



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS PRELIMINAR DE PELIGROSIDAD SÍSMICA MEDIANTE  
MICROVIBRACIONES EN LA ZONA URBANA DE COPIAPÓ,  
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de  
Geóloga.

Profesor Guía: Gonzalo Sánchez

Yesarela Fernanda Cornejo Salvatierres

Copiapó, Chile 2020

## **I. DEDICATORIA**

A mis padres.

## **II. AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Gonzalo Montalva por su buena disposición y confianza, ya que, facilitó el geófono que se utilizó para la toma de muestras e hizo una capacitación de su correcto uso, exportación y procesamiento de los datos, debido a lo cual, se ha podido realizar este estudio sin mayores problemas y ha dado los resultados descritos más adelante sin ninguna incoherencia.

Al Dr. Felipe Leyton que ha apoyado este estudio con el procesamiento de los datos obtenidos para el presente estudio en un software de elaboración propia, lo que ha permitido contrastar sus gráficos con los hechos en Geopsy y verificar que coinciden plenamente, lo que sirvió para corroborar que el análisis de este trabajo se ha hecho correctamente.

Gracias a mi tutor Dr.(c) Gonzalo Sánchez por su total apoyo y disposición en todas las etapas de este estudio desde la fase inicial del proyecto hasta la fase de terrenos y toma de muestras.

Al Sr. Héctor Moyano que desinteresadamente me proporcionó un geófono experimental en la fase inicial de este proyecto.

Al equipo que tomó este proyecto en su fase de idea con la que fuimos finalistas de un concurso a nivel nacional, Stephen Soto, Claudia Naranjo, Sebastián Saavedra y Gonzalo Altamirano.

Agradezco además a quienes fueron partícipe de la etapa de terrenos y me apoyaron con los traslados: Christopher Peralta, Diego Muñoz y Fernanda Rojas.

Y a todos quienes hicieron posible el desarrollo de este estudio.

### III. CONTENIDO

I. MARCO INTRODUCTORIO	12
1. Problema de investigación	12
2. Hipótesis	14
3. Objetivos	15
a. Objetivo general	15
b. Objetivos específicos	15
4. Área de estudio, ubicación y accesos	16
II. MARCO GEOLÓGICO	17
1. Geología regional	17
a. Geodinámica	17
b. Fallas Principales	18
c. Geomorfología	22
2. Geología Local	24
a. Formación Punta del Cobre (Jurásico superior-Cretácico inferior).	24
b. Formación Bandurrias (Cretácico inferior).	24
3. Intrusivos.	26
a. Diorita La Brea (Cretácico inferior)	26
b. Monzodiorita San Gregorio (Cretácico inferior)	26
4. Depósitos No Consolidados	26
a. Gravas de Atacama (Mioceno medio)	26
b. Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno superior-Plioceno)	27
c. Depósitos aluviales inactivos (Cuaternario)	27
d. Depósitos fluviales aterrazados (Terraza superior) (¿Pleistoceno?) (unidad informal).	28

e.	Depósitos fluviales aterrazados (Terraza inferior) (¿Pleistoceno?) (unidad informal).	28
f.	Depósitos fluvio-aluviales activos de quebradas (Holoceno) (unidad informal)	28
g.	Depósitos fluviales activos (Holoceno) (unidad informal)	28
h.	Depósitos de origen antrópico (Holoceno) (unidad informal)	29
5.	Estudios Previos	30
III.	ESTADO DEL ARTE	31
1.	Definiciones físicas	31
a.	Onda y sus propiedades físicas	31
b.	Impedancia	32
c.	Espectro	32
2.	Ondas sísmicas	32
a.	Ondas internas:	33
•	Transversales, secundarias, de corte o cizalla (Ondas S):	33
b.	Ondas superficiales:	33
•	Rayleigh o Ground Roll:	33
•	Love:	33
•	Stonley:	33
3.	Efecto sitio	34
4.	Microvibraciones	37
a.	Artificiales:	37
b.	Naturales:	37
5.	Razones espectrales H/V	37
IV.	METODOLOGÍA	40

1.	Etapa de gabinete inicial	40
2.	Etapa de terreno	40
3.	Etapa de gabinete posterior	41
a.	Interpretación	41
V.	RESULTADOS	43
VI.	DISCUSIÓN	49
1.	Análisis de datos	49
2.	Delimitación de zonas de peligrosidad	53
3.	Análisis de peligrosidad sísmica y geomorfología	55
a.	Abanicos aluviales	55
b.	Eventos aluvionales	61
VII.	CONCLUSIONES	66
VIII.	RECOMENDACIONES	67
IX.	REFERENCIAS	68

#### IV. ÍNDICE DE ILUSTRACIONES Y TABLAS

Figura i.1 Ubicación de la zona urbana de Copiapó, Región de Atacama, Chile (modificado de Rauld et al., 2016).	16
Figura ii.1 Mapa estructural regional (modificado de Mpodozis y Allmendiger, 1992)	19
Figura ii.2 Mapa geomorfológico de Copiapó (modificado de Izquierdo et al, 2020).	23
Figura ii.3 Mapa geológico de la zona urbana de la comuna de Copiapó, Región de Atacama, Chile (modificado de Rauld et al, 2016).	29
Figura iii.1 Onda y sus propiedades físicas (elaboración propia).	31
Figura iii.2 Tipos de ondas sísmicas (extraído de Podesta, 2014).	34
Figura iii.3 Efecto de sitio (elaboración propia).	35
Figura iii.4 Esquema de cálculo de razón espectral H/V (elaboración propia).	38
Figura iv.1 Geófono Tromino utilizado para obtener datos analizados en el presente estudio.	41
Figura v.1 Ejemplo de HVSR de microvibraciones de un punto según software del Dr. Felipe Leyton (facilitado por Dr. Felipe Leyton).	47
Figura v.2 Ejemplo de HVSR de microvibraciones de un punto según software Geopsy (elaboración propia).	48
Figura vi.1 Mapa de ubicación de puntos de medición en la zona urbana de la comuna de Copiapó.	50
Figura vi.2 Mapa que muestra frecuencias fundamentales y amplificación del área de estudio (elaboración propia).	51
Figura vi.3 Mapa de zonificación de peligrosidad sísmica preliminar, elaborado con interpolación de tipo “kriging” en software ArcGis Pro con la base de datos obtenida en análisis de Geopsy.	54
Figura vi.4 Gráficos de puntos de medición ubicados en zonas de abanicos aluviales activos de acuerdo a mapa geomorfológico de Izquierdo et al. (2020). Todos los puntos tienen 3 gráficos, de izquierda a derecha: 1) gráfico de relación entre Frecuencias y razón H/V, obtenido de software Geopsy. 2) Gráfico de espectros que relaciona valor H/V con frecuencias y azimut de predominancia de propagación de ondas, obtenido de	

software Geopsy. 3) Análisis de HVSr facilitado por el Dr. Felipe Leyton y obtenido desde un software de su autoría. 58

Figura vi.5 Contexto geomorfológico de ubicación de los puntos de medición B7, C4, C6, C7, C8 y C9. En verde: zonas de abanicos aluviales y torrenciales activos (modificado de Izquierdo et al., 2020). 59

Figura vi.6 Columnas estratigráficas realizadas en zonas cercanas a los puntos B7, C7 y C8 y su ubicación esquemática. “Columna C15: Abanicos Aluviales Antiguos en Complejo Pedro León Gallo. Columna levantada en materiales brechoides correspondientes a Abanicos Aluviales Antiguos. Base no visible. Sección constituida por brechas angulosas, clasto-soportadas, monomíticas, con escasa matriz arenosa, en paquetes de potencia decimétrica separados por superficies erosivas. Definen secuencias estratocreciente y granocreciente. En su parte basal se observa una capa de unos 40 cm, conformada por tefras blanquecinas, de tamaño de grano ceniza, con pequeños cristales de piroxenos flotando en su techo. - Columna C16: Abanico torrencial actual. Sección correspondiente al levantamiento de columna en Abanico Torrencial Actual en canteras de extracción de árido en la desembocadura de Quebrada caballito. Base no visible. De muro a techo se observan siete paquetes de brechas angulosas monomíticas, con matriz de arenosa gruesa-gravosa. Pueden contener grandes bloques aislados de más de 40 cm. Son brechas masivas, aunque en algunos casos presentan una burda estratificación horizontal y granoclasificación positiva.” (extraído y modificado de Larrondo, 2017). 60

Figura vi.7 Columna estratigráfica C12 y su ubicación esquemática: Fondo de Quebrada Torrencial y depósito del aluvión del 25 de marzo de 2015 (25M) en Quebrada Paipote. Pequeña columna levantada en las proximidades del cauce de Quebrada Paipote, registrando los depósitos de la Unidad Fondo de Quebrada Torrencial y del evento aluvional del 25M. Base no visible. Se observa en la base un estrato formado por conglomerados con grano-clasificación negativa, que aumenta hacia techo la cantidad y el tamaño de los clastos. Posee una difusa estratificación horizontal e imbricación hacia techo. Sobre este se deposita un nivel de 20 cm de arenas fangosas que van de gruesas en su base a medias en su techo, con presencia de gravas dispersas. Finaliza la columna con una capa pequeña de limolitas masivas” (extraído y modificado de Larrondo, 2017).

63

Figura vi.8 Relación de ubicación entre columna 12 de Larrondo (2017) y ubicación del punto de muestreo M16 de este estudio. Abajo, gráficos de punto M16, de izquierda a derecha: gráfico de HVSR para obtener dato de frecuencias fundamentales gráfico que relaciona espectro HVSR con frecuencias y azimut de propagación de ondas preferente y; gráfico de espectros y HVSR facilitado por el Dr. Felipe Leyton obtenido desde un *software* de su autoría. 64

Figura vi.9 Mapa que muestra la distribución y dirección de flujo del evento aluvional del 25 de marzo de 2015 (extraído de Izquierdo et al., 2020). 65

***Tabla v-1 Datos obtenidos de mediciones con geófono.*** 43

## V. ABSTRACT

To establish this study of seismic danger in the Copiapó city, a seismic microzoning had to be carried out, through which it was possible to identify and quantify the threats to which different areas of the city are exposed, these threats are determined by the site effect.

The waves direction of an earthquake takes when propagating defines the attenuation or amplification that these undergo as they pass through different layers composed of different geological materials.

The characterization of areas associated with certain geological properties such as the fundamental frequency of the waves that make up the seismic ambient noise, will study the behavior of these areas in the face of an earthquake, that is, study the effect of the site that occurs in that area.

The site effect is higher if the fundamental frequency is low, which means that the wave amplification is higher and higher intensities will be perceived on the surface. This situation occurs on poorly consolidated soils. Also, in hard and consolidated soils, the wave amplification and intensities are lower, the fundamental frequency has higher values and the site effect is less destructive.

The fundamental frequency can be obtained using the method developed by Nakamura called "H / V spectral ratios", where the vertical and horizontal spectra are contrasted in software, in this case, Geopsy.

With this information, a map of the Copiapó city has been generated that integrates data on geology and physical properties of the soil in a dangerous scale suitable for easy reading, such as, painting red the areas that are facing the greatest threats of high seismic vibrations, yellow the areas that are under intermediate-risk and green the safest areas.

The map can finally serve the planning and distribution of populations and the generation of preventive plans before catastrophes, especially in Copiapó, a city that is part of one of the areas with the highest seismic GAP at present.

## VI. RESUMEN

Para establecer este estudio de peligrosidad sísmica en la ciudad de Copiapó, se debió realizar una microzonificación sísmica, mediante la cual se pudo identificar y cuantificar las amenazas a las que están expuestas distintas zonas de la ciudad, estas amenazas están determinadas por el efecto de sitio.

La dirección que toman las ondas de un sismo al propagarse definen la atenuación o amplificación que estas sufren a medida que atraviesan distintas capas compuestas de diferentes materiales geológicos.

La caracterización de zonas asociadas a ciertas propiedades geológicas como la frecuencia fundamental de las ondas que conforman el ruido sísmico ambiental, permitió estudiar el comportamiento de esas zonas frente a un sismo, es decir, estudiar el efecto de sitio que se produce en esa área.

El efecto de sitio es mayor si la frecuencia fundamental es baja, lo que significa que, la amplificación de onda es mayor y se percibirán mayores intensidades en superficie. Esta situación se produce sobre suelos poco consolidados. Asimismo, en suelos duros y consolidados, las amplificaciones de onda e intensidades son menores, la frecuencia fundamental tiene valores más altos y el efecto de sitio es menos destructivo.

La frecuencia fundamental se puede obtener mediante el método desarrollado por Nakamura (1989) denominado “Razones espectrales H/V”, donde se contraponen los espectros verticales y horizontales en un software, en este caso se ha utilizado Geopsy.

Con esta información se ha generado un mapa de la ciudad de Copiapó que integra datos de geología y propiedades físicas del suelo en una escala de peligrosidad adecuada tipo semáforo para una lectura sencilla, como por ejemplo, señalar en color rojo las zonas que están frente a mayores amenazas de altas vibraciones sísmicas, en amarillo las zonas que están bajo un riesgo intermedio y en verde las zonas más seguras.

El mapa puede finalmente servir para la planificación futura, distribución de poblaciones y generación de planes preventivos antes catástrofes, especialmente en Copiapó, ciudad que forma parte de una de las zonas con mayor GAP sísmico en la actualidad.

## **I. MARCO INTRODUCTORIO**

### **1. Problema de investigación**

Chile es un país que se caracteriza por gran actividad tectónica debido a que se encuentra ubicado en casi toda su extensión en el borde de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta actividad tectónica se ve reflejada de forma tangible mediante la constante ocurrencia de sismos. Cada 10 años, al menos un evento sísmico alcanza el grado 8,0 Mw. (Baquedano, 2012).

Afortunadamente a través de la experiencia se ha desarrollado un alto nivel de cultura sísmica en la población, lo que ha permitido evitar muchas pérdidas humanas. Sin embargo, los sismos no se producen de modo uniforme, su intensidad y manifestación en el tiempo varían de modo arbitrario, por lo que, no es posible hacer una predicción rigurosa de más de un minuto de cuándo y cómo sucederá un terremoto con el fin de resguardar a las comunidades que se verían afectadas (Tapia-Hernández, 2013). Para tales efectos, lo más adecuado sería estar siempre preparados ante un posible desastre natural.

Por otro lado, las ondas sísmicas generadas en un movimiento se propagan de manera distinta según los tipos de materiales que atraviesen, variando la intensidad percibida en superficie. Esto genera que la amplificación sísmica sea diferente incluso en distintos sectores de una misma ciudad, si hay distintos tipos de litologías (Ramírez, 2012).

En la Región de Atacama, el último terremoto de magnitudes catastróficas fue en el año 1922, el que alcanzó una magnitud de 8,5 Mw. Esto ha generado un GAP de 99 años en que se ha estado acumulando energía por la tensión entre las placas Nazca y Sudamericana debido a su carácter convergente (Centro Sismológico Nacional, 2021).

Si se toma como antecedente que en otras regiones el periodo de latencia sísmica ha sido similar, y se han desatado terremotos de magnitudes mayores a 8,0 Mw. (por ejemplo, el caso del terremoto 8,2 Mw. de Iquique en 2014), para Atacama se esperaría

un megaterremoto que causará gran cantidad de daños a nivel material, lo que podría afectar la integridad física de las personas también (Leyton, 2017).

Copiapó es la capital de la Región de Atacama y posee la mayor densidad demográfica entre sus comunas, potencialmente, luego de un terremoto, sería la más afectada a nivel de infraestructura y pérdidas humanas. Tales efectos podrían ser más o menos graves dependiendo del tipo de construcción y materiales utilizados en ella, pero principalmente del sustrato sobre el cual se llevaron a cabo las construcciones, ya que, en algunos tipos de suelo, se puede amplificar hasta el doble la intensidad y la duración de un sismo, lo que se conoce como “efecto sitio” (Kusky, 2008; Leyton, 2017).

Una buena manera de sensibilizar a la comunidad pública y privada respecto a los riesgos que pueden causar los terremotos e inundaciones en áreas específicas es el mapeo de zonas de riesgo. Mediante esta técnica los geólogos plasman en un mapa las zonas propensas a verse más o menos afectadas por distintos eventos naturales. Esto se hace en base a la identificación de la geología regional y local, como tipo de suelo, sumado a mediciones específicas con datos instrumentales y su comparación con eventos pasados para intentar predecir la respuesta del sitio a la ocurrencia de un nuevo evento (e.g. Montalva et al., 2016; Baquedano, 2012; Becerra et al., 2015; Chávez y Montalva, 2014; Fernández et al., 2016; Izquierdo et al., 2020; Leyton et al., 2012; 2013; Podesta, 2014; Rauld et al., 2016; Verdugo et al., 2005). Estos mapas incorporan datos como la naturaleza de la roca subyacente y la morfología del área. Los planificadores urbanos utilizan este tipo de información para diseñar nuevas construcciones, para distribución de la población y rediseñar estructuras existentes. En el contexto de los servicios públicos, es de gran utilidad para formular planes de emergencia antes de que se produzcan catástrofes, lo que puede reducir en gran medida la cantidad de afectados (Kusky, 2008).

Debido a la reciente ocurrencia de grandes inundaciones en la ciudad (años 2015 y 2017) ya se han generado mapas de riesgos de inundación, sin embargo, aún no existe un mapa de riesgo sísmico en toda la región.

## 2. Hipótesis

Un mapa de microzonificación sísmica de la ciudad de Copiapó permite exponer las áreas de mayor o menor riesgo, cuantificando las distintas amplificaciones de un sismo respecto a los cambios en la litología superficial, de modo que su lectura sea rápida e intuitiva para la comunidad.

En el ámbito científico un estudio de este tipo hace posible obtener datos de la cinemática del suelo bajo la ciudad de Copiapó y cómo se comportará la onda de un gran sismo en condiciones de un ambiente fluvial y desértico, con antecedentes de ocurrencia de aluviones.

Preliminarmente se puede decir que las áreas con mayor contenido de depósitos no consolidados serán las que muestren frecuencias fundamentales más bajas, y las zonas con suelos más duros, arrojen frecuencias más altas, no obstante, estos parámetros se verán afectados también por las geoformas del sector, lo que puede ayudar a explicar la existencia de frecuencias que no concuerden con el tipo de suelo presentes en el punto de medición

En la ciudad de Copiapó la zonificación será probablemente condicionada por la presencia de depósitos aluviales, fluviales, e intrusivos. En el extremo NW de la ciudad, y en torno al río Copiapó se esperan frecuencias bajas, que implican mayor amplificación de la onda sísmica y por consiguiente mayores intensidades y destrucción asociadas a un evento sísmico. En zonas alejadas al río, como los extremos NE y SW, en que la urbe se asienta principalmente sobre cuerpos dioríticos es de esperar que las frecuencias sean más altas y por ende la percepción de intensidades más baja, produciendo menos daños, especialmente estructurales, de todas maneras, es importante tomar en cuenta que en estas áreas hay gran cantidad de cerros y quebradas, que podrán cambiar esta percepción, siendo además la causa de que también haya zonas de depósitos aluviales en medio.

### 3. **Objetivos**

#### *a. Objetivo general*

- Generar un mapa de microzonificación sísmica a través del análisis de microvibraciones y la caracterización del efecto sitio en la ciudad de Copiapó, Región de Atacama, Chile.

#### *b. Objetivos específicos*

- Determinar una estimación de microvibraciones para las distintas unidades geomorfológicas presentes en el área de estudio.
- Definir las frecuencias fundamentales correspondientes a su ubicación geográfica en la ciudad de Copiapó.
- Formular un mapa donde se establezca una escala de peligrosidad de acuerdo con las frecuencias fundamentales definidas anteriormente.

#### 4. Área de estudio, ubicación y accesos

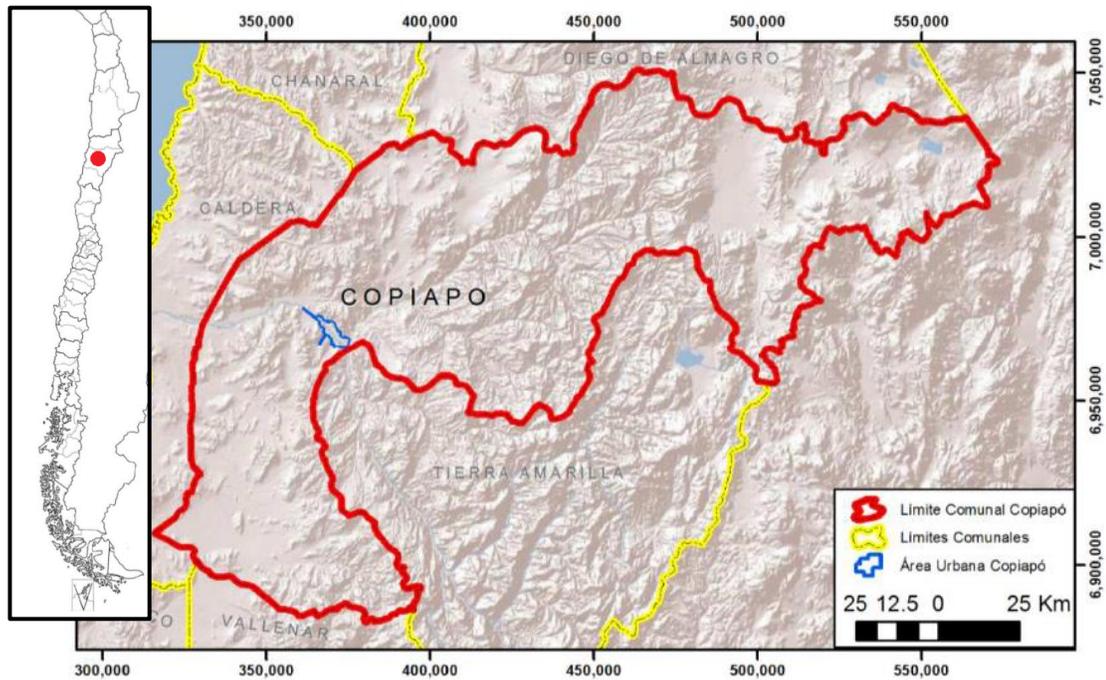


Figura i.1 Ubicación de la zona urbana de Copiapó, Región de Atacama, Chile (modificado de Rauld et al., 2016).

El área de estudio corresponde a la zona urbana de la comuna de Copiapó (ver Figura i.1), capital de la Región de Atacama, Chile. Posee una población de 160.000 habitantes aproximadamente. Se encuentra en medio del área denominada desierto de Atacama y su clima es desértico, con una media de precipitación de 20,9 mm anuales (Izquierdo et al., 2020).

Se ubica entre los 34°53' y 35°16' de latitud sur y los 70°21' y 71°12' de longitud oeste. Limita con las comunas de Caldera hacia el oeste, Vallenar hacia el sur, Chañaral y Diego de Almagro hacia el norte y con Argentina por el este.

Es posible acceder a la comuna en cuestión a través de la Ruta 5 que conecta a Copiapó con Vallenar por el lado sur y con Caldera por el oeste.

## II. MARCO GEOLÓGICO

### 1. Geología regional

El área a estudiar se ubica en torno a los 27°S, en Copiapó. Es posible encontrar rocas intrusivas del Cretácico, además de rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico, a las que le sobreyacen depósitos no consolidados y semi consolidadas de edades que van desde el Mioceno hasta la actualidad (Arévalo, 2005).

#### *a. Geodinámica*

Chile se caracteriza por una geodinámica de subducción activa, con tasas de convergencia de 8 cm/año reconocible desde el Jurásico, aunque ha tenido variaciones en su tasa de convergencia durante el Eoceno-Mioceno que van desde 5 a 15 cm/año (Rauld et al., 2016).

En las cercanías de la zona de estudio, a los 27°S existe una diferenciación en dos segmentos del margen continental. Hacia el norte, el ángulo de subducción se acerca a los 30°. Las unidades morfoestructurales que conforman el ancho del terreno chileno en este segmento, de Oeste a Este son la cordillera de la Costa, depresión intermedia, cordillera de Domeyko, cordillera Occidental y la parte sur de la Puna (las dos últimas corresponden a parte del arco volcánico activo). Hacia el sur, la subducción se horizontaliza, y la notoria diferenciación de unidades morfoestructurales desaparece. Esta zona se caracteriza por una serie de cordones y valles en dirección Este-Oeste que conectan la cordillera Principal con la cordillera de la Costa, terminando en la línea de costa, por lo que se le conoce como valles transversales. Esta área carece de volcanismo activo (Rauld et al., 2016).

Producto del régimen de subducción, todo el país va acumulando y liberando energía producida por los esfuerzos, lo que produce gran cantidad de terremotos. Estos se generan principalmente en la zona de contacto entre placas, aunque los esfuerzos también se propagan hacia el interior de la placa continental, y liberan la energía

acumulada mediante sismos superficiales, generalmente de menores magnitudes que los costeros, pero más destructivos a nivel local (Rauld et al., 2016).

### ***b. Fallas Principales***

El área de estudio se sitúa en la Región de Atacama, Chile. Región localizada en la parte occidental de la cordillera de los Andes, entre los 26° y 28°S. Este es un sector (como se ha mencionado anteriormente) de transición entre la actual zona de subducción inclinada del norte de Chile con la zona de subducción subhorizontal del centro de Chile y Argentina (Mpodozis & Ramos, 1990). En esta área es posible observar las evidencias de sucesivas etapas de deformación que afectaron al orógeno andino durante el Mesozoico y Cenozoico (Mpodozis & Ramos, 1990).

Alrededor de la zona de estudio, Arévalo en 2005 describe dos dominios estructurales con características diferentes, por un lado (hacia el W de la zona de estudio) está el dominio de la cordillera de la Costa y por otro, (al E de la zona de estudio) la Precordillera.

En el dominio de la cordillera de la Costa se ubica principalmente el SFA (Figura ii.1), cuya rama principal está constituida por una banda milonítica y que divide la cordillera de la Costa en dos franjas, al E formada por Intrusivos del jurásico- superior a cretácico inferior bajo y al W formada por intrusivos del cretácico inferior. La foliación se caracteriza por tener manteos subverticales a inclinados al este (entre 60° y 80°E) y lineaciones de estiramiento horizontal a subhorizontales. En estas lineaciones se presentan pliegues asimétricos, clivaje en bandas de cizalle (S-C) y porfiroclastos que indican movimiento horizontal y cizalle sinistral (Arévalo, 2005).

Al E de la rama principal se presenta una rama lateral denominada Zona de Cizalle Chamonate que se ha desprendido desde el sector del cerro Chamonate (cerca de 27°10') con un rumbo NE-SW. La foliación de esta franja milonítica tiene manteos de 35° a 50° SE y una lineación mineral subhorizontal a buzante hacia el sur, porfiroclastos y clivaje en bandas de cizalle (S-C) indicando sentido sinistral con una componente oblicua inversa en el manteo (Arévalo, 2005).

Se presenta además en este dominio un sistema de fallas subverticales frágiles (NW a NNW) de rumbo y cizalle sinistralas. Las relaciones de desplazamiento entre estas fallas y otras como falla Bandurrias y tramos del SFA indican que la actividad de este sistema en dirección NW a NNW pudo ser continua durante la formación del arco plutónico (Arévalo, 2005).



Figura ii.1 Mapa estructural regional (modificado de Mpodozis y Allmendiger, 1992)

En el dominio de la Precordillera, al S del sector Paipote, y SE de la zona de estudio se observan fallas normales de bajo y alto ángulo en el valle del río Copiapó que corresponden a las fallas más antiguas del sector. Una Falla de bajo ángulo y carácter frágil despega parcialmente formaciones volcano-sedimentarias marinas (Jurásico superior-Valanginiano Inferior) de sus suprayacentes depósitos sedimentarios marinos (Hauteriviano), a ambos lados del valle y se le denomina Despegue Punta del Cobre. En el bloque colgante se observan diversas estructuras que evidencian que el movimiento de esta falla fue de tipo extensional, como fallas lístricas normales que en profundidad convergen hacia la falla principal, bloques rotados en dominó, y budines de escala métrica a centimétrica. Se hallaron salbandas milonitizadas con granates sintectónicos en la aureola de un stock microgranítico (110 Ma), en el sector occidental del río Copiapó, por lo que, se deduce que durante el emplazamiento del stock la falla se encontraba activa. En el sector oriental del valle, otra falla de movimiento extensional se evidencia por la presencia de rocas miloníticas, de manteo 50°-60° SE, denominada Zona de Cizalle Ojancos-La Florida. Se encuentran lineaciones de estiramiento de minerales subverticales con indicadores de movimiento como porfiroclastos de tipo s y clivaje en bandas de cizalle S-C, en sentido de cizalle normal. Se deduce que la falla estuvo activa al emplazar el plutón monzodiorítico San Gregorio, al NE de la estructura, por la presencia de vetillas monzodioríticas pre y post cinemáticas (111 Ma). La Zona de Cizalle Ojancos-La Florida es retrabajada por una estructura en flor positiva que emerge desde la Falla Paipote, denominada Faja Plegada y Corrida de Paipote, y que deforma y desplaza secuencias del Cretácico Inferior por la quebrada Paipote y el valle del río Copiapó, generando un pliegue anticlinal de escala kilométrica llamado Anticlinorio de Tierra Amarilla. Como parte de ese sistema estructural se encuentra el despegue Cerrillos, que se habría formado por retrocorrimiento o back thrust. El Anticlinorio de Tierra Amarilla forma parte de un sistema de estructuras de alineación NNE que coincide con el límite entre la cordillera de la Costa y la Precordillera, esa megaestructura data del Cretácico Superior temprano (93-80 Ma) y se dice que se ha formado durante un evento de transpresión sinistral en la fase Peruana de deformación. (Coira et al., 1982; Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 2005).

Al E de la megaestructura anterior se encuentra la Falla Elisa de Bordos de alto ángulo que constituye el borde de una cuenca extensional (cuenca Hornitos) de tipo hemigraben que se habría formado durante el Campiano-Maastrichtiano (80-54 Ma). Cuenca que se ha rellenado con depósitos sintectónicos de tipo volcano-sedimentarios continentales e intercalaciones lacustres (Arévalo, 2005).

Se presentan estructuras como fallas normales de vergencia oriental con pliegues anticlinales y sinclinales de ejes paralelos oblicuos al borde de la cuenca en los bloques yacentes y colgantes que afectan su relleno sedimentario, pero no a los horizontes suprayacentes de tipo volcánico por lo que, indica una fase compresiva en el límite Cretácico Superior-Paleoceno Inferior (Arévalo, 2005).

Estudios posteriores (Martínez et al., 2012) mostraron que el Anticlinorio de Tierra Amarilla se originó a partir del movimiento de la falla Elisa de Bordos, y que la inversión tectónica de las fallas extensionales fue el principal factor de deformación de los sedimentos que rellenaron la antigua cuenca del tras-arco.

### *c. Geomorfología*

El valle del río Copiapó conforma parte del segmento morfoestructural denominado Valles Transversales (Larrondo, 2017).

El área de estudio alcanza cotas que van desde los 300 a los 1.100 m.s.n.m., de pendientes con ángulos menores a los 15°, es decir, bajas en la mayor parte de la zona urbana, aunque en algunos sectores puede alcanzar pendientes de 75° (Larrondo, 2017).

La ciudad está asentada en torno al río Copiapó, donde se desarrollan dos terrazas fluviales antiguas, denominadas inferior y superior. La terraza inferior corresponde a la más joven y es una llanura de 3 a 6 m de altura sobre el lecho del río; ésta ha sido afectada por las eventuales crecidas del río Copiapó que la han inundado. La terraza superior corresponde a elevaciones que superan los 10 m sobre el lecho actual, no parece haber sido afectada por desbordamientos del río (Rauld et al., 2016). Otros autores definen 3 niveles de terrazas (Figura ii.2): las dos más jóvenes contiguas al cauce del río con alturas +2m y +5m sobre el lecho del río y una superior que concuerda con la descrita anteriormente (Izquierdo et al., 2020).

A más de 30m sobre el lecho del río Copiapó, se ubican de forma transversal al cauce, y sobre los depósitos de la terraza superior, varias generaciones de abanicos aluviales que se activan durante los escasos eventos de precipitaciones (Izquierdo et al., 2020).

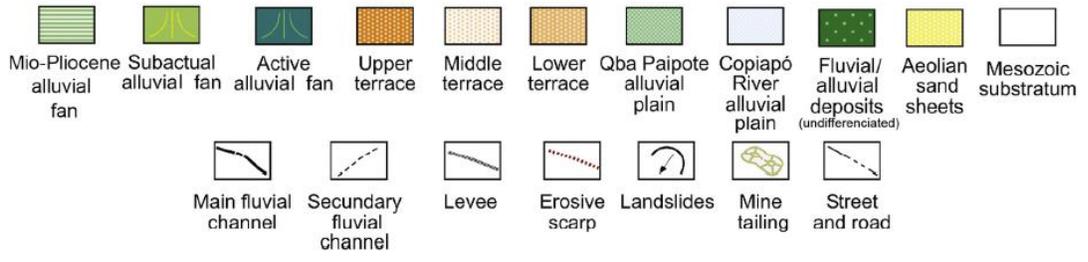
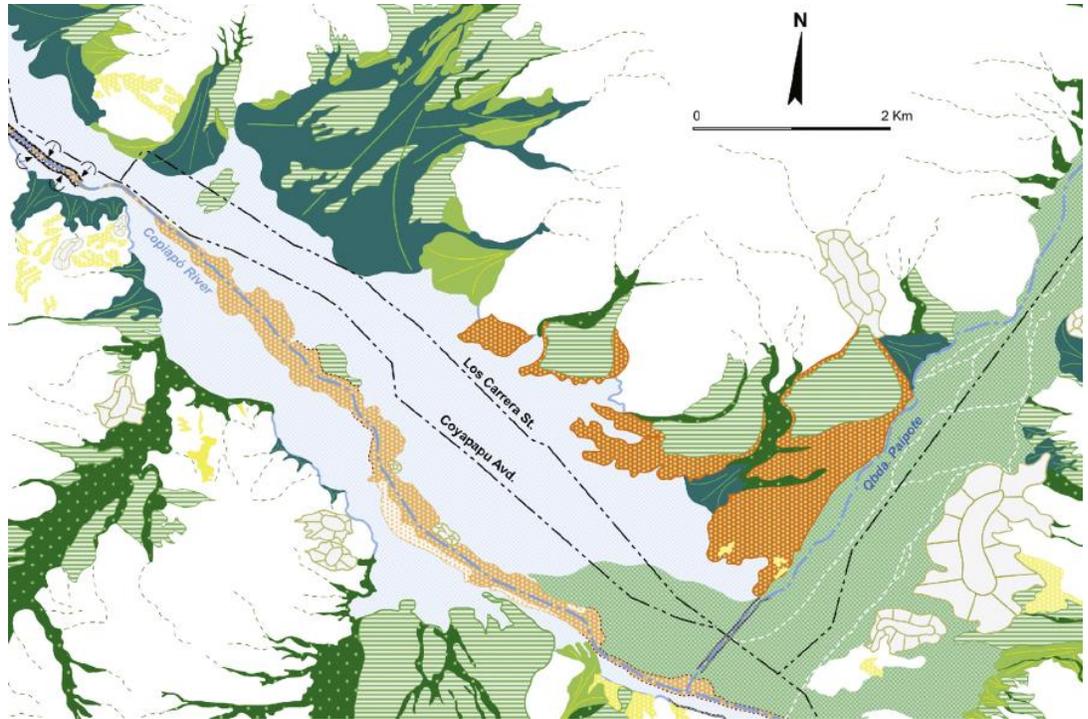


Figura ii.2 Mapa geomorfológico de Copiapó (modificado de Izquierdo et al, 2020).

## **2. Geología Local**

### ***a. Formación Punta del Cobre (Jurásico superior-Cretácico inferior).***

Secuencia volcanosedimentaria, que aflora en ambos flancos del valle del río Copiapó y la quebrada Paipote. En los afloramientos meridionales, la formación se presenta muy alterada y se expone en bloques yacentes y colgantes de la falla Paipote. En el bloque yacente se puede observar desde abajo hacia arriba, una sección basal volcánica, de 150 a 200 m de potencia, correspondiente a lavas andesítica de gran continuidad areal, en la que se emplazan domos y lavas domo dacíticas; una sección superior clástica y volcánica, de 130 a 150 m de potencia, correspondiente a brechas asociadas a pliegues con texturas tipo pillows. Las rocas que se encuentran al Este del río Copiapó, que forman parte del distrito Punta del Cobre, se presentan fuertemente alteradas a asociaciones de albita-cuarzo-clorita y feldespato potásico (y/o biotita)-cuarzo-clorita-sericita. En la ladera Oeste, las rocas se presentan alteradas a una asociación de anfibolita-biotita-sericita (Arévalo, 2005).

### ***b. Formación Bandurrias (Cretácico inferior).***

Aflora al extremo NE de la zona de estudio.

Según Arévalo (2015) la formación se divide en tres secciones, desde abajo hacia arriba:

Sección 1: Sección basal sedimentaria de 520 m de potencia, corresponde a brechas y conglomerados matriz soportados donde se intercalan subordinadamente coladas de lavas andesíticas, areniscas grises a rojizas con estratificación gruesa y, en la parte media, un horizonte fosilífero lenticular de areniscas y fangolitas rojas.

Sección 2: Sección media volcánica, de 450 m de potencia, compuesta por lavas andesíticas rojas de gran continuidad areal.

Sección 3: Sección superior de 200 m de potencia, que corresponde a areniscas rojas con intercalaciones de paraconglomerados bien estratificados y coladas de lava andesíticas subordinadas y fangolitas rojizas.

### **3. Intrusivos.**

Estos depósitos afloran en el extremo N del área de estudio.

#### ***a. Diorita La Brea (Cretácico inferior)***

Plutón compuesto por dioritas con clinopiroxeno y hornblenda como ferromagnesianos principales, y monzodioritas de biotita como variaciones locales. Las dioritas son de grano grueso y están formadas por un agregado isótropo de plagioclasa con ferromagnesianos y granos de cuarzo y biotita intersticial (Arévalo, 2005).

#### ***b. Monzodiorita San Gregorio (Cretácico inferior)***

Plutón compuesto por monzodioritas, de planta rectangular, que aflora en la zona deprimida entre las sierras Ojanco Nuevo y Granate, en las cercanías de la mina San Gregorio. Se extiende por 13 km en dirección N-S y limita al E y oeste con fallas sinistralas que lo ponen en contacto con el plutón La Brea. Corresponde a monzodioritas homogéneas de hornblenda, biotita y clinopiroxeno, con actinolita y turmalina ocasional, formando agregados seriados a equigranulares (Arévalo, 2005).

### **4. Depósitos No Consolidados**

#### ***a. Gravas de Atacama (Mioceno medio)***

Aflora al extremo SE de la Figura ii.3, sin embargo, esta unidad no es abarcada por el área delimitada para toma de datos de este estudio.

Corresponde a ripios y gravas polimícticas, poco a medianamente consolidadas, con mala a moderada selección que se reconocen como terrazas remanentes en la precordillera de Atacama. Se pueden encontrar, en algunas áreas, niveles de cenizas, bancos de arena y limos intercalados. Hacia techo se constituye por una superficie de pedimento, que en algunos sectores está cubierta por la Ignimbrita San Andrés, unidad

volcánica de edades que varían entre 9 y 10 Ma. En el área de estudio se encuentran rellenando paleo-depresiones labradas sobre un basamento pre-Paleógeno. La falta de coincidencia entre estos paleovalles (zonas de mayor espesor de grava) y los cursos actuales, indican que las gravas ocuparían una red de drenaje antigua cuya configuración fue diferente a la actual (Arévalo, 2005).

***b. Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno superior-Plioceno)***

Afloran por todo el borde NE y SW del área de estudio.

Compuesto por gravillas a ripios mal consolidados con matriz arenosa, de limos o arcillas, que forman conos aluviales individuales o coalescentes, depósitos coluviales y llanuras de inundación, contiguos a zonas de altas cotas y que aparecen cubiertos por depósitos aluviales inactivos (Arévalo, 2005). En general presentan una morfología de abanico. En zonas proximales, con potencias de hasta 100 m, se componen de gravas y ripios mal consolidados y estratificados, con mala a moderada selección, de litología similar a la de los afloramientos cercanos. En zonas distales se componen de gravillas y gravas arenosas mal consolidadas, bien estratificadas, con matriz de arenas, limos o arcillas (Arévalo, 2005).

***c. Depósitos aluviales inactivos (Cuaternario)***

Esta unidad aflora en el extremo N y NE del área de estudio, a los costados de la unidad de rocas intrusivas (ver Figura ii.3).

Compuestos de ripio, gravas y arenas mal seleccionadas, sus clastos son polimícticos, subangulosos, de matriz limo-arenosa. Se encuentran medianamente consolidados a no cohesivos. Se ubican en laderas de baja pendiente o rellenando quebradas, sin evidencia de actividad reciente (Arévalo, 2005).

***d. Depósitos fluviales aterrazados (Terraza superior) (¿Pleistoceno?) (unidad informal).***

Corresponde a depósitos con bajo nivel cohesivo, compuestos por gravas polimícticas de matriz arenosa. Se ubica en la terraza fluvial más alta, abarcando la mayoría del área de estudio. Con alturas de 9 a 10 m sobre el lecho actual (Rauld et al., 2016).

***e. Depósitos fluviales aterrazados (Terraza inferior) (¿Pleistoceno?) (unidad informal).***

Corresponde a depósitos de dos tipos:

Fluviales con arenas gruesas en su parte basal y, sobre estos, gravas con clastos redondeados y gruesos, y en la parte superior, arenas finas y predominancia de limos (Rauld et al., 2016).

Depósitos asociados a quebradas afluentes en un tipo de acumulación de cono de deyección que engrana por debajo de las acumulaciones de terraza (Rauld et al., 2016).

Estos depósitos cruzan de NW a SE el área de estudio, bordeando el lecho del río Copiapó.

***f. Depósitos fluvio-aluviales activos de quebradas (Holoceno) (unidad informal)***

Compuestos por gravas y ripios no consolidados, pobremente seleccionados, que están rellenando quebradas y cursos fluviales que drenan en el río Copiapó (Rauld et al., 2016).

***g. Depósitos fluviales activos (Holoceno) (unidad informal)***

Depósitos del cauce activo y la llanura de inundación del río Copiapó. Conformados por depósitos no cohesivos a semi consolidados. Compuestos por ripio de bolones, gravas y arenas bien seleccionadas, con estratificación cruzada que forma

bancos de base acanalada. Se presentan intercalaciones de limos y arenas estratificados. Los clastos más gruesos son polimícticos, con formas discoidales y en su mayoría aparecen imbricados (Rauld et al., 2016).

***h. Depósitos de origen antrópico (Holoceno) (unidad informal)***

Áreas con depósitos de material estéril y desechos mineros, o de extracción de áridos (Rauld et al., 2016). Se pueden encontrar al extremo W del área de estudio, sin embargo, no hubo mediciones en este tipo de terrenos.

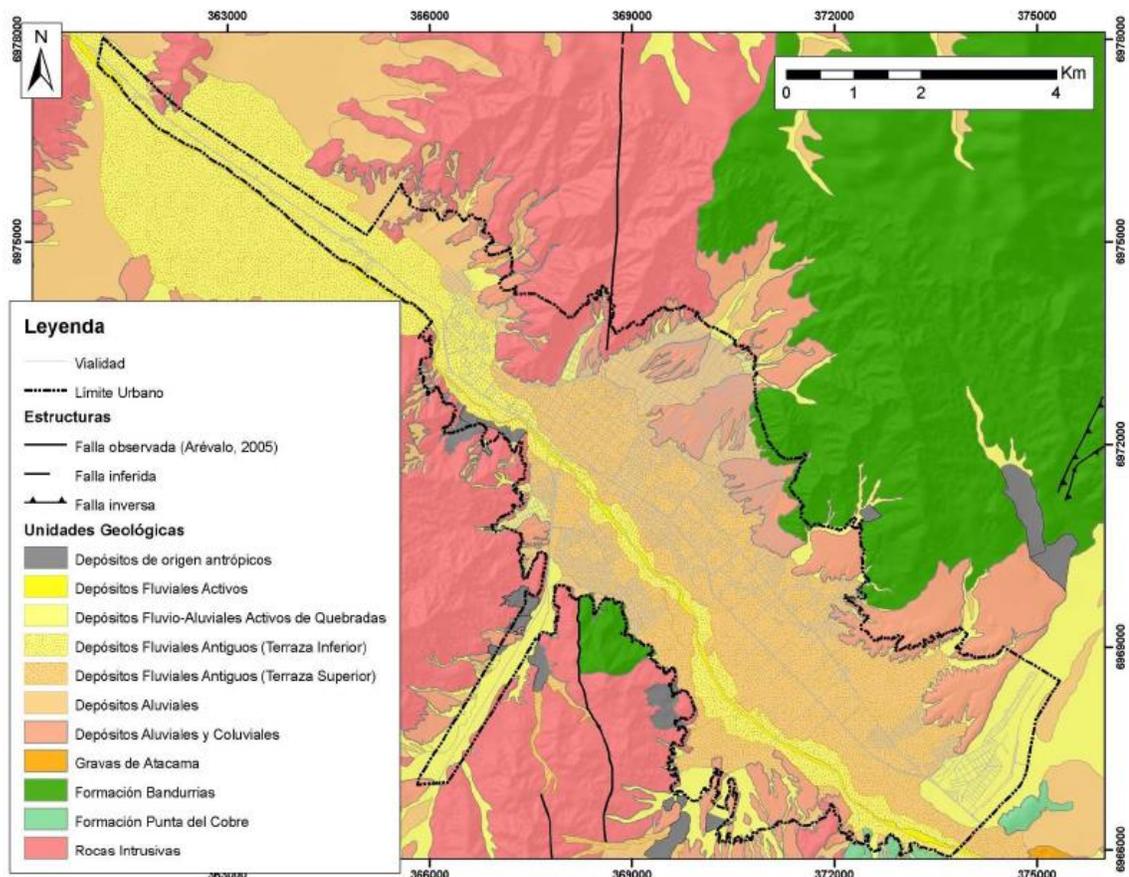


Figura ii.3 Mapa geológico de la zona urbana de la comuna de Copiapó, Región de Atacama, Chile (modificado de Rauld et al, 2016).

## **5. Estudios Previos**

En la Región de Atacama, no se han encontrado estudios previos que den como resultado mapas de microzonificación sísmica. Precisamente, son de las zonas con mayor laguna sísmica en el país. Sin embargo, hay estudios que pueden contribuir a la realización de estos mapas, como son los mapas de microzonificación sísmica en otras zonas del país (e.g. Baquedano, 2012; Becerra, 2015; Podesta, 2014; Leyton et al., 2012; 2013). Además de estudios de geología de superficie (Arévalo, 2005), especialmente la caracterización de las unidades cuaternarias sobre las cuales se asientan las ciudades. En Copiapó, se cuenta con un estudio de riesgos que recopila y sintetiza buena cantidad de bibliografía (Rauld et al., 2016); y además diversos estudios muy recientes, liderados por el área de investigación de la Universidad de Atacama, relacionados con riesgos asociados a aluviones y geomorfología del cuaternario, que brindan valiosa información para correlacionar datos de microvibraciones con tipos de suelos de forma más precisa y actual.

### III. ESTADO DEL ARTE

#### 1. Definiciones físicas

##### a. Onda y sus propiedades físicas

“Una onda es cualquier perturbación con respecto a una condición de equilibrio que se propaga de una región a otra. Una onda mecánica viaja a través de un material llamado medio. La perturbación ondulatoria se propaga con la rapidez de onda  $v$ , que depende del tipo de onda y de las propiedades del medio. En una onda periódica el movimiento de cada punto medio es periódico. Una onda senoidal es una onda periódica especial donde todos los puntos tienen movimiento armónico simple. La frecuencia  $f$  de cualquier onda periódica es el número de ciclos por unidad de tiempo, el periodo  $T$  es el tiempo que dura un ciclo, la longitud de onda  $\lambda$  es la distancia en la que se repite el patrón de la onda, y la amplitud  $A$  es el desplazamiento máximo de una partícula en el medio. El producto de  $\lambda$  y  $f$  es igual a la rapidez de onda” (Young & Freedman, 2009).

$$v = \lambda f$$

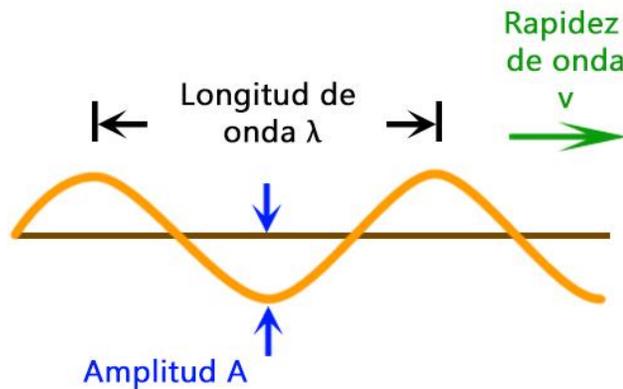


Figura iii.1 Onda y sus propiedades físicas (elaboración propia).

### ***b. Impedancia***

La impedancia es la dificultad que opone un medio al paso de las ondas sísmicas, en términos matemáticos es el producto de la densidad del medio por la velocidad de propagación de onda. Si las ondas atraviesan medios diferentes existen “contrastes de impedancia”. Se dice que los contrastes de impedancia amplifican las ondas sísmicas, tanto las ondas P como las ondas S. Sin embargo, esos contrastes, en general, son pequeños para ondas P (Chávez-García & Montalva, 2014).

### ***c. Espectro***

El término espectro se define como la distribución de longitudes de onda y frecuencias. Y un espectrograma es una representación visual del espectro de frecuencias en función del tiempo u otra variable como azimut (Smale, 2015).

## **2. Ondas sísmicas**

La medición de ondas es la base de un estudio de microzonificación sísmica, estas corresponden a ondas de carácter mecánico que se propagan a través de un medio elástico, como el material que conforma el suelo, provocando movimientos con una duración determinada, que pueden ser percibidos o no en la superficie terrestre, dependiendo de su amplitud (Baquedano, 2012).

Chelotti et al. (2009) y Podesta (2014), recopilan y describen la existencia de dos grandes grupos de ondas sísmicas, Internas y Superficiales (Figura iii.2).

**a. Ondas internas:**

Se generan en el hipocentro y propagan a través del interior del planeta, estas se subdividen en dos tipos:

- Longitudinales, primarias o compresivas (Ondas P):

Las partículas se mueven en la misma dirección en que se propaga la onda, con esfuerzos de tracción y compresión. Se caracterizan por tener velocidades altas y son las más utilizadas para estudios de prospección sísmica.

- Transversales, secundarias, de corte o cizalla (Ondas S):

Las partículas se mueven de forma perpendicular a la dirección de propagación de la onda, provocando solo distorsión angular.

**b. Ondas superficiales:**

Se producen al llegar las ondas P y S a la superficie, es decir, se generan por la propagación de las ondas internas y su interacción con la superficie libre del medio. Su amplitud es mayor que las ondas P, por lo que sus efectos son más destructivos durante un sismo. Se subdividen en 3 tipos:

- Rayleigh o Ground Roll:

Somete a las partículas a esfuerzos de corte (verticales) y compresión (horizontal) en la misma trayectoria de propagación, generando un movimiento elíptico y retrogrado. Son las más usadas en ensayos sísmicos.

- Love:

Movimiento perpendicular al plano de propagación de la onda en dirección horizontal, velocidad cercana al 90% de la onda S en un mismo estrato.

- Stonley:

Se propagan en el límite entre dos medios de diferentes densidades, sobre todo en el contacto sólido-fluido, con movimiento elíptico retrógrados.

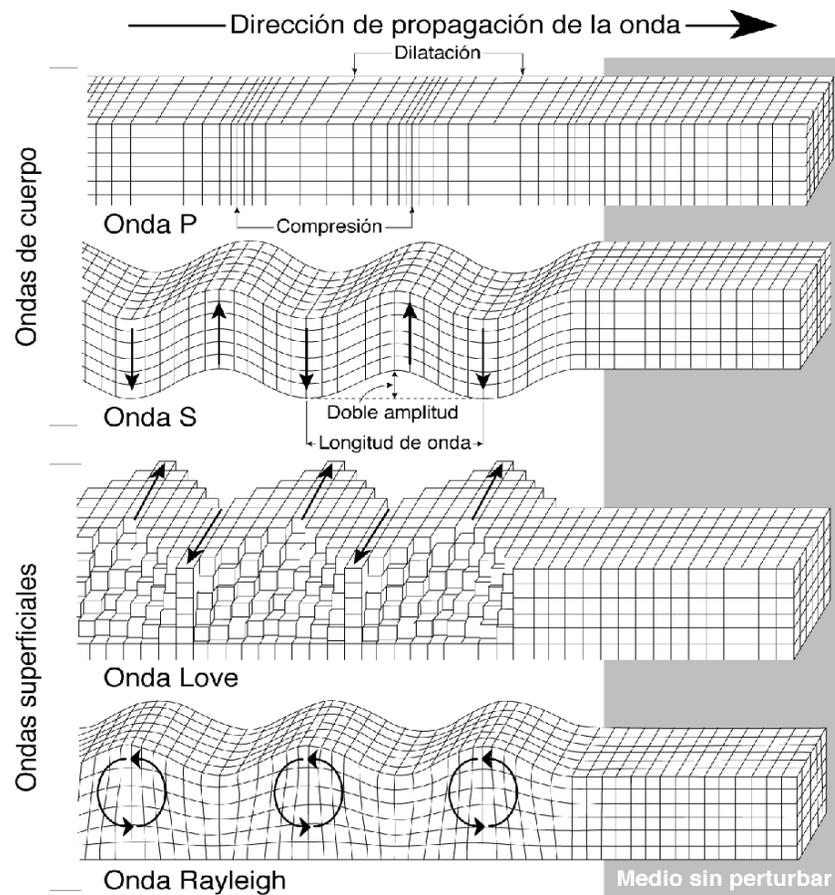


Figura iii.2 Tipos de ondas sísmicas (extraído de Podesta, 2014).

### 3. Efecto sitio

Frente a un evento sísmico se ha observado que la distribución de los daños está condicionada por la respuesta del suelo frente a tales cargas cíclicas. Esto se conoce como efecto de sitio y es consecuencia de la amplificación de la señal sísmica en varios ordenes de magnitud, la que se modifica debido a las condiciones geológicas y topográficas (Pastén, 2007).

El efecto sitio se basa en el principio de que un suelo blando o poco consolidado tendrá mayores deformaciones que un suelo duro (Podesta, 2014). La magnitud de la amplificación está controlada por las propiedades geotécnicas del sustrato, principalmente las propiedades dinámicas del material geológico, tomando en cuenta

también la potencia de los estratos y profundidad a la que se encuentra el basamento rocoso (Baquedano, 2012).

Al producirse un terremoto, la energía liberada se propaga en forma de ondas, generando deformación desde el hipocentro hasta la superficie por medio de los diferentes estratos del suelo. Esta onda se verá alterada dependiendo del tipo de material del que estén compuestos los estratos (Figura iii.3) (Pastén, 2007).

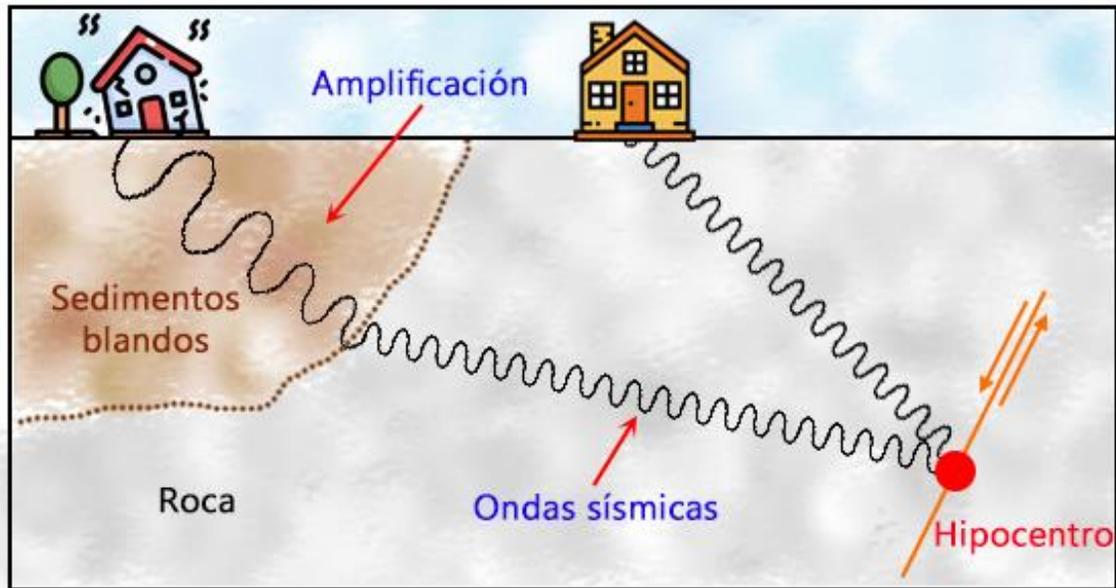


Figura iii.3 Efecto de sitio (elaboración propia).

Según (Podesta, 2014) varios factores participan en la generación del efecto sitio:

- La fuente: Corresponde al hipocentro de un sismo, es una variable que no se puede controlar, y puede afectar mediante la intensidad, dirección y proximidad al terreno.
- Topografía: Es una variable local que puede amplificar el efecto de la onda sísmica, según sea la situación, por ejemplo, acantilados, valles, cima de una montaña.
- El medio de propagación de las ondas: El suelo y las rocas transmitirán a las ondas a ciertas frecuencias, donde, se presentarán frecuencias bajas en suelos

menos consolidados (periodos altos) y frecuencias altas en suelos más densos y consolidados (periodos bajos).

Otro parámetro muy importante que destacar es el periodo fundamental de un punto determinado en la superficie, ya que, debido a este dato se puede estimar la tendencia a vibrar que posee el suelo de esa área. Esto es posible con el método descrito por Nakamura (1989), en el que usa el cociente entre los espectros de los movimientos verticales y horizontales medidos en la superficie, también conocido como las razones espectrales H/V.

Rodríguez (2015) caracteriza dos mecanismos de amplificación de las ondas sísmicas que pueden generar efecto sitio:

- Geométrica: se genera debido al contraste de impedancias entre dos medios en contacto.

“El contraste es mayor en materiales más jóvenes y menos consolidados, lo que lleva a un mayor nivel de amplificación de la señal sísmica. Asimismo, provoca el atrapamiento de las ondas sísmicas dentro de un nivel con baja impedancia y esto provoca la amplificación de las frecuencias características” (Rodríguez, 2015).

Cuando el depósito sedimentario se sitúa sobre una base rocosa dura y cristalina aumenta su contraste de impedancias.

- Dinámica: es la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del suelo, se le conoce como efecto de resonancia.

Si los valores de ambas frecuencias son muy cercanos, se incrementa la amplitud del movimiento del suelo significativamente.

“Cuando una onda elástica se propaga a través de un material, el flujo de energía permanece constante y en consecuencia las amplitudes del movimiento en materiales con baja velocidad de propagación de ondas sísmicas son mayores, dado que la velocidad de la partícula y la velocidad de las ondas son inversamente proporcional” (Rodríguez, 2015).

#### **4. Microvibraciones**

Se definen como ruido sísmico ambiental del suelo. Son ondas con una amplitud baja y alejadas de una fuente. La presencia de las microvibraciones es constante y solo se pueden captar y medir con instrumentos sensibles y adecuadamente configurados para este tipo de ondas (Podesta, 2014).

Pastén (2007) define dos tipos, según su fuente de procedencia:

##### ***a. Artificiales:***

Han sido provocadas por acción de la intervención humana, por ejemplo, el paso de vehículos o personas cerca, actividades industriales, construcciones. Se caracterizan por altas frecuencias (1 a 30 Hz). Tienden a influir solo en las capas más superficiales del suelo.

##### ***b. Naturales:***

Producidas por el oleaje del mar, el viento y condiciones meteorológicas. Son de mayor energía y frecuencias relativamente bajas (0,3 a 1 Hz).

Las microvibraciones se componen principalmente por ondas S y Rayleigh, al ser principalmente superficiales son medibles por instrumentos directamente en la superficie terrestre (Baquedano, 2012).

#### **5. Razones espectrales H/V**

Las razones espectrales H/V se pueden calcular tanto para registros sísmicos de aceleraciones medidas en estaciones sismológicas, como para mediciones de ruido sísmico ambiental (Fernández et al., 2016).

Para el caso de estudios sísmicos, se necesita un registro de datos de un tiempo determinado en una región específica, los que deben corresponder a eventos que tengan una escala establecida mínima de intensidad, por ejemplo, se puede calcular H/V en base a todos los sismos mayores o iguales a 5 Mw. (Fernández et al., 2016). Tal tipo de

estudio es posible en áreas que presenten cierta frecuencia de sismos de alta intensidad en un periodo de tiempo significativo, lo que, debido al GAP en el área de estudio, no es el caso, por lo que solo se tomarán en cuenta las razones espectrales con mediciones de ruido sísmico ambiental.

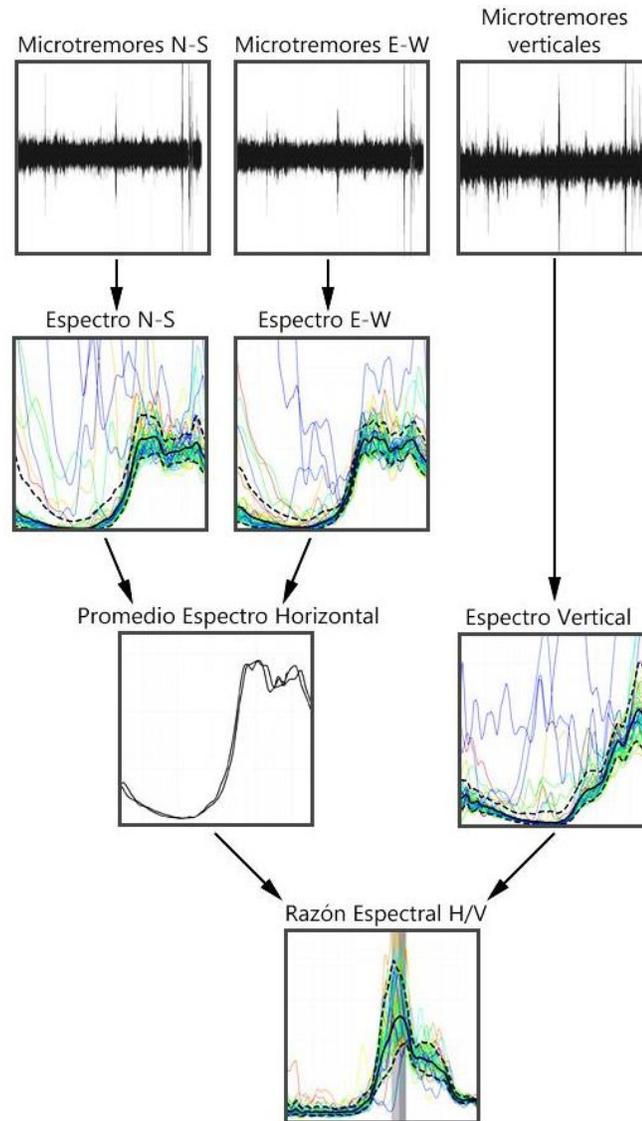


Figura iii.4 Esquema de cálculo de razón espectral H/V (elaboración propia).

Verdugo (2005) explica que la componente horizontal de los temblores es amplificada por la multi-reflexión de las ondas S, en tanto, la componente vertical es amplificada por la multi-reflexión de las ondas P. En el caso de las ondas Rayleigh, es

más marcada la presencia de la componente vertical y su efecto se puede cuantificar calculando la razón entre la componente vertical en superficie y la base del sustrato (ver ejemplo en Figura iii.4).

Los datos de ruido sísmico ambiental se obtienen de mediciones con instrumentos en la superficie terrestre, sismógrafos o geófonos de 3 componentes (pueden medir en los 3 ejes: norte-sur, este-oeste, y vertical), y 4,5 Hz de frecuencia natural.

En el proceso de procesamiento de datos se utilizó el software Geopsy, para frecuencias entre 0,2 y 25 Hz, seleccionando ventanas de 30 segundos de largo en la señal y utilizando una constante de suavizado con la configuración denominada Konno&Ohmachi (1998) igual a 40 Según recomiendan Fernández et al. (2016).

## **IV. METODOLOGÍA**

### **1. Etapa de gabinete inicial**

Se recopiló bibliográfica de las características litológicas, topográficas, dinámicas del suelo, y de los principales materiales y tipos de construcción presentes en la ciudad de Copiapó. Además, se confeccionó una malla de medición sobre un mapa base del área urbana de la ciudad de Copiapó.

### **2. Etapa de terreno**

En este caso se ha utilizado un geófono Tromino (Figura iv.1) facilitado por el Dr. Gonzalo Montalva, académico de la Universidad de Concepción. Este geófono fue fabricado por la empresa MOHO, es de tipo triaxial y está pensado específicamente para estudios de frecuencias fundamentales.

El equipo fue calibrado previamente en terreno de la Universidad de Concepción.

Una vez en Copiapó se realizó una medición de frecuencias fundamentales mediante geófono. Figura iv.1 Geófono Tromino utilizado para obtener datos analizados en el presente estudio. Cada punto de medida se ubicó con GPS.

Se corroboró en terreno que cada área a medir cumpliera con las condiciones para obtener muestras representativas de frecuencia, es decir, no tener construcciones subterráneas (como túneles o cañerías) que puedan alterar las microvibraciones naturales, así como evitar el paso de vehículos o personas en un radio de 10 m del instrumento en el periodo de tiempo que estará tomando datos.

Se tomó duplicado de 3 mediciones en días diferentes y puntos diferentes a la medición tomada en cuenta en este estudio para corroborar que los datos obtenidos se hayan tomado correctamente y sean representativos al tipo de suelo de cada punto de medida.



Figura iv.1 Geófono Tromino utilizado para obtener datos analizados en el presente estudio.

### **3. Etapa de gabinete posterior**

Para obtener las razones espectrales HVSR o H/V (en un gráfico) se dividió la componente horizontal (combinada por una media geométrica) con la componente vertical (metodología propuesta por Nakamura, 1989) y de esta manera se calculó el factor de amplificación.

Una vez obtenida la señal triaxial en el lugar de medición, se exportan a un pc mediante el software formulado para detectar el geófono Tromino llamado Grilla, esta señal se puede almacenar en el disco duro y luego ser procesado para obtener gráficos interpretables como la razón espectral H/V y frecuencias/azimut a través del software Geopsy.

#### ***a. Interpretación***

Al obtener los datos de todos los puntos medidos en el área de estudio, fue posible generar una base de datos que incluye aspectos físicos importantes, como frecuencias fundamentales, amplificación, ventana de tiempo de medición, etc., para contraponer estos datos de forma visual en el área de estudio, y analizar su relación con la geología de superficie, propiedades estructurales, topografía y/o morfología de dichos puntos. Este proceso se llevó a cabo mediante la utilización de software de información

geográfica como ArcGIS, para generar uno o más mapas que expongan todos los resultados y su posterior interpretación en el presente documento.

Por tanto, en el análisis de cada punto de medición se consideran datos de ubicación, a través del cual se ha generado (i) una ubicación en mapa de Google Earth para visualizar topografía y morfología alrededor del área; (ii) un gráfico de razón espectral H/V, mediante el cual se pudo obtener la frecuencia fundamental del suelo bajo ese punto y su amplificación; (iii) un gráfico espectral de frecuencias versus azimut, a través del cual se puede saber si es necesario realizar ajustes de ángulo de acuerdo a dónde se ubican las mayores amplificaciones, y principalmente, cuál es la dirección preferencial de propagación de ondas. Y por último, el procesamiento de la misma señal mediante el software del Dr. Felipe Leyton, que igualmente arroja una curva de razón espectral H/V, y se ha utilizado a modo de validación de la información obtenida anteriormente (ver Capítulo de Resultados y Discusión).

## V. RESULTADOS

Se delimitó el área urbana de Copiapó y se ha generado una grilla que considera toda esta área, cada celda de esta grilla considera 500 m por lado.

Dentro de la ciudad la mayoría de las zonas están cubiertas por concreto o son zonas muy concurridas y podrían generarse alteraciones en la señal percibida, por lo que, se ha ubicado el punto de muestra en el lugar donde menos alteraciones externas podría haber dentro de cada celda, por lo general, se corresponde con plazas o sitios baldíos.

Se ha medido en 80 puntos dentro de la zona urbana de la ciudad de Copiapó (ver *Tabla v-1*), lo que ha permitido, luego de procesar esos datos en el software Geopsy, analizar las frecuencias fundamentales de los distintos puntos y generar un mapa preliminar de peligrosidad sísmica.

***Tabla v-1 Datos obtenidos de mediciones con geófono.***

Punto	Frecuencia [Hz]	error frec.	Amplificación	Am x	Am y	Ventanas	Segundos	LATITUD	LONGITUD
A01	3,102470	0,305500	4,129200	2,924870	5,829955	44	35	-27,347742	-70,351200
B01	2,290940	0,189159	4,112850	2,396620	7,060210	36	30	-27,352378	-70,351800
B02	5,625360	0,456600	4,393930	3,569200	5,409230	36	35	-27,353150	-70,346117
B05	1,942010	0,305563	1,476360	0,882258	2,470640	31	35	-27,352532	-70,329217
B07	0,433222	0,090727	1,487460	0,625114	3,539520	35	35	-27,355050	-70,317457
C01	4,753640	0,229666	7,103356	5,617500	8,975970	35	35	-27,357398	-70,353200
C02	6,413280	0,460963	2,996300	2,146020	4,185730	28	30	-27,357613	-70,345817
C04	0,401744	0,047718	3,379790	1,268800	9,003330	30	30	-27,357240	-70,333967
C05	1,980780	0,252923	1,652470	1,035210	2,637900	30	30	-27,356882	-70,329633
C06	2,201180	0,255291	3,370680	2,167140	5,243440	37	35	-27,358193	-70,324667
C07	1,772970	0,194308	2,709350	1,940560	3,782760	30	35	-27,357483	-70,318928
C08	1,768540	0,206503	3,069260	2,068500	4,555530	30	25	-27,357500	-70,314752
C09	1,906450	0,241013	1,049410	0,685310	1,607000	30	35	-27,358067	-70,308013

D02	1,412760	0,263667	2,498920	1,298360	4,809830	28	40	-27,361872	-70,346050
D03	3,126400	0,359451	4,834310	3,343010	6,991210	47	35	-27,362762	-70,341333
D04	3,667830	0,298249	7,268540	4,765930	11,085400	42	35	-27,362280	-70,336450
D05	3,881460	0,304590	2,905160	2,004540	4,210660	36	35	-27,361523	-70,330467
D06	0,387071	0,056239	3,417500	2,011310	5,807130	35	35	-27,363767	-70,324867
D07	0,422540	0,057059	2,657240	1,290520	5,471430	26	35	-27,363730	-70,318983
D08	1,766400	0,215225	3,709640	2,485550	5,536730	43	35	-27,362818	-70,313033
D09	3,357010	0,544969	1,405550	1,194220	1,873160	20	35	-27,363420	-70,307250
E03	5,115410	0,370799	5,257140	3,417760	8,086430	32	35	-27,367117	-70,339950
E04	2,331610	0,284445	5,331260	3,737110	7,610330	45	35	-27,366505	-70,336100
E05	3,784590	0,585563	2,779360	2,160670	3,575330	55	30	-27,368640	-70,331017
E06	0,389025	0,042312	3,821220	1,498590	9,762310	10	35	-27,366493	-70,324617
E07	2,241870	0,422641	2,193510	1,275840	3,771250	35	20	-27,368108	-70,318600
E08	2,039500	0,193137	3,180100	2,178770	4,642090	18	35	-27,368058	-70,313233
E09	0,451664	0,068339	1,772760	1,295780	2,416250	12	35	-27,367493	-70,307467
F03	0,414512	0,072736	3,851990	2,311300	6,205640	34	45	-27,373742	-70,338900
F04	5,644710	0,841851	2,474730	1,974070	3,102510	23	50	-27,371698	-70,334800
F05	2,621900	0,404127	5,530880	3,075330	9,473100	28	50	-27,372728	-70,328817
F06	2,309910	0,164888	12,612000	5,816430	27,347800	39	35	-27,372633	-70,323733
F07	2,612020	0,234036	13,254200	7,458730	23,553200	41	35	-27,372060	-70,319883
F08	2,24483	0,281638	2,623290	2,024780	3,398790	18	45	-27,372218	-70,312317
F09	2,810610	0,384443	1,768500	1,100560	2,841940	24	40	-27,373373	-70,307700
F10	2,247340	0,294398	3,119450	1,779430	5,470560	24	20	-27,372832	-70,302417
G03	4,758890	0,429724	4,288760	3,198900	5,750220	41	35	-27,377050	-70,339077
G04	4,174080	0,415779	4,055850	2,111462	7,779350	40	25	-27,377967	-70,336033
G05	0,418650	0,054944	1,950230	1,063030	3,577950	33	40	-27,377480	-70,330233
G06	2,735360	0,211885	8,641740	6,795850	10,989500	32	40	-27,378120	-70,324317
G07	1,885380	0,216658	3,602340	2,204060	5,888210	29	30	-27,377925	-70,318717
G08	2,144340	0,269246	3,015630	1,835330	4,955270	22	20	-27,377733	-70,313810

G09	4,569350	0,764509	2,873640	1,668370	4,950060	33	20	-27,378250	-70,308430
G10	1,914660	0,315894	2,295040	1,444950	3,645270	20	25	-27,376665	-70,303650
H04	5,057220	0,618527	3,152690	1,718750	5,785690	40	35	-27,383730	-70,334450
H05	4,442820	0,437317	9,155720	3,820690	21,941900	40	35	-27,383798	-70,330617
H06	2,232230	0,291402	3,822920	1,979640	7,384460	39	35	-27,382772	-70,323950
H07	2,011320	0,297914	2,492490	1,159920	5,357330	42	30	-27,383343	-70,319367
H08	2,615760	0,401692	6,723270	3,903560	11,580100	50	30	-27,382780	-70,312300
H09	6,592530	0,968498	1,676410	1,137540	2,471590	21	30	-27,382500	-70,306883
H10	3,392070	0,359656	1,931040	1,263880	2,950480	43	30	-27,383333	-70,302738
I05	2,441320	0,369676	0,973020	0,675410	1,417080	33	30	-27,387935	-70,330883
I06	2,542080	0,454364	2,275310	1,489410	3,476150	41	25	-27,388025	-70,325167
I08	0,394087	0,049379	2,122430	1,168120	3,862700	38	30	-27,387317	-70,314168
I09	2,698240	0,366134	5,365770	3,699120	7,783360	45	30	-27,387617	-70,308493
I10	2,742540	0,271397	2,861030	1,723070	4,750940	47	30	-27,387633	-70,302678
I11	2,493370	0,245239	8,411840	6,089860	11,619400	49	30	-27,388550	-70,297953
I12	7,108540	0,758049	1,280970	0,854787	1,920120	33	35	-27,388617	-70,290452
J06	8,624860	0,597790	6,448050	4,754690	8,744540	46	30	-27,392695	-70,325450
J07	2,292420	0,286701	6,347080	4,924420	8,180930	53	30	-27,390400	-70,319833
J08	0,395976	0,067631	4,238550	2,098260	8,566360	17	35	-27,392350	-70,311867
J10	2,936070	0,334625	5,318850	3,278330	8,630200	47	30	-27,392700	-70,303307
J11	3,310230	0,303331	3,318430	1,826080	6,033350	37	30	-27,393300	-70,296088
J12	0,422657	0,062690	6,099230	3,102390	11,991300	35	30	-27,394478	-70,293200
K10	3,900400	0,346968	2,745100	1,880300	4,007630	45	30	-27,398335	-70,305000
K11	0,460097	0,063003	7,835400	3,512880	17,478500	24	30	-27,398267	-70,296130
K12	3,639570	0,331589	6,098940	3,917160	9,497100	51	30	-27,399107	-70,291983
L11	4,021640	0,474629	3,384530	2,664460	4,299250	22	30	-27,403263	-70,297500
L12	3,468580	0,311275	7,203170	5,694640	9,111550	23	30	-27,403322	-70,292417
M12	4,664930	0,467951	3,226010	2,644020	3,936280	30	45	-27,407262	-70,289733
M13	3,132110	0,434151	3,384640	2,709790	4,222836	61	25	-27,408625	-70,285417

M14	3,931710	0,135732	6,417530	4,211430	9,781030	43	30	-27,407423	-70,281167
M15	8,383930	0,798289	2,459080	2,067380	2,925010	31	25	-27,407992	-70,275400
M16	3,131660	0,309688	1,745400	1,434200	2,124180	23	30	-27,407980	-70,268867
N13	5,024240	0,496489	3,087720	2,558170	3,726960	30	40	-27,412983	-70,288150
N14	2,519040	0,407389	3,092680	2,198460	4,350950	40	30	-27,412980	-70,280167
N15	0,409474	0,064854	4,540340	2,860750	7,206170	35	39	-27,413383	-70,274950
N16	2,112320	0,288818	2,031940	1,506590	2,740590	52	30	-27,412750	-70,269483
O15	1,932990	0,268876	2,680980	2,117340	3,394720	29	40	-27,418255	-70,274350
O16	2,088150	0,299730	2,429140	1,620840	3,640710	34	40	-27,416367	-70,269567

La Figura v.1 es un ejemplo del resultado de este análisis en un software independiente del Dr. Felipe Leyton, con el cuál se validará el resultado obtenido para este estudio por medio del software Geopsy. En su recuadro superior, se muestra la geometría del espectro y la desviación estándar correspondiente en escala logarítmica (área gris). El segundo recuadro indica la frecuencia fundamental por lapsos de tiempo, es decir, arroja un resultado de estabilidad del suelo. La frecuencia fundamental corresponde al peak de la curva en negro más gruesa (Becerra et al., 2015).

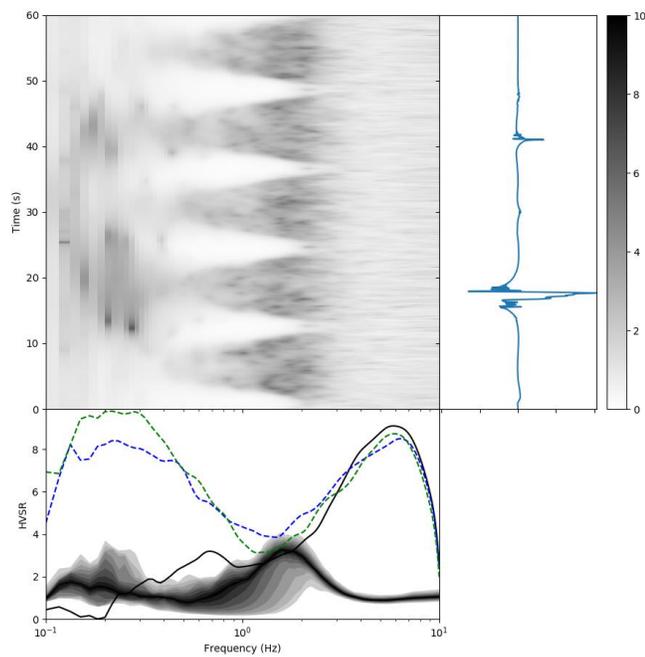


Figura v.1 Ejemplo de HVSr de microvibraciones de un punto según software del Dr. Felipe Leyton (facilitado por Dr. Felipe Leyton).

La Figura v.2 es un ejemplo del resultado del análisis según el software Geopsy de mismo punto mostrado en la Figura v.1. A la izquierda, y entre dos curvas punteadas, se muestra una curva negra de línea continua que representa la frecuencia fundamental del lugar donde fue obtenida esa muestra. A la derecha se puede observar un gráfico de frecuencia versus azimuth, a través del cual se puede: (i) obtener información respecto a la dirección en que hay cierta preferencia de propagación de las ondas sísmicas, de acuerdo a la frecuencia que tiene mayor amplificación, y en consecuencia (ii) hacer correcciones de medición en caso de ser necesario y/o interpretaciones en relación a alteraciones del tipo de suelo o la forma de depositación del sedimento.

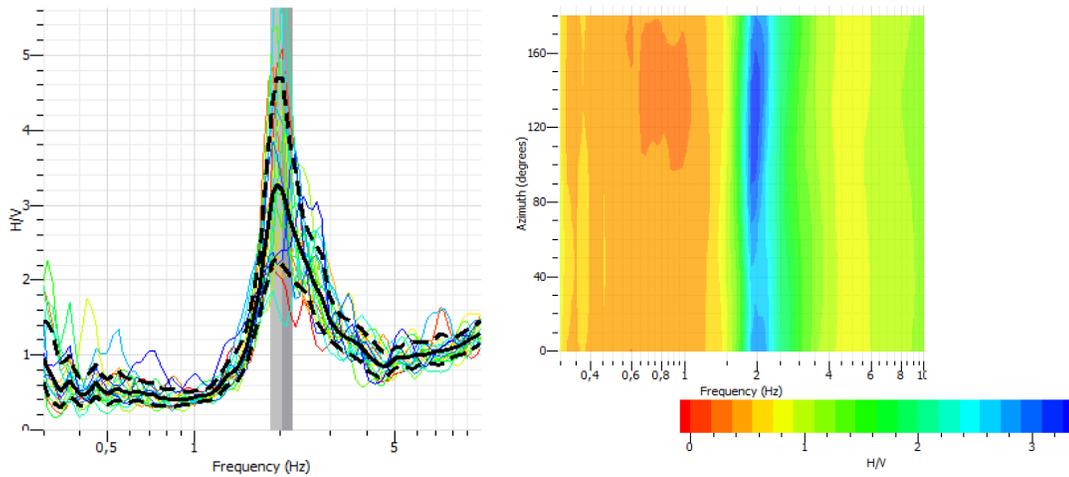


Figura v.2 Ejemplo de HVSR de microvibraciones de un punto según software Geopsy (elaboración propia).

## **VI. DISCUSIÓN**

### **1. Análisis de datos**

Según lo descrito anteriormente, se muestra en la Figura *vi.1*, la ubicación de los puntos de medición y la malla desarrollada para tener una muestra lo más representativa posible del área de estudio. Cada cuadrado de la malla mide 500 m por lado y la medida se realizó en una zona dentro de cada cuadrado.

Dentro de la ciudad la mayoría de las zonas están cubiertas por concreto o son zonas muy concurridas y podrían generarse alteraciones en la señal percibida, por lo que, se ha ubicado el punto de muestra en el lugar donde menos alteraciones externas podría haber dentro de cada celda, por lo general, se corresponde con plazas o sitios baldíos (ubicación en Figura *vi.1*).

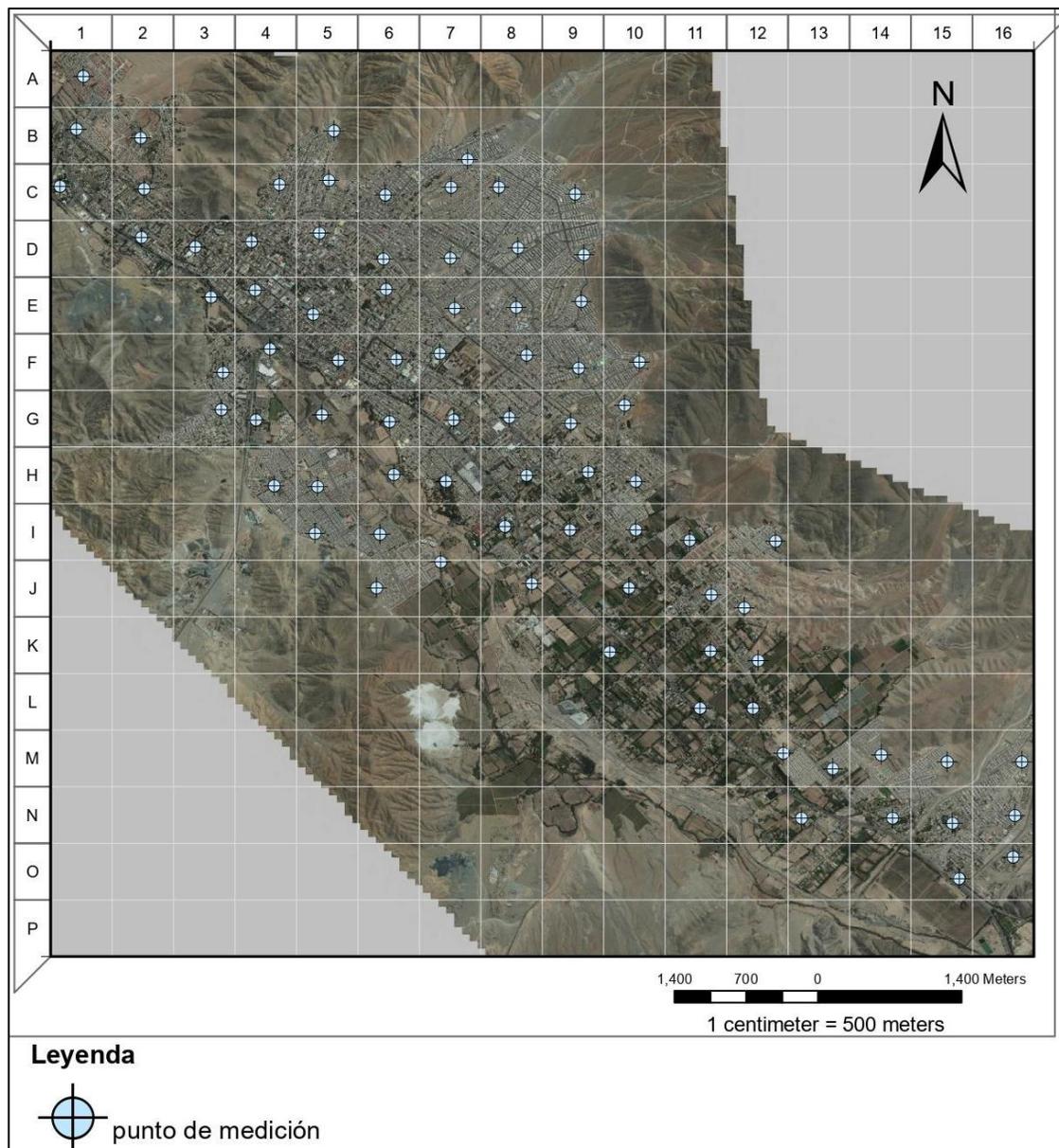


Figura vi.1 Mapa de ubicación de puntos de medición en la zona urbana de la comuna de Copiapó.

En la Figura vi.2 se muestra los datos obtenidos del análisis de razones espectrales H/V en la zona de estudio, donde los números sobre cada punto corresponden a la frecuencia fundamental del área donde se hizo la medición. El tamaño de los puntos se ha configurado en función de la amplificación máxima asociada a la frecuencia fundamental obtenida.

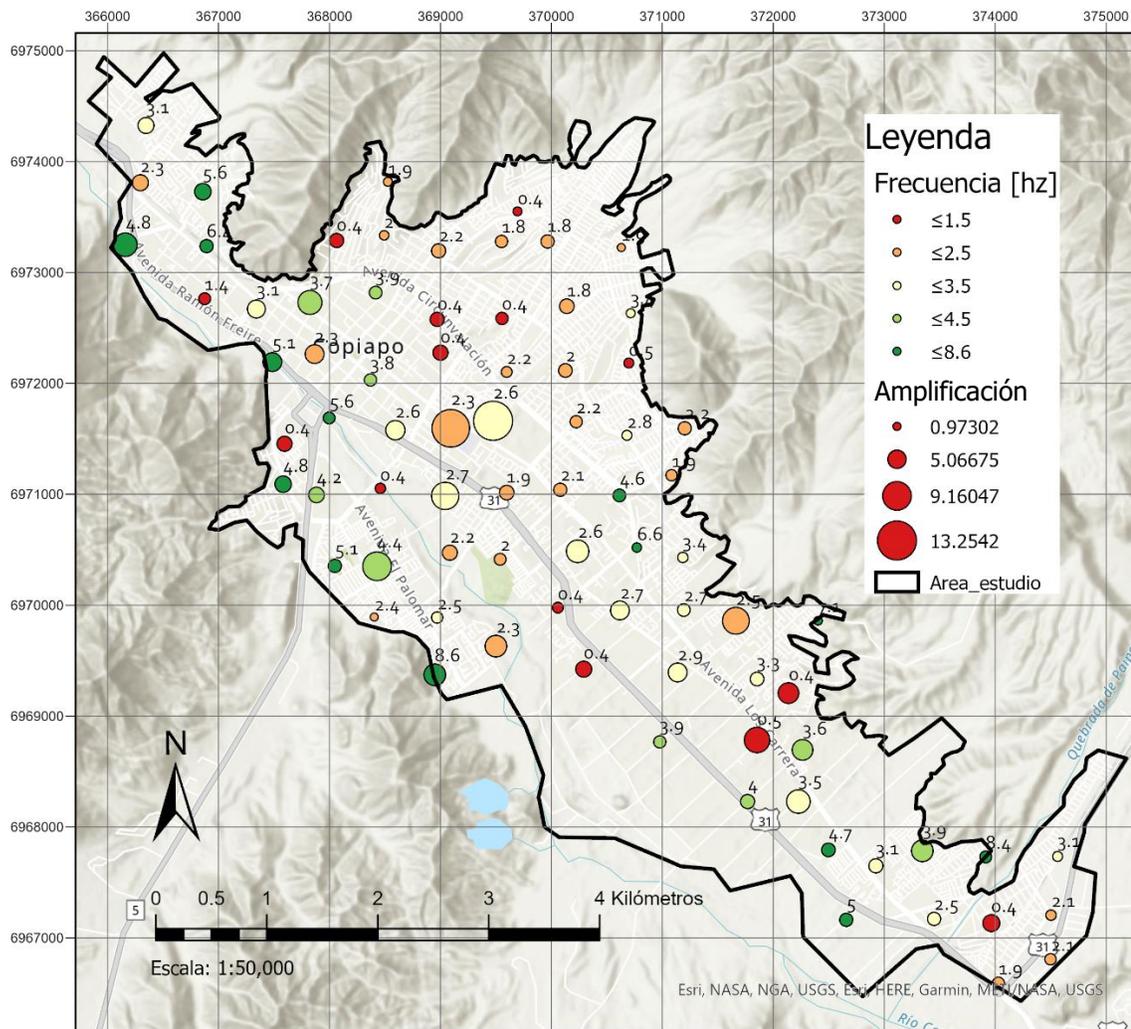


Figura vi.2 Mapa que muestra frecuencias fundamentales y amplificación del área de estudio (elaboración propia).

Los datos están coloreados según una estimación de peligrosidad. De acuerdo a lo estudiado en artículos previos realizados en otras zonas del país (Baquedano, 2012;

Becerra et al., 2015; Fernández et al., 2016; Leyton et al., 2012; 2013; Pastén, 2007; Podesta, 2014; Verdugo et al., 2005), se consideran las frecuencias más bajas como aquellas con mayor potencial de amplificación de sismos, generado por el efecto sitio. Por lo general, el corte que delimita las zonas de más alta peligrosidad se define en torno a los 2 a 2,5 Hz.

Por lo tanto, y considerando también la morfología y geología de superficie, en este estudio se ha considerado las frecuencias bajo 2,5 Hz como las de mayor peligrosidad.

Bajo 1,5 Hz se les ha asignado el color rojo. La geología superficial de estas áreas se compone por materiales sedimentarios poco consolidados, que forman parte de depósitos principalmente aluviales antiguos.

Entre 1,6 y 2,5 Hz se han definido como puntos de peligrosidad intermedia-alta por lo que se han coloreado de naranja. En estas zonas el efecto sitio, según los datos, debería ser notorio y significativo, aunque un tanto menor que en los puntos de frecuencia bajo los 1,5 Hz. Estas áreas se componen principalmente por materiales poco consolidados como depósitos de tipo fluvio-aluviales antiguos y activos.

Entre 2,6 y 3,5 Hz se han definido puntos de peligrosidad intermedia, pintada en amarillo, donde aún se debe tener precaución. Son zonas de geología de superficie más estable, y consolidada. Se componen principalmente de depósitos fluviales.

Sobre 3,6 Hz se han definido puntos de baja peligrosidad sísmica, en colores verdes, donde se considera que el efecto de sitio será menos significativo y las amplificaciones son más bajas en comparación al resto de segmentos por una litología del depósito compuesta de materiales consolidados. Estas áreas se componen de depósitos de rocas sedimentarias de origen fluvial y aluvial correspondientes a la llanura aluvial y terrazas antiguas; muy cercanas además a intrusiones de rocas dioríticas del Plutón La Brea que rodean la ciudad.

En cuanto a las amplificaciones, es importante tomar en cuenta la relación que existe entre este parámetro y la definición de efecto sitio, puesto que, como se ha mencionado anteriormente, las frecuencias fundamentales son obtenidas a partir de la

frecuencia donde la amplificación de onda alcanza su máximo en el espectro medido. Se debe observar el comportamiento de las amplificaciones ya que, a mayores amplificaciones habrá menores frecuencias y mayores intensidades (efectos que tienen las ondas sísmicas en la superficie terrestre) ante un sismo en zonas menos estables y más susceptibles al efecto de sitio.

En este estudio se pueden observar dos puntos de interés por su anómala amplificación en relación al resto de la muestra. Estos corresponden a los puntos de las celdas F06 y F07 (véase Figura *vi.1* y Figura *vi.2*) de frecuencias 2,3 y 2,6 Hz respectivamente, encontrándose en las categorías de zonas de intermedia-alta e intermedia peligrosidad. Considerando la relación entre efecto sitio, amplificaciones de onda e intensidad percibida de los sismos, lo más prudente es considerar estos dos puntos como parte de las zonas de alta peligrosidad.

Asimismo, el área que se puede denominar como parte de la zona de mayor peligrosidad sísmica en toda el área de estudio, tomando en cuenta su alta amplificación y su baja frecuencia fundamental, son los puntos contiguos de las celdas K11 y J12 (véase Figura *vi.1* y Figura *vi.2*), que tienen su parámetro de amplificación sobre 6, y sus frecuencias fundamentales no superan los 0,5 Hz. En términos de ubicación urbana simple, estos puntos se ubican al NE de Av. Copayapu, en el sector comprendido entre los callejones Rafael Torreblanca y Rafael Zorraíndo.

## **2. Delimitación de zonas de peligrosidad**

Al ser un estudio que no considera profundidad de basamento debido a que este no se ha logrado definir – por falta de logística y falta de más estudios – en el área de muestreo, es difícil contrastar los datos de frecuencias fundamentales obtenidas con velocidades de propagación de ondas, y profundidades de basamento, como han hecho diversos autores en sus investigaciones de caracterización de efecto de sitio en zonas con suelos más homogéneos y condiciones climáticas diferentes. Por tanto, esta zonificación

se considera preliminar y toma en consideración únicamente los datos obtenidos por el geófono Tromino (ver Figura vi.2).

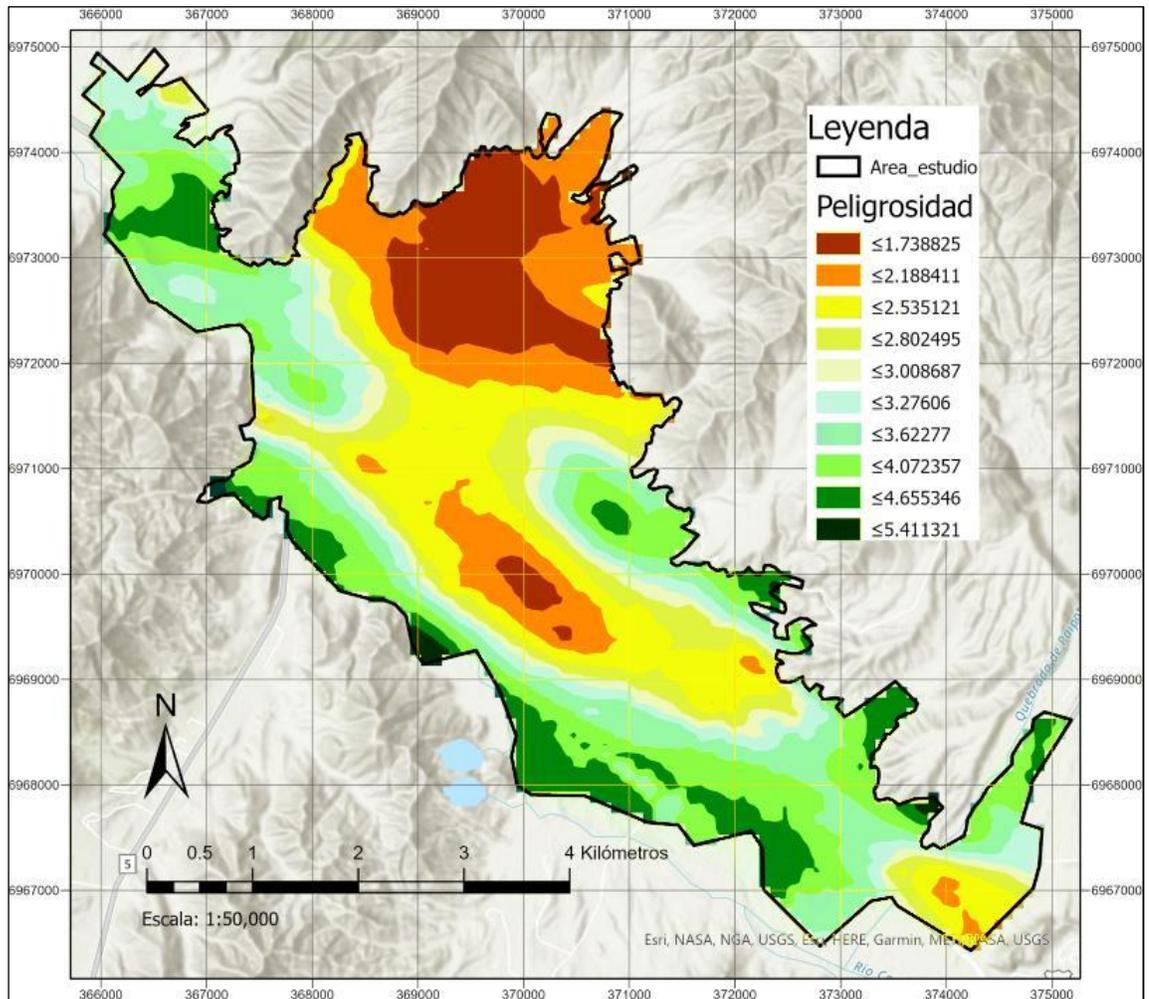


Figura vi.3 Mapa de zonificación de peligrosidad sísmica preliminar, elaborado con interpolación de tipo “kriging ordinario” en *software* ArcGis Pro con la base de datos obtenida en análisis de Geopsy.

En el mapa de peligrosidad sísmica preliminar zonificado (ver Figura vi.3) se presentan 10 zonas hechas en base a la interpolación de las frecuencias fundamentales, donde, al igual que en la Figura vi.2, las zonas más rojizas y naranjas con valores más bajos representan a las de mayor peligrosidad sísmica (menor a 2,5 Hz), las zonas de tonos amarillos y verde limón representa las zonas de peligrosidad intermedia (entre 2,6

y 3,5 Hz) y las zonas verde y verde bosque representan las áreas de menor peligrosidad sísmica (mayores a 3,5 Hz).

### **3. Análisis de peligrosidad sísmica y geomorfología**

De acuerdo a los resultados obtenidos de frecuencia fundamental y amplificación de ondas es posible establecer una interesante relación entre la predilección de propagación de ondas y la geomorfología del lugar.

Esta preferencia podría estar controlada por las estructuras internas del medio de propagación, los cambios geológicos o direcciones de flujo para depósitos sedimentarios.

Además, se generó una zonificación con el fin de mostrar en términos simples, de forma preliminar, un estudio de peligrosidad sísmica.

#### ***a. Abanicos aluviales***

Al analizar los gráficos de cada punto generado en el software Geopsy para obtener datos de frecuencias y amplificaciones, se encuentra también un gráfico del espectro de frecuencias relacionado con el azimut de preferencia de propagación de ondas, con el que se puede establecer una interesante relación con las geoformas del área de estudio.

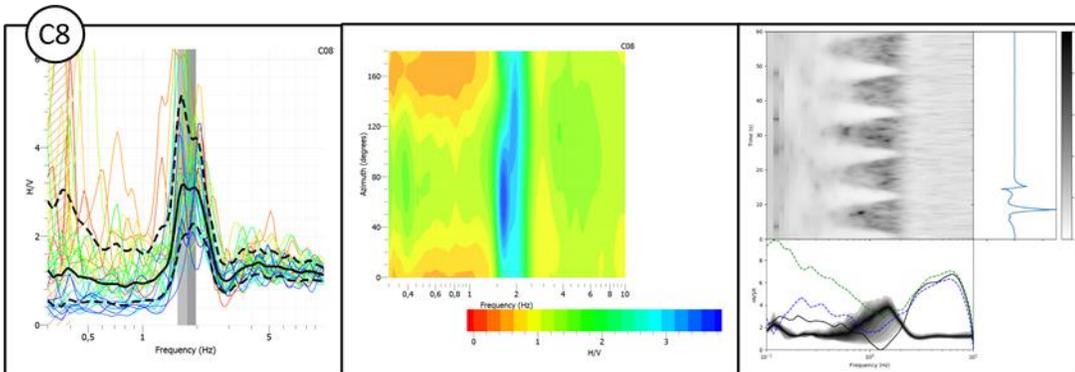
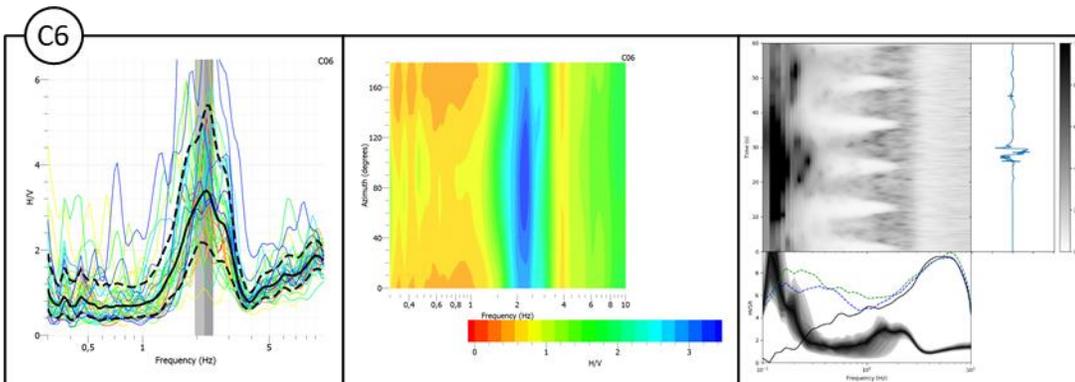
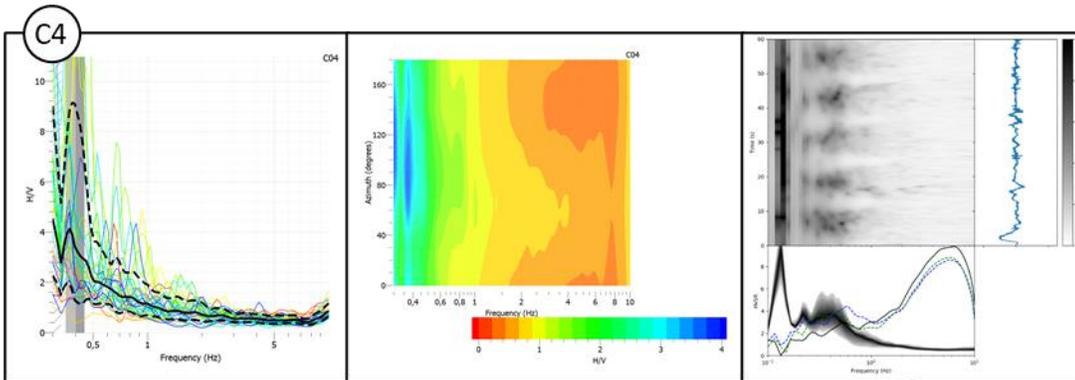
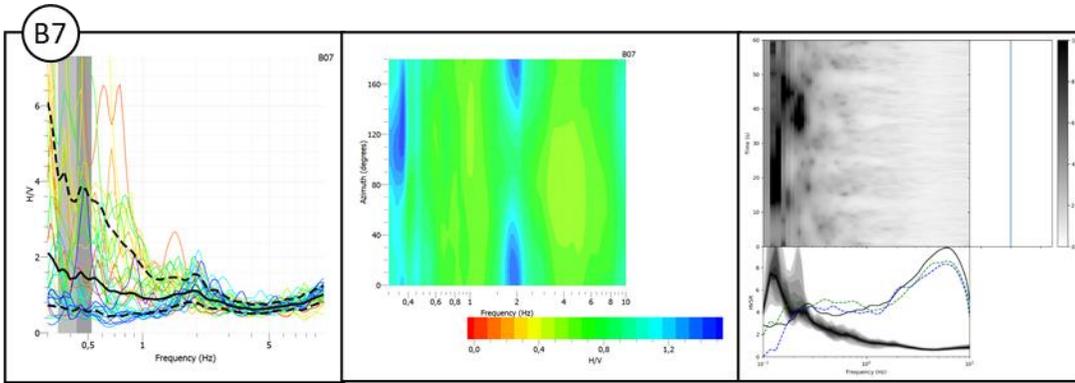
Por ejemplo, los puntos B7, C4, C6, C8, C9 (ver Figura vi.1 y Tabla v-1) se ubican en zonas de abanicos aluviales activos. En los gráficos de la Figura v.2 se puede observar que los azimuts de preferencia de propagación de ondas, al compararse y contraponerse con las Figura ii.2 y Figura vi.1, se puede establecer una correlación con los ángulos de dirección de los flujos provenientes de los abanicos aluviales activos y/o quebradas colindantes. Esto indica que las ondas sísmicas tienen el potencial de propagarse más fácilmente en la dirección de los flujos que controlaron la orientación de

los depósitos sedimentarios. Lo que a su vez indica que, en esas direcciones, las ondas sísmicas se propagarán a mayor velocidad y por tanto la frecuencia es, en general, más baja, lo que representa una mayor peligrosidad sísmica para estructuras y asentamientos que se ubiquen sobre terrenos que tengan geoformas asociadas a dinámicas de flujo y la fuente sísmica eventualmente se produzca de forma coincidente con la orientación del flujo. Es decir, se puede producir un efecto de sitio controlado por la dirección del flujo que tenía el sustrato al depositarse, además, del material del depósito y su proceso de consolidación, lo que podría intensificar o disminuir los efectos de este. Sin embargo, es importante tomar en cuenta el contexto ya que, si existe un basamento o estratos macizos o bien consolidados cercanos a estos depósitos de flujo (en términos de profundidad), aportarán diferencias de impedancia que podrían modificar el nivel de peligrosidad sísmica en el sector. Por lo tanto, no es adecuado estimar la peligrosidad sísmica de un lugar solo por su geomorfología, aunque ésta influya en el comportamiento del suelo.

Para el contexto de este estudio y los puntos antes mencionados, el basamento está muy alejado de la superficie y en el subsuelo se encuentran depósitos correspondientes a abanicos aluviales y torrenciales (Figura

Figura vi.6 vi.6). Así, como para toda la urbe de Copiapó, en que es posible encontrar intercalaciones de depósitos fluviales y aluviales y/o coluviales en la mayor parte del área de estudio (Larrondo, 2017).

Al encontrar distintos tipos de depósitos sedimentarios muy intercalados (contrastes de impedancia) y no poder establecer una profundidad del basamento se esperaba que los datos fueran en su mayoría bajas frecuencias, sin embargo y como se muestra en la Figura vi.2, hay algunas zonas de frecuencias fundamentales más altas que corresponden a puntos cercanos a afloramientos de rocas intrusivas, y, por tanto, ubicados en un medio de propagación más estable y rígido.



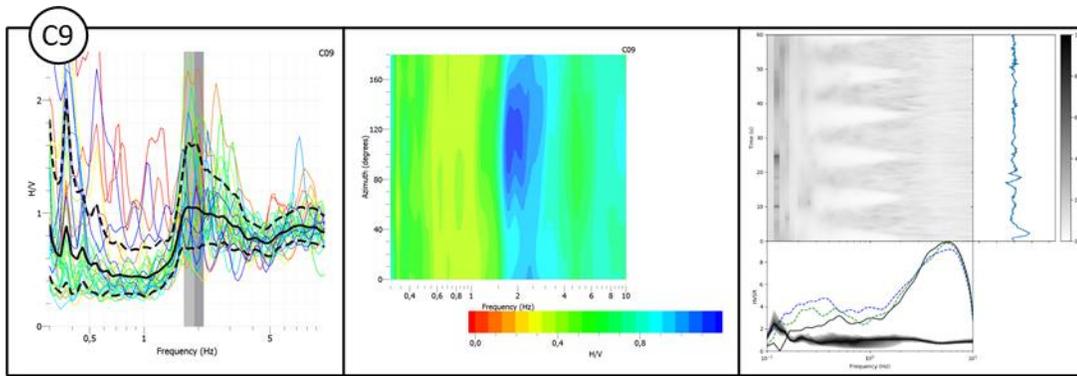


Figura vi.4 Gráficos de puntos de medición ubicados en zonas de abanicos aluviales activos de acuerdo a mapa geomorfológico de Izquierdo et al. (2020). Todos los puntos tienen 3 gráficos, de izquierda a derecha: 1) gráfico de relación entre Frecuencias y razón H/V, obtenido de *software* Geopsy. 2) Gráfico de espectros que relaciona valor H/V con frecuencias y azimut de predominancia de propagación de ondas, obtenido de *software* Geopsy. 3) Análisis de HVSR facilitado por el Dr. Felipe Leyton y obtenido desde un *software* de su autoría.

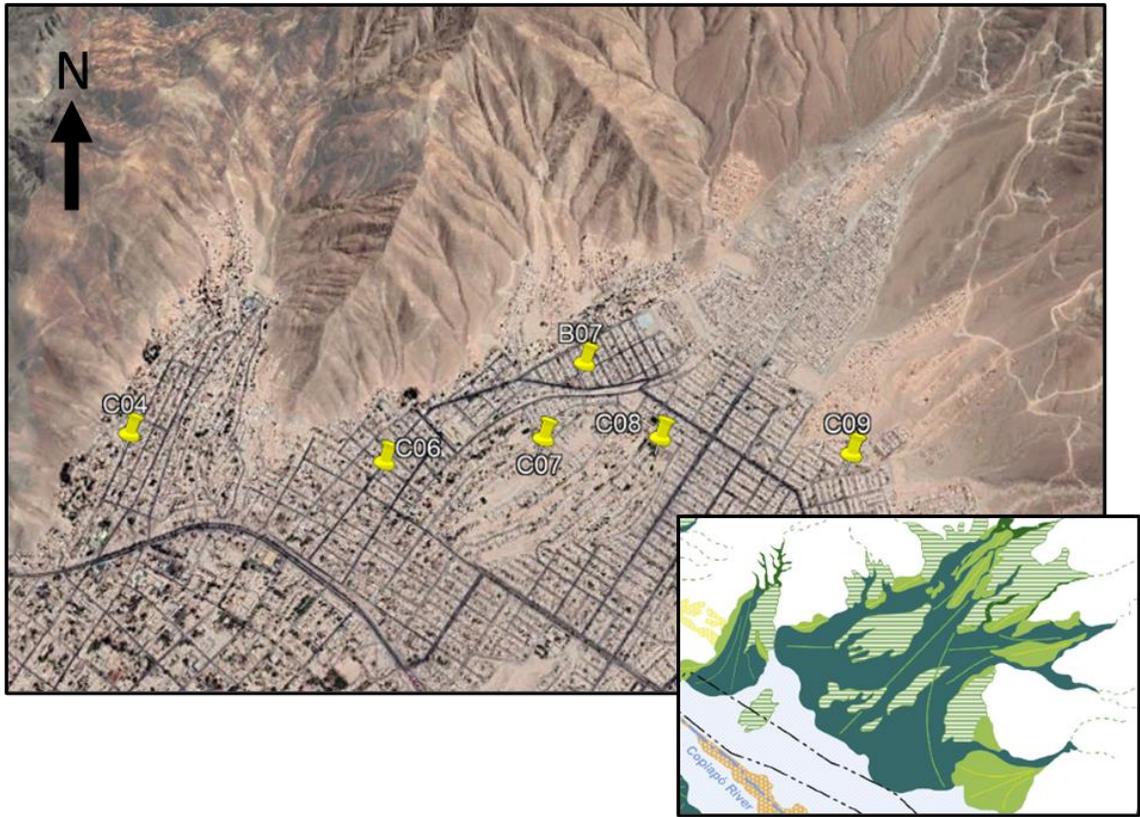


Figura vi.5 Contexto geomorfológico de ubicación de los puntos de medición B7, C4, C6, C7, C8 y C9. En verde: zonas de abanicos aluviales y torrenciales activos (modificado de Izquierdo et al., 2020).

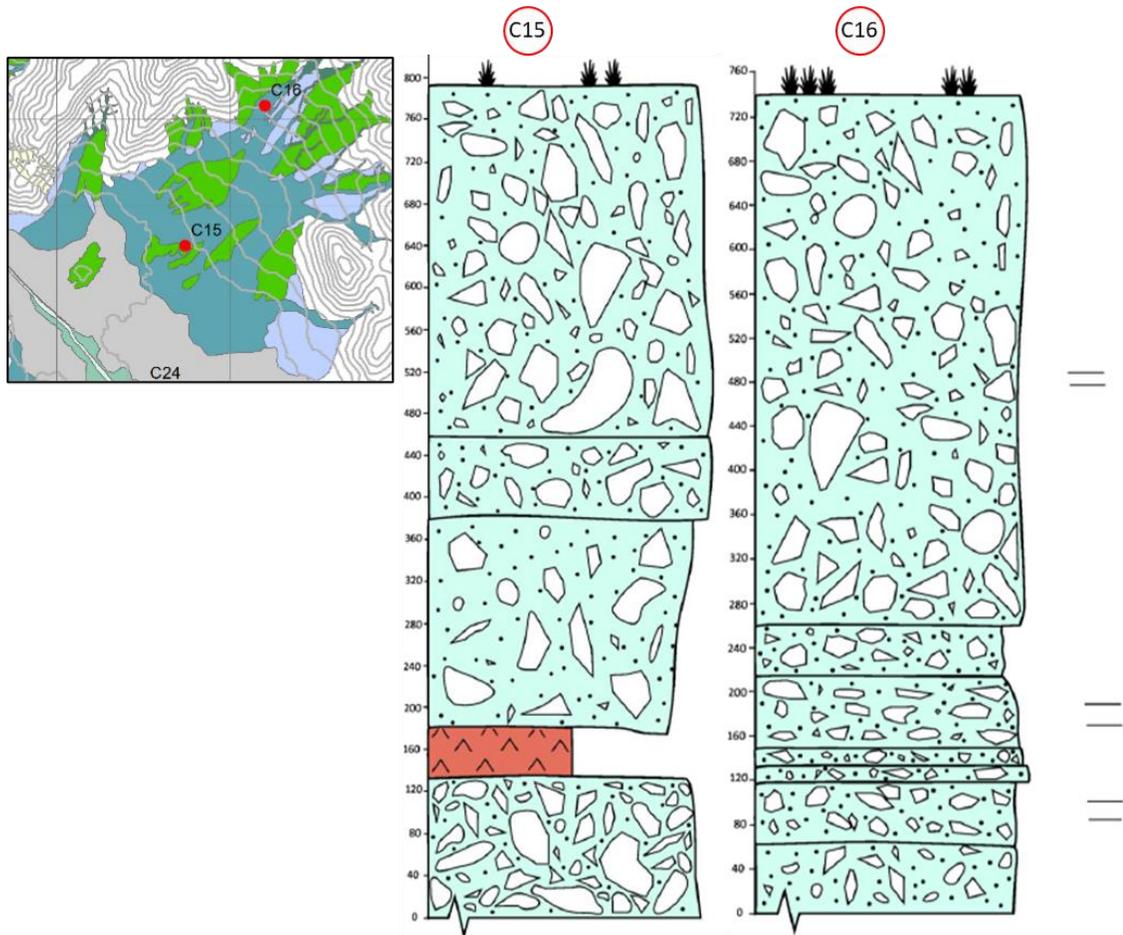


Figura vi.6 Columnas estratigráficas realizadas en zonas cercanas a los puntos B7, C7 y C8 y su ubicación esquemática. “Columna C15: Abanicos Aluviales Antiguos en Complejo Pedro León Gallo. Columna levantada en materiales brechoides correspondientes a Abanicos Aluviales Antiguos. Base no visible. Sección constituida por brechas angulosas, clasto-soportadas, monomícticas, con escasa matriz arenosa, en paquetes de potencia decimétrica separados por superficies erosivas. Definen secuencias estratocreciente y granocreciente. En su parte basal se observa una capa de unos 40 cm, conformada por tefras blanquecinas, de tamaño de grano ceniza, con pequeños cristales de piroxenos flotando en su techo. - Columna C16: Abanico torrencial actual. Sección correspondiente al levantamiento de columna en Abanico Torrencial Actual en canteras de extracción de árido en la desembocadura de Quebrada caballito. Base no visible. De muro a techo se observan siete paquetes de brechas angulosas monomícticas, con matriz de arenosa gruesa-gravosa. Pueden contener grandes bloques aislados de más de 40 cm. Son brechas masivas, aunque en algunos casos presentan una burda estratificación horizontal y granoclasificación positiva.” (extraído y modificado de Larrondo, 2017).

### ***b. Eventos aluvionales***

Otra relación interesante a establecer es la respuesta sísmica que adoptan las capas de sedimentos provenientes de un aluvión. Dado que la ciudad de Copiapó fue el centro de eventos aluvionales el 25 de marzo de 2015 y el 12 de mayo 2017 (Figura vi.9). Este estudio podría dar indicios sobre el comportamiento del suelo con este nuevo sustrato, y estos eventos que aportan gran cantidad de material al suelo.

Lamentablemente la muestra en este ámbito es limitada, ya que, estos datos fueron obtenidos en 2018 y la mayoría de la zona urbanizada fue limpiada de estos depósitos. De los pocos sectores con estos depósitos que se encontraban intactos fue el área cercana a la quebrada de Paipote. En la Figura vi.7 se puede observar la potencia de este depósito de arenas fangosas y una cobertura de limolitas masivas hacia techo.

En la Figura vi.8 se establece una relación entre la columna antes mencionada y el punto de muestra M16 del presente estudio para entender cómo captura el geófono triaxial este tipo de depósito. Debido a esto es que se ha escogido ese punto en particular para explicar este análisis.

El Punto M16, se ubica al Este del cauce de la quebrada Paipote (ver Figura vi.8), lugar que fue inundado en el evento del 25 de marzo 2015. Al visitar el lugar se observa mucho material suelto a nivel superficial, lo que hace pensar que tendrá un comportamiento de alta peligrosidad sísmica, sin embargo, el gráfico de Geopsy muestra una frecuencia fundamental del área de 3.1 Hz y una amplificación de 1,7. De acuerdo a los criterios de este estudio, este dato representa una peligrosidad intermedia (ver Figura vi.2).

Este punto sirve como ejemplo, además, para denotar una de las limitaciones de Geopsy, y es por esto que fue importante contrastar con gráficos de otras fuentes como lo es, en este caso, el software del Dr. Leyton. A pesar de tener el dato numérico de la amplificación obtenido vía Geopsy, el gráfico (Figura vi.8) no muestra claramente el nivel de atenuación de la curva en este punto. Si se observa el gráfico de Leyton (obtenido a través de un software de su autoría para este estudio, 2018), en la misma

figura, se puede notar que en 3,1 Hz existe una curva redondeada pero muy baja y plana (flecha roja en Figura vi.8, derecha), lo que da a entender que el material depositado en estos eventos tiende a generar suelos cementados y más rígidos de lo que se pensó en un inicio, por lo cual, se ha atenuado la curva y la amplificación es baja, y por lo tanto en la teoría, la percepción de un sismo, por efecto de sitio, debiese ser menor que en otros sectores con curvas más pronunciadas y mayor amplificación de ondas.

Cabe destacar que el geófono utilizado no posee la sensibilidad para interpretar señales bajo 0,3 Hz, por lo que, las curvas o peaks que se observan al lado izquierdo del gráfico (Figura vi.8) obtenido por el software del Dr. Leyton no se han tomado en cuenta, ya que, están justo dentro de ese rango.

En cuanto a las direcciones de flujo y su relación con la respuesta sísmica mencionadas en el apartado anterior, el gráfico de azimut (Figura vi.8) muestra un HVSR mayor o preferencias de propagación de ondas en los intervalos de 0° a 40° y 150° a 180°, lo que coincide con el flujo del evento aluvional que provenía desde el NNE y, además, inundó el sector del punto M16 desde el NW (ver Figura vi.9). Por tanto, este sector podría tener una mayor peligrosidad sísmica y verse más afectado ante la ocurrencia de un sismo cuyo hipocentro se encuentre en esos rangos de azimut del punto M16.

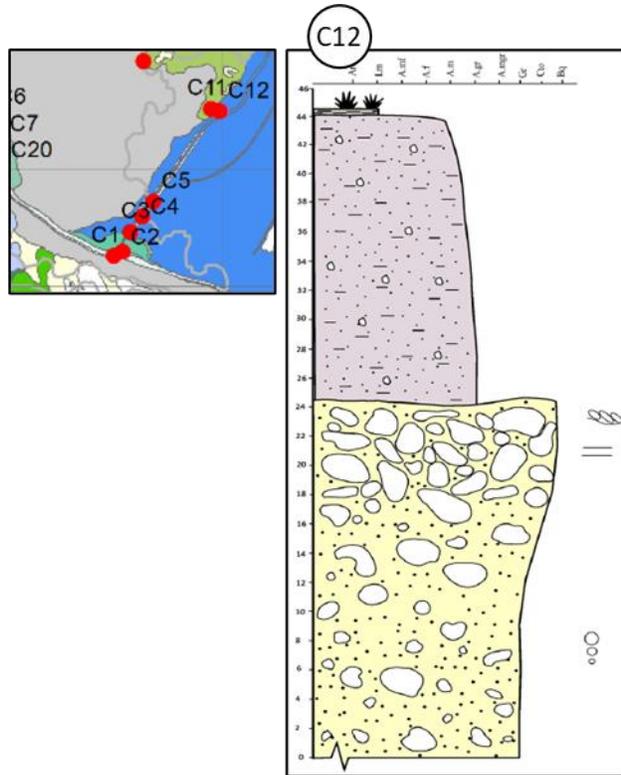


Figura vi.7 Columna estratigráfica C12 y su ubicación esquemática: Fondo de Quebrada Torrencial y depósito del aluvión del 25 de marzo de 2015 (25M) en Quebrada Paipote. Pequeña columna levantada en las proximidades del cauce de Quebrada Paipote, registrando los depósitos de la Unidad Fondo de Quebrada Torrencial y del evento aluvional del 25M. Base no visible. Se observa en la base un estrato formado por conglomerados con grano-clasificación negativa, que aumenta hacia techo la cantidad y el tamaño de los clastos. Posee una difusa estratificación horizontal e imbricación hacia techo. Sobre este se deposita un nivel de 20 cm de arenas fangosas que van de gruesas en su base a medias en su techo, con presencia de gravas dispersas. Finaliza la columna con una capa pequeña de limolitas masivas” (extraído y modificado de Larrondo, 2017).

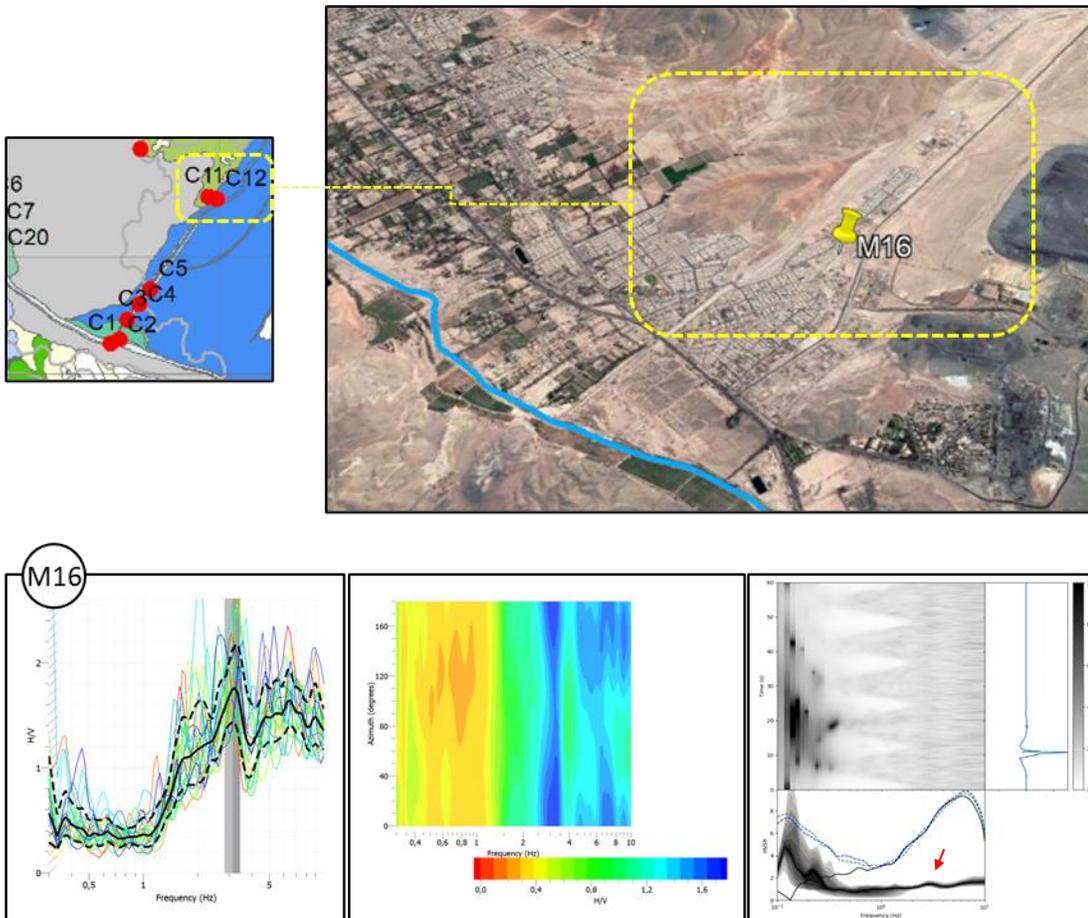


Figura vi.8 Relación de ubicación entre columna 12 de Larrondo (2017) y ubicación del punto de muestreo M16 de este estudio. Abajo, gráficos de punto M16, de izquierda a derecha: gráfico de HVSR para obtener dato de frecuencias fundamentales gráfico que relaciona espectro HVSR con frecuencias y azimuth de propagación de ondas preferente y; gráfico de espectros y HVSR facilitado por el Dr. Felipe Leyton obtenido desde un *software* de su autoría.

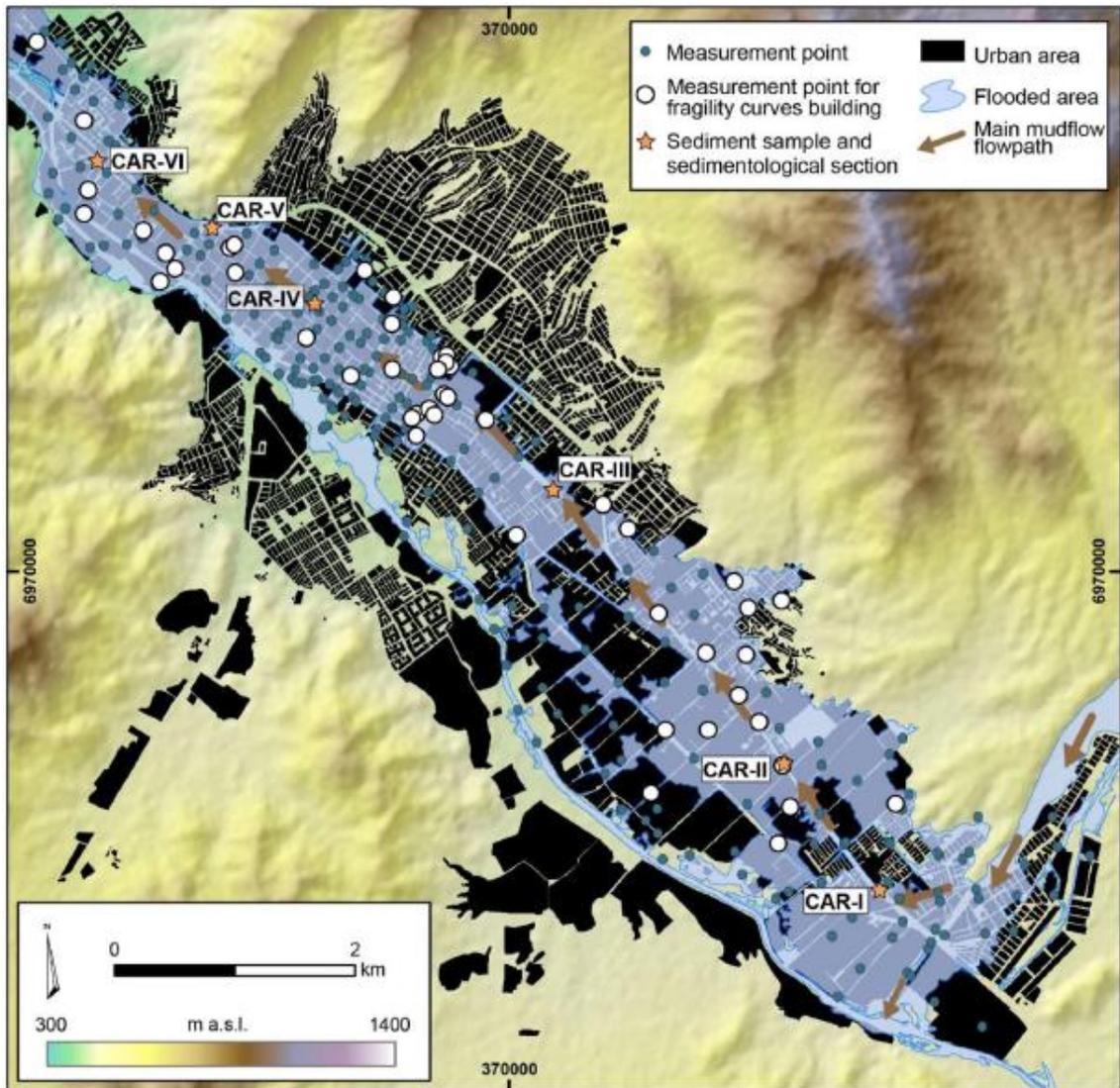


Figura vi.9 Mapa que muestra la distribución y dirección de flujo del evento aluvional del 25 de marzo de 2015 (extraído de Izquierdo et al., 2020).

## VII. CONCLUSIONES

Se logró generar una base de datos, identificar y zonificar áreas de peligrosidad sísmica en distintos niveles de acuerdo a su frecuencia fundamental y amplificación definiendo la existencia de efectos de sitio en la zona urbana de la ciudad de Copiapó.

Los niveles de peligrosidad definidos, en términos generales son 3, de alta peligrosidad, intermedia peligrosidad y baja peligrosidad. Dónde las más interesantes son las de alta peligrosidad (ver Figura vi.2 y Figura vi.3) que corresponden a “sectores altos” de la ciudad, que se ubican en su límite NE entre los cerros Capis y De la Cruz (o Chancoquín), en zonas de abanico aluvial torrencial; y áreas aledañas al lecho del río Copiapó, entre los callejones J.J. Vallejos y Av. Henríquez. Además, de sectores puntuales ubicados en el límite NE del callejón Zorraindo al Sur de Paipote. Estos lugares presentan frecuencias fundamentales menores a 2,5 Hz.

En cuanto a la geomorfología y depósitos aluvionales, debido a que la dirección en que se encontrará la fuente sísmica es un dato aleatorio y no predecible, y que el grado de peligrosidad que aporta este dato no es cuantificable o medible en esta instancia, no se ha tomado en cuenta el análisis de las direcciones de flujos que tenían los sedimentos al depositarse para la zonificación de peligrosidad sísmica preliminar de este estudio, sin embargo, es un fenómeno importante de mencionar, ya que, aporta más complejidades a la hora de elaborar un análisis de peligrosidad y efecto de sitio. Se propone para un estudio posterior, elaborar diferentes análisis y zonificaciones de peligrosidad para fuentes sísmicas provenientes de distintos rangos de azimut con métodos que permitan medir la variación de la amplificación de onda controlada por el flujo de los sedimentos. Además de hacer perfiles de Vs30 en estas zonas de interés.

El presente estudio marca un hito y siembra precedente en análisis de suelos y efecto de sitio orientado a la peligrosidad sísmica de la ciudad, siendo un pionero en el área, abre camino a una variedad de temas de estudios asociados, beneficiosos para la comunidad, que permitirán analizar y cuantificar de modo más profundo los resultados preliminares expuestos anteriormente.

## VIII. RECOMENDACIONES

Con la metodología utilizada para este estudio se han podido obtener datos sin necesidad de esperar la ocurrencia de un sismo de forma natural ni tener que generar una fuente sísmica artificial como en la aplicación de otras metodologías, lo que ha permitido un desempeño logístico muy sencillo y sin mayor instrumentación más que simplemente trasladar el geófono Tromino a cada lugar de muestra, siendo una ventaja, el hecho de que es un aparato muy liviano y autónomo energéticamente sin afectar su gran efectividad en la toma de datos. Por tanto, esto ha beneficiado el traslado, el tiempo, el esfuerzo humano y la eficiencia de la etapa de terrenos de este estudio, tomando solo 1 mes para obtener los 80 datos analizados anteriormente. Esto indica que la toma de muestras se desarrolla de manera fácil y rápida, y que se podría utilizar para apoyar otro tipo de estudios de suelo que ya se aplican para la toma de decisiones de planificación urbana en el área de la construcción.

Se propone la utilización del “Mapa Preliminar de Peligrosidad Sísmica” para apoyar la generación de planes de emergencia y acciones de mitigación ante la eventual ocurrencia de un sismo de gran magnitud que afecte la zona urbana de la ciudad de Copiapó.

Se propone la realización de un estudio que integre una malla de muestra más cerrada, permitiendo una mayor densidad de muestra lo que servirá para rectificar límites de zonificación y mayor confiabilidad en la toma de decisiones asociadas a riesgos potenciales y planes de emergencias que pudieran desarrollarse tomando en cuenta la respuesta sísmica del sector.

## IX. REFERENCIAS

Arévalo, C., 1994. Mapa Geológico del Cuadrángulo Los Loros. Documentos de Trabajo 6. SERNAGEOMIN, Santiago de Chile, escala 1:100 000.

Arévalo, C., 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. En: *Carta Geológica de Chile, Serie Básica. 1 mapa escala 1:100.000*. Copiapó(Región de Atacama): Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 53.

Arévalo, C. & Grocott, J., 1997. The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation: An Early-Late Cretaceous sinistral transpressive belt between the Coastal Cordillera and the Precordillera, Atacama region, Chile:. *Congreso Geológico Chileno, 8th, Antofagasta. Actas, 3, p. 1604-1607*.

Baquedano, F., 2012. *Estudio de la dinámica de suelos mediante microvibraciones y zonificación sísmica preliminar de las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar*. s.l.: Memoria para optar al título de Ingeniero en Obras Civiles. Universidad Diego Portales, Chile.

Becerra, A. et al., 2015. Seismic microzoning of Arica and Iquique, Chile. *Natural Hazards, 79(1)*, p. 567-586.

Centro Sismológico Nacional, 2021. *Grandes Terremotos en Chile. Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile*. [En línea] Available at: <http://www.csn.uchile.cl/sismologia/grandes-terremotos-en-chile/>

Chávez-García, F. & Montalva, G., 2014. Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. *Obras y Proyectos 16*.

Chelotti, L. A. N. & F. N., 2009. Sismología e Interior Terrestre. Cátedra de Geofísica Aplicada. *Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Chubut, Argentina*, p. 308.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews, 18(3-4)*, p. 303-332.

Fernández, J., Pastén, C., Ruiz, S. & Leyton, F., 2016. Estudio de Efectos de Sitio en la Región de Coquimbo durante el Terremoto de Illapel Mw 8.4 de 2015. *IX Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica*.

Izquierdo, T., Abad, M., Gómez, Y. & Gallardo, D., 2020. The March 2015 catastrophic flood event and its impacts in the city of Copiapó (southern Atacama Desert). An integrated analysis to mitigate future mudflow derived damages. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 105, p. 102975.

Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), p. 228-241.

Kusky, T., 2008. EARTHQUAKES: Plate Tectonics and Earthquake Hazards. *Primera edición, Facts On File, New York, Estados Unidos*, p. 192.

Larrondo, L., 2017. Análisis morfoestratigráfico y geomorfológico del entorno de la ciudad de Copiapó (Atacama, Chile). *Trabajo de titulación. Universidad de Atacama, Copiapó, Chile*.

Leyton, F., 2017. Curso: Tectónica y sismicidad en Chile.. *Comunicación presentada en: Ciclo de charlas, Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile*.

Leyton, F., Montalva, G. & Ramírez, P., 2012. A preliminary study of seismic microzonation of Concepción based on microtremors, geology and damages patterns. *Obras Y Proyectos*, (11), p. 40-46.

Leyton, F. et al., 2013. Microtremors' HVSr and its correlation with surface geology and damage observed after the 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) at Talca and Curicó, Central Chile. *Engineering Geology*, 161, p. 26-33.

Martínez, F. et al., 2012. The structure of the Chañarillo Basin: An example of tectonic inversión in the Atacama región, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 42, p. 1-16.

Montalva, G., Chávez, F., Tassara, A. & Jara, D., 2016. Site Effects and Building Damage Characterization in Concepción after the Mw 8.8 Maule Earthquake. *Earthquake Spectra*, 32(3), p. 1469-1488.

Mpodozis, C. & Allmendinger, R., 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios Sierra Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Andean Geology*, 19(2), p. 167-197.

Mpodozis, C. & Ramos, V., 1990. The andes of Chile and Argentina.. *Earth Sci. Ser. Circum-Pacific Council Energy Mineral Resources*.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, Issue 30, p. 25-30.

Pastén, C., 2007. Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago, Santiago, Chile. *Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Mención Ingeniería Geotécnica, Universidad de Chile, Chile*.

Podesta, L., 2014. Microzonificación sísmica de las ciudades de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá. *Memoria para optar al título de ingeniero en obras civiles. Universidad Diego Portales, Chile*, p. 86.

Ramírez, S., 2012. Uso y limitaciones de la técnica de Nakamura en la zonificación sísmica. *Memoria para optar al título de ingeniero en obras civiles. Universidad Diego Portales, Chile*, p. 66.

Rauld, R., Fock, A., Urresty, C. & Peñalva, M., 2016. Estudio de Riesgos. *Informe del plan regulador de la comuna de Copiapó, Ilustre Municipalidad de Copiapó, Chile*, p. 81.

Rodríguez, D., 2015. Caracterización de un Emplazamiento. *Tesis para optar al grado de Master en Ingeniería de las Estructuras, Cimentaciones y Materiales, Universidad Politécnica de Madrid, España*.

Sergerstrom, K., 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1:250.000.

Smale, A., 2015. *Spectrum. Imagine the Universe! Dictionary. NASA.* [En línea] Available at: <https://web.archive.org/web/20150524072134/http://imagine.gsfc.nasa.gov/resources/dictionary.html#E>

Tapia-Hernández, E., 2013. Observaciones sobre la predicción de sismos: una visión actual. *Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol. 13(2)*, p. 271.

Verdugo, R., Pastén, C., Campos, J. & Bonilla, F., 2005. Uso de la razón espectral H/V en superficie para la caracterización sísmica de Santiago. IX Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Universidad de Chile, Santiago, Chile. N° A01-16.

Young, H. D. & Freedman, R. A., 2009. *Física Universitaria volumen 1*. Décimosegunda edición ed. s.l.:s.n.