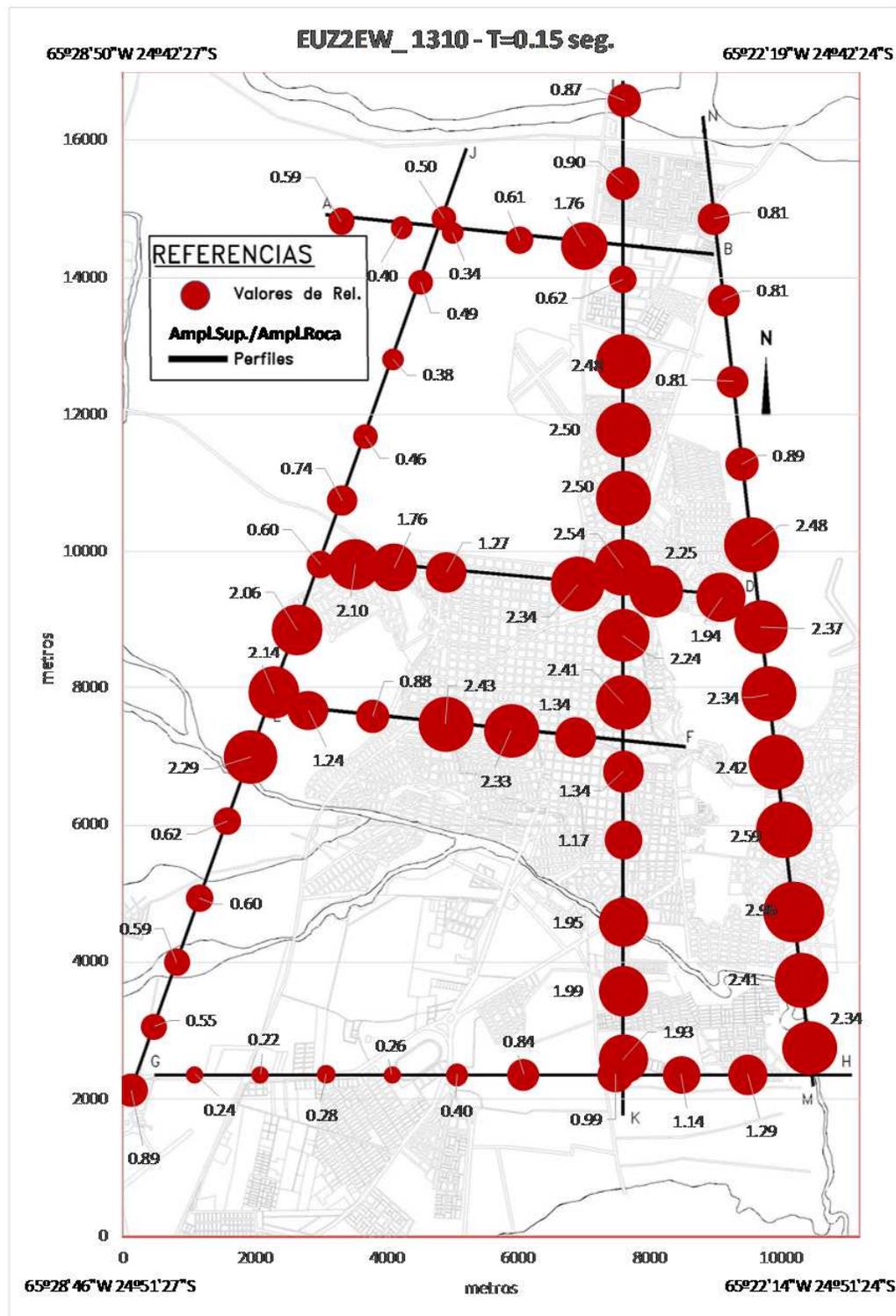


FIGURA AIV.17: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_1310.

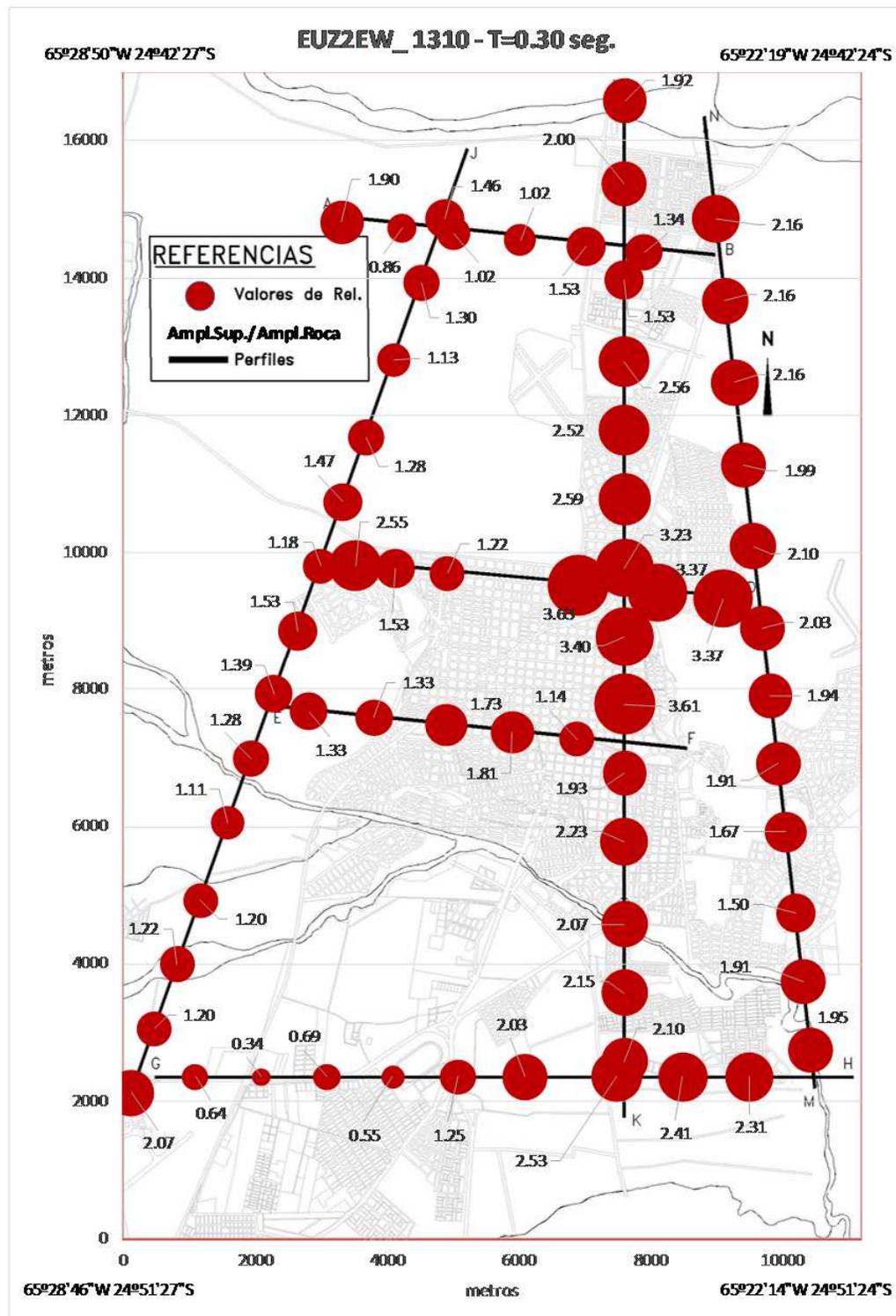


FIGURA AIV.18: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_1310.

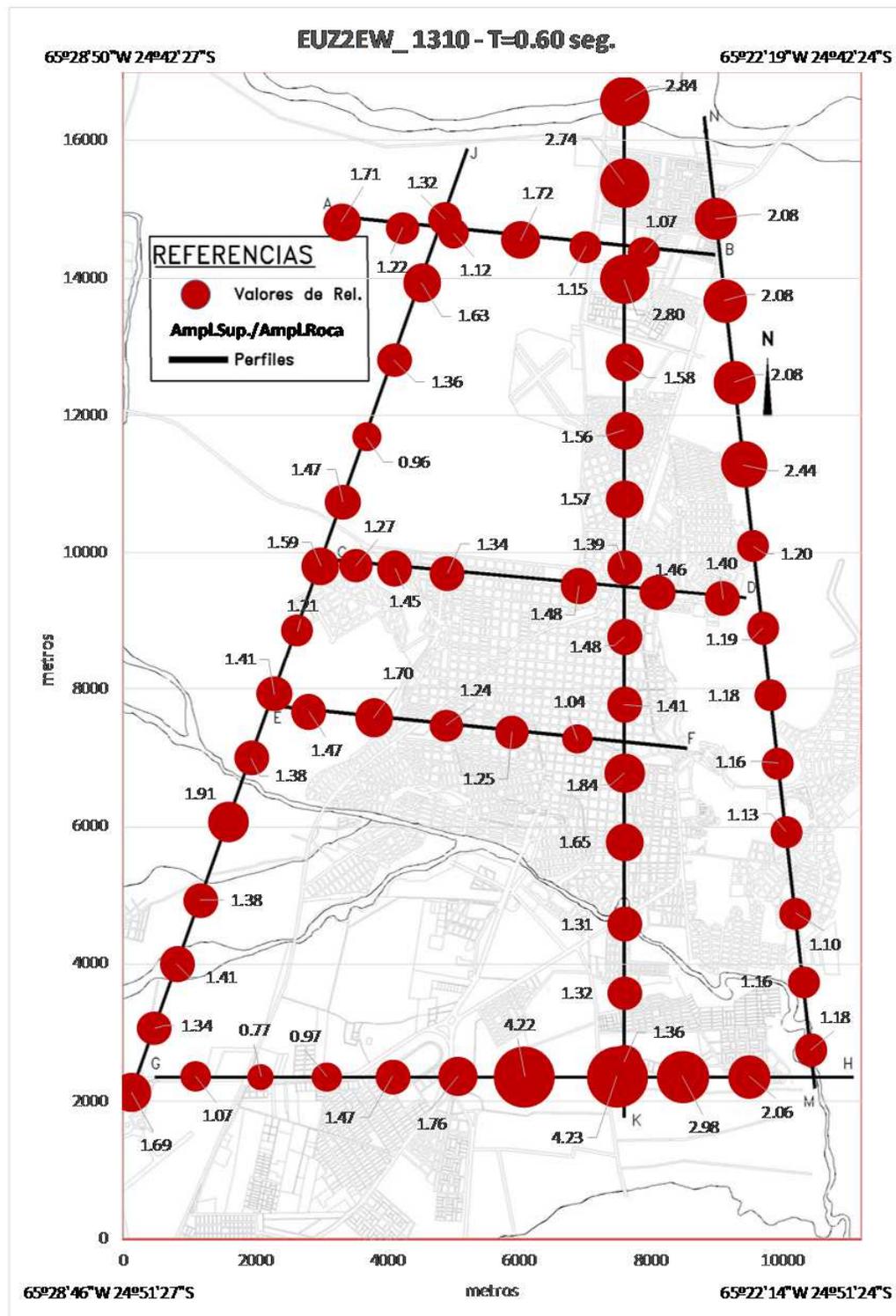


FIGURA AIV.19: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_1310.

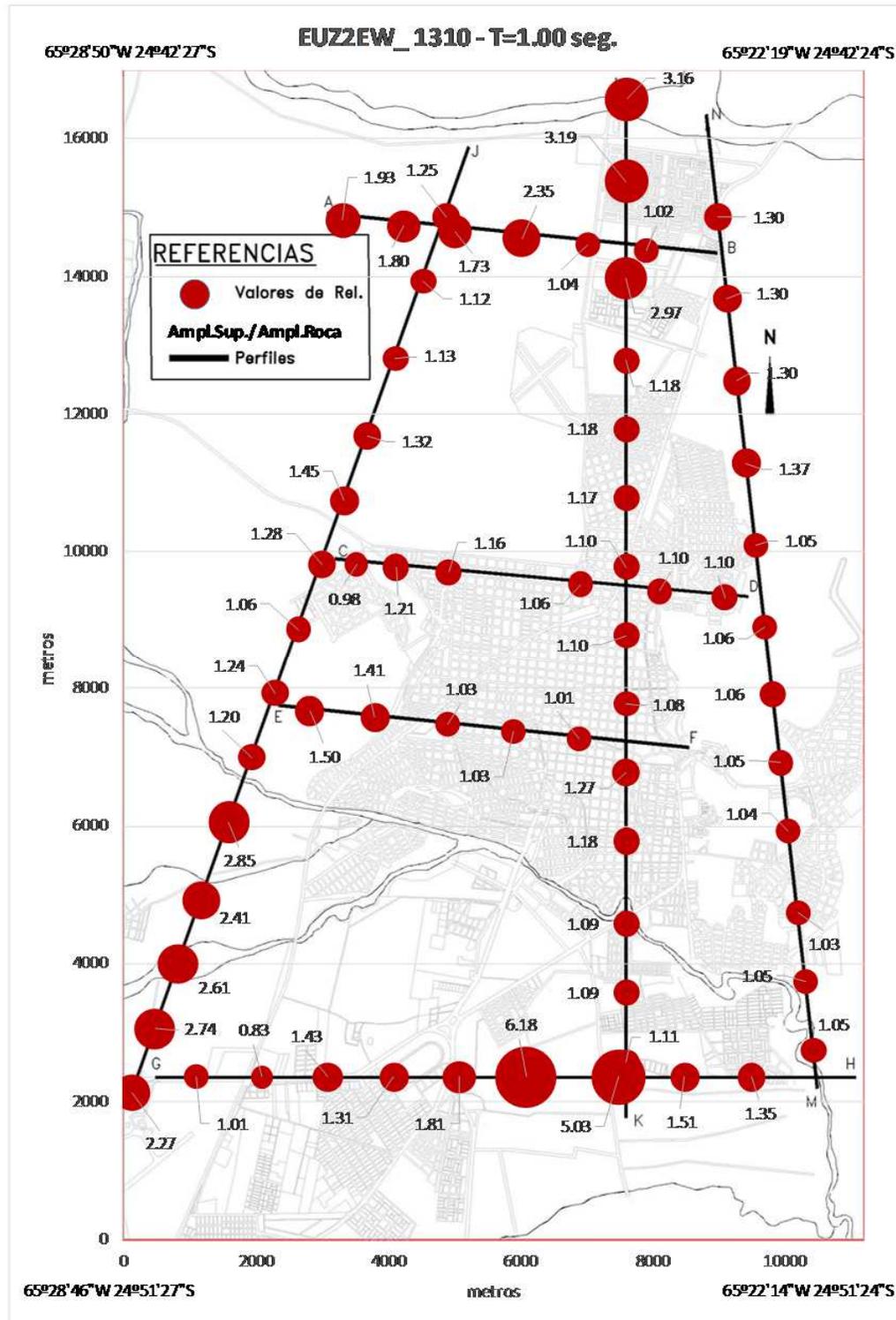


FIGURA AIV.20: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_1310.

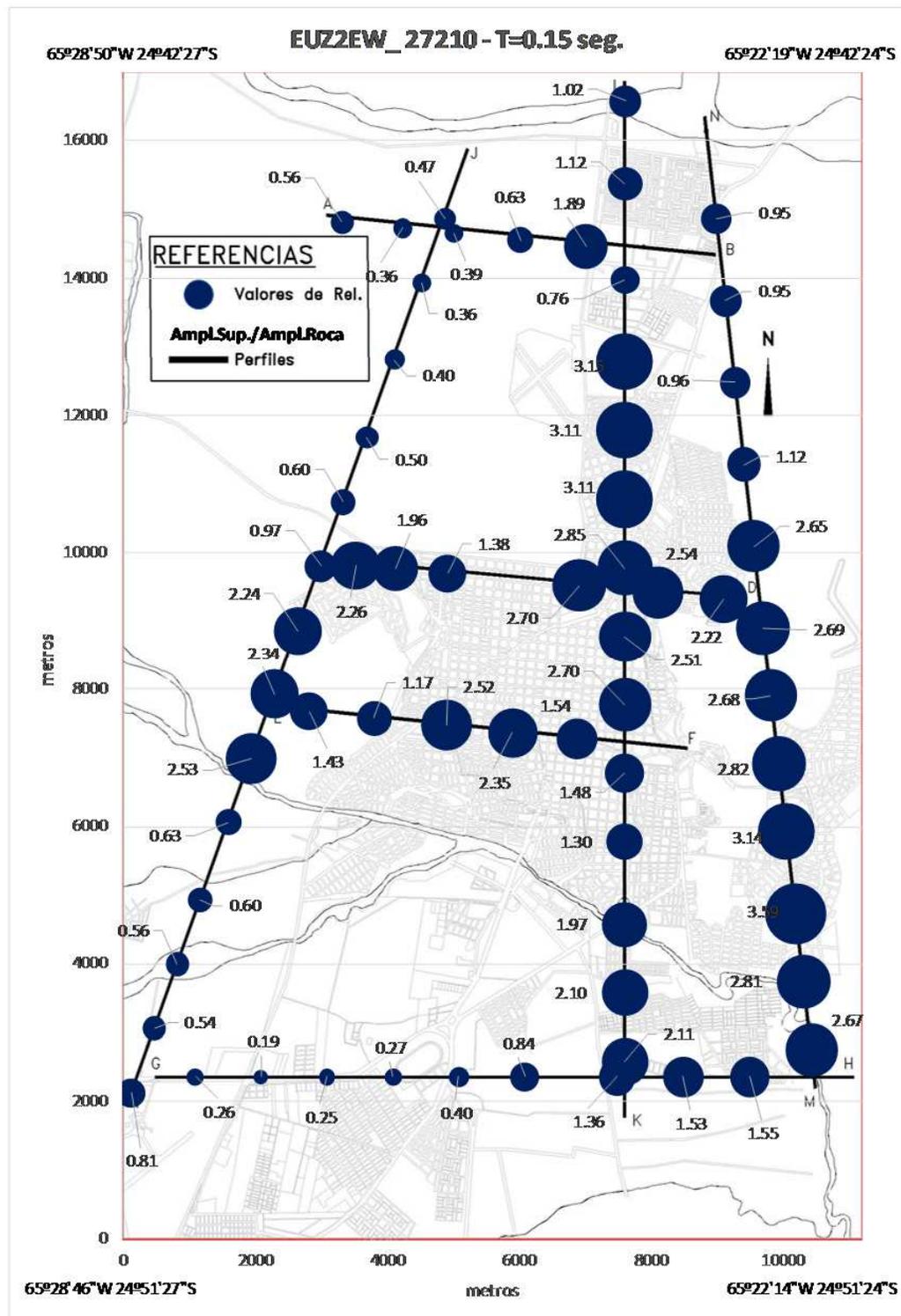


FIGURA AIV.21: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_27210.

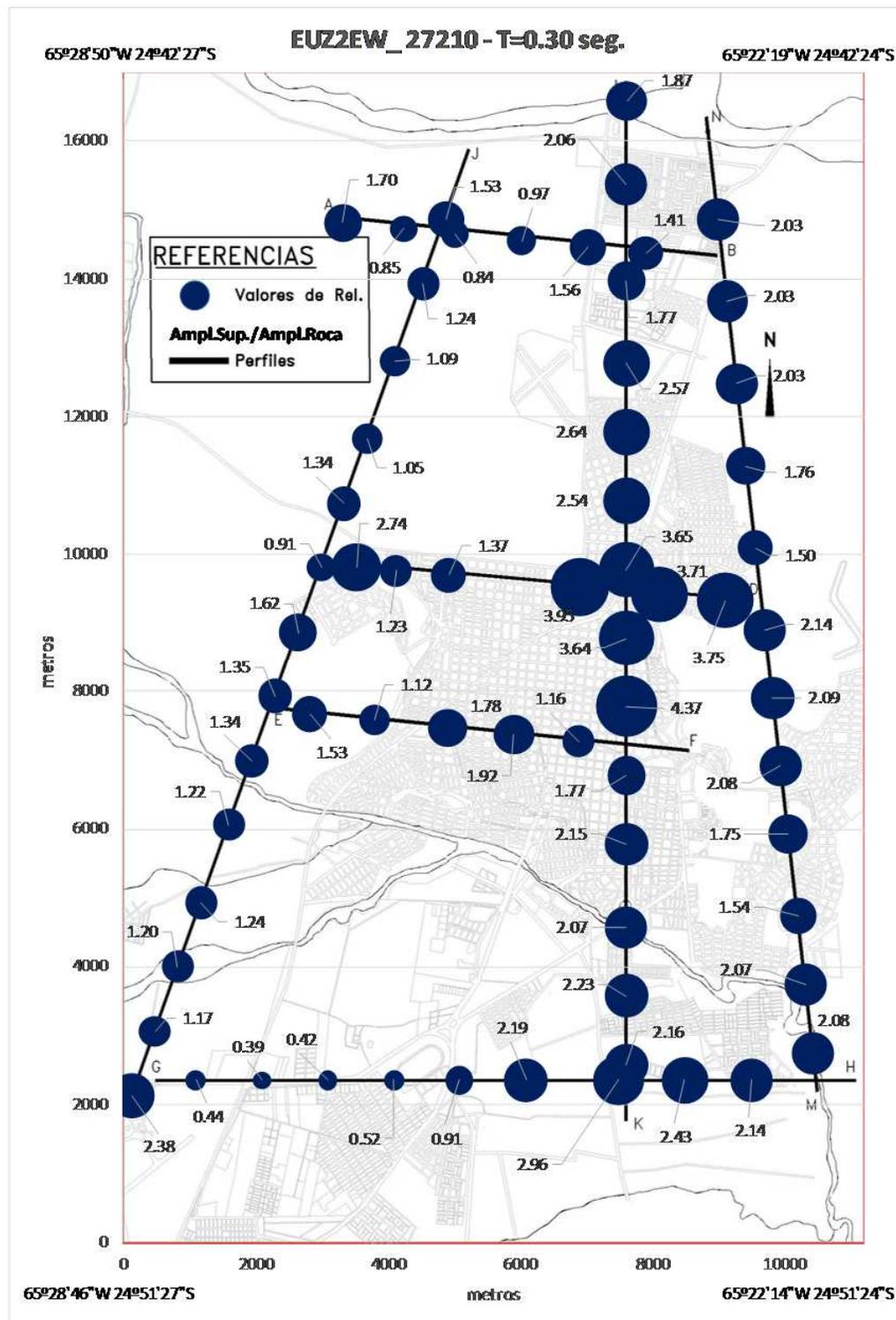
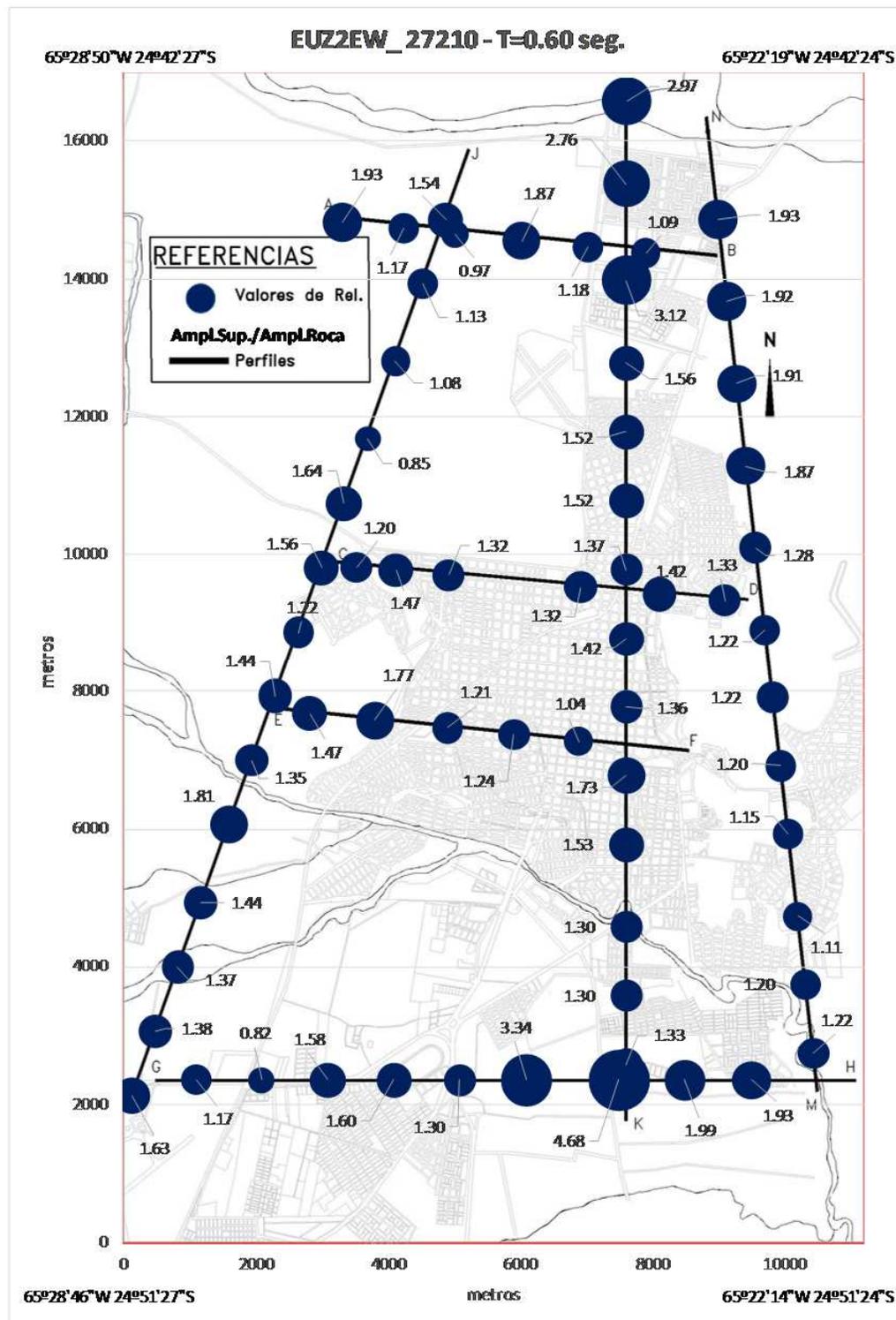


FIGURA AIV.22: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_27210.



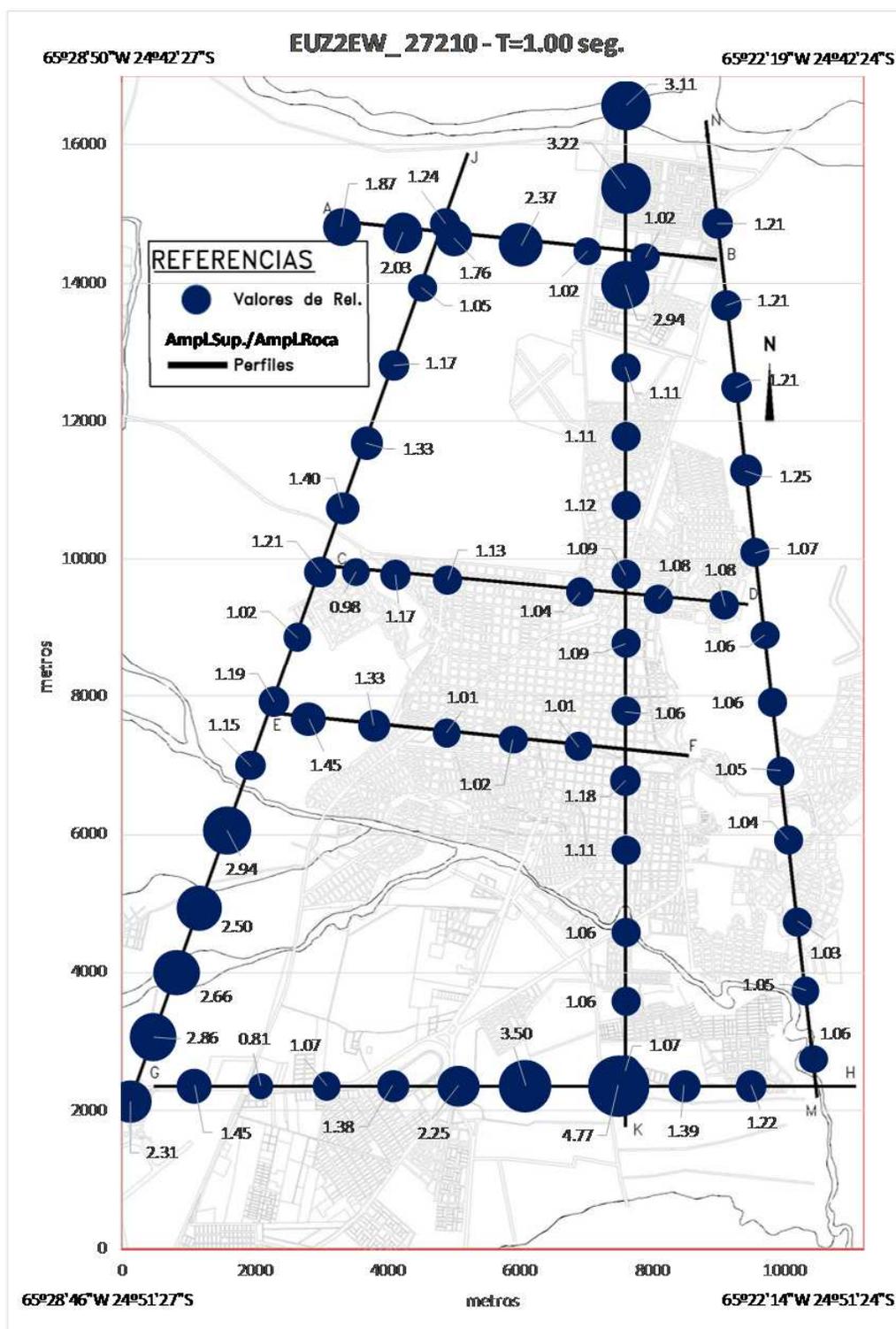


FIGURA AIV.24: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ2EW\_27210.

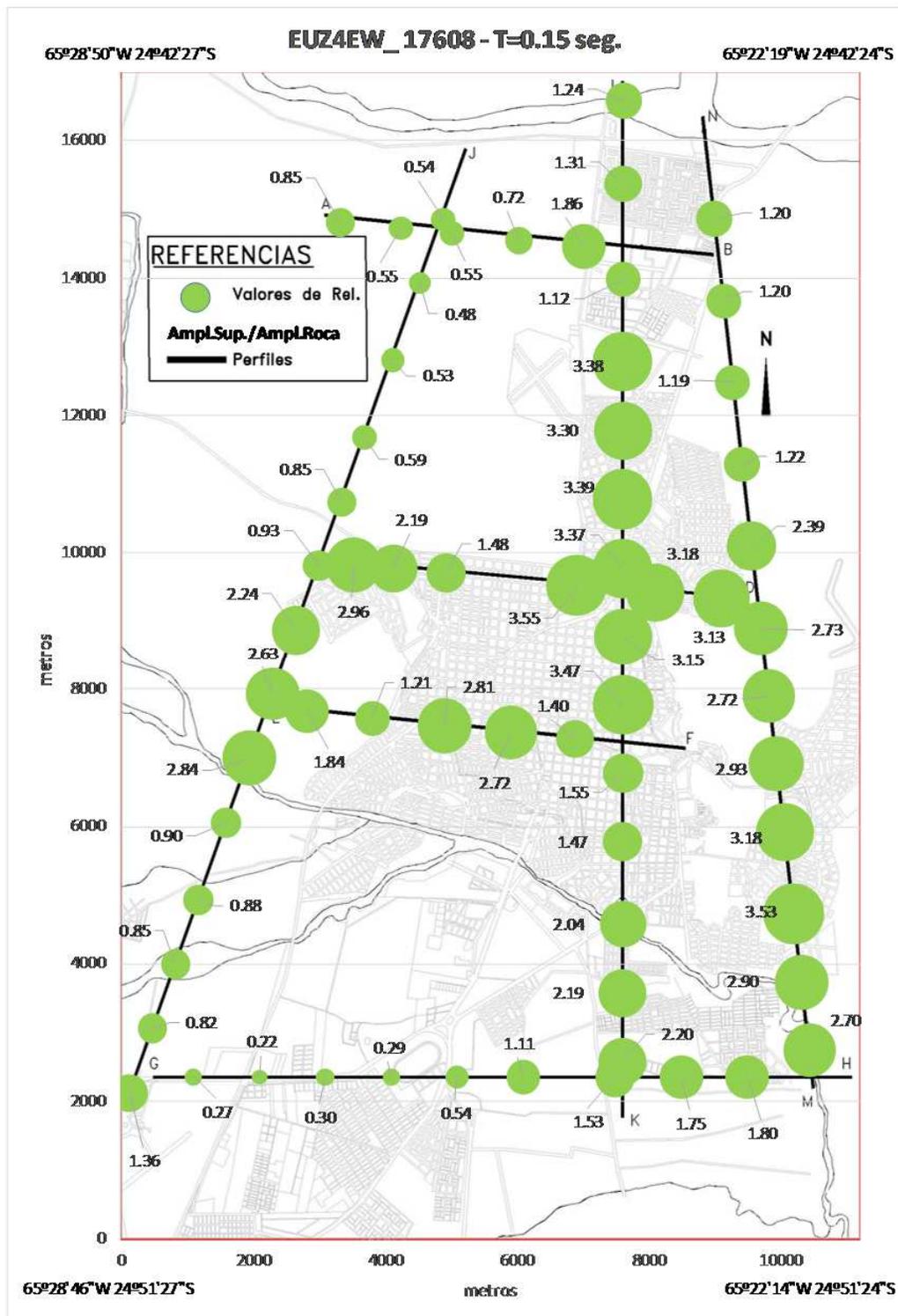


FIGURA AIV.25: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4EW\_17608.

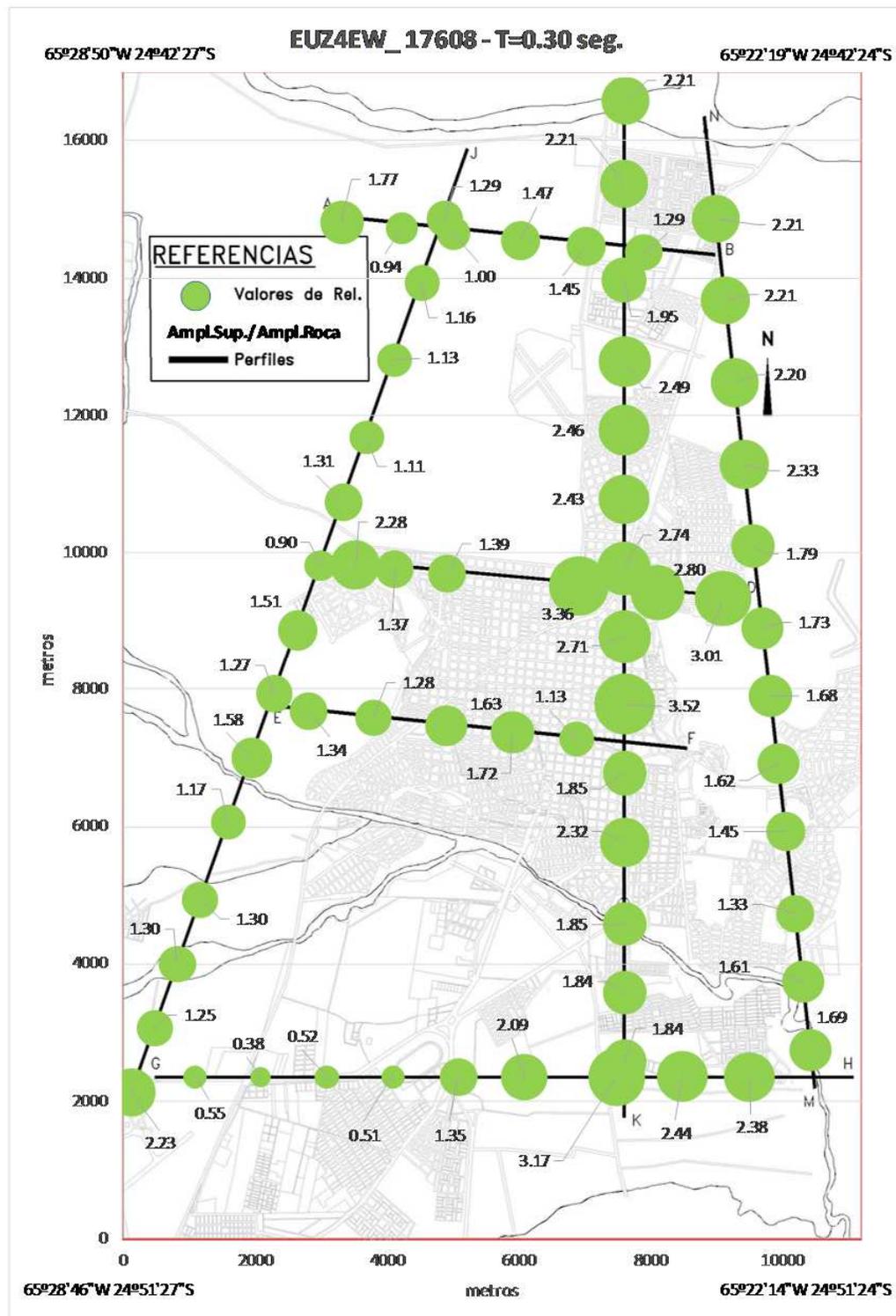
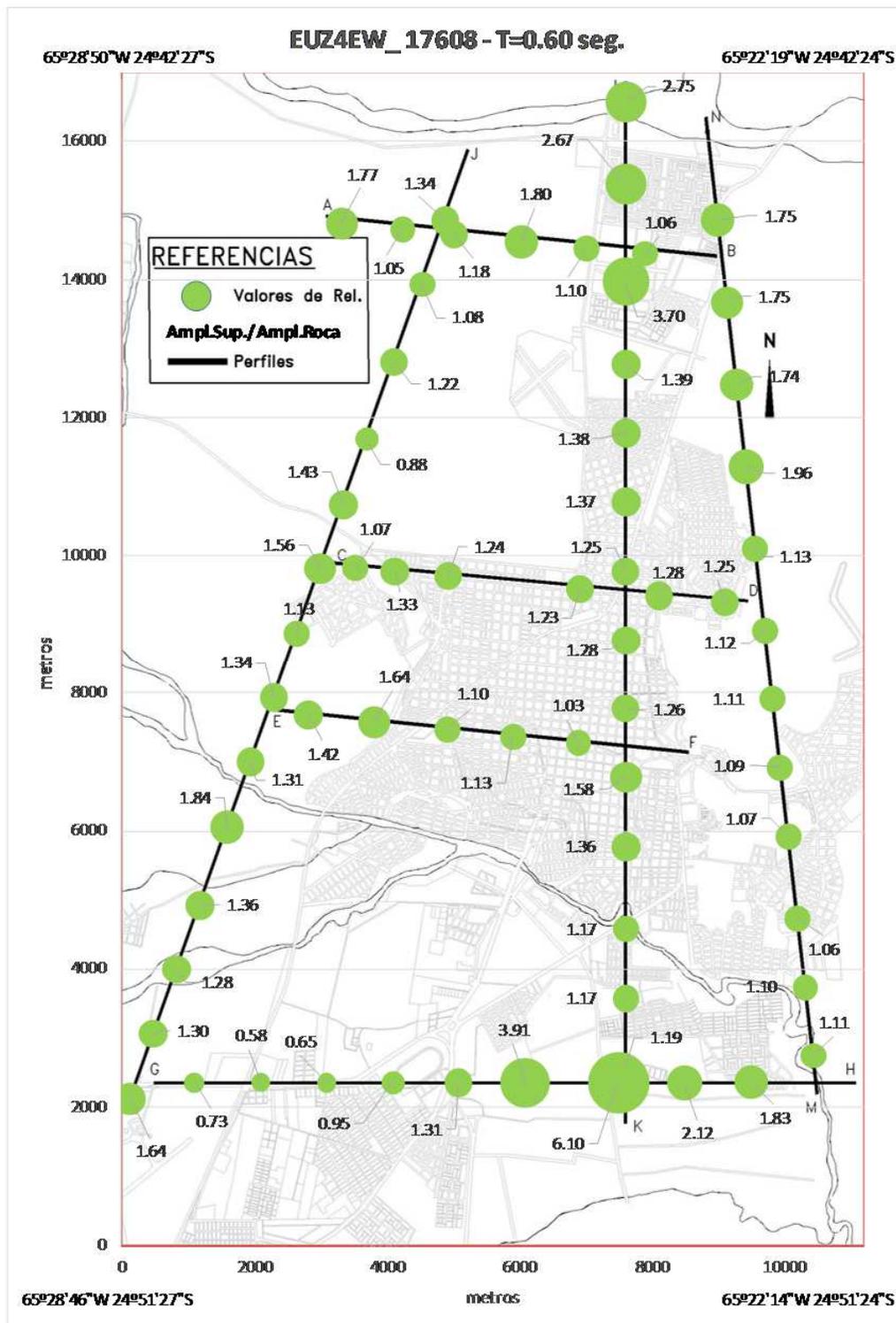


FIGURA AIV.26: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4EW\_17608.



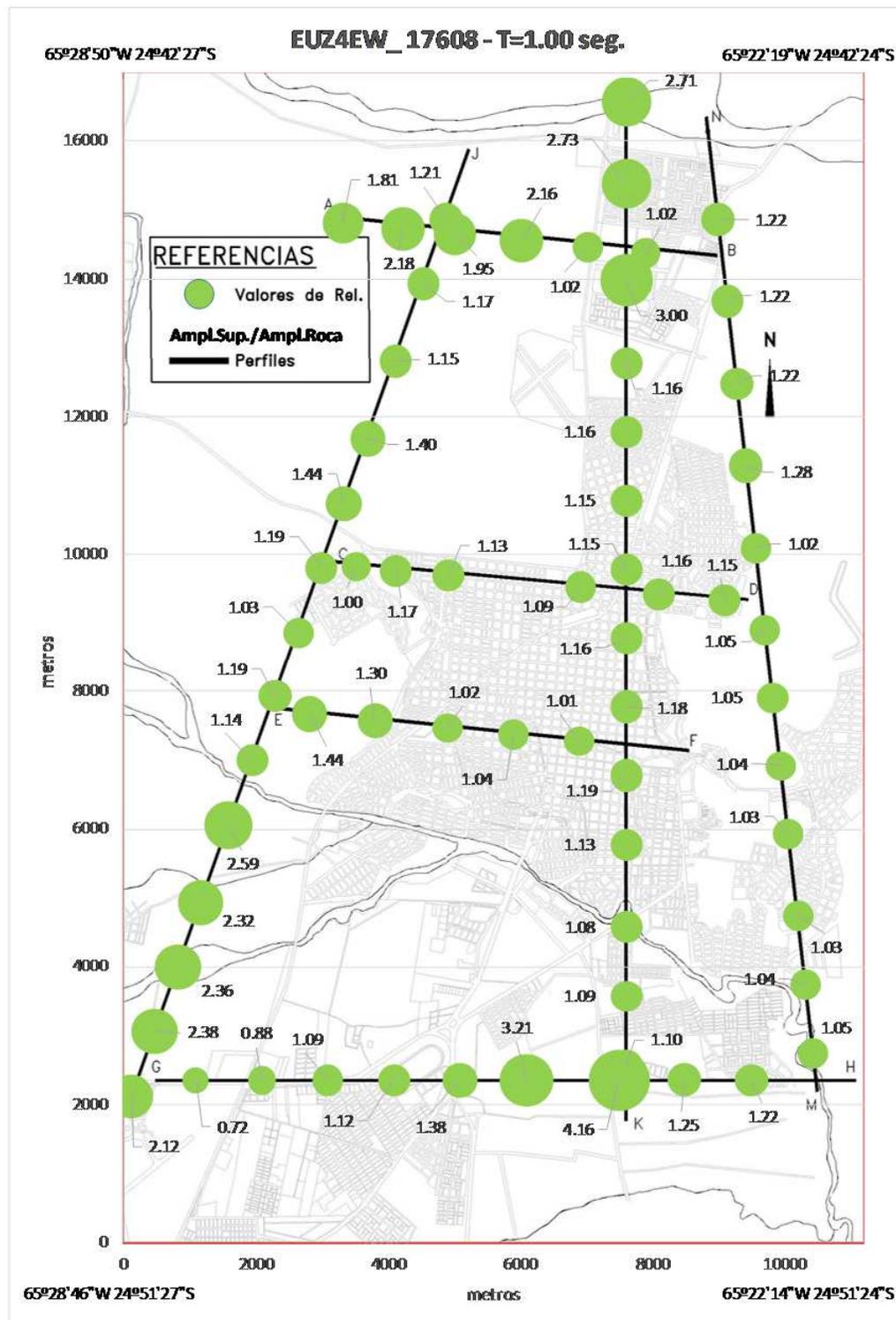


FIGURA AIV.28: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: EUZ4EW\_17608.

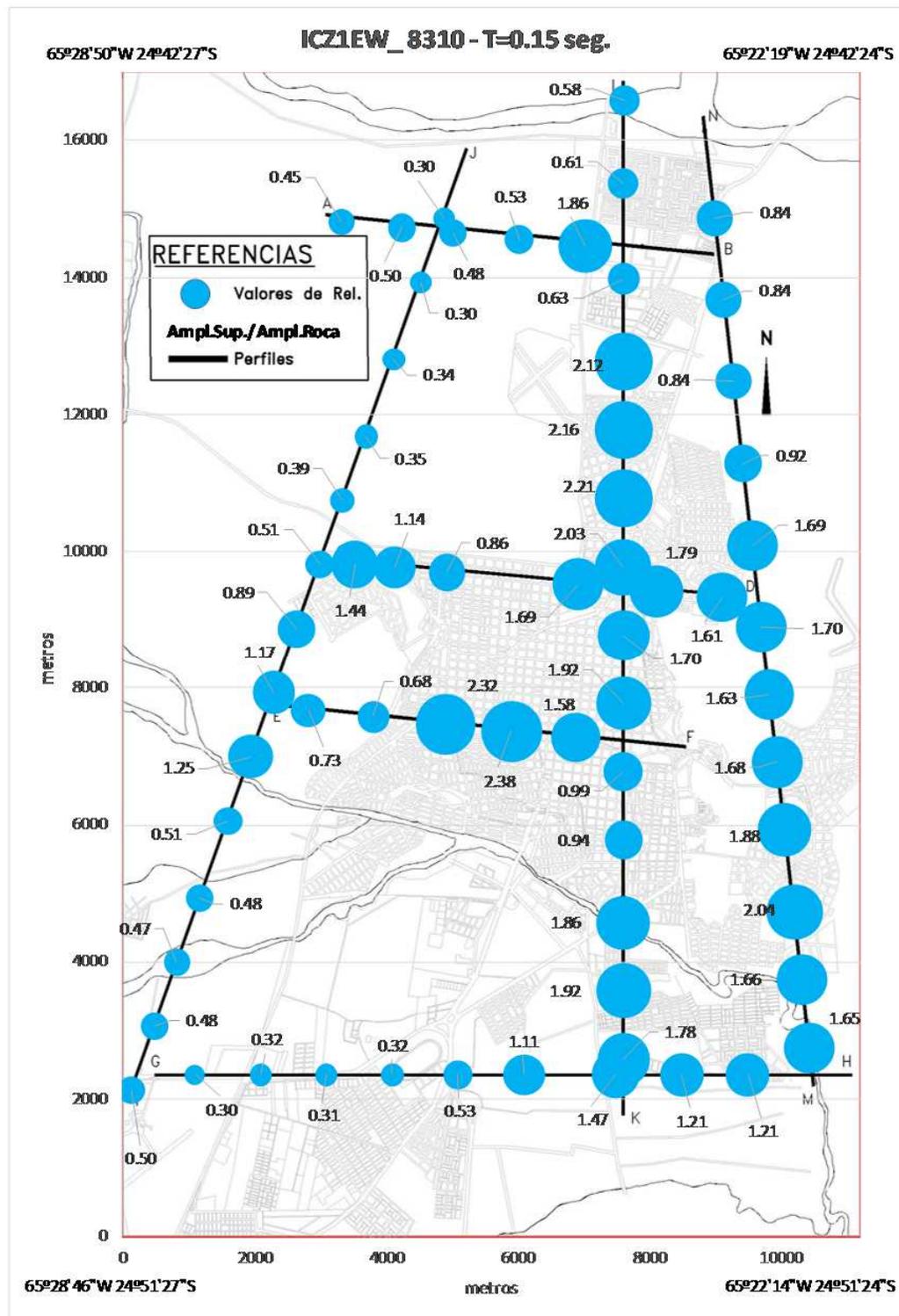


FIGURA AIV.29: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ1EW\_8310.



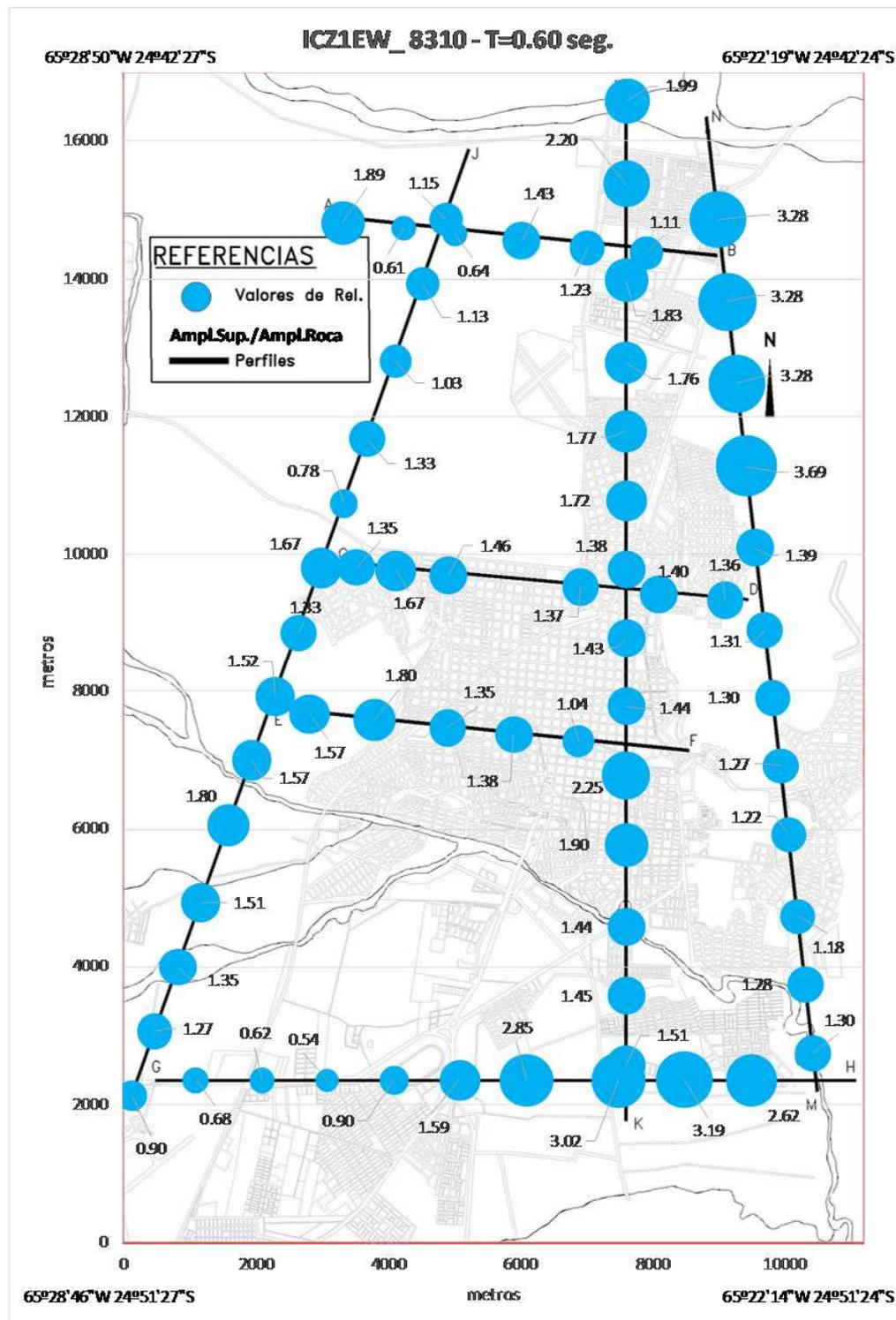


FIGURA AIV.31: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ1EW\_8310.

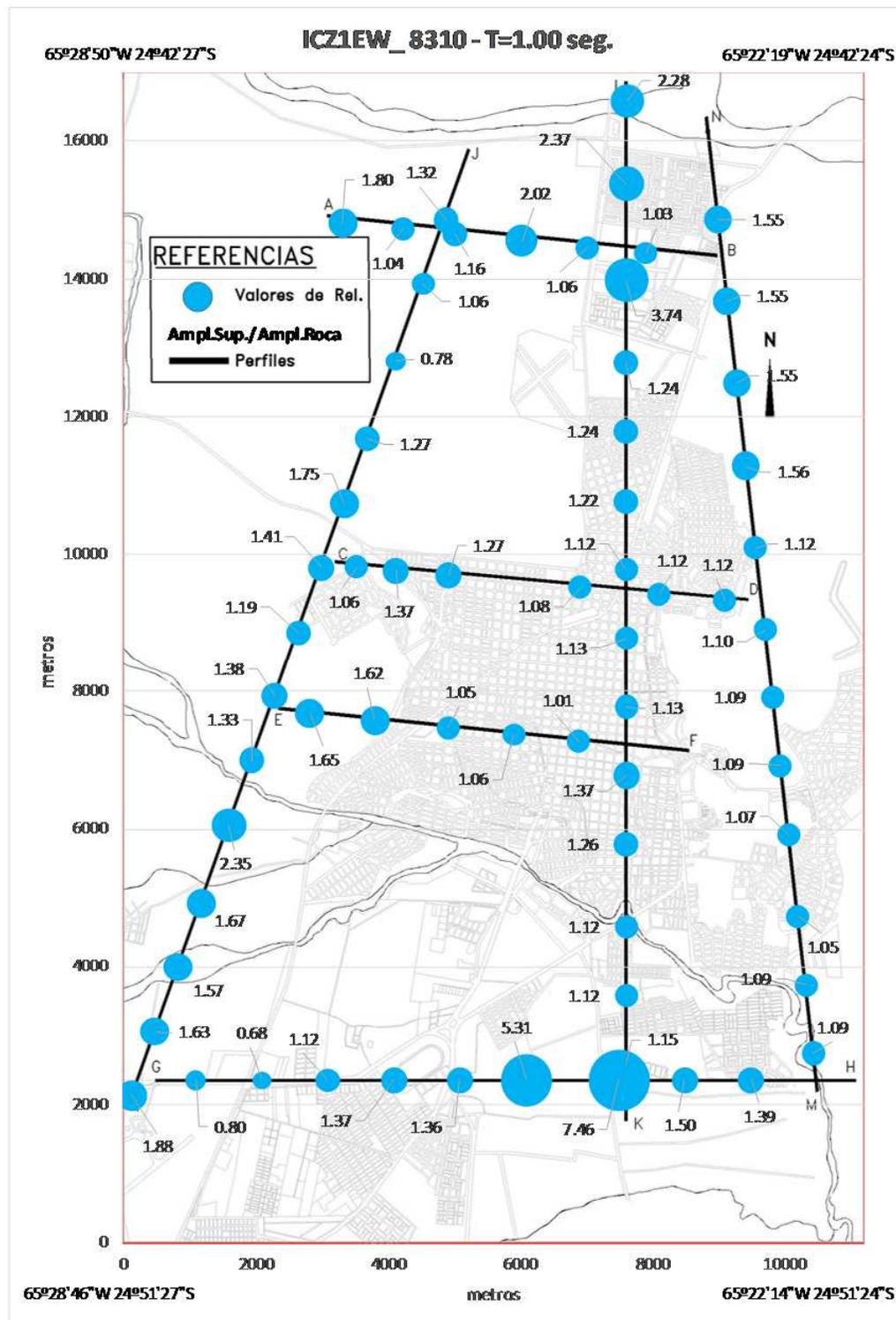


FIGURA AIV.32: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ1EW\_8310.

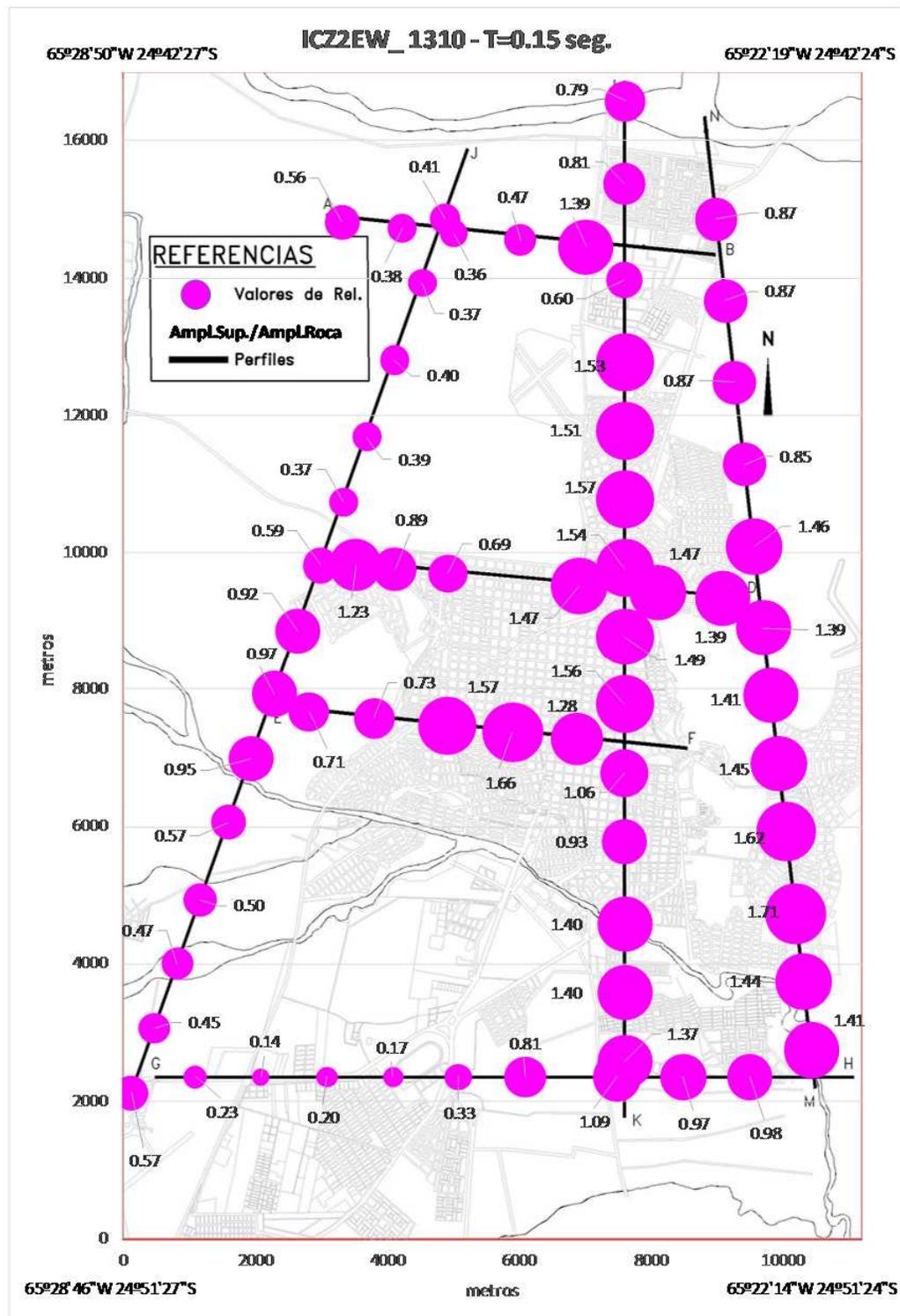


FIGURA AIV.33: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2EW\_1310.

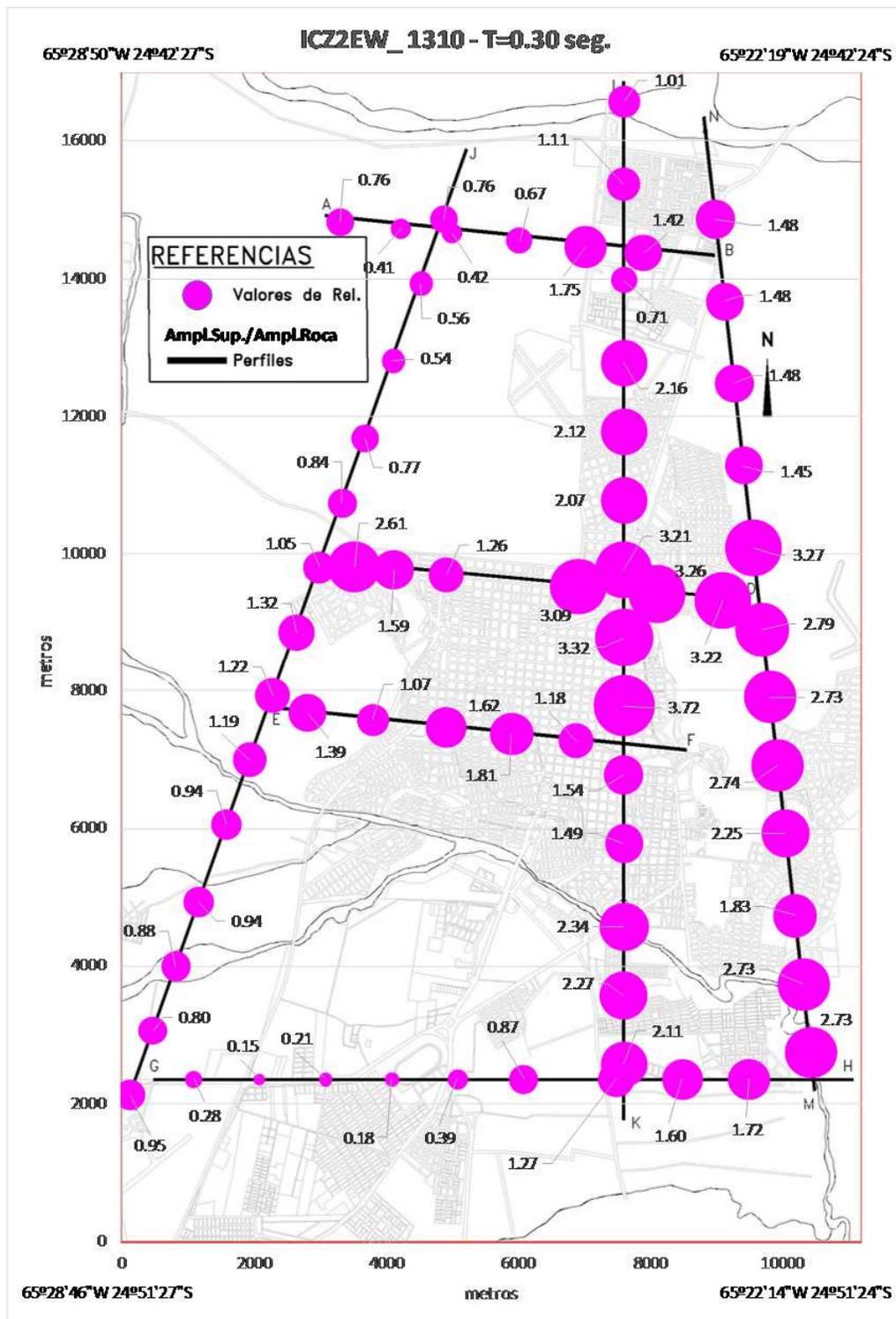


FIGURA AIV.34: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2EW\_1310.

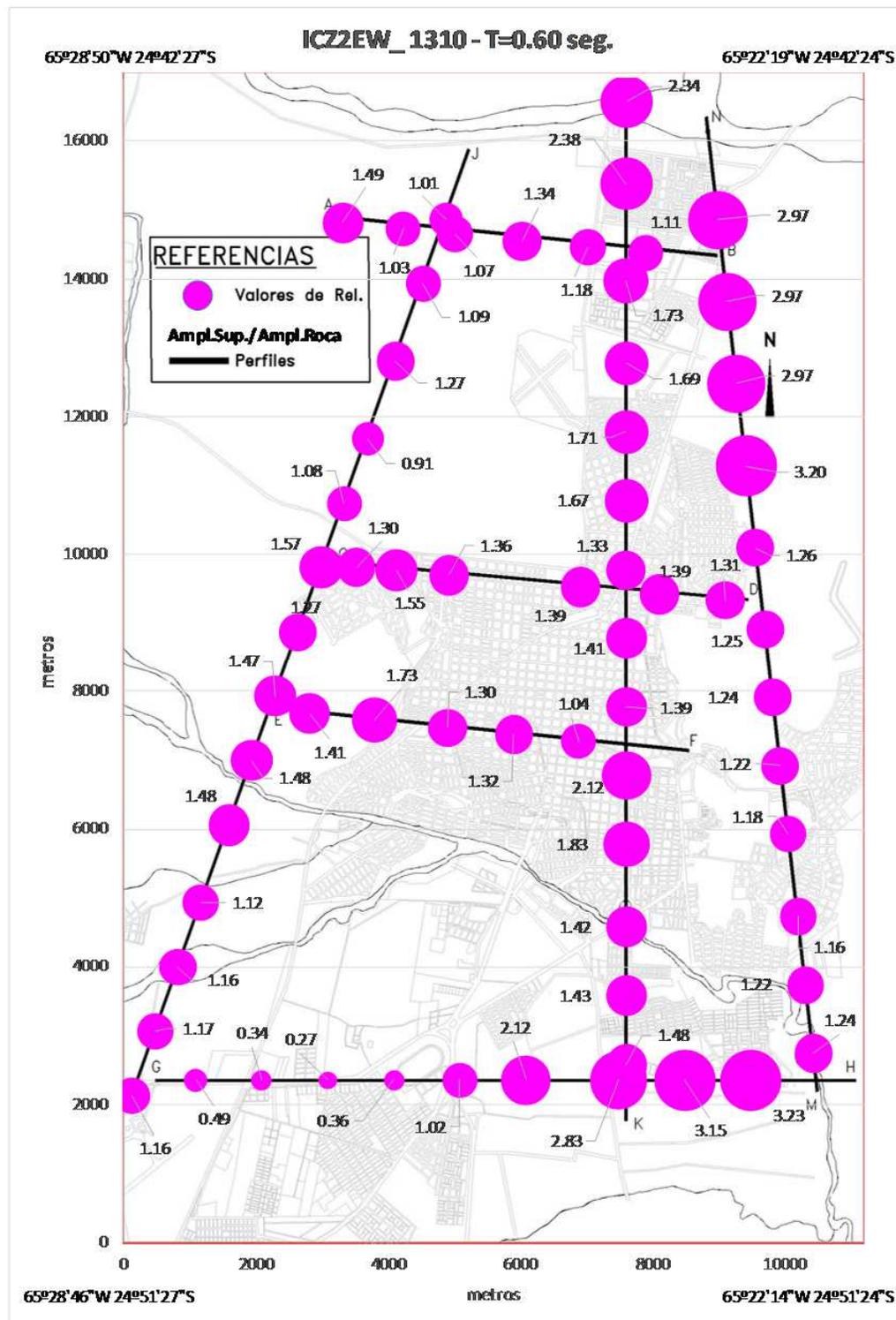


FIGURA AIV.35: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2EW\_1310.

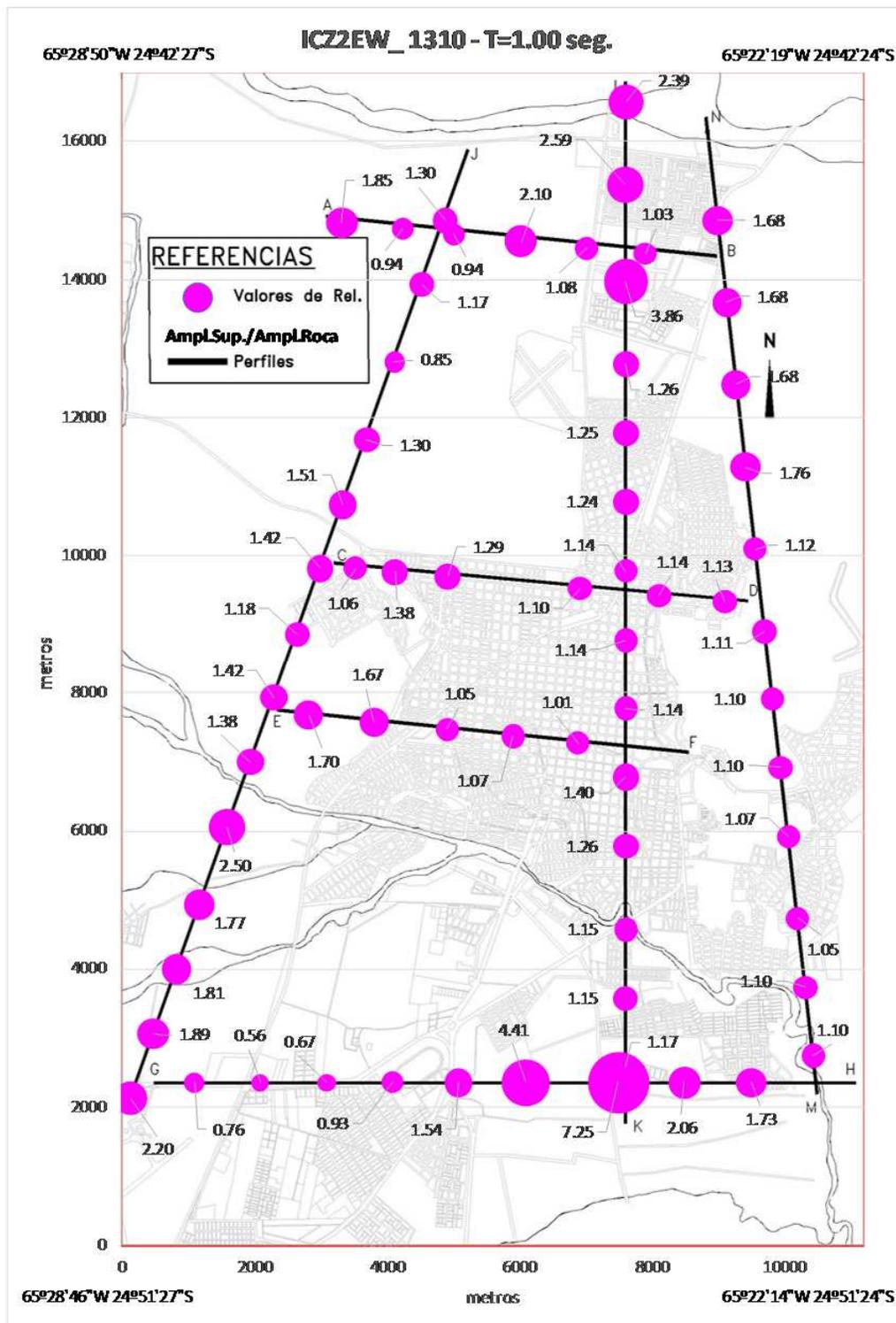


FIGURA AIV.36: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2TRA\_1310.

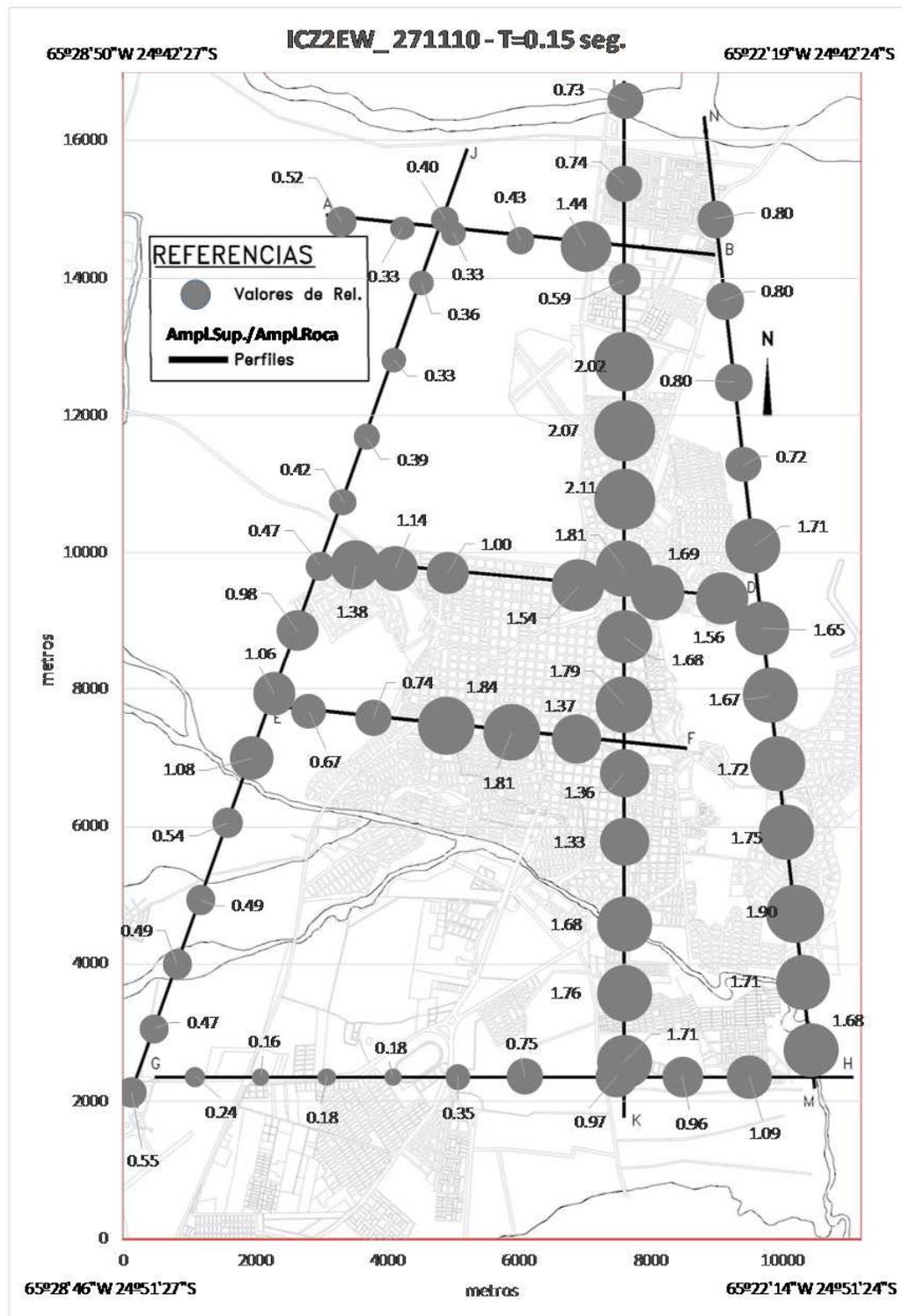


FIGURA AIV.37: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2TRA\_271110.

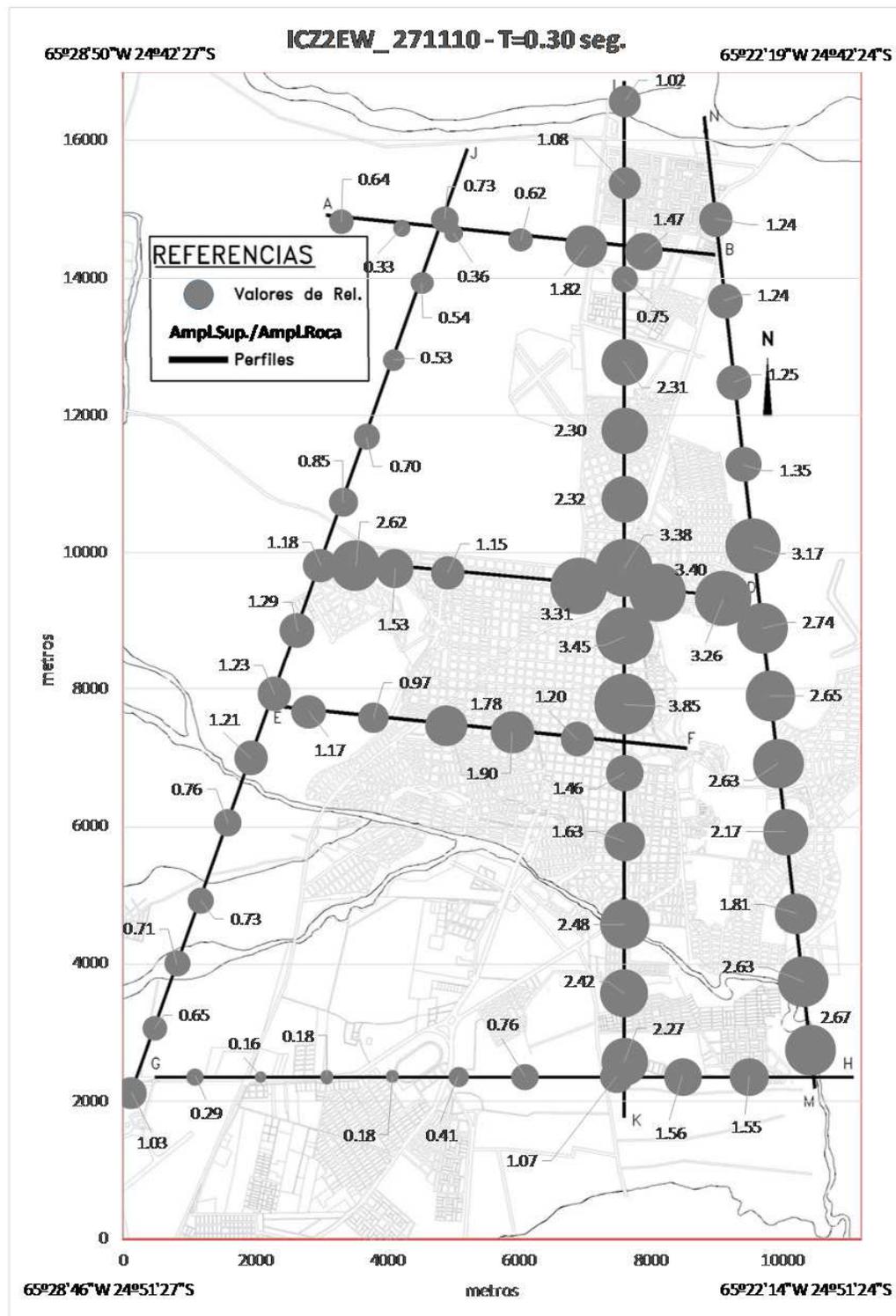


FIGURA AIV.38: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ2EW\_271110.

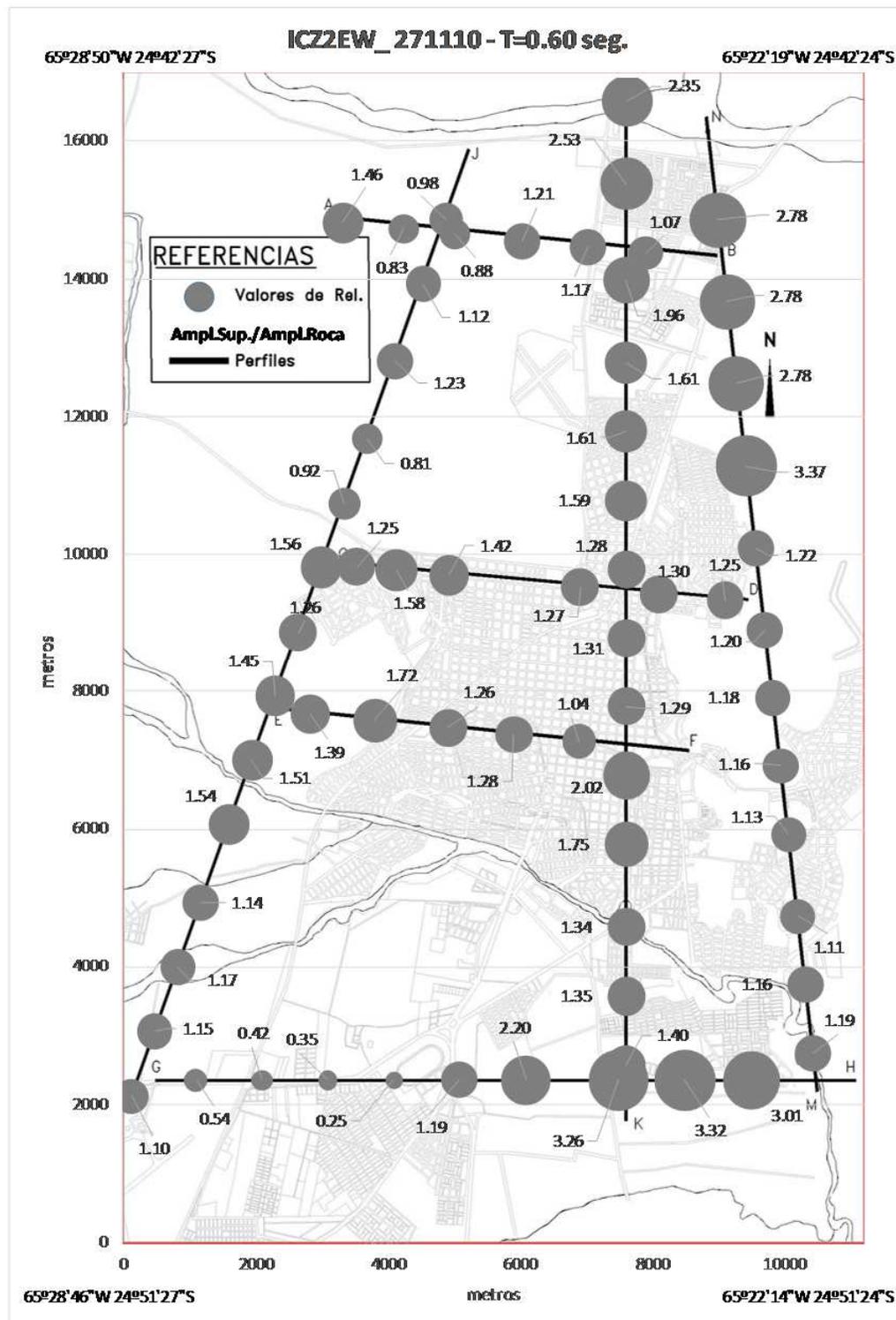
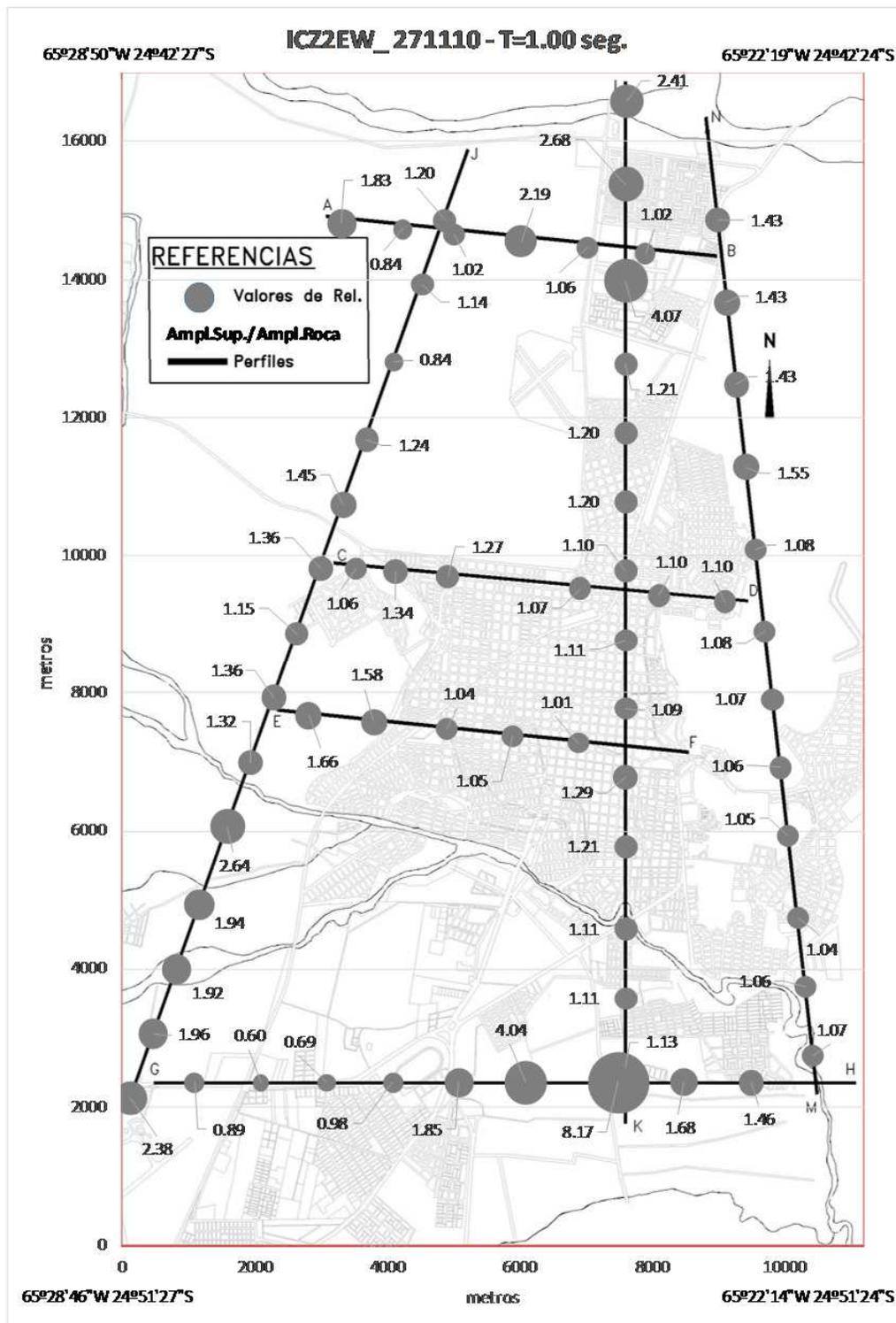


FIGURA AIV.39: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: IC22EW\_271110.



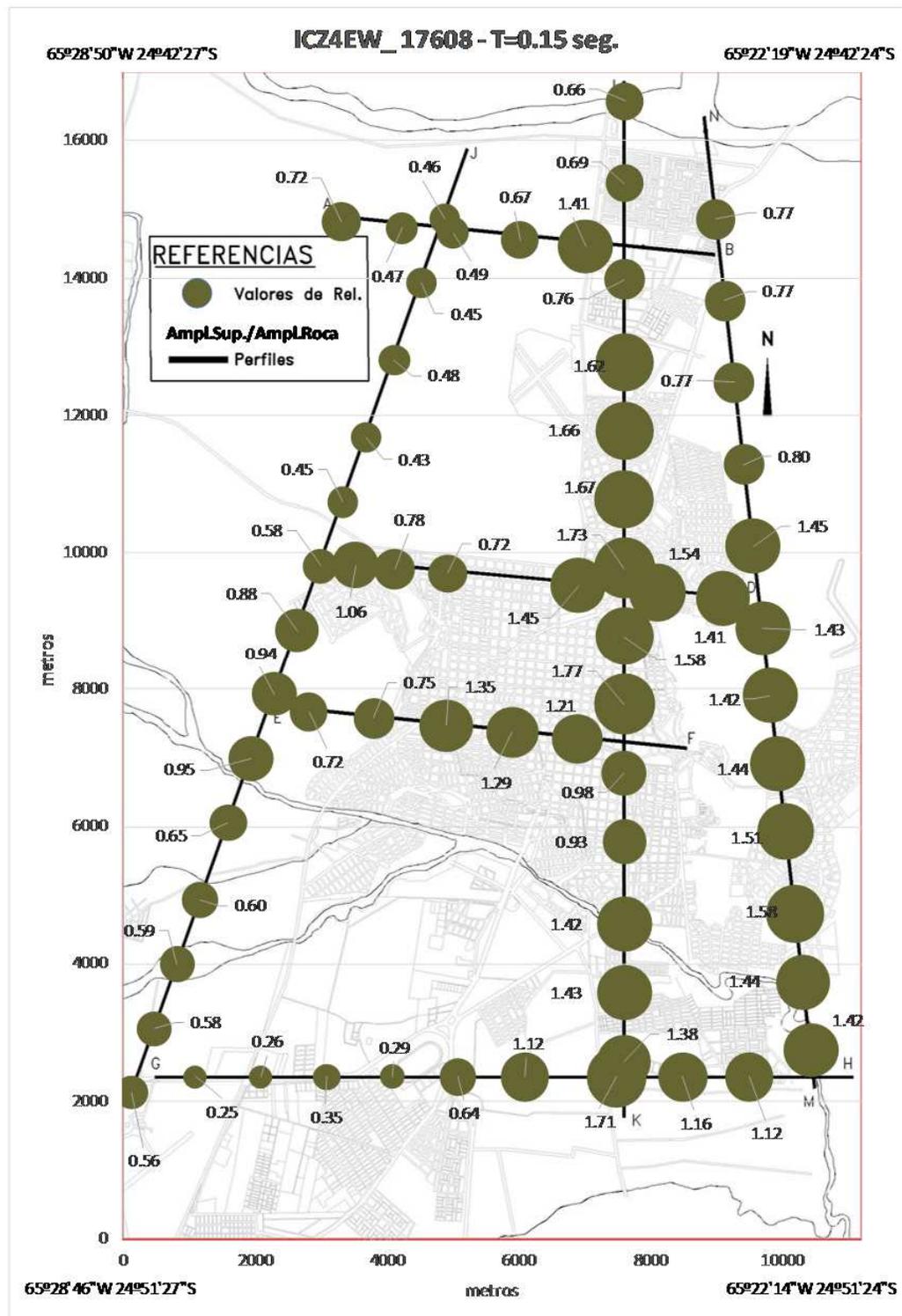


FIGURA AIV.41: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4EW\_17608.

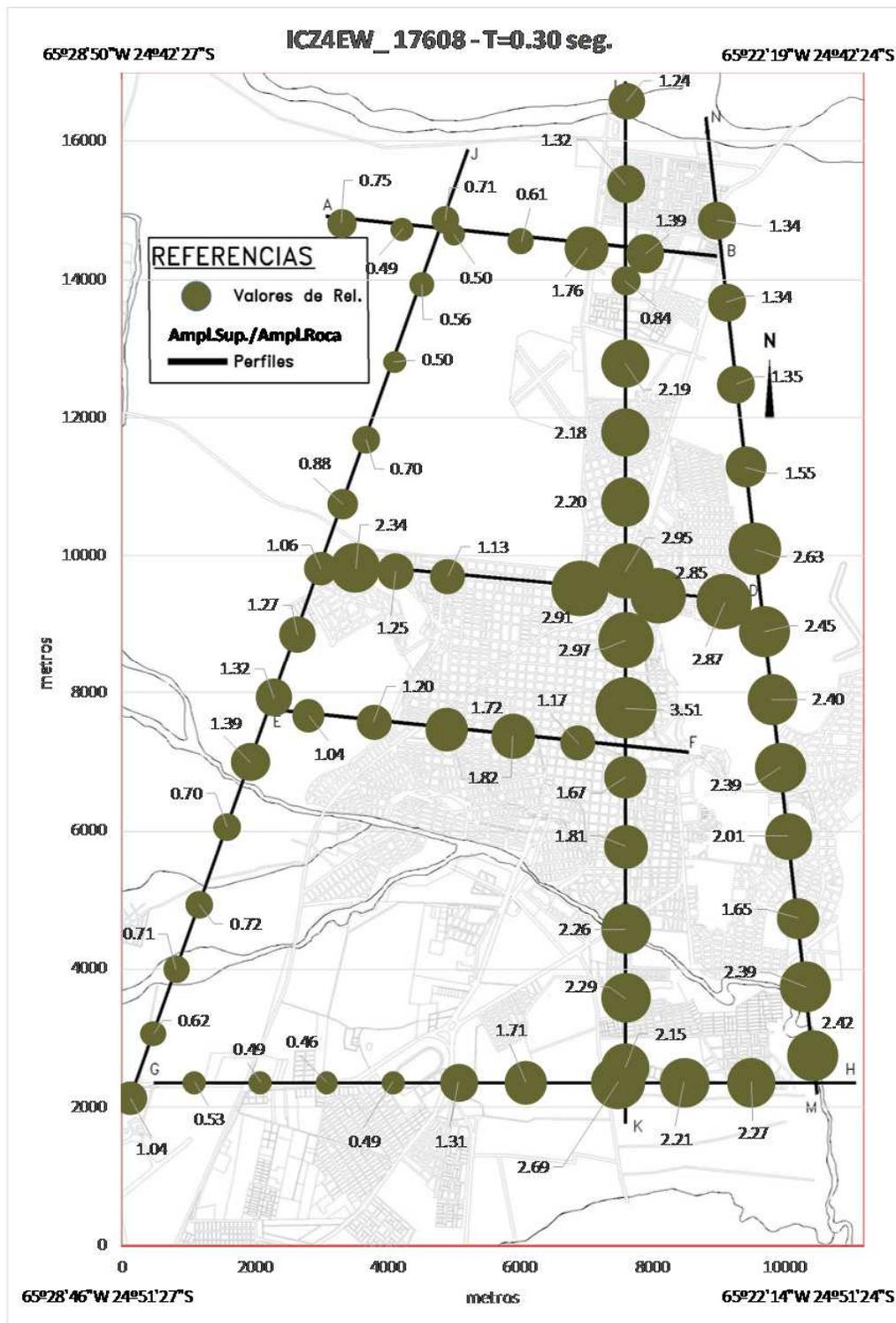


FIGURA AIV.42: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4EW\_17608.

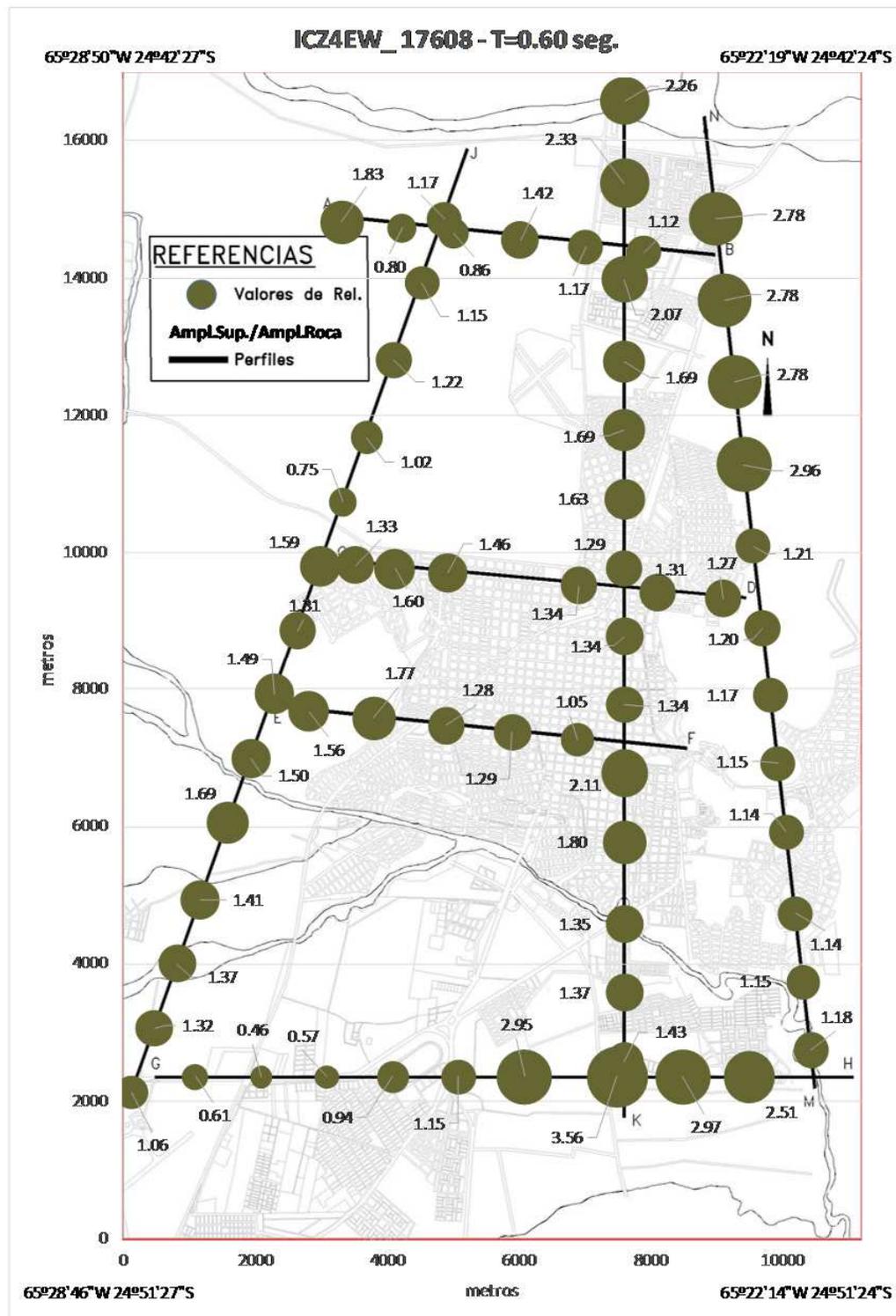


FIGURA AIV.43: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4EW\_17608.

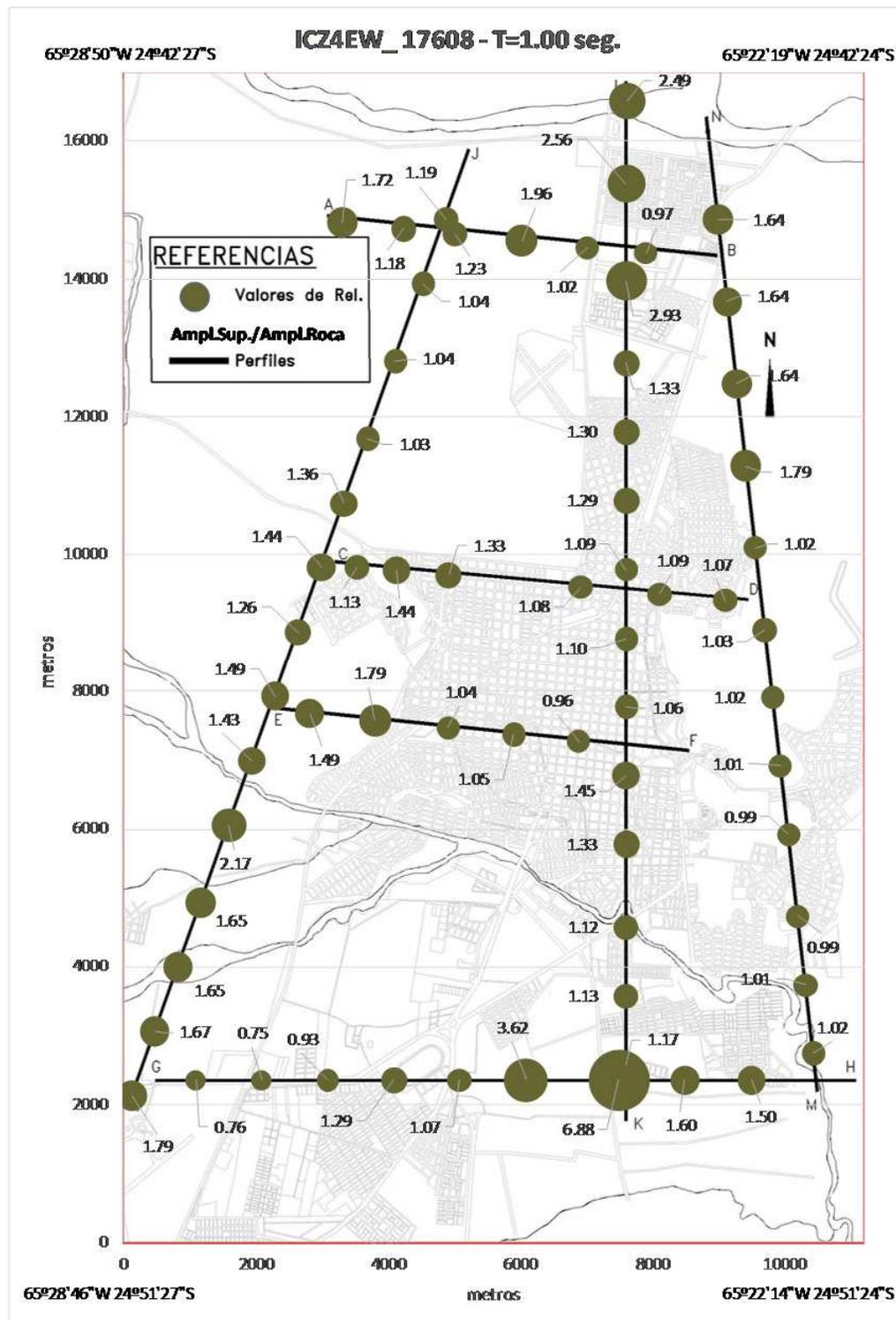


FIGURA AIV.44: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: ICZ4EW\_17608.

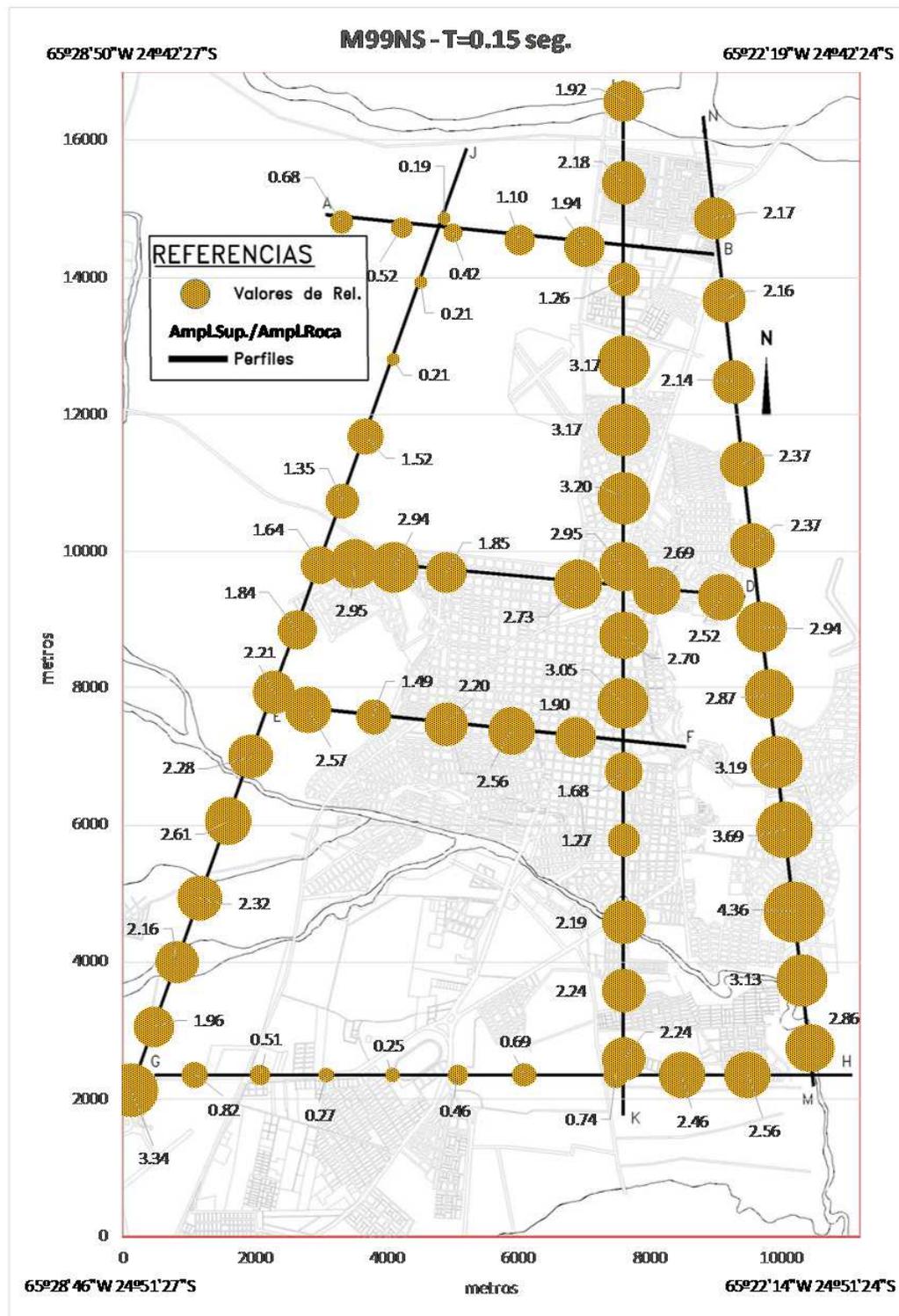


FIGURA AIV.45: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: M99NS.

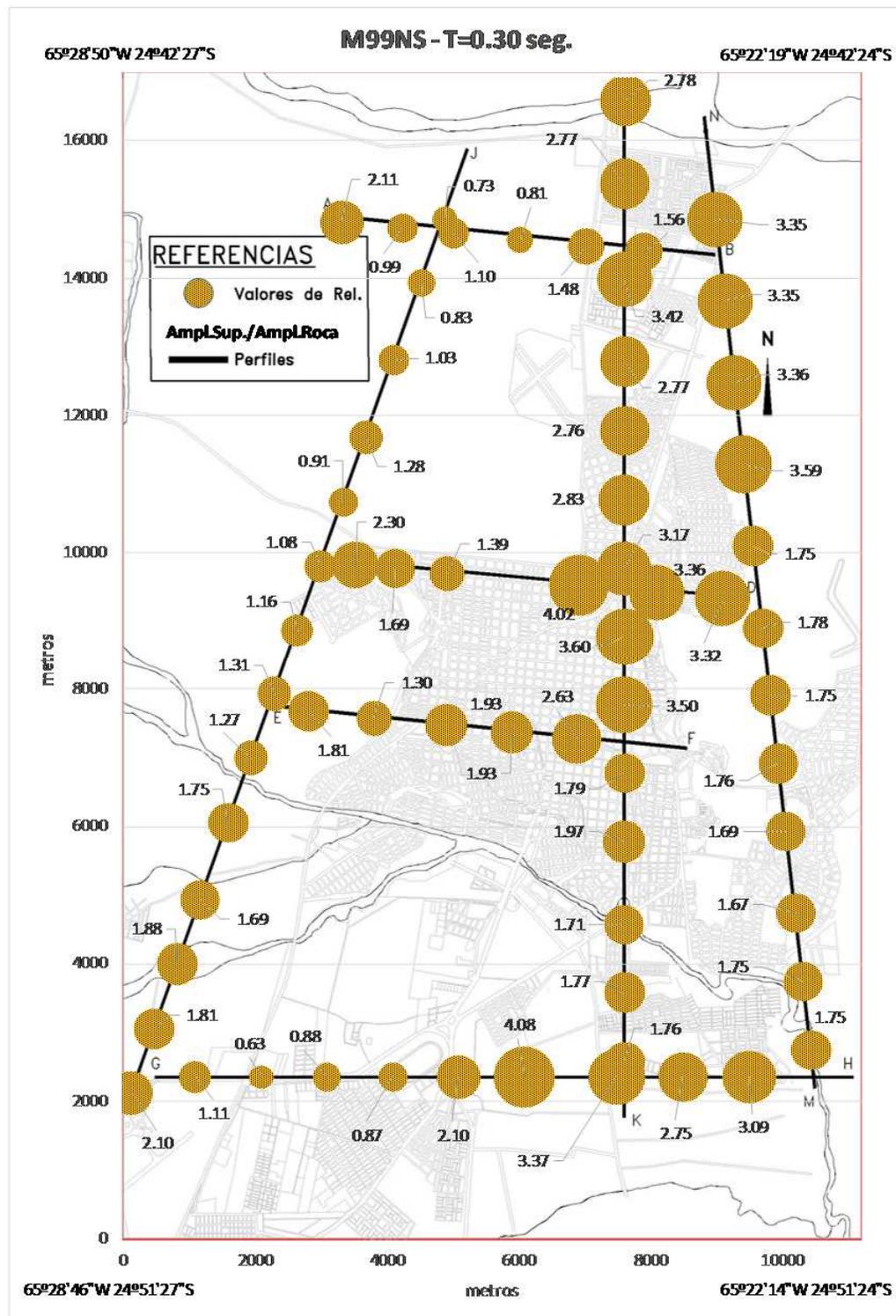


FIGURA AIV.46: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: M99NS.

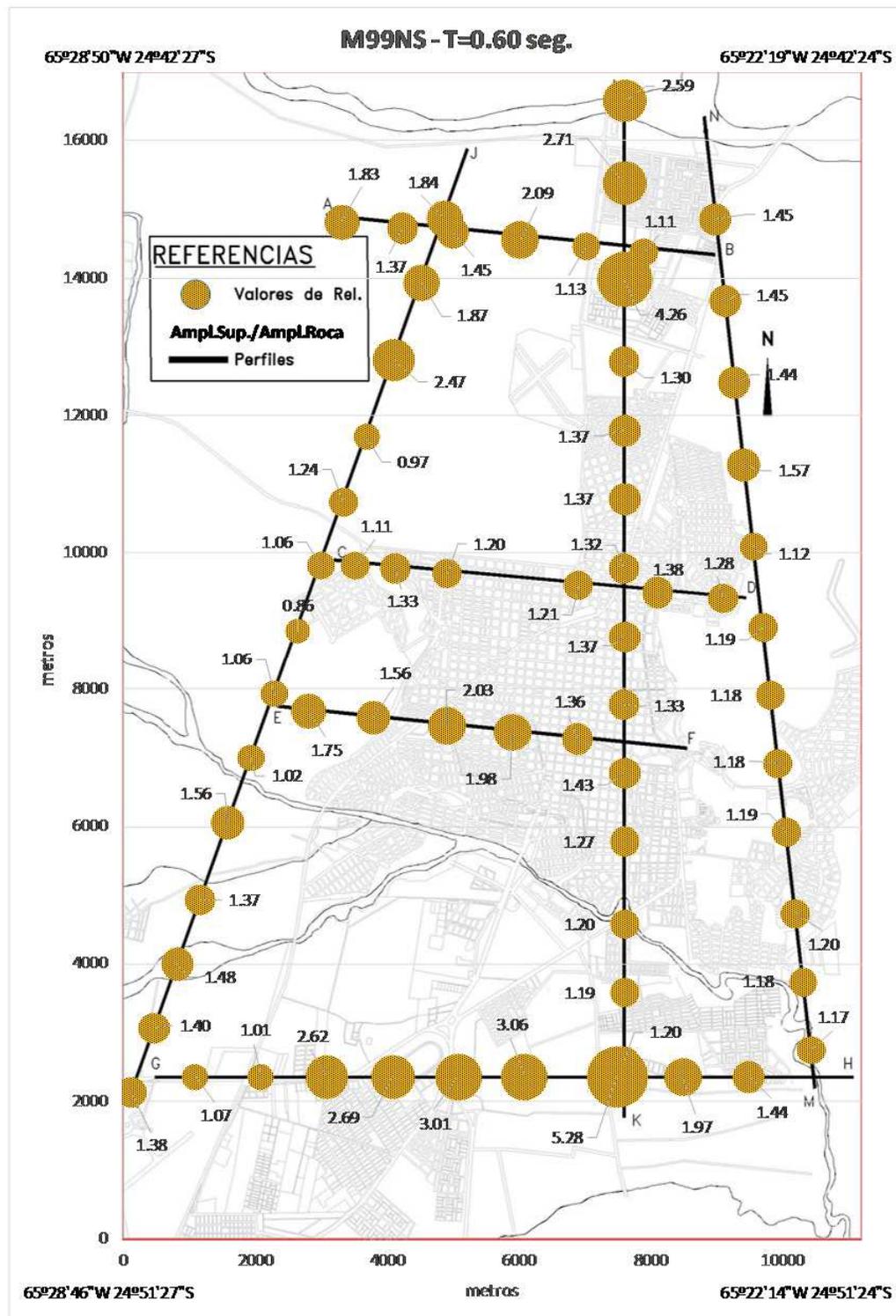


FIGURA AIV.47: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: M99NS.

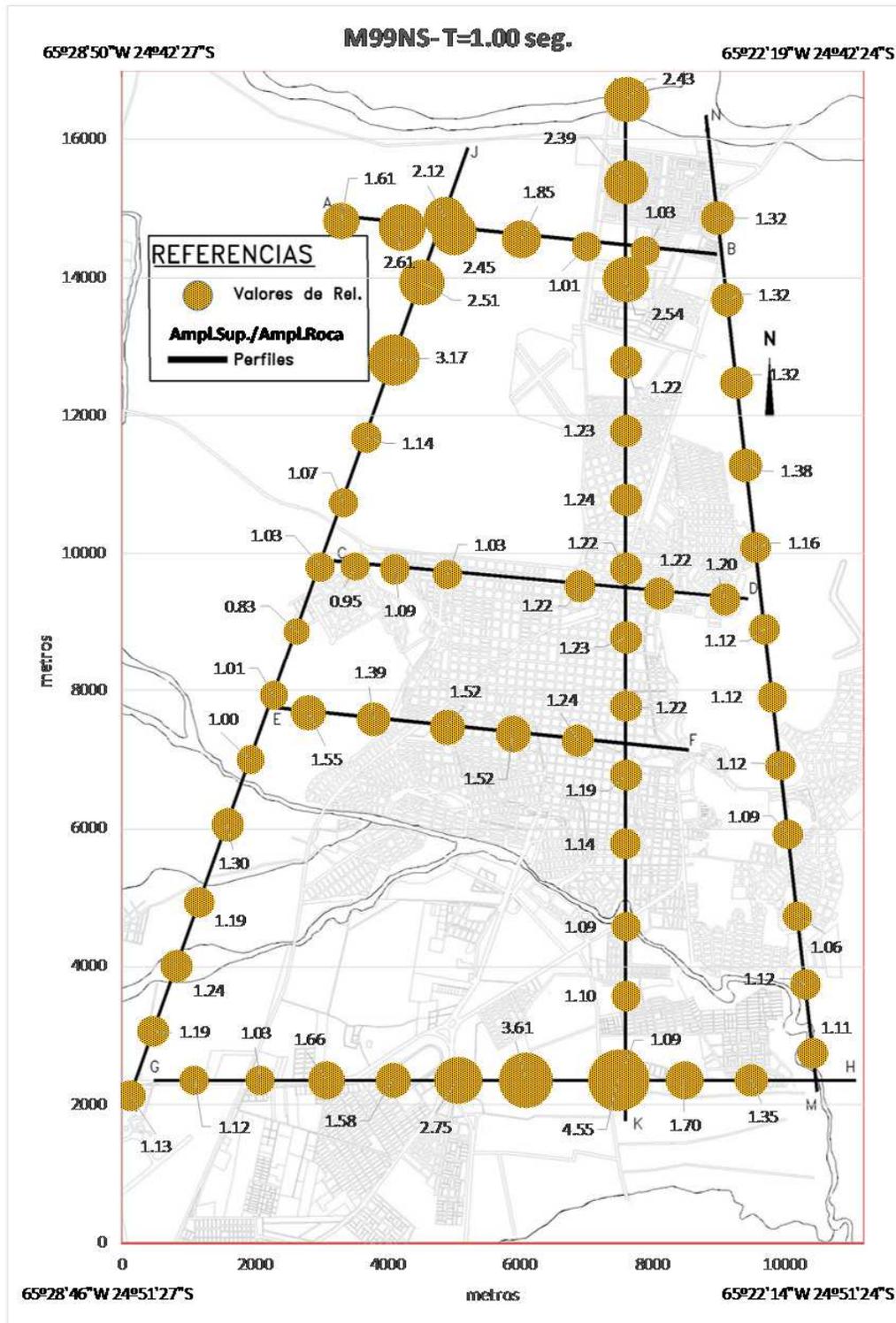


FIGURA AIV.48: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: M99NS.

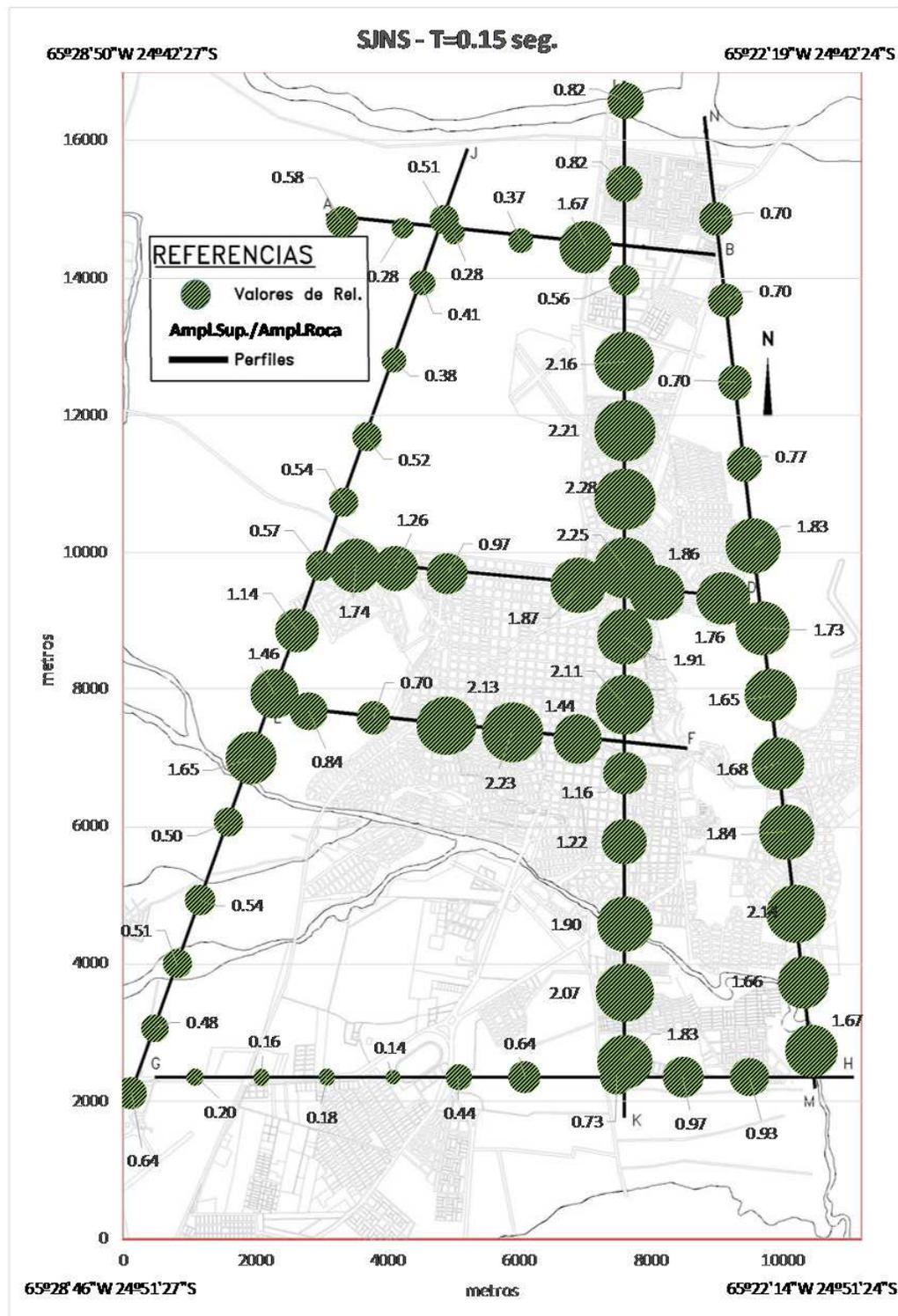


FIGURA AIV.49: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SJNS.

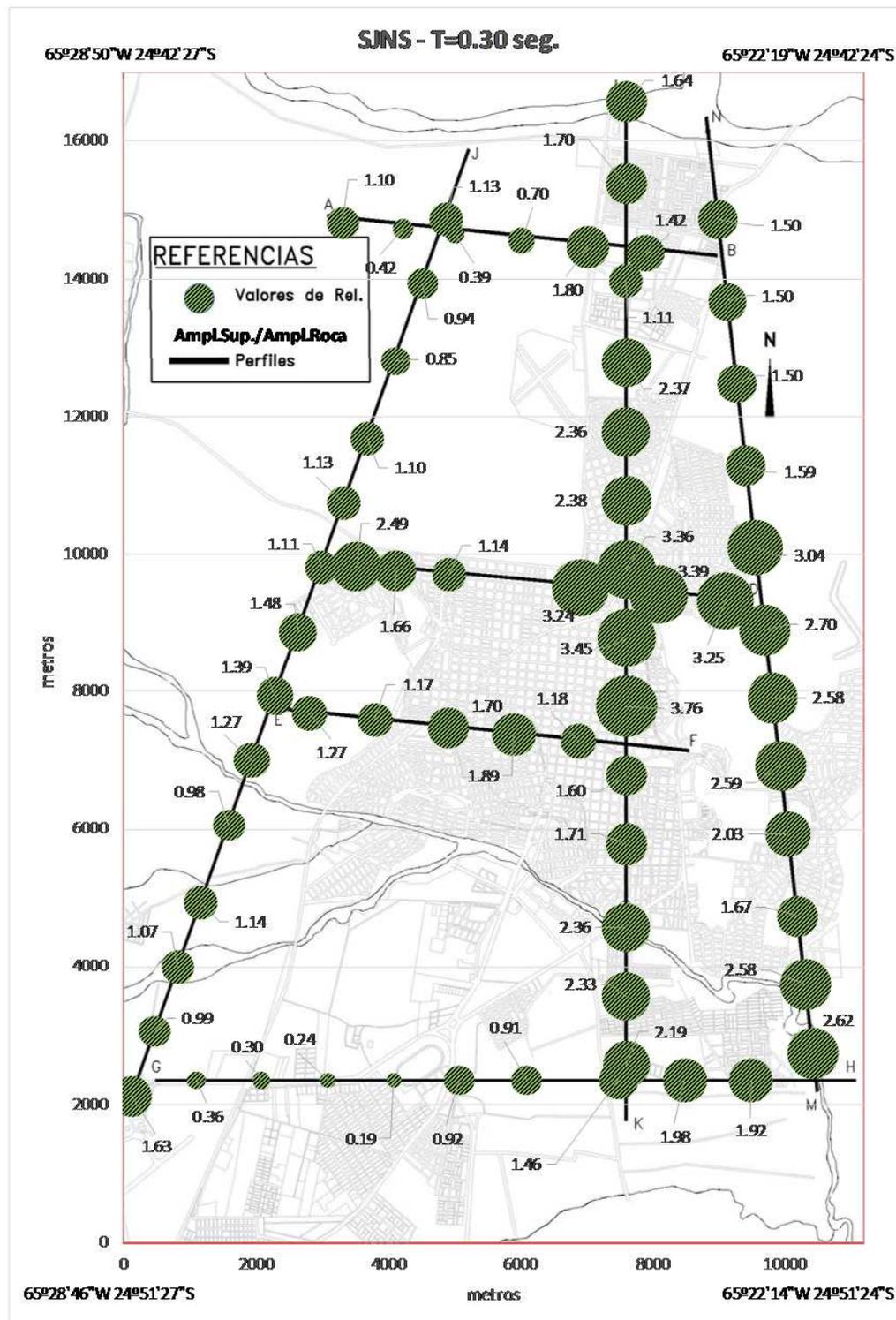


FIGURA AIV.50: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SJNS.



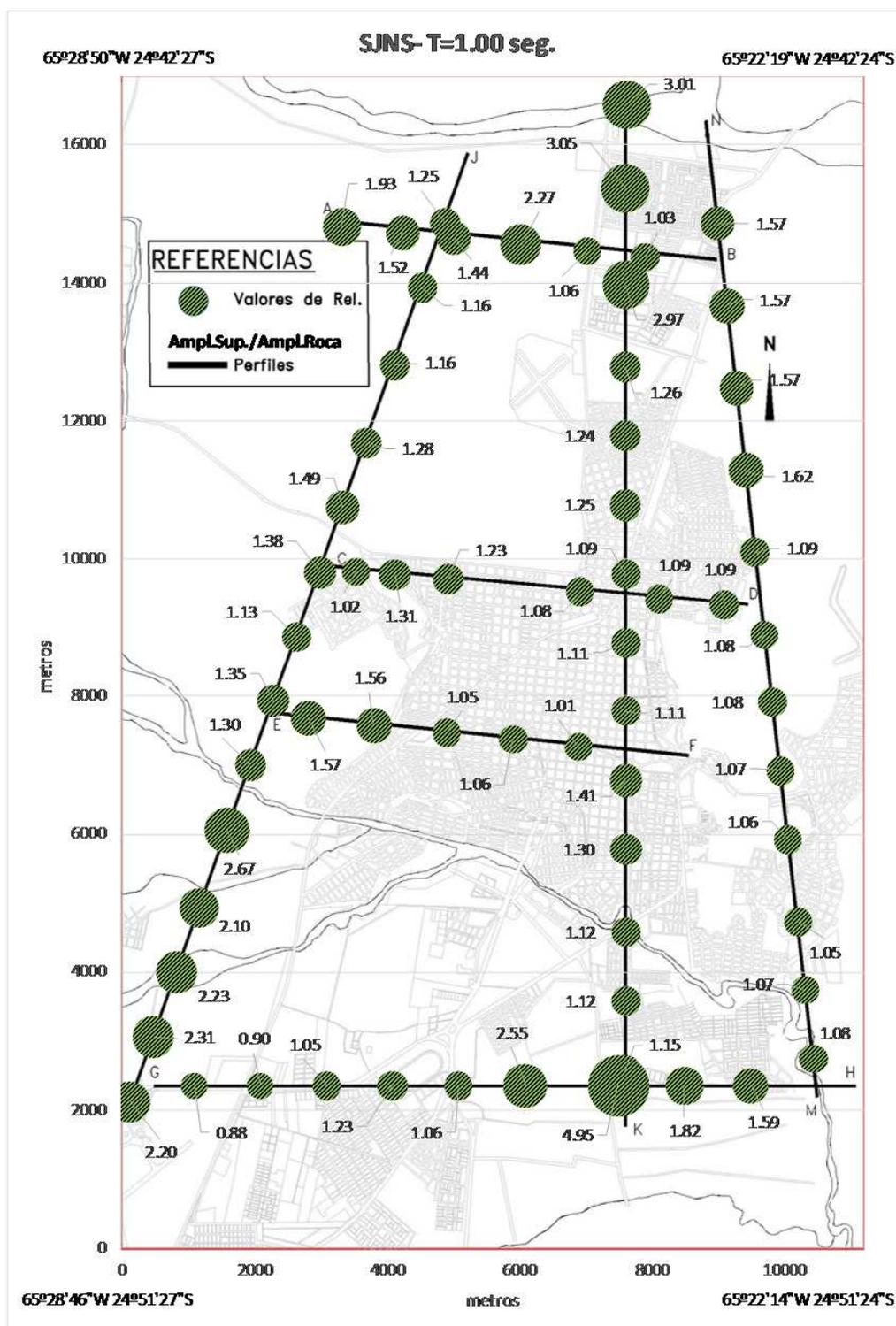


FIGURA AIV.52: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SJNS.

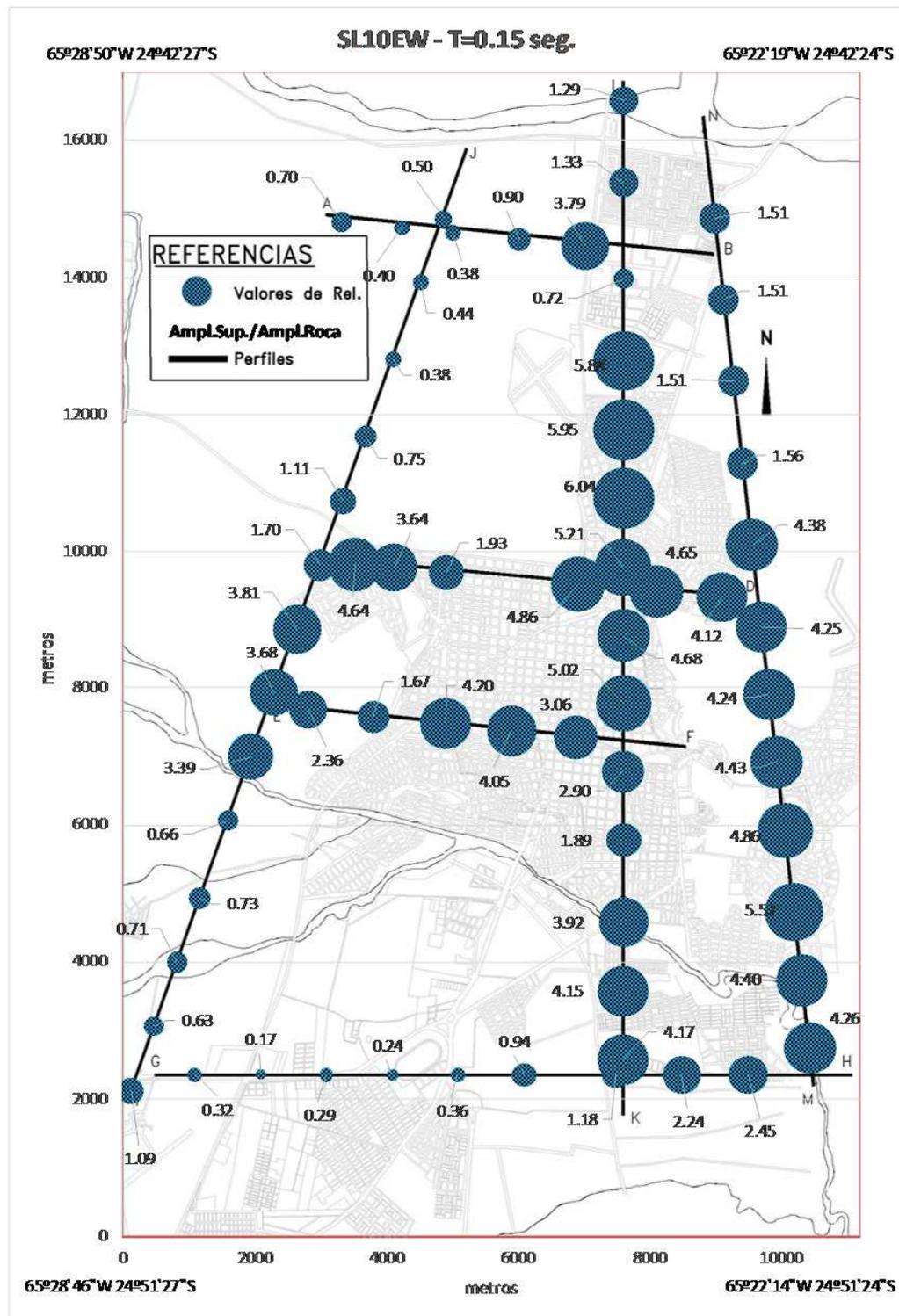


FIGURA AIV.53: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.15SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SL10EW.

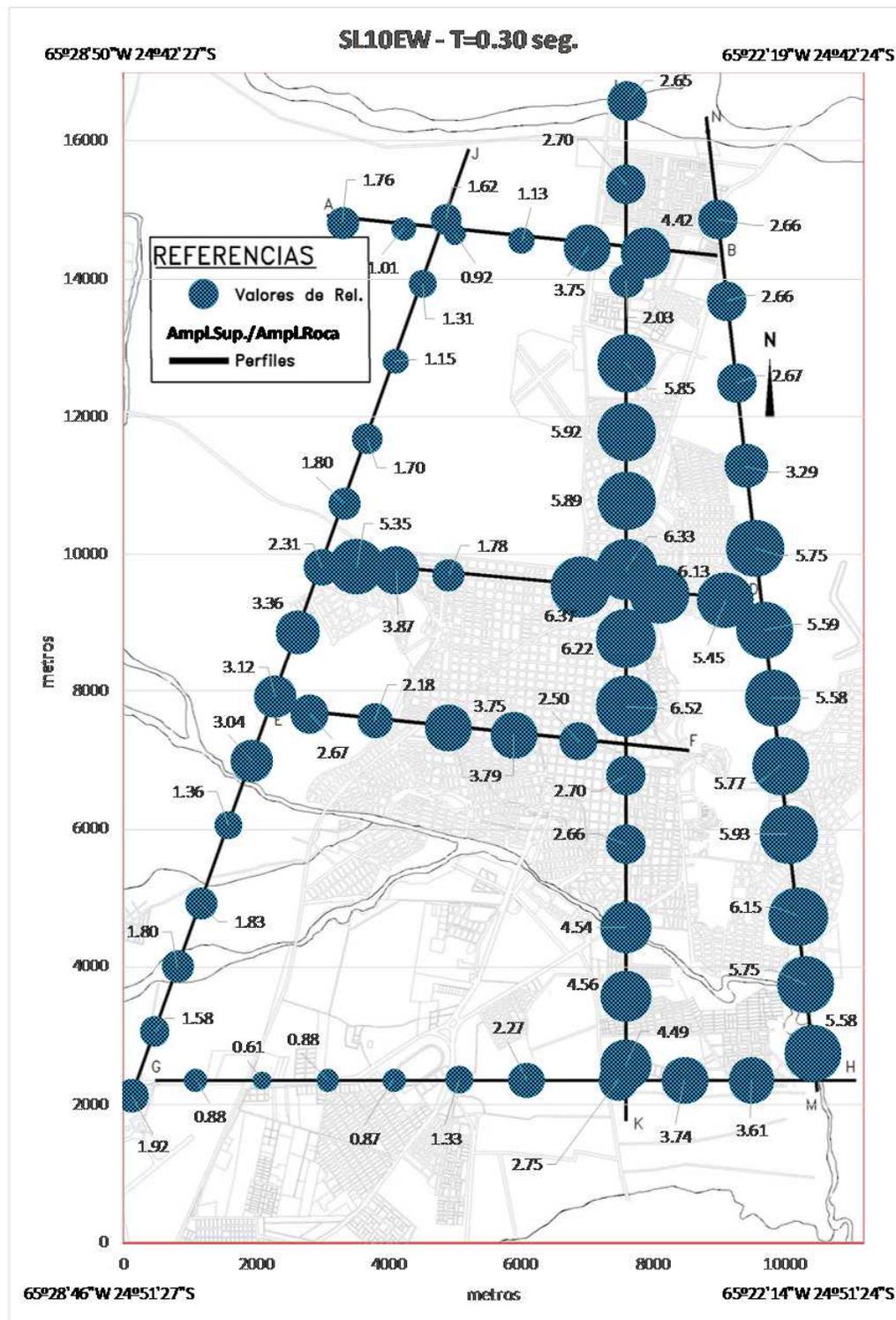


FIGURA AIV.54: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.30SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SL10EW.

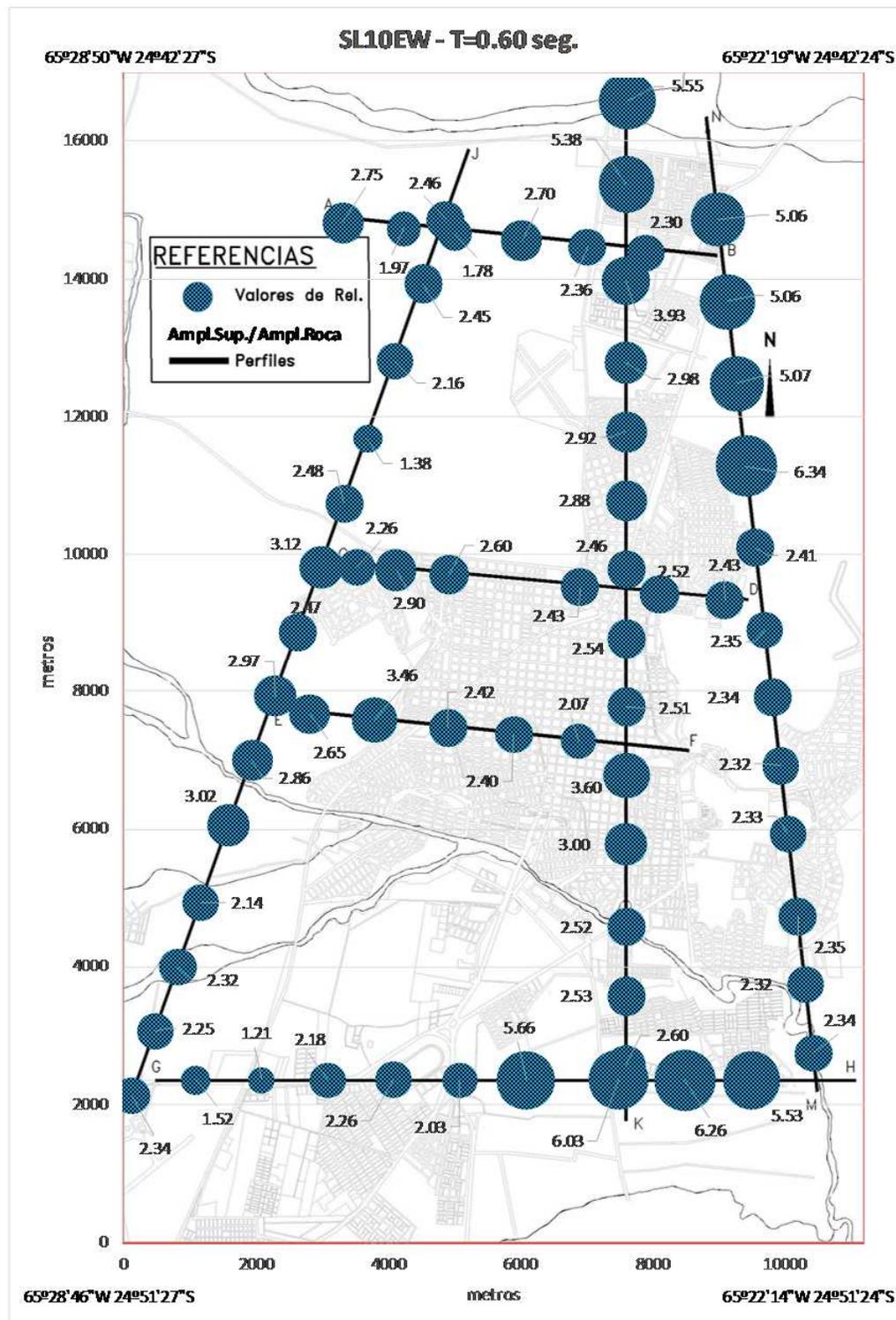


FIGURA AIV.55: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=0.60SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SL10EW.

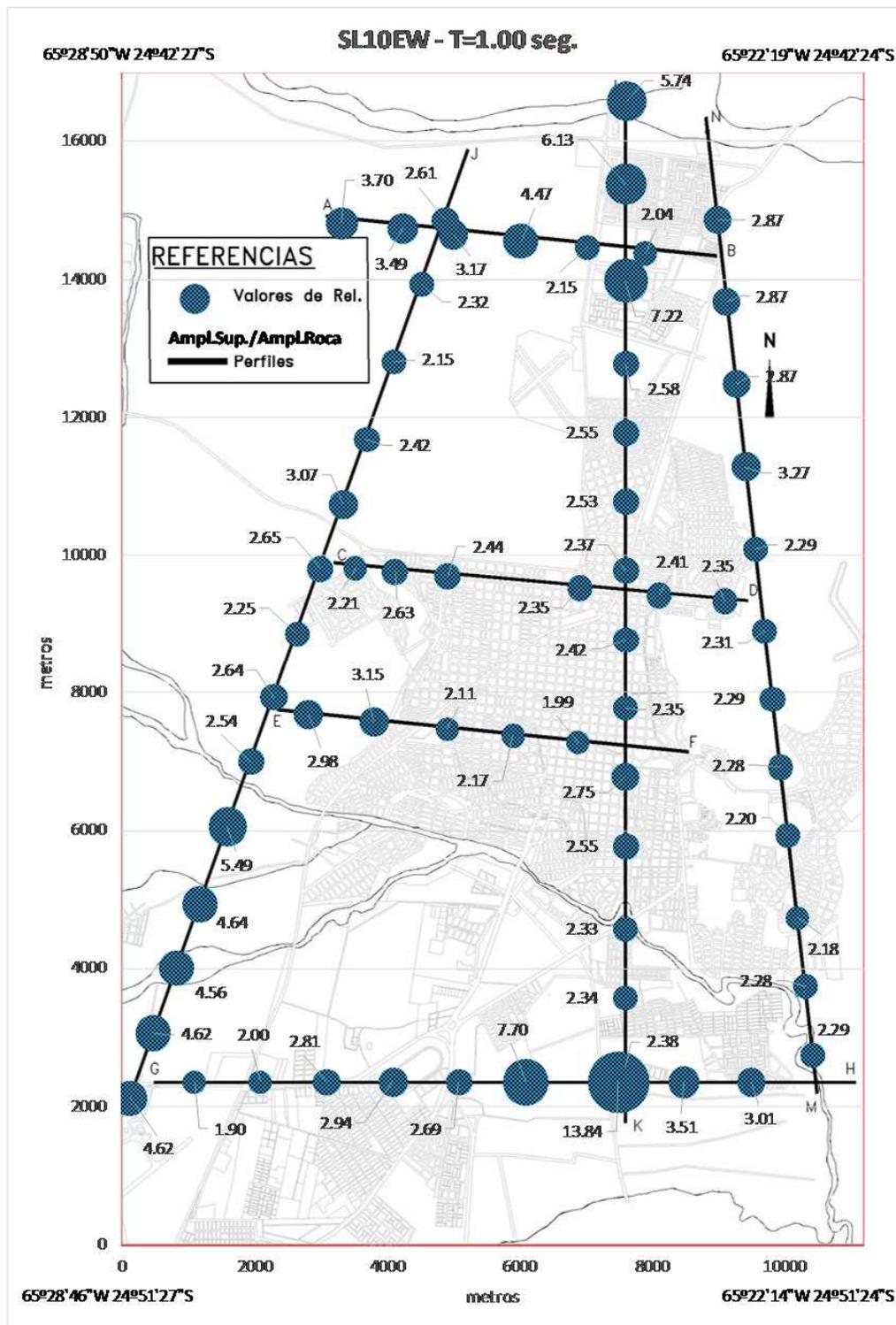


FIGURA AIV.56: RELACIÓN ESPECTRAL PARA T=1.00SEG. ENTRE SUPERFICIE Y ROCA. ACELEROGRAMA DE ENTRADA: SL10EW.

---

**BIBLIOGRAFÍA**

- 1 - Abd el-aal, 2018, **New relationship between fundamental site frequency and thickness of soft sediments from seismic ambient noise.** *J Seismol* 22:1315–1323.
- 2 - Aguilera y Bianco, 2019. **Correlación entre período fundamental de suelos y el parámetro Vs30, en la ciudad de Salta, para definir la acción sísmica, según la norma INPRES-CIRSOC 103.** Proyecto Final de grado.
- 3 - Aki, K., 1957. **Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors,** *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-457.
- 4 - Aki, R. and Larner, L., 1970, **Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves,** *J. Geophysics, res.*, 75, pp 933-954.
- 5 - Alfaro Castillo A. J., 2006, **Determinación de la estructura del subsuelo utilizando arreglos de microtemblores,** *Revista de Investigación, ISSN 16576772.* Vol. 6 (1): 9-15.
- 6 - Aparicio González, P.A., Moyra, M.C. e Impiccini, A. 2010, **Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico-Cámbrico) de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina.** *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 65-83.
- 7 - Baldis, B.A. y Omarini, R. 1984, **El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano.** 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 64-78, S. C. de Bariloche.
- 8 - Bard, P. Y., M. Camlillo, F. J. Chaves-Garcia, and F. J. Sanchez-Sesma, 1988, **The Mexico earthquake of September 19, 1985- a theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in the Mexico City valley.** *Earthquake Spectra* 4, 609-633, 1988.
- 9 - Bard, P-Y. and Bouchon, M., 1980a, **The seismic response of sediments-filled valleys. Part I. The case of incident SH waves,** *Bull of the Seismological Society of America*, Vol 70, N° 4, pp1263-1286.
- 10 - Bard, P-Y. and Bouchon, M., 1980b, **The seismic response of sediments-filled valleys. Part II. The case of incident P and SV waves,** *Bull of the Seismological Society of America*, Vol 70, N° 5, pp 1921-1941.
- 11 - Bathe, K,-J., **Finite Element Procedures in Engineering Analysis,** Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey 07632.
- 12 - Bercheñi, G.G. 2006. **Hidrogeología del oeste de la ciudad de Salta. Correlación de acuíferos y análisis de la producción de agua subterránea.** Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 120 p., Salta.
- 13 - Boaga, J., Renzi, S., Vignoli, G., Deiana R. and Cassiani, G., 2010, **the importance of a 2d approach in surface wave inversion: consequences on seismic site response**

---

**analysis**, 29 congreso nacional del Grupo nacional de geofísica de la tierra sólida (GNGTS), Sesión 3.1, pp 373-377.

14 - Boore, D.M., Larner, L. and Aki, K., 1971, **Comparison of two independent methods for the solution of wave scattering problems: response of sedimentary basin to incident SH waves**, *J. Geophys. Res.*, Vol 76, pp 558-569.

15 - Bradley et al. (2018), **Influence of Site Effects on Observed Ground Motions in the Wellington Region from the Mw 7.8 Kaikōura, New Zealand, Earthquake**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 108, No. 3B, pp. 1722–1735, July 2018, doi: 10.1785/0120170286.

16 - Capón, J., 1969, **High-resolution frequency-wave number spectrum analysis**, *IEEE* Vol. 57 No. 8

17 - Castellaro S. and Mulargia F., 2009, **Vs30 Estimates Using Constrained H/V Measurements**, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 2A, pp. 761–773.

18 - Carabanti A.D. 2005. **Las facies arenosas de la Formación Tajarar (Cuaternario) entre Talapampa y arroyo Seco (valle de Lerma, Salta)**. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 105 p., Salta.

19 - CISMID, Ministerio de vivienda, construcción y saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería de Perú, Centro peruano-japonés de investigaciones sísmicas y mitigación de desastres, 2010, **Estudio de micro zonificación sísmica y vulnerabilidad en la ciudad de Lima**.

20 - Chaillat, S., Bonnet, M. and Semblat, J.F., 2007, **A new fast BEM approach to model site effects in alluvial basins**, 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Earthq. Geotechnical Engineering, Greece. Paper N° 1623.

21 - Ciliz, S., Özkan, Y. and Cetin, K., 2007, **Effect of basin edge slope on the dynamic response of soil deposits**, 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Earthq. Geotechnical Engineering, Greece. Paper N° 1309.

22 - Colombi, A., Di Filippo, M. Gasparini, C. Viramonte, J.G. and Pergalani, F., 2000, **Combined data among 3d gravity modeling and seismic amplification computed response to draw the seismic risk map in urbanized areas of Salta (Argentina)**; International Symposium on Seismic Risk , Palm Spring, USA.

23 - Colombi, A., Difilippo, M., Fabroni, L., Pergalani, F., Toro, B. y Viramonte, J.G. 2002. **Mapa de riesgo sísmico de la ciudad de Salta (Argentina) a partir de la respuesta a la amplificación sísmica local con el método "SHAKE": resultados finales**. En: Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) 15<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas (CD-ROM): 35, 7 p., Calafate.

- 24 - Donaire, A.A. 2004. **Estudio hidrológico del sector sureste de la ciudad de Salta. Departamento Capital, provincia de Salta.** Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 101 p., Salta.
- 25 - Fher M., Kremers S. y Fritschen R., 2018, **Shear-wave velocity estimation using a combination of ambient noise from small aperture array and small-scale active seismic measurements: a case study in the area of the natural gas fields of Northern Germany.** J Seismol (2018) 22:1359–1376.
- 26 - FOPAE, Fondo de prevención y atenuación de emergencia Subdirección de técnica y gestión, Coordinación de investigación y desarrollo, 2010, **Zonificación de la respuesta sísmica de Bogotá para el diseño sísmico resistente de edificaciones.**
- 27 - Galindo Guerra, R. 2010, **Aplicación de la técnica SPAC en la ciudad de Xalapa,** Tesis de Grado, Universidad Veracruzana, Facultad de Ingeniería Civil, Region Xalapa.
- 28 - Gallardo, E.F., Aguilera, N.G., Davies, D.A. y Alonso, N.R. 1996. **Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina.** 11° Congreso Geológico de Bolivia, Actas: 483-493, Tarija.
- 29 - García, R.F. 1988. **Hidrología del área comprendida entre las localidades de Cerrillos y San Agustín.** Tesis de grado, Universidad Nacional de Salta, 89 p., Salta.
- 30 - García, V.H., Yagupsky, D.L., Winocur, D., Hongn, F. y Cristallini, E.O. 2011. **Quaternary tectonics of the Lerma Valley, Eastern Cordillera, northwestern Argentina.** En: 22nd Latin American Kolloquium (LAK), Abstracts: 65-66, Heidelberg.
- 31 - García, Spagnotto y Hongn. 2011. **El sismo de salta del 27 de febrero de 2010. Magnitud, localización, mecanismo focal, réplicas y fuente sismogénica.** XVIII Congreso Geológico Argentino, Mayo 2011, Neuquén.
- 32 - García, V.H., et al., 2013, **Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: Clues from Lomas de Medeiros, Cordillera Oriental, NW Argentina.** Tectonophysics (2013),
- 33 - G. Baudino, 1996, **Hidrogeología del Valle de Lerma (Salta), Tesis para acceder al grado de Doctor en Geología,** Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta.
- 34 - Gelagoti, F., Gazetas, G. and Kourkoulis, R., 2007, **2-D wave effects in alluvial valleys: how important and predictable are they?,** 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Earthq. Geotechnical Engineering, Greece. Paper N° 1590.
- 35 - Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 1999. **Depósitos aluviales al norte del río Corralito, un indicador sedimentario de la paleogeografía del Cuaternario del valle de Lerma, Salta.** Actas 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 62, Salta.

- 
- 36 - Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 2004. **Terrazas y sedimentación sintectónica en el Valle de Lerma (Lomas de Medeiro), Pleistoceno, Salta, Argentina.** 10a Reunión Argentina de Sedimentología: 71-72, San Luis.
- 37 - Georgieff, S.M. y González Bonorino, G. 2005. Alluvial deposits and tectonic terraces, Pleistocene, Medeiros Hills, Argentina. En: 8° International Conference on Fluvial Sedimentology, Proceedings: 108, Delft.
- 38 - Graves, R.W., Pitarka, A. and Somerville, P.G., 1998, **Ground motion amplification in the Santa Monica area: effects of shallow basin edge structure**, Bull Seism. Soc. Am, 88, 1224-1242.
- 39 - González Bonorino y Abascal, 2012, **Orogénesis y drenaje en la región del Valle de Lerma (cordillera oriental, Salta, Argentina) durante el Pleistoceno Tardío**, Rev. Asoc. Geol. Argent. vol.69 no.1.
- 40 - González Bonorino, G., Boyce, J. y Koseoglu, B.B. 2003. **Sísmica de reflexión de alta resolución en el estudio del Cuaternario de áreas de pie de monte.** Revista de la Asociación Geológica, 58: 78-84, Buenos Aires.
- 41 - González, R.E., Marquillas, R.A. y Salfity, J.A. 1996. **El Subgrupo Jujuy (Neógeno) en el límite Cordillera Oriental-Sierras Subandinas, Provincias de Jujuy y Salta, Argentina.** 12° Congreso Geológico de Bolivia, Memorias 3: 1197-1204.
- 42 - Hadley, P.K., A. Askar and A.S. Cakmak, 1991, **Subsoil geology and soil amplification in Mexico Valley**, Soil Dynamics and Earthq. Eng., Vol. 10, Nº. 2, 101-109.
- 43 - Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H. y Schmitt, A.K. 2011. **Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S).** Tectonics 30: doi:10.1029/2010TC002703.
- 44 - Hara, A., Ohta, T., Niwa, M., Tanaka, S. y Banno, T., 1974, **Shear modulus and shear strength of cohesive soils.** Soil and Foundations 14: 1 - 12.
- 45 - Havenith, H.-B., Fäh, D., Polom, U. and Roullé, A. 2007, **S-wave velocity measurements applied to the seismic microzonation of Basel, Upper Rhine Graben.** Geophysical Journal International, 170: 346–358. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03422.x
- 46 - Hernández, R.M., Galli, C.I. y Reynolds, J. 1999a. **Estratigrafía del Terciario en el noroeste argentino**, En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 316-328, Salta.
- 47 - Hernández, R.M., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C. 1999b, **Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, noroeste argentino.** En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.)
-

- 
- Geología del noroeste argentino, XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 263-283, Salta.
- 48 - Hong, T.L. and Helmberger, 1978, **Glorified Optics and wave propagation in nonplanar structure**, Bull. Seism. Soc. Am., Vol 68, pp 1313-1330.
- 49 - Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V. 2007. **Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S)**: Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35: 271-274.
- 50 - Hoyos, M.A. 2005. **Estratigrafía y sedimentología de las terrazas cuaternarias de río La Caldera, Salta**. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 98 p., Salta.
- 51 - Hudson, M., Idriss, I.M. and Beikae, M., 1994, **QUAD4M: A computer program for evaluating the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base**, User's Manual, Dep. of Civil and Environmental Engineering, University of California.
- 52 - Idriss, I.M., Lysmer, J., Hwang, R. and Seed B., 1973, **QUAD4: A computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element method**, Report nº EERC 73-16, Earthquake Engineering Research Center.
- 53 - Imai, T., 1977, **P and S wave velocities of the ground in Japan**. Proc. 9 Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Tokio, 2: 257 - 260.
- 54 - Imai, T., y Yoshimura, Y., 1970, **Elastic Wave Velocity and Soil. Properties in Soft Soil**, Tsuchi-to-Kiso, 18, 1: 17 – 22
- 55 - Imai, T. Tonouchi y K., 1982, **Correlation of N-value with S-wave velocity and shear modulus**” Proc. 2°European Sym. Penetration Testing, Amsterdam: 57 - 72.
- 56 - Japan Road Association, 2002. **Specifications for Highway Bridges**, Part V, Seismic Design.
- 57 - Kramer S., 1996. **Geotechnical Earthquake Engineering**. Prentice Hall. 653 pp.
- 58 - Kamiyama M. and Fucuchi K., 2007, **Nonlinear response analyses of irregular grounds by use of the pseudo-spectral method**, 4th international conference on earthquake geotechnical engineering, Greece. Paper Nº 1649.
- 59 - Kawase, H. and K. Aki, 1989. **A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City**, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 79, 1361-1382.
- 60 - Kind, F., Fäh D, Giardini D, 2005, **Array measurements of s-wave velocities from ambient vibrations**. *Geophys J. Int.* 160:114-126

- 
- 61 - Kley, J. y Monaldi, C.R. 1999, **Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara**. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) Geología del noroeste argentino, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 415-425, Salta.
- 62 - Kley, J., Monaldi, C.R., Rossello, E.A. y Ege, H 2005. **The Eastern Cordillera of the Central Andes: Inherited mechanical weakness as a first-order control on the Cenozoic orogeny**. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts: 432435, Barcelona.
- 63 - Ktenidou, O-J., Raptakis, D., Apostolidis, P. and Pitilakis, K., 2007, **Aspects of surface topography and site effects – experimental and numerical Studies at Aegion, Greece**, 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Earthq. Geotechnical Engineering, Greece. Paper N° 1656.
- 64 - Lacoss, R. T., Kelly, E. J., and Toksöz, M. N., 1969. **Estimation of seismic noise structure using arrays**. Geophysics, 34(1), 21-38. doi: 10.1190/1.1439995
- 65 - Li, M.S. 1994. **Levantamiento expeditivo del cordón de Lesser entre los paralelos 24°30' y 24°48' latitud sur, Salta, Argentina**. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 66 p., Salta.
- 66 - Larcher, N.E. 2006. **Estudio hidrogeológico del sector norte de la ciudad de Salta en relación a la ubicación de un nuevo pozo de abastecimiento de agua en la Universidad Nacional de Salta**. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 101 p., Salta.
- 67 - Lachet C y Bard P-Y, 1994, **Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique**. J. Phys. Earth 42:377–397
- 68 - Louis, Ioannis F. 2001, **Prospecting for cavities by seismic tomography techniques: The case of Akrotiri Archaeological site**. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001: pp. 678-681. doi: 10.1190/1.1816719
- 69 - Malamud, B.D., Jordan, T.E., Alonso, R.A., Gallardo, E.F., González, R.E. y Kelley, S.A. 1996. **Pleistocene Lake Lerma, Salta Province, NW Argentina**. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 103-114, Buenos Aires.
- 70 - Martínez Bravo, D. A., 2009, **Clasificación dinámica de suelos en el área donde se proyecta construir la refinería “El supremo sueño de Bolívar”, Miramar, Nagarote, Departamento de León**, Tesis de grado, Universidad Autónoma de Nicaragua, recinto universitario Rubén Darío, Facultad de Ciencias e Ingeniería, Ingeniera Civil.
- 71 - Medina, A.J. 1981. **Naturaleza y presunto origen de las Lomas de Medeiros. Departamento Capital, provincia de Salta**. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 50 p., Salta.
- 72 - Miller, Richard D. and Markiewicz, Richard D., 2000, **Shallow Seismic Reflection Survey at Wickiup Dam in Central Oregon**. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems: pp. 1246-1255.

- 73 - Mingramm, A, Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. **Sierras Subandinas**. En: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 95-137, Córdoba.
- 74 - Mon, R. 1979. **Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino**. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 70-76.
- 75 - Mon, R., Monaldi, C.R. y Salfity, J.A. 2004. **Interferencia de pliegues en el valle del río Juramento-Cordillera Oriental (provincia de Salta)**. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 213-219, Buenos Aires.
- 76 - Monaldi, C.R., González, R.E. y Salfity, J.A. 1996. **Thrust fronts in the Lerma Valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene-Pleistocene)**. 3rd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts: 447-450, St. Malo.
- 77 – Moyra, M.C. 1998. **El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy**. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 219-238, Buenos Aires.
- 78 - Nakamura Y., 1989, **A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface**. Q.R. of R.T.R.I., 30–1, 25–33
- 79 - Ohba, S. y Toriumi, I., 1972, **Dynamic Response Characteristics of Osaka Plain**. Proc. Annual Meeting A.I.J..
- 80 - Ohta, Y. y Goto, N., 1978, **Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes** Earthq. Eng. Struc. Dyn 6: 167 - 187.
- 81 - Ohta, T., M. Motosaka, S. Hiehata, M. Kamata, T. Takahashi, E. Kitamura, and M. Miyamura. 1986. **Research on the strong motion in Mexico City during the earthquake of September, 19, 1985**. Michoacan-Guerreo, Mexico, Report Kajima Institute of Construction Technology, Kajima Corporation.
- 82 - Okamoto, T., Kokusho, T., Yoshida, Y. y Kusunoki, K., 1989, **Comparison of surface vs. Subsurface Wave Source Wave Source for P-S Logging in Sand layer**. Proc. 44 Annual Conf. JSCE 3: 996 - 997.
- 83 - Orosco, L., et. al, 2004, **Estimación de períodos fundamentales de los suelos de la Ciudad de Salta**, XVIII Jornadas Argentinas de Ingeniería Estructural.
- 84 - Orosco, L., et. al, 2005, **Determinación experimental y analítica de los períodos fundamentales de los suelos en la Ciudad de Salta (Argentina)**, Primera Convención de las Geociencias y la Química aplicadas a la Construcción, Santiago de Cuba (Cuba), 23 al 25 de Noviembre de 2005 – Memorias en CD – Editorial Obras: ISBN 959-247-021-9.
- 85 - Peralta, C.M., 2005, **Estudio Geológico–Estructural del extremo norte del Valle de Lerma mediante la interpretación de datos gravimétricos (Salta-Argentina)**. Tesis doctoral.
- 86 – Peralta, R., et. al, 2020, **Análisis de los requerimientos de la norma IC103 en cuanto al número y características de los acelerogramas para su utilización en el análisis**

---

**dinámico de estructuras con aplicación al caso de un edificio típico de mediana altura ubicado en Salta Capital.** Proyecto Final de grado.

87 - Quispe, C. y Orosco, L., 2003, **Sismicidad histórica de Salta**. XI Seminario Iberoamericano de Ingeniería Sísmica y 6º EIPAC, Mendoza.

88 - Rodriguez Segurado, 2005. **Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona.** Tesis doctoral, Barcelona.

89 - Ruiz Huidobro, O.J. 1955. **Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta**. Revista de la Asociación Geológica Argentina 10: 7-43, Buenos Aires.

90 - Ruiz Huidobro, O.J. 1968. **Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta**. Instituto Nacional de Geología y Minería: 46 p., Buenos Aires.

91 - Sairam et al. (2018), **Influence of Local Site Effects in the Ahmedabad Mega City on the Damage due to Past Earthquakes in Northwestern India**. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 108, No. 4, pp. 2170–2182, August 2018, doi: 10.1785/0120170266. |

92 - Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. **La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino**. En: Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 613-626, Buenos Aires.

93 - Salfity, J.A. 1985. **Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino**. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.

94 - Sánchez Montenegro L. A., 2002, **Estudio Paramétrico de amplificaciones locales por efectos topográficos**, Tesis de Magister, Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Bogota, Colombia.

95 - Sanchez-Sesma, F. J., S. Chavez-Perez, M. Suarez, M.A. Bravo, and L.E. Perez-Rocha, 1988, **The Mexico Earthquake of September 19, 1985 – On the seismic response of the valley of Mexico**, Earthquake Spectra 4, 569-589.

96 - Scherbaum, F., Hinzen K. G., M. Ohrnberger, 2002, **Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations**, Geophys. Journ. Int..

97 - Schnabel, P.B., Lysmer, J., and Seed, H.B., 1972, **SHAKE - A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered soils**. Report No. EERC-72/12, University of California, Berkeley.

98 - SESAME, 2005. **Guidekines for the Implementation of tne H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation open File**. 62 pp.

99 - Shirzad T., Naghavi M. y Fard F. Y. 2018, **Shallow/upper crustal shear wave structure of the Tehran region (Central Alborz, Iran) from the inversion of Rayleigh wave dispersion measurements**. J Seismol (2018) 22:1409–1421.

- 100 - Singh, S.K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J.M.Espinosa, E. Mena and R. Quaas, 1988, **The Mexico earthquake of September 19, 1985 - A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site.** Earthquake Spectra, 4,653-674.
- 101 - Smith, W.D., 1975, **The application of finite element analysis to body wave propagation problems,** Geophys. Journal, Vol 42, pp 747-768.
- 102 - Spagnotto et al. 2014, **El sismo Mw 6.2 del 27 de Febrero de 2010, Salta Argentina. Mecanismo focal y modelos de deslizamientos usando inversión de formas de ondas sísmicas e Interferometría SAR.** Earth Sci. Res. J. Vol 18 Special Issue (July, 2014).
- 103 - Tafazzoli, N. and Baziar, M., 2007, **Evaluation fo basin effect on ground motion,** 4<sup>th</sup> Intern. Conf. on Earthq. Geotechnical Engineering, Greece. Paper N° 1323.
- 104 - Trifunac; M.D., 1971, **Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves,** Bull Seism. Soc. Am, Vol 61, pp 1755-1770.
- 105 - Vasheghani Farahani J. , Zaré M., 2014, **Site characterizations for the Tehran network (TDMMO) in Tehran Region Using Micro-Earthquake, Microtremor and Quarry Blast Data,** Soil Dynamics and Earthquake Engineering 63 (2014) 235–247.
- 106 - Vergani, G. y Starck, D. 1989. **Aspectos estructurales del Valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta.** Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca 20: 2-9, Buenos Aires.
- 107 - Vidale, J.E. and Helmberger, D.V., 1988, **Elastic finite difference modelling of the 1971 San Fernando of the ground velocities and accelerations from the 1971 San Fernando California Earthquake,** Bull. Seism. Soc. Am., 78, 122-141.
- 108 - Wong, T.L. and Trifunac, M.D., 1974, **Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves,** Bull Seism. Soc. Am, Vol 64, pp 1389-1408.
- 109 - Wroth, C.P., Randolph, M.F., Housby, G.T. and Fahey, M., 1979, **A review of the engineering properties of soils with particular reference to the shear modulus,** CUED/D-SOILS TR 75, University of Cambridge.