

Caracterización del subsuelo mediante el ensayo MASW junto con un monitoreo InSAR en una ladera de Penco, Región del Biobío, Chile.

N. Espinoza Valenzuela¹, A. Muñoz Jensen², M. Espinoza Vargas³

RESUMEN:

En el año 2006 en la comuna de Penco, Región del Biobío, ocurrieron procesos de remociones en masa que afectaron alrededor de 30 viviendas. En base a esto, se espera en este estudio generar una caracterización del suelo a través del ensayo MASW y un generar un monitoreo de radar InSAR. El ensayo MASW se realizó en tres líneas de 60 m de largo, con 24 geófonos y un espaciamiento de 2.5 m entre ellos, para luego obtener los datos activos generados por el golpe de un martillo y pasivos de las vibraciones ambientales. Los valores entregados al sismógrafo posteriormente fueron trabajados en el software Seisimager. Para la interferometría se utilizó un par de imágenes SAR para cada periodo en estudio, los cuales fueron tres entre 2020 y 2021, y dos para el año 2022. Las imágenes SAR fueron obtenidas de la plataforma Alaska Data Search y fueron procesadas en dos Software, SNAP y Qgis. Los resultados de los ensayos MASW arrojaron valores de las ondas Vs por cada estrato, obteniendo rangos entre los 200 y 850 m/s, obtienen suelos de tipo D (Suelo Rígido) y C (Suelo denso y Roca Suave). Así mismo, el cálculo de la Vs30 resultó ser de 390.9 m/s para la línea 1, 339.5 m/s para línea 2 y un valor de 455 m/s para la línea 3. Los valores entregados por los mapas interferométricos varían entre 1–5 cm, particularmente en zonas cercanas al área de estudio, hay subsidencias cercanas de 1,5 cm en el año 2021 y 2,5 cm en el 2022. Los resultados fueron coherentes con la litología (Formación Curanilahue) presentada por los estratos, así mismo los desplazamientos. No obstante, para los desplazamientos se recomienda generar un análisis más exhaustivo con el método PSI, el cual genera una serie temporal de los movimientos ocurridos y no sólo en periodos acotados.

PALABRAS CLAVES: InSAR, MASW, SAR.

ABSTRACT:

In 2006, in the commune of Penco, Biobío region, occurred were mass landslides that affected about 30 houses. This study is expected to generate a soil characterization through the MASW test and to generate a InSAR radar monitoring. The MASW test was performed in three lines of 60 m long, with 24 geophones and a spacing of 2.5 m between them, in order to obtain active data generated by the blow of a hammer and passive data from environmental vibrations. The values delivered to the seismograph were later processed in the Seisimager software. For the interferometry, a pair of SAR images was used for each period under study, pairs were obtained three between 2020 and 2021, and two were during 2022. The SAR images were obtained from the Alaska Data Search platform and were pairs in two softwares, SNAP and Qgis. The results of the MASW tests yielded Vs wave values for each stratum, obtaining ranges between 200 and 850 m/s, obtaining soils of type D (Rigid Soil) and C (Dense Soil and Soft Rock). Likewise, the calculation of Vs30 was 390.9 m/s for line 1, 339.5 m/s for line 2 and a value of 455 m/s for line 3. The displacements yielded by the interferometric maps vary between 1 - 5 cm, however, for the study area, there are subsidences close to 1.5 cm in the year 2021 and 2.5 cm in 2022. The results are in agreement with the lithology (Curanilahue Formation) strata, as well as the displacements. However, for the displacements it is recommended to generate a more exhaustive analysis with the PSI method, which generates a time series of the movements occurred and not only in limited periods.

KEYWORDS: InSAR, MASW, SAR.

¹ Estudiante, Carrera de Ingeniería Civil Geológica, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, nespinoza@ucsc.cl.

² Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, andrea.munoz@ucsc.cl

³ Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, mespinoza@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos de tierra y las remociones en masa forman parte de los riesgos geológicos con más ocurrencias. Según un estudio realizado por el Sernageomin en el año (2021) se indica que desde el año 1938 hasta el 2020, han ocurrido alrededor de 68 eventos de remociones en masa, dejando un total de 1.010 víctimas fatales, de las cuales corresponden a 854 fallecidos y 156 desaparecidos en 92 años. Cabe destacar, que existe un número mayor de deslizamientos, sin embargo, este estudio considera los que han afectado sólo vidas humanas. Las remociones en masa comienzan por un proceso de inestabilidad generado por factores morfológicos, climáticos y tectónicos, siendo las laderas, pendientes o taludes las principales áreas afectadas en los deslizamientos. Las formas en que se presentan los movimientos, pueden ser clasificados según la velocidad y el estado del material en los movimientos, es decir, un suelo con mayor capacidad portante de agua, puede generar un deslizamiento con una velocidad mayor en relación a uno que se encuentre seco y meteorizado. Es por esto, que existen varios métodos para caracterizar el subsuelo de un terreno que ha presentado o no, algún tipo de deslizamiento. Los métodos geofísicos, en particular los análisis de refracción sísmica como el ensayo MASW, aportan a través de la velocidad de las ondas de corte (Vs) información sobre los espesores y densidades de los estratos del suelo, donde, con esta información se puede calcular el Vs30 que es la caracterización de los estratos hasta los 30 metros de profundidad mediante ensayos activos y, para mayores profundidades se requiere un estudio mediante el ensayo pasivo.

Los desplazamientos ocurridos durante una remoción, escarpe o deslizamiento de tierra, no siempre se puede cuantificar de manera visual, siendo un factor importante la dificultad del acceso al área de estudio, o que los valores sean tan bajos que pueden ser considerados despreciables. Sin embargo, sin importar lo más mínimo que sea, es necesario mantener un catastro de los desplazamientos evidenciados. La interferometría radar InSAR o DInSAR, es un tipo de técnica de teledetección que sirve para evidenciar desplazamientos ocurridos en la superficie terrestre a través de la toma de imágenes SAR. El proceso es iniciado con la captura de dos imágenes en un periodo definido. Los satélites que captan las imágenes son los que trabajan con la banda (C), estos envían un rayo de incidencia que choca con la superficie terrestre, captando la topografía local y generando una reflexión del rayo que contiene la información topográfica. Esta información es receptada y guardada para generar el valor numérico de los desplazamientos mediante software de tratamiento de movimientos de la superficie terrestre.

La aplicación de métodos geofísicos para los deslizamientos de laderas comienza a crecer fuertemente en los años 1960, posterior a esto, algunos geofísicos comienzan a investigar de manera más minuciosa cada método. Bogoslovsky & Ogilvy (1977), realizan un estudio sobre los *“Métodos geofísicos para la investigación de deslizamientos”*, haciendo énfasis en las ventajas y limitaciones que estos poseen. Estos indican que el principio fundamental del estudio geofísico en un deslizamiento se basa en obtener el estado y las propiedades de la zona de estudio, dado que la aplicación de estos métodos proporcionan un medio de investigación rápida en áreas extensas, agregando que mientras aumenten los datos y la precisión, estos serán mucho más consistentes, así mismo, la combinación de los datos geológicos e hidrológicos se ven reflejados automáticamente, mientras que a través de otros métodos, esta información se debe identificar por separado y muchas veces, sin poder repetir la exploración en cualquier momento y perturbando el medio ambiente. La distribución del estudio realizado por estos autores se basó en la investigación de la configuración geológica de un deslizamiento, en el agua subterránea como factor importante de deslizamiento, el estudio de las propiedades físicas y estado de los depósitos de deslizamientos, cómo cambian en el tiempo y la investigación de la masa deslizante en el proceso de desplazamiento. Años más tarde, Mccann & Foster (1990), presentaron el artículo *“Métodos geofísicos de reconocimiento en investigaciones de deslizamientos”*, estudio centrado en los deslizamientos de Black VenComplex, un abanico fluvial. Para el levantamiento geofísico utilizaron la refracción sísmica, monitoreo micro sísmico, método magnético, electromagnético, resistividad eléctrica y monitoreo de pozos. Bell, R, et al. (2006), presentaron un estudio de la interpretación de métodos geo eléctricos de resistividad 2D ante deslizamientos de tierra ocurridos en Jura de Suabia (Alemania), dando énfasis en el contenido de agua y los métodos utilizados, mencionando que los valores de resistividad bajaron considerablemente en periodos de alto contenido de humedad, esto podría explicarse debido a que la permeabilidad de los bloques de caliza aumenta cuando hay suficiente agua.

El objetivo de este trabajo es realizar una caracterización de un talud, ubicado en la comuna de Penco, Región del Biobío, a través del método de análisis multicanal de ondas sísmicas (MASW) y la realización de un monitoreo radar InSAR, para analizar el comportamiento del subsuelo, buscando anomalías que nos permitan inferir y determinar de qué manera se asocian los resultados observados ante los deslizamientos de tierra que han ocurrido en el periodo estudiado. Para poder obtener el objetivo planteado, se recopilará información bibliográfica sobre la geología del área de estudio y antecedentes destacados sobre los estudios asociados al tema.

2. MARCO TEORICO

2.1 Ondas Sísmicas

Los métodos sísmicos estudian la propagación de las ondas sísmicas producidas ambientalmente, relacionándose con la configuración geológica del subsuelo. La velocidad de propagación depende básicamente de las constantes elásticas y de la densidad del medio. (González de Vallejo, 2005).

2.1.1 Ondas de Cuerpo

Al generar una perturbación por una fuente emisora, se propagan dos tipos de onda sísmicas que viajan por la tierra, las ondas P y S. Las ondas P u ondas primarias, son las primeras en ser registrada por el sismógrafo y la dirección de vibración es paralela al sentido de la propagación de la onda, siendo así, similar a las ondas de sonoras. (Kearey et al., 2002).

La ecuación que define la velocidad de las ondas corresponde a la ecuación (1).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec.1})$$

Donde:

- μ : Corresponde a la rigidez
- K : Módulo de compresibilidad
- ρ : Densidad.

Las ondas S se caracterizan por ser perpendiculares al sentido de propagación de la onda. Como los sólidos sólo tienen propiedades elásticas y los líquidos y gases no, sólo se propagan por sólidos. Por ende, la ecuación de velocidad que identifica a las ondas S corresponde a la ecuación (2):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Ec.2})$$

Como en líquidos y gases $\mu = 0$, las ondas de corte no pueden propagarse, en cambio, una manera de adaptar la ecuación, dado que en sólidos sí se presenta el módulo de corte, es generar una comparación entre la ecuación 1 y 3. Así, se obtiene la ecuación (3).

$$V_p^2 + \frac{3}{4}V_s^2 = \frac{K}{\rho} \quad (\text{Ec.3})$$

Cabe destacar que las ondas de compresión siempre viajan más rápido que las ondas de corte en el mismo medio. Por ende, las ondas y la velocidad de V_p siempre son más rápidas que las V_s .

2.1.2 Ondas Superficiales

Estas ondas tienen la particularidad que se propagan por la superficie de la tierra, aunque también se pueden generar en interfaces. En comparación con las ondas de cuerpo estas presentan una velocidad inferior y la amplitud decrece con la profundidad. Las ondas pueden ser generadas por fuentes naturales, tales como sismos, oleaje, viento, entre otros, y también pueden ser generadas de manera artificial, como la actividad humana. Estas ondas se dividen en las ondas Rayleigh y Love.

Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh se propagan a lo largo de una superficie libre (Figura 1). Estas producen una trayectoria de forma elíptica con una componente retrógrada de movimiento en el plano de propagación, y se producen siempre que se induzca movimiento sobre la superficie libre en la dirección. (Escalona, 2016).

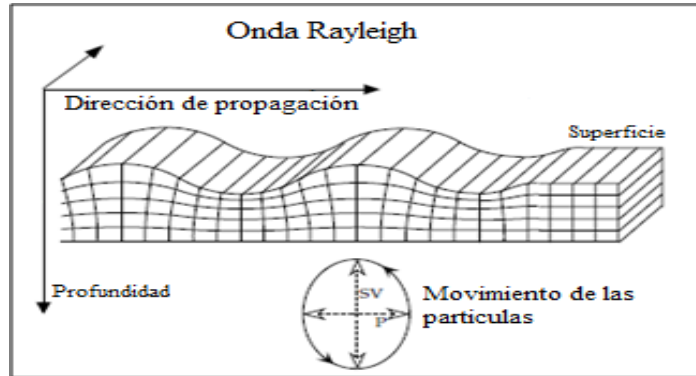


Figura 1: Representación de una onda de Rayleigh. Fuente: (Reynolds, 2011).

Estas ondas son el resultado de la interacción en la superficie de la incidencia de ondas P y ondas SV (componente vertical de las ondas S), y viajan paralelas a la superficie. La velocidad de propagación de las ondas Rayleigh es menor a las ondas S. La profundidad del desplazamiento significativo en el sólido es aproximadamente igual que la longitud de onda acústica. Por ende, existe una diferencia en el comportamiento (velocidad de la onda de Rayleigh, desplazamientos, trayectorias del movimiento de las partículas, tensiones) de las ondas superficiales de Rayleigh con una relación de Poisson positiva y negativa. (Goldstein et al., 2014).

Ondas Love

Las ondas Love se caracterizan por ser resultado de una acumulación de ondas SH (componente horizontal de las ondas S), las cuales han interferido entre sí (Figura 2). Estas son más conocidas como las ondas que causan el movimiento lateral en los terremotos. Se generan cuando la capa superior es más blanda que la capa inferior, y se originan a partir de la reflexión de una onda SH con la superficie libre, para luego sufrir múltiples reflexiones entre la capa inferior y la superficie libre. (Foti, 2000).

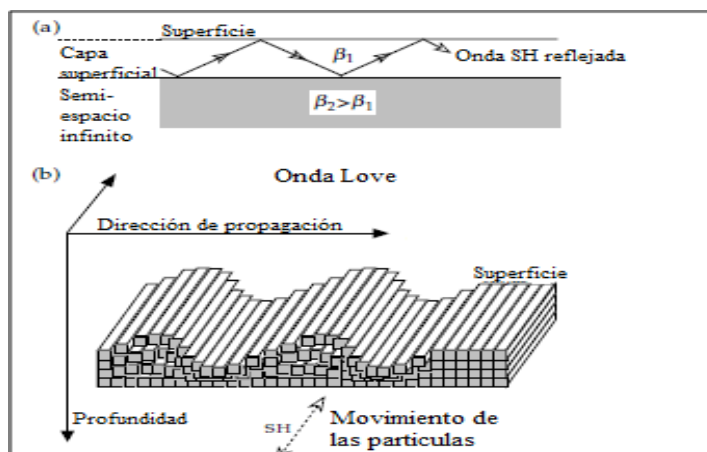


Figura 2: (a) Representación de una capa superficial donde los rayos sísmicos representan los ángulos supercríticos, así como las velocidades β de cada capa. (b) representación 3D del movimiento de las ondas Love. Fuente: (Reynolds, 2011).

2.2 Dispersión Sísmica

Cuando una onda sísmica encuentra una interfaz entre dos tipos de rocas diferentes, parte de la energía se refleja y el resto continúa su camino en un ángulo diferente, es decir, es refractado. La ley de la reflexión es muy simple; el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia (Figura 3). La refracción se rige por la ley de Snell, que relaciona los ángulos de incidencia (i) y refracción (r) con las velocidades sísmicas (V_1 y V_2) en los dos medios (Milsom, 2000). Ecuación (4).

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (\text{Ec.4})$$

Si V_2 es mayor que V_1 , la refracción se realiza en la interfaz. Si $\text{sen } i$ es igual a V_1/V_2 , el rayo refractado será paralelo a la interfaz y algunos regresaran a la superficie como cabeza de onda (Figura 3) que sale de la interfaz con el ángulo original de incidencia. Es importante mencionar que a mayores ángulos de incidencia no puede haber rayo refractado y toda la energía se refleja.

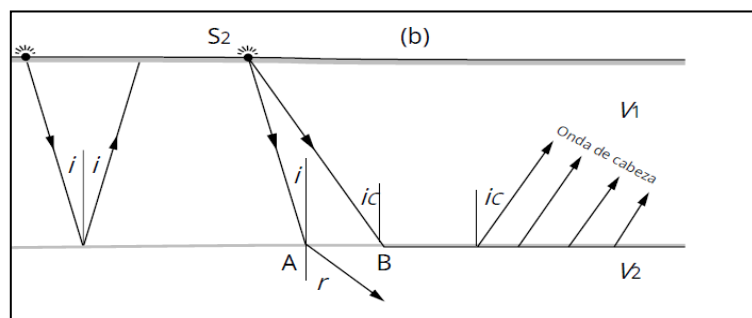


Figura 3: (a) Reflexión y (b) Refracción. La refracción simple ocurre en A, la refracción crítica en B. Fuente: (Milsom, 2000).

La dispersión de ondas superficiales está unida a las características del subsuelo, ya que diferentes frecuencias implican diferentes espesores de estratos de suelo, y consecuentemente, diferentes velocidades de propagación (Mohamed et al., 2013). Las ondas de Rayleigh son por naturaleza dispersivas, por lo que, a cada frecuencia o longitud de onda, el tren de ondas viaja a una determinada velocidad de fase, por lo tanto, cada frecuencia penetra una determinada profundidad específica. (Khareshi et al., 2010). Por ende, si el suelo en estudio es homogéneo en profundidad, las ondas de Rayleigh no son dispersivas, al contrario de un suelo no homogéneo (como casi la totalidad de los suelos), donde se produce el fenómeno de dispersión de las ondas. (Roma, 2006).

2.3 Análisis de multicanal de ondas sísmicas (MASW)

La técnica de análisis multicanal de ondas superficiales, utiliza un armado y equipo para registro similar al de la prueba de refracción sísmica, pero se analizan las ondas con una técnica que permite separar las ondas Rayleigh de otras ondas elásticas.

El ensayo es aplicable en tres formatos, ya sea en activo, pasivo y combinado. El ensayo activo es direccionado para estudiar capas superficiales del suelo, generando una perturbación o golpe en la superficie de una placa ubicada en una posición específica, por otro lado, el pasivo entrega un análisis de ondas de más baja frecuencia, por ende, caracteriza a más profundidad y no necesita una perturbación generada de manera externa, sino que caracteriza las ondas y perturbaciones generadas por el ambiente natural, ya sea, ruido del paso de vehículos, personas que transitan por la zona, etc. El formato combinado se centra en la unión de los ensayos activos y pasivos para mejorar los resultados y así, generar una mejor interpretación de estos.

El ensayo MASW utiliza la propiedad de dispersión de las ondas superficiales de baja frecuencia, las cuales son registradas por receptores ordenados y desplegados linealmente en la superficie en estudio. Se recomienda como mínimo el uso de 12 receptores (Roma, 2006), con un máximo de 5 metros entre ellos (Humire et al., 2015). La lectura de datos recibida por los receptores se ve reflejada en la curva generada por el sismógrafo en función de la frecuencia y la velocidad de fase de la onda de superficie. (Figura 4).

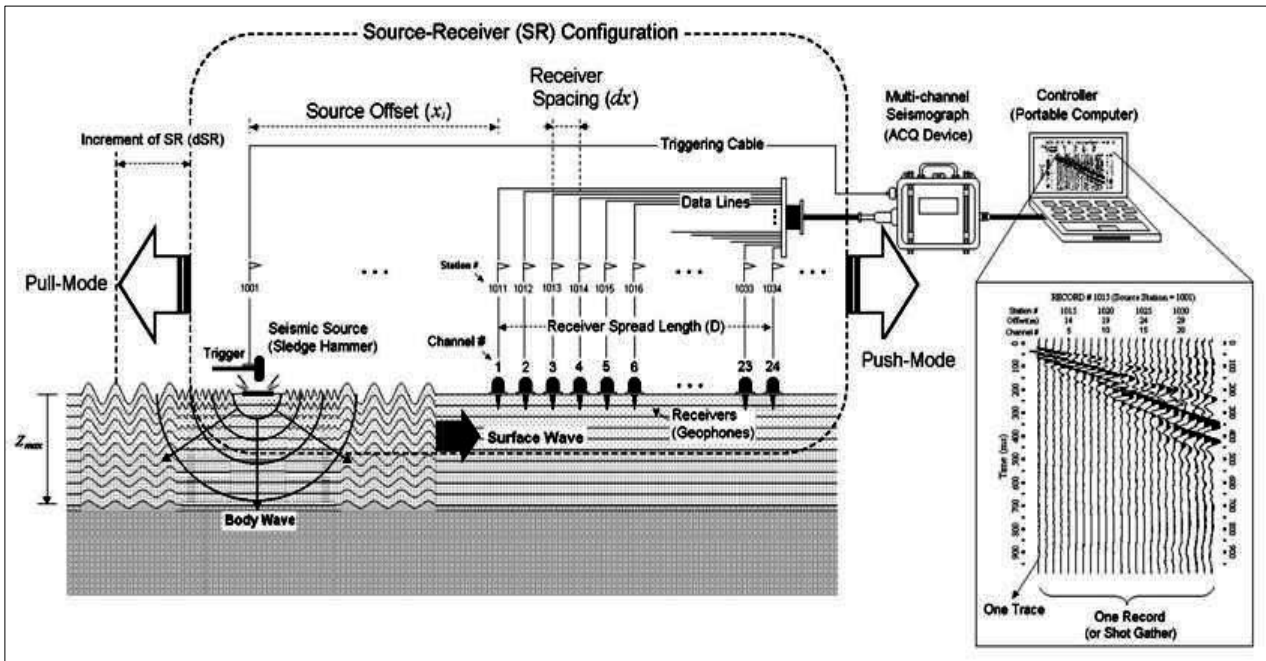


Figura 4: Representación gráfica del funcionamiento del ensayo MASW. Fuente: (Georys S.A.C, 2001).

2.4 Velocidad de ondas Vs30

El parámetro Vs30 se define como el valor ponderado de la velocidad de onda de corte en los primeros 30 metros de profundidad, es un parámetro geotécnico considerado en la actualidad a nivel mundial para caracterizar la calidad del subsuelo superficial y, por consiguiente, estimar los efectos de sitio a escala regional y global, permitiendo el diseño de criterios sismorresistentes ajustados a las características del sitio de estudio mediante normativas estandarizadas de ingeniería sísmica. (Borcherdt, 2012).

La velocidad promedio de la onda S entre la superficie y 30 metros de profundidad, se ejemplifica en la ecuación (5).

$$V_{S30} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{S-i}}} \quad (\text{Ec.5})$$

Donde V_{S-i} es la velocidad de ondas de corte para el estrato i , en m/s , h_i es el espesor del estrato i , en metros y n el número de estratos en los 30 metros superiores del terreno.

La velocidad de propagación de las ondas de corte puede ser medida por ensayos Down-hole, Cross-hole o sonda de suspensión o a partir de mediciones de ondas superficiales (Rayleigh), por métodos como SASW, MASW o ReMi. (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011)

En función al comportamiento sísmicos, se establece la siguiente tabla de clasificación sísmica del tipo de suelo:

Tabla 1: Clasificaciones sísmicas del terreno de fundación.
Fuente: (Ministerio de Vivienda y Urbanismo, 2011).

Suelo tipo		V_{s30} (m/s)	RQD	q_u (MPa)	N_1 (golpes/pie)	S_u (MPa)
A	Roca, suelo cementado	≥ 900	$\geq 50\%$	≥ 10 ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)		
B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	≥ 500		$\geq 0,4$ ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 50	
C	Suelo denso o firme	≥ 350		$\geq 0,3$ ($\epsilon_{qu} \leq 2\%$)	≥ 40	
D	Suelo medianamente denso o firme	≥ 180			≥ 30	$\geq 0,05$
E	Suelo de compacidad o consistencia mediana	< 180			≥ 20	$< 0,05$
F	Suelo especial	*	*	*	*	*

Dónde:

- N_1 : Es el índice de Penetración Estándar normalizado por presión de confinamiento de 0.1 MPa. Aplicable solo a suelos que se clasifican como arenas.
- RQD: (Rock Quality Designation) según norma Astm D 6032.
- q_u : Es la Resistencia a la compresión simple del suelo.
- S_u : Es la resistencia al corte no-drenada del suelo.

2.5 Imágenes SAR

Una imagen SAR puede presentarse como un mosaico de columnas y filas, con pequeños píxeles. Cada píxel es asociado a un área de la superficie de la tierra, estos, permiten transmitir información de la amplitud y fase del campo estudiado. El radar SAR para la obtención de una imagen, puede ver en cualquier instante del día, como también en variadas condiciones meteorológicas.

El funcionamiento para la producción de una imagen SAR se realiza a través de una secuencia de pasos, estos comienzan con la emisión del pulso de energía (microondas) en dirección al suelo, una vez en contacto con el suelo, la onda es esparcida por este, mientras que una parte de ésta retorna hacia el satélite, proceso conocido como Retrodispersión (Figura 5). Cabe destacar que, el pulso recibido es captado en función de su amplitud, fase, polarización y tiempo de retorno. Finalmente, estos datos son procesados para formar la imagen de la superficie capturada. (Hermosilla, 2016).

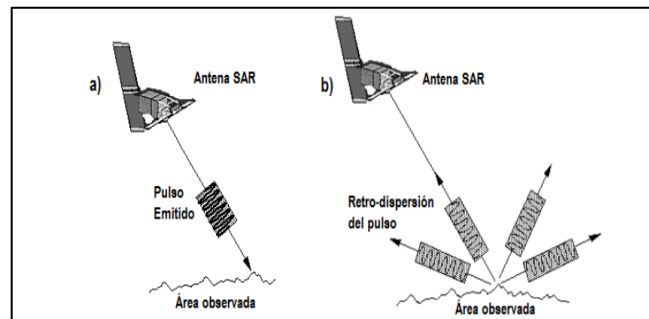


Figura 5: En a) El pulso SAR se emite desde la antena al suelo, en b) El pulso SAR Retro-dispersado es capturado por la antena. Modificada de (Crisp, 2001).

Los sensores SAR se particularizan por obtener el movimiento de órbitas y la toma de imágenes. Estos se ubican entre los 500 y 800 km sobre la superficie terrestre y el tiempo que tardan en volver a posicionarse en la misma área se le denomina tiempo de revisita o resolución temporal del satélite.

Los satélites llevan un radar con una antena orientada a la superficie de la tierra en el plano perpendicular a la órbita. La inclinación que tiene la antena forma un ángulo llamado off-nadir angle. Los sistemas contemporáneos suelen estar en el rango entre 20° y 50°.

Cabe destacar que los satélites SAR más utilizados con banda C son el ERS, EnviSAR, RadarSAT y Sentinel-1(A y B). La obtención de una imagen extraída de alguno de estos satélites se puede leer por distintos canales de polarización. Los productos Single Look Complex (SLC) tienen resoluciones espaciales que depende del modo de adquisición. Puesto que, los productos IW y EW SLC tienen todas las ráfagas en todas las subfranjas (IW1-IW2-IW3) que se vuelven a muestrear para generar el espaciado de píxeles.

2.6 InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar)

La interferometría radar (InSAR) comparan la fase de dos imágenes SAR adquiridas sobre la misma escena en fechas distintas. Si durante dicho intervalo temporal se producen deformaciones de la superficie del terreno (Figura 4), la diferencia de fase ($\Delta\Psi_{int}$) de dos imágenes SAR puede utilizarse para estimar la magnitud de esas deformaciones.

InSAR es descrita por Cumming y Wong (2005) como un modo de operación SAR, en donde el post-proceso es usado para extraer las alturas o desplazamientos del terreno desde imágenes complejas. Las imágenes SAR contienen información útil sobre el medio que representan. La amplitud de estas imágenes registra la reflectividad del terreno, es decir, su capacidad para enviar la energía incidente de regreso al radar. La amplitud está en función de la rugosidad del terreno y de sus propiedades químicas y dieléctricas. Por su parte la fase contiene información sobre la distancia de viaje de la señal emitida desde la plataforma móvil hasta el suelo y de regreso.

2.61 Principios de InSAR

InSAR es una técnica para evidenciar deformaciones de la superficie de la tierra, masas de agua, hielos, cobertura vegetal, entre otras áreas. En particular para la deformación de la superficie, ESA (2007) hace énfasis a que InSAR posee un margen de error de 0.1 a 1 cm, una lectura de píxeles con tamaños de 5x5, 5x20 y 25x100 metros, un ancho de barrido de toma de datos puede llegar desde 1 a 800 km, sin embargo, cada satélite presenta distintas capacidades de mediciones. Las nombradas anteriormente son específicas de Sentinel-1. EL grado de incertidumbre no es cuantificable, no obstante, en base a la guía de tutoriales entregados por la ESA (2007), el grado de incertidumbre en los datos se puede evidenciar en función al valor de las deformaciones de la tierra, ya que serían captadas como la topografía real del terreno. Además, menciona que, los desplazamientos pueden variar, aunque se utilicen las mismas imágenes y criterios, dado que los softwares trabajan con métodos iterativos, de ahí, se espera un error entre 0.1 y 1 cm.

2.62 Formación del Interferograma

La formación del interferograma está dado por la diferencia de fase que existe para cada una de las imágenes SAR para de la misma zona en periodos diferentes, donde por medio de la ecuación (6) se logra la multiplicación de estas dos imágenes:

$$\varphi_{int} = \varphi_1 - \varphi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \delta R + \delta\varphi_{scat} + \delta\varphi_{atm} + \delta\varphi_{ruido} \quad (\text{Ec.6})$$

Esta ecuación da como resultado un interferograma(ϕ_{int}), el cual contiene la información de las fases de cada imagen extraída, siendo la imagen de referencia C1 e imagen secundaria C2. Es importante mencionar que las diferencias de fase se encuentran comprendidas entre 0 y 2π .

La fase interferométrica puede ser expresada por la suma de términos que son necesarios para una mayor interpretación, ya sea las variaciones geométricas del área y cambios de las imágenes SAR, ya que como se menciona, estas pueden sufrir modificaciones. La longitud de onda de la señal (λ) y la diferencia en la dirección de rango (δR) entre la imagen C1 y C2 son agregadas a esta suma. Ecuación (7).

$$C_1 C_2^* = A_1 A_2 e^{i(\varphi_1 - \varphi_2)} \quad (\text{Ec.7})$$

Dado la diferencia en la geometría de las imágenes adquiridas, donde (ϕ_{int}) corresponde a la formación del interferograma y así, δR puede ser expresada como la suma de los siguientes términos: terrestre (δR_{curv}), topografía (δR_{topo}) y deformación del terreno (δR_{def}).

2.63 Desenvolvimiento de la fase

Este proceso es uno de los más difíciles de abordar, dado que se necesitan las fases absolutas de los valores envueltos (información correlacionada de la topografía de cada imagen en un interferograma), es decir, se requiere las fases de las dos imágenes procesadas, dando como resultado una sola imagen con la amplitud y fase de ambas, la cual procesa los datos de radianes a desplazamiento. Las fases envueltas no siempre están disponibles en todas partes, ya que existe la posibilidad de que los píxeles estén sin retorno a su radar, entonces, los valores entregados serán de la escala, por ende, genera un grado de incertidumbre que se puede reflejar en base a los desplazamientos que resultan del DEM generado.

Para desenvolver la fase se mide la fase interferométrica de los píxeles, sumando cada valor de la fase de píxel en el múltiplo entero de 2π que es necesario para desenvolverlo. Uno de los problemas del desenvolvimiento se realiza suponiendo que las diferencias entre los píxeles vecinos siempre están por debajo del medio ciclo, en caso de que la diferencia de fase original sea mayor, este procedimiento genera un error.

Existen diferentes algoritmos para el desempaquetado de la fase. Por lo general se utiliza el algoritmo de flujo de red y costo estadístico para el desempaquetado de la fase (SNAPHU, por sus siglas en inglés). SNAPHU es un método desarrollado por Chen y Zebker (2001), el cual crea una función de costo generalizada para una estimación de probabilidad posterior máxima que se aproxima a una solución norma LL_0 , y minimiza las diferencias de gradiente de fase entre la fase empaquetada y desempaquetada.

2.64 Aplanamiento del interferograma

La variación de fase interferométrica se puede dividir en dos contribuciones Ecuación (8):

- Una variación de fase proporcional a la diferencia de altitud entre los objetivos puntuales, referidos a un plano de referencia horizontal.
- Una variación de fase proporcional al desplazamiento de rango inclinados de los objetivos puntuales.

$$\Delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} - \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan\theta} \quad (\text{Ec.8})$$

Donde θ es el ángulo de incidencia de la radiación con respecto a la referencia, B_n es la distancia a la línea base perpendicular, R corresponde a la distancia del objetivo radar, λ longitud de onda y q_s es el desplazamiento entre las celdas de resolución a lo largo de la perpendicular al rango inclinado. Cabe señalar que la línea de base perpendicular se conoce a partir de datos orbitales, y el término de la segunda fase se puede calcular y restar de la fase interferométrica. Esta operación se llama aplanamiento del interferograma, y como resultado, genera un mapa de fase proporcional al terreno relativo altitud. (ESA, 2007).

2.65 Diferencial de apertura sintética (DInSAR)

En caso de hundimientos, derrumbes, terremotos, entre otros factores que deforman la superficie terrestre, existe una dispersión de puntos en el suelo que cambian ligeramente su posición relativa en un tiempo determinado. Donde se modifica el cálculo Ecuación (9) e interpretación de la fase interferométrica.

$$\Delta\varphi_d = \frac{4\pi}{\lambda} d \quad (\text{Ec.9})$$

Donde d , es el desplazamiento relativo del dispersor proyectado sobre la inclinación de dirección del rango. Es decir, el aplanamiento del interferograma, la fase interferométrica que contiene los datos de altitud y movimiento (Ecuación 10).

$$\Delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} - \frac{4\pi}{\lambda} d \quad (\text{Ec.10})$$

Además, si se dispone de elevación digital (DEM), la altitud se puede restar de la fase interferométrica generando un interferograma diferencial, donde la componente de movimiento del terreno puede ser medida. (Ecuación 11).

$$\Delta\varphi = -\frac{q}{10} + 225d \quad (\text{Ec.11})$$

2.7 Área de Estudio

El área de estudio se encuentra en la Región del Biobío, comuna de Penco, coordenadas de latitud $36^{\circ}44'38.23''\text{S}$ y Longitud $73^{\circ} 0'23.22''\text{O}$. En la Figura 6, se muestra la ubicación de la zona estudio con respecto a la región que la corresponde.

Penco es una zona costera, siendo uno de los puertos principales la región. Dada su localización geográfica, presenta características climáticas de transición entre el clima mediterráneo y el clima templado húmedo que predomina hacia el sur, recibiendo la influencia de la cordillera de la costa, la que actúa como barrera climática en la repartición de las temperaturas y precipitaciones. (Municipalidad de Penco, 2019).

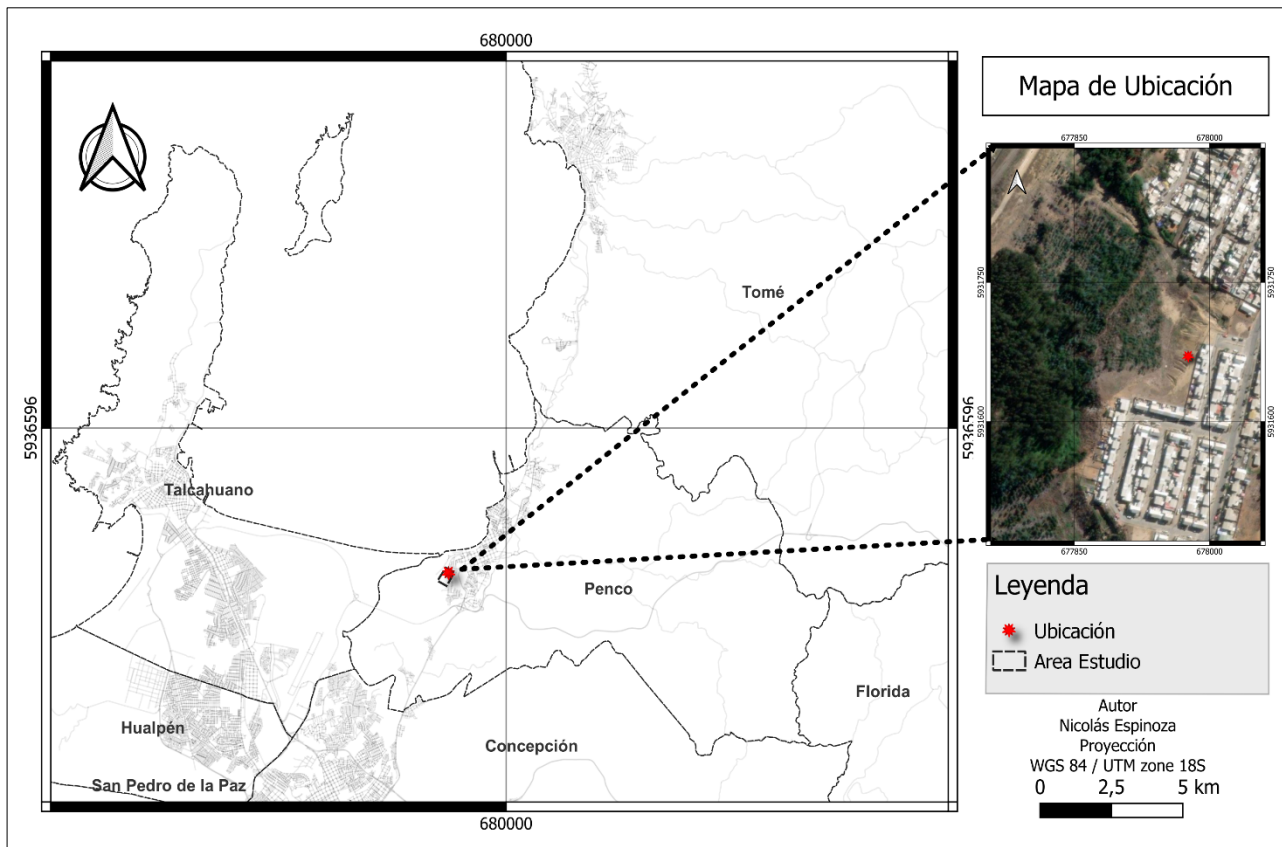


Figura 6: Mapa de ubicación de la zona de estudio. Comuna de Penco, Región del Biobío. Proyección: WGS 84 / UTM zone 18S. Fuente: Elaboración propia.

2.8 Geología

La geología de la zona de estudio esta compuesta por tres formaciones, las cuales se pueden visualizar el mapa geológico en la Figura 7.

Las formaciones que predominan en el mapa geológico y el área de estudio son:

Formación Quiriquina (**Cretácico superior**)

Biró (1982) expresa que la formación Quiriquina está formada por capas fosilíferas del Cretácico superior, que se encuentran en la franja costera de la región del Biobío, especialmente en Dichato y Concepción. Esta formación descrita por este autor y se extiende por la costa del océano pacífico entre Algarrobo y la península de Arauco.

La formación Quiriquina sobre yace en inconformidad a las rocas del basamento metamórfico, se apoya sobre la serie oriental en Caleta Grande de Cocholgue, Playa el Morro, Punta de Parra y en algunos cortes de ruta. El espesor de la formación Quiriquina se aproxima a 65 m, mientras que la potencia visible de la unidad suprayacente, formación Curanilahue (o formación Cerro Alto) del Paleógeno, es de 20 m. En la base, hay un conglomerado de aproximadamente 15 m de espesor. Los clastos presentan hasta 10 cm de diámetro, presentando formas redondeadas y angulosas. Sobre este, existen 6,5 m de areniscas amarillas con estratificación cruzada, con presencia de elementos faunísticos marinos. Los siguientes 10 m hay presencia de un cambio de areniscas a limolitas glauconíticas, intercaladas con bancos de coquina de 5 a 20 cm de espesor. En la parte superior comprendida por 35 m de limonitas verdes con concreciones calcareo-arenosas de entre 20 cm a 1 m de diámetro. En los últimos 2 a 3 m hay presencia de icnofósiles, pero no de manera abundante, así mismo, no se han detectado ammonietes en estos niveles, sin embargo, bivalvos comedores de detritos siguen estando presentes. (Stinnesbeck, W et al., 2003)

Formación Curanilahue (**Paleógeno**)

Definida por Muñoz.Cristi en 1946, ubicando su localidad tipo en la zona de Curanilahue. Este plantea que la formación es dividida por cuatro horizontes desde base a techo son: Pilpilco, Lota, Intercalación y Colico. Años más tarde, denomina la formación Curanilahue con los horizontes desde base a techo en Miembro Lota, Intercalación y Miembro Colico. El miembro Lota constituido por areniscas de grano medio y grueso, agregados en parte de conglomerados finos, además de arcillas, carbonatos y mantos de carbón depositados en un ambiente lagunar. El Miembro Intercalación está constituido y se presenta en una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas glauconíticas de grano medio a grueso. Por último, Colico constituye una secuencia sedimentaria formada por areniscas finas y gruesas, presencia de capas conglomeraditas, arcillas y mantos de carbón.

Formación Depósitos Litorales (**Cuaternario**)

Los depósitos litorales corresponden terrazas marinas, dunas y arenas de playa. Estos se extienden a través de la franja paralela a la costa, además de los lechos de ríos, esteros y cauces. (Veyl, 1961). El área entre Talcahuano y Penco, se caracteriza por presentar rocas semiconsolidadas a no consolidadas bajo el proceso de desintegración de rocas graníticas, y el transporte fluvial de arenas de textura madura y de tamaño medio a grueso en la zona costera. Por otra parte, arenas titaníferas provenientes de la meteorización de rocas principalmente metamórficas e ígneas, han sido transportadas principalmente por cauces fluviales que posteriormente son reconcentrados por el oleaje. (Collao et al., 2000).

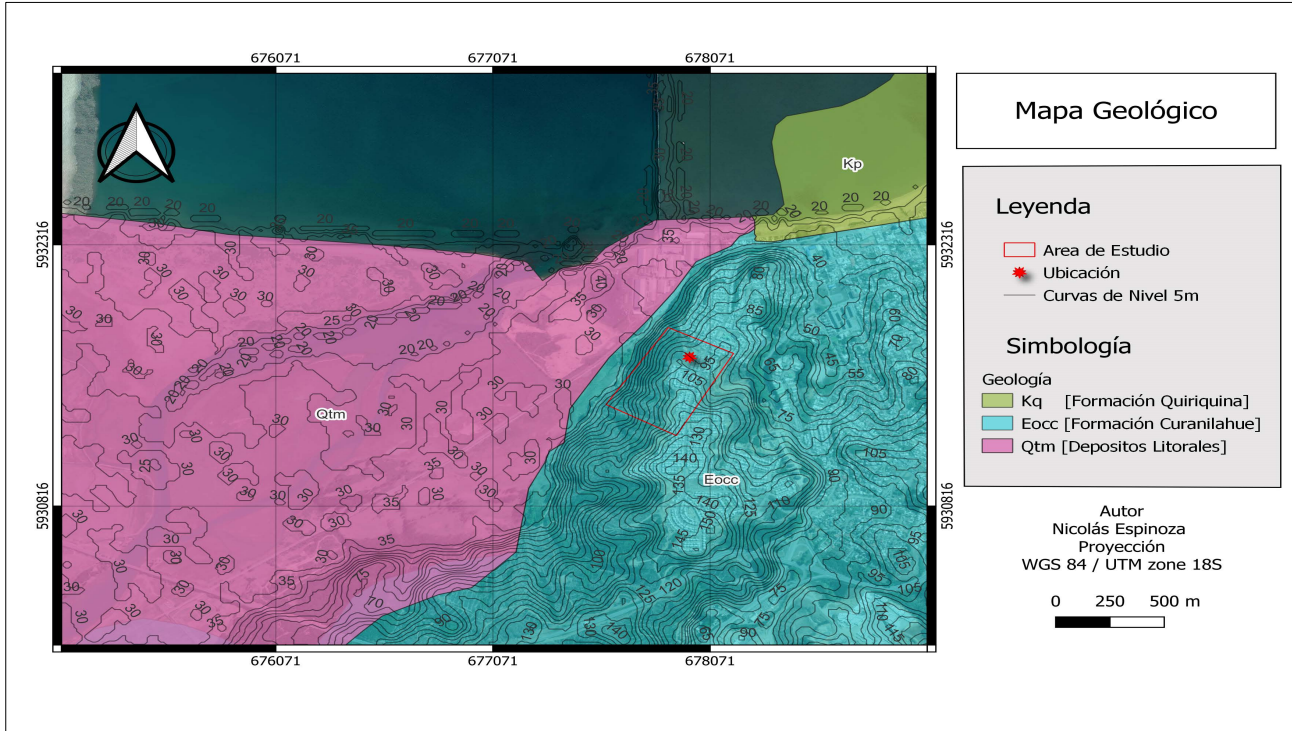


Figura 7: Mapa Geológico de la zona de estudio comprendida por las formaciones Quiriquina, Curanilahue y Depósitos Litorales. Fuente: Elaboración propia.

3. METODOLOGÍA

3.1 Etapa Gabinete

La etapa de gabinete considera dos apartados, los cuales son:

- Corresponde a la recopilación de información bibliográfica de autores que han desarrollado proyectos, artículos e investigaciones sobre los temas a desarrollar, particularmente en el ensayo MASW y la interferometría de radar para la construcción del marco teórico y a la vez considerar puntos importantes para el desarrollo de pruebas de campo y muestreo.
- La siguiente etapa consiste en la búsqueda del procesamiento y modelamiento de los datos obtenidos en la prueba de campo.

3.2 Toma de Datos

3.2.1 Metodología MASW

Para el ensayo MASW se realizaron mediciones activas y pasivas para el modelamiento de tres perfiles en la zona de estudio, iniciando con la disposición de los geófonos, coordenadas y ubicación de golpes.

La distribución de los geófonos de 4,5 Hz se llevó a cabo en una extensión de 60 m para cada línea (Figura 8), disponiendo un geófono cada 2.5 m, con una totalidad de 24 geófonos por cada línea. Cabe destacar que los ensayos se realizaron el mismo día, con un total de tres mediciones por línea, al inicio, al centro y final de cada una, siendo así, el primer golpe a los 60 m, luego a los 28.75 m y para el último golpe, a los 2.5 m del último geófono conectado. Las coordenadas de cada shot se pueden apreciar en la Tabla 2.

Los datos capturados por cada geófono se envían al computador portátil con el software Seismic Controller (SCS) (Geométricas, 2016) para ser guardados en formato binario con extensión *.dat*. La configuración para la obtención de los datos activos en el SCS corresponde a un trigger de manera manual cada 2 segundos con un sample de 250 ms (obtención de datos en una apertura de lectura de 2 segundos, cada 250 milisegundos), ubicación del shot y número de geófonos. Para los pasivos se utilizó un sample de 30 s de 2ms (obtención de datos cada 2 milisegundos). El tratamiento para los perfiles se realizó en el software Seisimager de Geometrics.

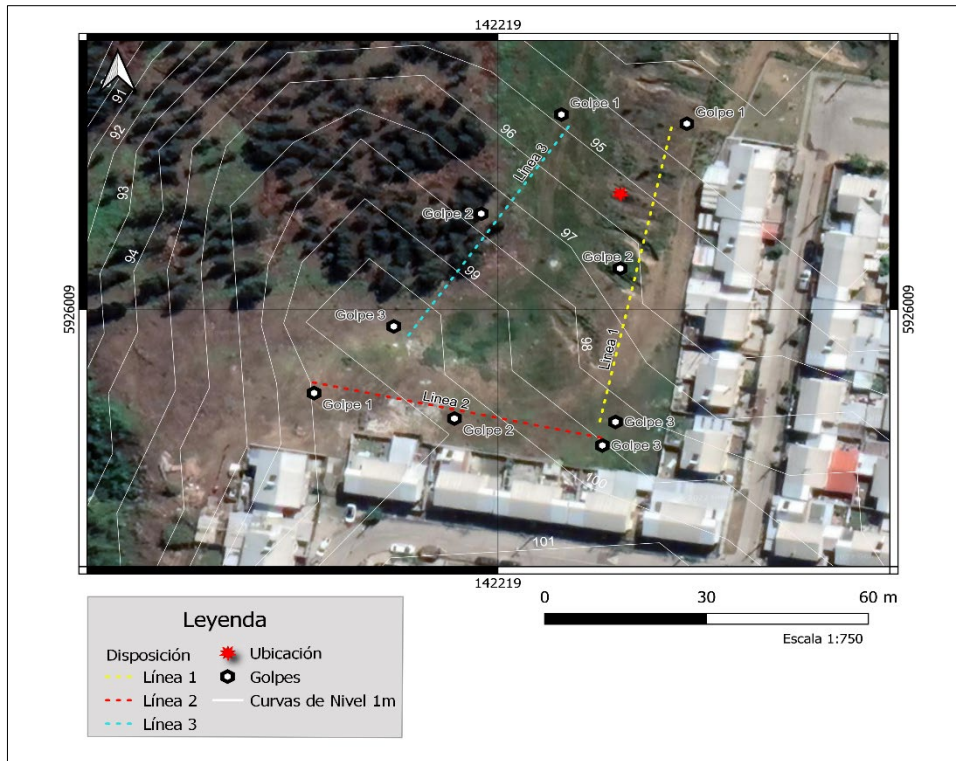


Figura 8: Representación gráfica de la ubicación de las líneas 1, 2 y 3 para la toma de datos, así como también, la ubicación de los golpes (Shot) que se realizaron para cada una de estas. Las curvas de nivel están con un metro de elevación. Proyección: WGS 84 / UTM zone 18S. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 2: Coordenadas de la ubicación de cada golpe.

Coordenadas (UTM)	Coordenada Este	Coordenada Norte	Coordenada Este	Coordenada Norte	Coordenada Este	Coordenada Norte
Golpe 1	677883	5931619	677979	5931617	677972	5931708
Golpe 2	677985	5931645	677947	5931624	677965	5931679
Golpe 3	677994	5931673	677918	5931637	677955	5931650

3.22 Metodología DInSAR

El tratamiento de DInSAR comienza con la adquisición de las imágenes SAR. La calidad de los resultados está directamente correlacionada con la selección de los criterios para utilizar una imagen, es decir, se utilizaron tales como el ángulo de visión ascendente o descendente, el momento de adquisición, coherencia, Path y Frame, tipo de satélite y tipo de resolución.

Existen varias plataformas para la obtención de imágenes de distintos satélites. Sentinel-1 comprende entre los satélites que orbitan día y noche, generando imágenes de radar de apertura sintética de banda C, lo cual permite adquirir imágenes independientes del clima. Este, opera con una frecuencia central de 5,405 GHz, una capacidad de almacenamiento de 1410 Gb y una capacidad de enlace descendente de la banda X de 520 Mbit/s.

La polarización utilizada corresponde a HH + HV o VV + VH, estos son útiles para la clasificación de la cobertura terrestre. Los modos de adquisición de las imágenes SAR son cuatro, sin embargo, para este estudio se utilizó la amplia franja interferométrica (IW), la cual se puede apreciar en la Figura 9. Esta franja se diferencia de las otras por el barrido del ancho interferométrico, generando imágenes de tres sub-franjas utilizando el barrido progresivo SAR.

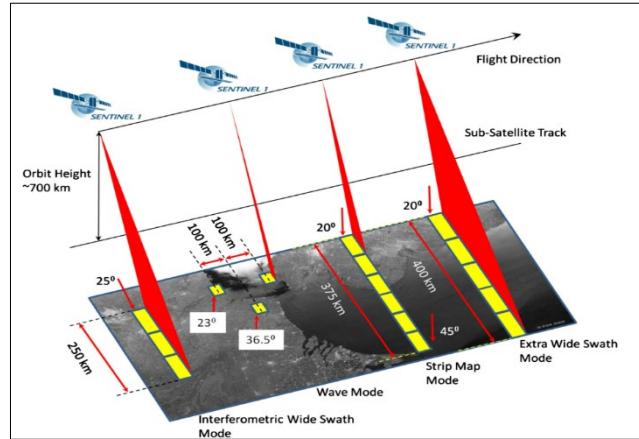


Figura 9: Modos de franjas de adquisición de Sentinel-1, Mapa de franjas (SM), Amplia franja interferométrica (IW), franja extra ancha (EW) y modo de onda (WV). Fuente: (ESA, 2013).

Las imágenes son parte del tipo SLC (Simple Look Complex) se relacionan con la banda IW, dado que las subfranjas se procesan cada una como una imagen SLC separada. La identificación de la imagen corresponde con las iniciales IW_SLC, con una cobertura de 250 km.

Los periodos de adquisición se pueden ver en la Tabla 3, las cuales son parte de sentinel-1(A y B), bandas IW, con orientaciones descendentes, como también, la misma relación entre Path y Frame.

Tabla 3: Datos de la adquisición de imágenes SAR desde el satélite Sentinel-1.

Imágenes SAR		Orientación	Path	Frame	
Periodos	2020-2021	Diciembre - Junio	Descendente	156	712
		Junio - Septiembre	Descendente	156	712
		Septiembre - Diciembre	Descendente	156	712
	2022	Mayo - agosto 2022	Descendente	156	713
		Agosto - Diciembre	Descendente	156	713

Una vez obtenido las imágenes SAR, se inicia el tratamiento de estas mediante el software SNAP, este es gratuito y se puede obtener de la página de la Agencia Espacial Europea. El proceso para llevar a cabo la interferometría DInSAR se puede evidenciar en la Figura 10. El último paso para se realizó para generar la interferometría es crear un mapa de desplazamiento. Este se generó en la plataforma Qgis (Software de sistema de información geográfica), donde se trabaja el DEM extraído de SNAP, partiendo con el cambio de colorimetría de escala de grises a pseudo color monobanda, el cambio a una leyenda puntual, dado que por defecto viene con una leyenda continua, aplicar una interpolación lineal, un modo intervalo igual de 6 clases para tener mayor visualización de los colores. Para este último, no hay un patrón ni condición de colores, así que queda bajo el criterio individual.

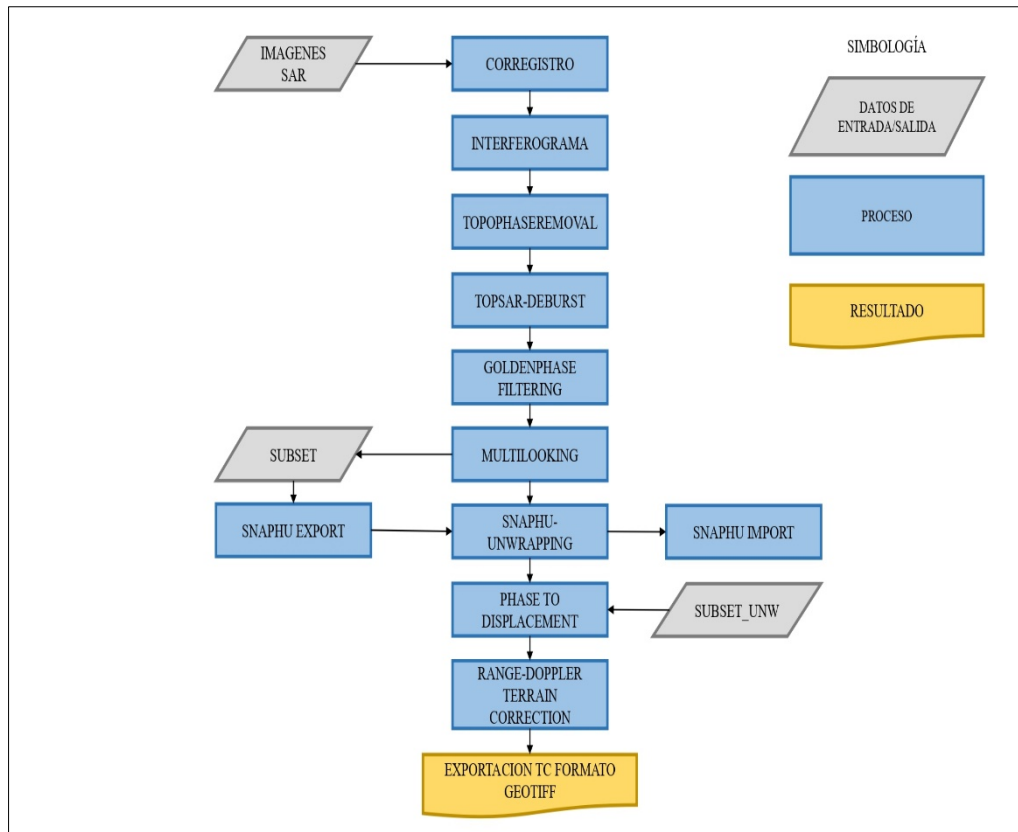


Figura 10: Diagrama de procesos realizado en el Software SNAP. Este inicia con la adquisición de imágenes SAR y finaliza con el archivo de desplazamiento exportado en formato GeoTIFF para el tratamiento posterior que se realiza en Qgis. Fuente: Elaboración propia.

4. RESULTADOS

4.1 Resultados Ensayo MASW

La clasificación sísmica es tan importante como la velocidad de onda por cada estrato, es por esto que se busca caracterizar el subsuelo del área de estudio. Si bien cada perfil puede poseer un V_{s30} cercano, las capas inferiores poseen distintos espesores y componentes.

Los resultados del V_s para el perfil 2D correspondiente a la línea 1, son los siguientes (Figura 11):

En el perfil de la línea 1 de la Figura 12 se identifican 6 capas. Cada una de estas está compuesta por espesores y profundidades que van variando, como también la velocidad de onda que las comprende. Si bien algunas están muy claramente determinadas, otras no se identifican de manera clara. Se puede apreciar que desde la superficie hasta los primeros 7 metros de profundidad se divide una capa con velocidad de onda entre los 214 a 340 m/s, la que corresponde a un suelo rígido. Para el siguiente estrato ubicado entre los 7 y 13 metros de profundidad, se evidencian velocidades entre los 350 y 450 m/s, siendo calificado como un suelo denso y roca suave. De los 13 a 20 metros, se identifica una capa con velocidades entre los 450 y 530 m/s, manteniendo la calificación como suelo denso. El siguiente estrato, posee una profundidad entre los 20 y 30 metros, presenta una disminución de la velocidad de onda a de 470 a 490 m/s, aunque mantiene la misma calificación del estrato anterior. Entre los 30 y 45 metros, aumenta la velocidad de los 490 a 530 m/s siendo un suelo denso y roca suave. El último estrato es de los 45 metros hasta una profundidad desconocida, llegando hasta los 580 m/s de velocidad de onda en el perfil. A modo general el perfil presenta dos clasificaciones de suelo, correspondiendo a un suelo tipo D para el primer estrato y para los siguientes uno tipo C, aunque para los de tipo C se ha identificado una intercalación de aumento y disminución de velocidades de onda.

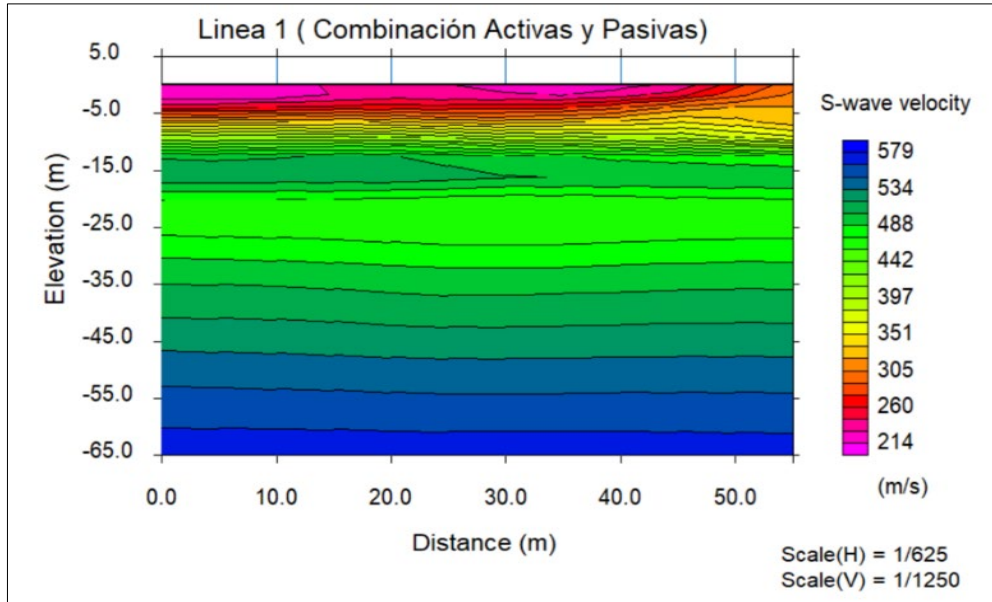


Figura 11: Resultado del perfil 2D (a) de la línea 1 con la combinación de los resultados de los valores activos y pasivos. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados del Vs para el perfil 2D correspondiente a la línea 2, son los siguientes (Figura 12):

Para el perfil correspondiente a la línea 2 de la Figura 14 se identifican 5 estratos. el primero corresponde de la superficie hasta los 15 metros de profundidad con una variación de velocidad entre los 220 a 320 m/s, siendo clasificado como suelo rígido. El segundo estrato comienza en los 15 y termina en los 25 metros, tiene un rango de velocidades de onda entre los 320 a 550 m/s, siendo clasificado como suelo denso y roca suave. La tercera capa tiene una profundidad entre los 25 y 30 metros, con velocidades de onda que varían de los 520 y 550 m/s, asumiendo la misma clasificación del estrato anterior. Entre los 30 y 37 metros de profundidad ha existido una disminución de la velocidad de las ondas S, variando entre los 515 y 520 m/s. Desde los 37 hasta una profundidad desconocida el estrato presenta variaciones de velocidad entre los 520 y 590 m/s, siendo clasificado como suelo denso y roca suave, así mismo, como los estratos que van desde los 15 metros hasta los 65 metros. Cabe destacar que el perfil presenta dos calificaciones de suelo, variando entre el tipo D y C, así como también, una intercalación de estratos entre velocidades más altas y otra más baja.

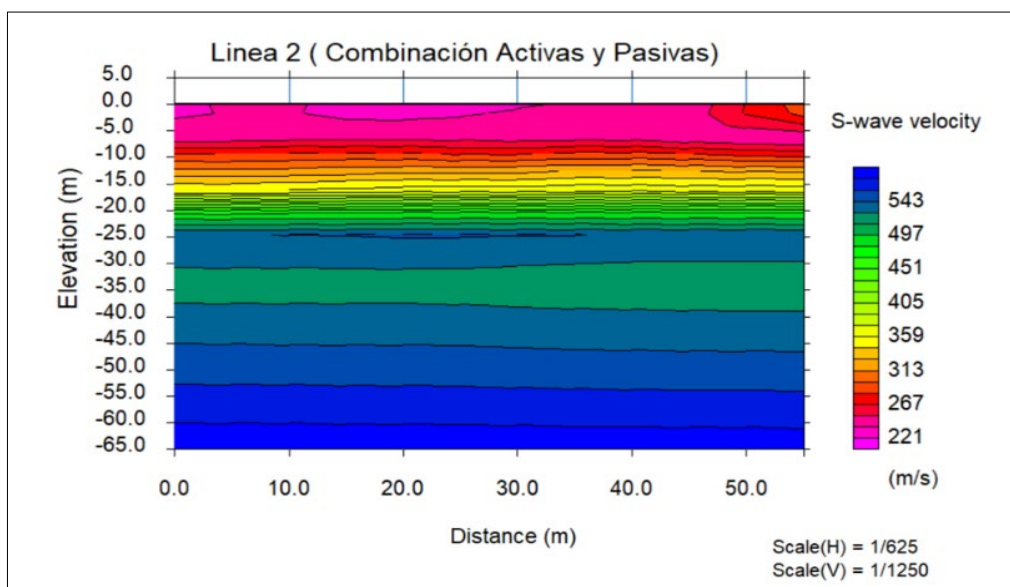


Figura 12: Resultado del perfil 2D de la línea 2 con la combinación de los resultados de los valores activos y pasivos. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados del Vs30 para el perfil 2D correspondiente a la línea 3, son los siguientes (Figura 13):

El perfil 2D correspondiente a la línea 3 de la Figura 15 presenta 3 estratos principales. El primero se identifica entre los 0 y 15 metros de profundidad, posee variaciones de velocidades de onda entre los 300 y 540 m/s, siendo considerado como un suelo denso y roca suave. El segundo estrato es una capa que inicia en los 15 y termina en los 25 metros, es un estrato competente, tiene un rango de velocidades que van desde los 520 m/s hasta los 550 m/s, asumiendo la misma calificación del estrato anterior. Finalmente, desde los 25 metros hasta una profundidad desconocida los rangos de velocidades ya son más altos, variando entre los 550 hasta los 850 m/s, asumiendo una clasificación entre suelo denso y roca rígida, ya que sobre los 750 m/s el suelo es considerado una roca.

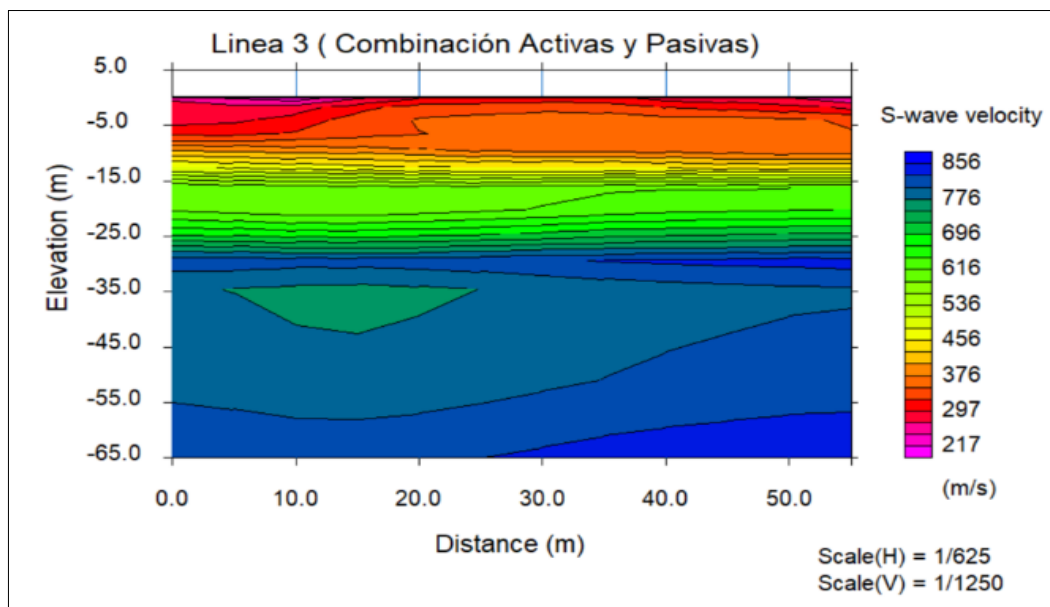


Figura 13: Resultado del perfil 2D (b) de la línea 3 con la combinación de los resultados de los valores activos y pasivos. Fuente: Elaboración propia.

Uno de los aspectos que destacaron sobre otros y se identificaron del modelo del perfil de la línea 1, es que presenta alrededor de 5 metros de profundidad suelo blando y en base a los deslizamientos que han ocurrido en la zona, este perfil es uno de los más interesantes, dado que engloba de manera longitudinal el área donde están ubicados los patios traseros de las casas construidas. Además, en el perfil de la línea 2 se logra apreciar una intercalación de capas de mayor velocidad con una de menor, por lo que se puede estimar que haya existido alguna modificación del terreno, como también algún proceso geológico que haya marcado la generación de un estrato de otro tipo de material.

4.2 Resultados Análisis Interferométrico Diferencial

Los resultados del análisis DInSAR son extraídos del mapa interferométrico final de cada periodo estudiado. Son cinco periodos de estudio, desde diciembre del año 2020, hasta la actualidad. Las bases para la clasificación de los desplazamientos evidenciados, ya sea un hundimiento o elevación de terreno fueron en función a la colorimetría del mapa, asociando las zonas que presentan mayores valores de subsidencia.

Los desplazamientos evidenciados en el periodo de diciembre 2020 y junio del año 2021, como se muestra en la Figura 14, presentan movimientos de hasta 8 cm cercano a la zona de los ensayos, aunque, en la ladera se pueden apreciar movimientos de 2 a 4 cm de hundimiento. Bajo la ladera, en dirección Oeste, existe un patrón de desplazamiento con valores de 2, 4 y 6 cm.



Figura 14: Mapa Interferométrico de la zona de estudio en el periodo comprendido entre diciembre 2020 y junio del año 2021. Fuente: Elaboración propia.

En el periodo entre junio y septiembre del año 2021, como se aprecia en la Figura 15, hay presencia de hundimientos en la ubicación de la ladera, sin embargo, destaca sobre el resto una corriente de movimientos en dirección Oeste, alcanzando un máximo de 5 cm. Este patrón de deslizamiento podría deberse al aumento de las precipitaciones y la vegetación que conserva la humedad del terreno.



Figura 15: Mapa Interferométrico de la zona de estudio en el periodo comprendido entre junio 2021 y septiembre del año 2021. Fuente: Elaboración propia.

Como se aprecia en la Figura 16, entre los meses de septiembre y diciembre del año 2021, existe evidencia de movimientos de terreno, sin embargo, los valores presentados causan incertidumbre en comparación con los otros mapas, ya que las imágenes SAR tomaron la topografía del terreno, y como se mencionó en el marco teórico el satélite captó la superficie real del terreno y no a la diferencia de fases de las imágenes en el periodo correspondiente. No se seleccionaron otras imágenes, ya que no había más opciones que fueran dentro del área de estudio, así que se trabajó con estas solamente.



Figura 16: Mapa Interferométrico de la zona de estudio en el periodo comprendido entre septiembre 2021 y diciembre del año 2021. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados para el periodo de mayo y agosto del año 2022 de la Figura 17, son el año mantienen un desplazamiento de la parte inferior de la ladera, con desplazamientos hasta 4 cm, cabe mencionar, que este periodo corresponde a un aumento de precipitaciones, lo cual aumenta el reblandecimiento del terreno, lo que propicia a acelerar los desplazamientos.



Figura 17: Mapa Interferométrico de la zona de estudio en el periodo comprendido entre mayo 2022 y agosto del año 2022. Fuente: Elaboración propia.

En el último periodo estudiado correspondiente a los meses de agosto a diciembre del año 2022, en los recuadros rojos evidenciados en la Figura 18 se pueden ver zonas de desplazamiento con valores significativos en este periodo, alcanzando movimientos de hasta 5 cm de desplazamiento en la orientación N-W. También se puede ver claramente que hay movimientos cercanos a las viviendas, siendo un punto importante en la toma de decisiones al momento de generar una recomendación en el área de estudio.



Figura 18: Mapa Interferométrico de la zona de estudio en el periodo comprendido entre agosto 2022 y diciembre del año 2022. Fuente: Elaboración propia.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados para el cálculo de la V_{s30} para cada perfil 2D para cada perfil son los siguientes: Para la línea 1 de un V_{s30} de 390,9 m/s, considerándose así, bajo la norma chilena de la clasificación sísmica del suelo como un terreno denso o firme. El valor del V_{s30} para el perfil de la línea 2 resultó ser de 339,5 m/s, por ende, es clasificado como un terreno denso o firme, y para el perfil de la línea 3, un valor de 455,6 m/s, siendo un terreno denso o firme, compartiendo el mismo parámetro con la línea 1.

Considerando los resultados obtenidos del ensayo MASW apreciables en la Figura 11, 12 y 13, se puede inferir que el terreno en estudio presenta una clasificación de tipo C y D para el subsuelo. Donde la línea 1 del ensayo MASW es la que presenta un perfil con el estrato de menor velocidad de onda. Entre 0 y 5 metros de profundidad este presenta variaciones de velocidad de onda entre 214 a 250 m/s, siendo considerado como un terreno rígido. La línea 2, contiene alrededor de 7 metros más de terreno tipo D, dado que desde la superficie hasta los 12 metros de profundidad se puede presenciar una variación de la velocidad de onda entre los 220 a 270 m/s. La línea 3, presenta un estrato de suelo tipo D, sin embargo, las velocidades de onda varían desde los 290 a 350 m/s, lo que caracteriza al estrato como mayormente consolidado en comparación con el de la línea 1 y 2 a la misma profundidad.

La correlación de los resultados entregados por el ensayo MASW y la geología local del área de estudio han mostrado una analogía correcta en base a la velocidad de onda de corte (V_s), puesto que según Muñoz-Cristi (1960) la estratigrafía de la Formación Curanilahue, la cual comprende la zona de estudio, presenta que en la profundidad arrojada por cada perfil, hay presencia de arenisca de grano medio, gris claro, de cuarzo con mica e intercalaciones de arcillolita y rastros de vegetales carbonizados. A más profundidad la arenisca aumenta a grano grueso, presentando colores grises con matices verde claro, con intercalaciones de arenisca conglomerádica y limolita gris oscura. La presencia de arcillolita en los estratos se puede determinar de manera más cuantitativa realizando una caracterización geotécnica a través de la toma de muestras de terreno In-Situ, verificando la presencia de finos y la humedad que contiene la muestra en laboratorio.

En el periodo de intensas lluvias del año 2022 el movimiento de la superficie en estudio arrojó hasta 5 cm de desplazamiento evidenciados como una subsidencia, alrededor de 3 cm menos de lo que presentó el mapa interferométrico del año 2021 en los meses comprendidos entre diciembre 2020 y junio del año 2021, presentando valores de hasta 8 cm en algunas zonas hacia el Oeste de ladera, donde en los meses posteriores disminuyó, no obstante, se generó un patrón de movimientos marcados en dirección paralela a las curvas de nivel, el cual se ha mantenido hasta el último periodo estudiado (Agosto 2022– Diciembre 2022).

Según Naranjo (2006), los deslizamientos no debieran parar, ya que no se han realizado mitigaciones ni proyectos de mejoramiento de las zonas de escarpe o de un mejor encauzamiento de filtración para las precipitaciones.

Cabe destacar que para el tratamiento en SNAP existe un margen de error en los procesos, por lo cual no se recomienda mantener definidos algunos valores del software, puesto que cada imagen o subconjunto de estas puede contener menor cantidad de píxeles y eso podría verse afectado en los resultados finales. Por ende, en base a las imágenes SAR, se debe ir modificando algunos parámetros en el software. Algunos de estos corresponden al aumento del tamaño de resolución del proceso de Goldstein Phase filtering, como también, disminuir los parámetros para la exportación del subconjunto del Multilooking, puesto que, al trabajar con una área pequeña, no es necesario aumentar el valor de los procesadores de filas y columnas del conjunto a exportar, además, si la zona de estudio no es extensa, se recomienda disminuir los segundos de lectura para cada píxel, disminuyéndolo de 3 segundos a 1 segundo, y por último, reducir el espaciado de píxeles de 14 a 5 m en el proceso correspondiente al Range Doppler Terrain Correction. Estos cambios aumentan la resolución del área procesada, lo que dará como resultado un mapa con valores más representativos. Además, para estudios posteriores de teledetección, se sugiere utilizar imágenes que no presenten daño en la recepción de la topografía, así mismo, evitar seleccionar el área de estudio de las subfranjas (IW) cercano a los márgenes de la imagen SAR, ya que los procesos de reducción de ruido, como el correregistro y la corrección del filtro del terreno, en ocasiones no procesan los extremos de las imágenes y se puede perder la seguridad de los resultados. Es por esto que, se recomienda utilizar imágenes de una mayor calidad o generar un estudio complementario de la interferometría diferencial, denominada PSI (Persistent Scatterer Interferometry), el cual desarrolla un análisis de los movimientos a través de series temporales, generando un valor acumulado de los desplazamientos y describiendo los periodos donde estos fueron más preponderantes en base a las velocidades que presentan. La particularidad de este método es que no utiliza el diferencial de dos imágenes SAR, sino un mínimo de 20, por lo que el correregistro y las fases envueltas presentan un mayor promedio de valores del área.

Es importante mencionar que el análisis DInSAR procesa datos estimativos de deformaciones, lo cual es una información relevante en momento de un análisis para una zona específica, aunque, si se desea basar un estudio en estos resultados, ESA (2007) recomienda que se debería generar el proceso anteriormente descrito (Persistent Scatterer Interferometry) para obtener valores fiables y con una mayor coherencia.

6. AGRADECIMIENTOS

Principalmente me gustaría agradecer a mis padres por ser partícipes de este proceso educativo, por mantener siempre la fe en que las cosas tendrán un buen puerto, y por generar esa confianza que a veces uno pierde en el camino. Así también agradecer a mi profesora guía y profesor informante por estar presentes cuando uno necesita salir de alguna duda o inquietud, como también por entregar las armas para el desarrollo de este proyecto.

Por último, agradecer a los profesores que han estado dentro de mi formación académica, poniendo en alto la calidad de cada uno, como también a la universidad por facilitar los equipos para el estudio MASW.

7. REFERENCIAS

- Bell, R., Kruse, J.-E., Garcia, A., Glade, T. & Hördt, A. (2006). Investigaciones del subsuelo de deslizamientos de tierra utilizando métodos geofísicos: aplicaciones geoelectricas en la jura de suabia (alemania), *geografica helvetica.*, 61, 201–208, <https://doi.org/10.5194/gh-61-201-2006>.
- Biró, L. (1982). Revisión y redefinición de los “Estratos de Quiriquina”, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo en la Isla Quiriquina, 36° 35’Lat. S, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. In *Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción, A* (pp. 29-64).
- Bogoslovsky, V & Ogilvy, A. (1977). Métodos geofísicos para la investigación de deslizamientos de tierra, *geofísica*, v. 42, n. 3, pág. 562-571.
- Borcherdt, RD (2012). VS30: un parámetro de caracterización del sitio para usar en códigos de construcción, diseño simplificado resistente a terremotos, GMPE y ShakeMaps. En *la 15ª Conferencia Mundial sobre Ingeniería Sísmica*.
- Chen, CW, Zebker, HA, (2001). Desarrollo de fase bidimensional con el uso de modelos estadísticos para funciones de costo en optimización no lineal. *josa*, 2001, vol. 18, n° 2, pág. 338-351.
- Collao, S., Alfaro, G., Cecioni, A., González, A. & Quinzio, A. (2000). Evaluación de los recursos metálicos de la región del Biobío. Proyecto fondo nacional de desarrollo regional. departamento ciencias de la tierra, *universidad de concepción (inédito)*: 80 pp. Concepción
- Crisp. (2001). Centro de Imágenes, Detección y Procesamiento Remotos. Recuperado 8 de diciembre de 2022, de <https://crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/mw.htm>.
- Cumming, I. G. & Wong, F. H. (2005). Digital processing of synthetic aperture radar data. *Artech house*, 1(3), 108-110.
- ESA (europea Space Agency). (2007, febrero). Insar principles. esa publications estec. https://esamultimedia.esa.int/multimedia/publications/tm-19/tm-19_insar_web.pdf
- European Space Agency ESA (2013). Sentinel-1 User Handbook. Recuperado de <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/instrument-payload>.
- Escalona, A. K. (2016). “Determinación de la vs 30 a través del cálculo de razón espectral h/v [tesis de pregrado]. *Universidad del Bio Bío*.
- Fotí, S. (2000). *Métodos multiestación para la caracterización geotécnica mediante ondas superficiales* (pág. 229). n / A.
- Geometrics, I. (2016). Seismodule Controller Software (Version 11.1.69.0). Retrieved from <http://www.geometrics.com/geometrics-products/seismographs/download-seismograph-software/>
- Georys S.A.C. (2020). *análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)*. <https://georys.com/wp-content/uploads/2020/05/Presentacion-masw.pdf>.
- Goldstein, RV., Gorodtsov, VA. & Lisovenko, DS. (2014). "Ondas superficiales de Rayleigh y Love en medios isotrópicos con relación de poisson negativa". *Mecánica de sólidos*. 49 (4): 422–434. Código bibliográfico: 2014mesol. 49.422g. doi: 10.3103 / s0025654414040074. s2cid 121607244.

- Humire, F., Sáez, E., Leyton, F., & Yáñez, G. (2015). Combinación de análisis multicanal activo y pasivo de ondas superficiales para mejorar la confiabilidad de la estimación $V_{S,30}$ usando equipo estándar. *Boletín de ingeniería sísmica*, 13 (5), 1303-1321.
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002) Introducción a la exploración geofísica. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- Khaheshi Banab, K. y Motazedian, D. (2010). Sobre la eficiencia del análisis multicanal del método de ondas superficiales para capas de suelo sueltas poco profundas y semiprofundas. *Revista internacional de geofísica*, 2010.
- Marín, M., Neira, H., Garrido, N, Báez, F. (2021). Sernageomin (chile). Visor territorial de fallecidos por remociones en masa (r.m.) en chile entre los años 1938-2020. Sernageomin. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/33193>
- Naranjo, J. 2006. Deslizamiento en Villa Belén, agosto 2006, Comuna de Penco, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. 8 p.
- Mccann, D.M. & A. Forster (1990). Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. - In: *Engineering geology* 29, 1: 59-78.
- Milsom, J. (2003) *Geofísica de campo*. 3ra edición, John Wiley & Sons, Nueva York.
- Ministerio de Vivienda y Urbanismo. (2011). Reglamento que fija el diseño sísmico de edificios y deroga Decreto N° 117, de 2010. *Diario Oficial*, 13.
- Mohamed, A. M. E., Abu El Ata, A. S. A., Abdel Azim, F., & Taha, M. A. (2013). *Sitespecific shear wave velocity investigation for geotechnical engineering applications using seismic refraction and 2D multi-channel analysis of surface waves*. NRIAG journal of astronomy and geophysics, 2(1), 88–101. <http://doi.org/10.1016/j.nrjaurbg.2013.06.012>.
- Municipalidad de Penco, (2019), “Plan de Protección Civil y Emergencias”, del 31 de enero de 2019.
- Muñoz-Cristi, J. (1960). Contribución al conocimiento geológico de la cordillera de la costa de la zona central. *Revista minerales*, 15(69), 28-47.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Uk: Wiley.
- Roma, V. (2006). Caratterizzazione sismica dei suoli con il metodo masw (multichannel analysis of surface waves). Universidad de Pisa, Pisa, Italia.
- Sentinel-1 - instrument payload. (s. f.). Agencia Espacial Europea. Recuperado 22 de enero del 2022. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/instrument-payload>.
- Stinnesbeck, W., Quinzio, L., Bonilla, R., & Salazar, C. (2003). La Formación Quiriquina en su localidad tipo, Isla Quiriquina. In *X Congreso Geológico Chileno. Guía Excursión Intracongreso EIC* (Vol. 4, p. 18).
- González de Vallejo, L. I. (2005). *ingeniería geológica*. Madrid: Pearson Educación.
- Veyl, C. (1961). Contribución al conocimiento de la geología regional de la Provincia de Concepción. *Revista del Instituto de Ingeniería en Minas de Chile*, 72, 1-51.