

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

---

**Refracción sísmica y MASW para la caracterización de dos  
deslizamientos rotacionales en la Carretera Federal 1D,  
Ensenada, Baja California, México**

Tesis  
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Moisés Francisco Guzmán Villa**

Ensenada, Baja California, México  
2022

Tesis defendida por  
**Moisés Francisco Guzmán Villa**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Antonio González Fernández**  
Codirector de tesis

---

**Dr. Mario González Escobar**  
Codirector de tesis

**M.C. Alejandro Hinojosa Corona**

**Dr. Manuel Contreras López**

**M.C. José Luis Briseño Cervantes**



---

**Dr. Javier Alejandro González Ortega**  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

**Dr. Pedro Negrete Regagnon**  
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Moisés Francisco Guzmán Villa** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

**Refracción sísmica y MASW para la caracterización de dos deslizamientos rotacionales en la Carretera Federal 1D, Ensenada, Baja California, México.**

Resumen aprobado por:

---

**Dr. Antonio González Fernández**

Codirector de tesis

---

**Dr. Mario González Escobar**

Codirector de tesis

En los años sesenta se construyó la Carretera Federal 1D (CF1D), vía de 88 km de longitud que conecta las ciudades de Tijuana y Ensenada a lo largo de la costa noroeste de Baja California. Durante la etapa de planificación del proyecto se identificaron zonas potencialmente inestables, determinando que antiguos deslizamientos podrían reactivarse, lo cual se hizo evidente durante la construcción de la carretera; sin embargo, se decidió enfrentar las inestabilidades del terreno y concluir la vía. Hasta la actualidad estos movimientos del terreno continúan activos. En el presente trabajo de investigación se aplicaron los métodos de Tomografía de Refracción Sísmica y de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (SRT y MASW, por sus siglas en inglés, respectivamente), para la caracterización de los deslizamientos que afectan los kilómetros 90+000 y 91+000 de la CF1D. Mediante el método convencional de levantamiento por refracción sísmica, se llevó a cabo la adquisición de registros sísmicos, utilizando fuentes de impacto y tendidos de 12 y 24 canales, correspondientes a dos perfiles de 340 m de longitud cada uno. Posteriormente, a través de la aplicación de técnicas de inversión, por medio de los métodos de SRT y MASW, obtuvimos, respectivamente, la velocidad de las ondas de compresión ( $V_p$ ) y de corte ( $V_s$ ) de los materiales del terreno. Así, logramos construir tomografías y modelos 2D de las secciones transversales del subsuelo. En consecuencia, se consiguió reconstruir de manera detallada la estructura del subsuelo, donde se establecieron las unidades estratigráficas y se identificaron las superficies de falla y otros rasgos que afectan los sitios de estudio. Las superficies de falla se desarrollan en planos de estratificación de rocas sedimentarias, condicionadas, principalmente por el contraste de competencia entre los materiales y por fallas normales. Además, se definieron los atributos morfológicos de los deslizamientos, estableciendo que son de tipo rotacional, y se determinó que el trazo de la vía se construyó sobre las masas desplazadas, lo que originó la reactivación de los deslizamientos. Los resultados de ambos métodos fueron correlacionados de manera congruente y concluyente, demostrando que estas técnicas se pueden utilizar de manera confiable para la caracterización de deslizamientos.

**Palabras clave:** SRT, MASW, deslizamiento, movimientos del terreno, métodos geofísicos

Abstract of the thesis presented by **Moisés Francisco Guzmán Villa** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences orientation in Geology.

**Seismic refraction and MASW for the characterization of two rotational landslides on Federal Highway 1D, Ensenada, Baja California, Mexico.**

Abstract approved by:

---

**Dr. Antonio González Fernández**

Codirector de tesis

---

**Dr. Mario González Escobar**

Codirector de tesis

Federal Highway 1D (CF1D) was built in the 1960s, a 88 km long highway that connects the cities of Tijuana and Ensenada along the northwest coast of Baja California. Potentially unstable areas were identified during the planning stage of the project, determining old slides could be reactivated, which became evident during the construction of the highway. However, it was decided to face the instabilities of the terrain and complete the road. To this day, these landslides continue to be active. In the following research, the methods of Seismic Refraction Tomography (SRT) and Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) were applied to characterize the slides that affect the kilometers 90+000 and 91+000 of the CF1D. The acquisition of seismic records was carried out through the conventional method of seismic refraction survey using impact sources and lines of 12 and 24 recording channels, corresponding to two profiles of 340 m in size each. Subsequently, by the application of inversion techniques, with the SRT and MASW methods, we obtained, the velocity of the compression waves ( $V_p$ ) and shear waves ( $V_s$ ) of the ground materials. We obtained tomography and 2D models of ground-cross sections. Consequently, it was possible to reconstruct in detail the structure of the subsoil, where the stratigraphic units were observed and marked as well as fault surfaces and other features that affect km 90+000 and 91+000. Moreover, we observed that superficial faults are developed in stratification planes of sedimentary rocks, mainly conditioned by the contrasting competence between materials and normal faults. In addition, the morphological attributes of the slides are defined, establishing that they are rotational, and it is established that the route of the road was built on the displaced masses, which caused the reactivation of the slides. The results of both methods were consistently and conclusively correlated, showing that these techniques can be reliably used for slide characterization.

**Keywords: SRT, MASW, slide, landslide, geophysical methods**

## **Dedicatoria**

Con todo mi amor y cariño para mis padres, que con su perpetuo e incondicional apoyo se han mantenido a mi lado durante el persistir de mi existencia. A mis herman@s por siempre estar presentes y atentos en el andar de mis pasos. Para esos cinco pequeños descendientes que se encuentran iniciando su condición de mortales. Y para aquellos que han alcanzado el sueño eterno acompañando con su inmortalidad a este sublime logro.

A todo ser a mi alrededor.

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California por brindarme la oportunidad de cursar la maestría en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por haber financiado la presente investigación y por la beca proporcionada.

Mi total y profunda gratitud para el Dr. Mario González Escobar y al Dr. Antonio González Fernández, por haberme abierto sus puertas, brindarme su comprensión, confianza y todo su apoyo para poder desarrollar el presente trabajo de investigación, muchas gracias.

Mis sinceros agradecimientos al M.C. Alejandro Hinojosa Corona, al Dr. Manuel Contreras López y al M.C. José Luis Briseño Cervantes, por aceptar ser parte de este trabajo de tesis y por todo el apoyo recibido.

Con agradecimiento especial, para Agustín Mastache, Cristian Gallegos, Sergio Arregui, Young Ho Aladro, Enrique Castillo y Alejandro Díaz, por ser parte importante del presente proyecto de investigación.

Mi reconocimiento, al Consejo de Programa de Posgrado, al Dr. Alejandro González y a L.A.E. Melissa Corral, por todo el apoyo y orientación recibida.

Agradezco a L.A.F. Mónica Sánchez y L.A.E Célida Cuevas, por su asistencia y apoyo recibido durante mi estancia en el posgrado y al M.C. Luis Yegres por sus valiosas aportaciones.

A mis compañer@s de generación, Rubi García, Cristal Méndez, Ivonne Cruz, Maribel Reyes, Yesica Peña, Anjuly Jasso, Haidee Assi, Alina Gallardo, Elsy Torres, Eduardo Monreal, Carlos Almanza, José Rendón, Rodrigo Navarro, Oscar López, Eduardo López, José Hernández, Edgar Almeida y Miguel Martínez, gracias por el apoyo brindado y por los buenos momentos que pasamos juntos.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas .....	xv
<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Hipótesis.....	4
1.2 Objetivos .....	4
1.2.1 Objetivo general .....	4
1.2.2 Objetivos específicos.....	4
<b>Capítulo 2. Área de estudio .....</b>	<b>5</b>
2.1 Localización .....	5
2.2 Antecedentes .....	8
2.3 Trabajos previos .....	10
2.3.1 Kilómetro 90+000.....	11
2.3.2 Kilómetro 91+000.....	11
2.4 Marco geológico.....	13
2.4.1 Formación Alisitos .....	14
2.4.2 Formación Rosario.....	14
2.4.2.1 Miembro medio.....	15
2.4.2.2 Miembro superior .....	15
2.4.3 Formación Rosarito Beach .....	15
2.4.4 Reconocimiento geológico de campo .....	17

2.5	Marco tectónico .....	18
2.5.1	Sistema San Miguel - Vallecitos.....	20
2.5.2	Sistema Coronado Bank - Agua Blanca.....	21
2.5.3	Sistema Depresión de San Diego - Maximinos.....	21
2.5.4	Sistema San Clemente - San Isidro .....	22
2.5.5	Sismicidad.....	22
<b>Capítulo 3. Marco teórico.....</b>		<b>27</b>
3.1	Movimientos del terreno .....	27
3.1.1	Clasificación.....	27
3.1.2	Atributos morfológicos.....	30
3.1.3	Causas de los movimientos .....	30
3.1.4	Velocidad de los movimientos .....	33
3.1.5	Estados de actividad.....	35
3.1.6	Distribución y tipos de actividad .....	36
3.2	Ondas sísmicas .....	37
3.2.1	Ondas de cuerpo .....	38
3.2.2	Ondas superficiales .....	39
3.3	Métodos sísmicos.....	40
3.3.1	Tomografía de Refracción Sísmica .....	41
3.3.2	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales .....	48
3.4	Estructura a partir del Movimiento.....	53
<b>Capítulo 4. Metodología.....</b>		<b>59</b>
4.1	Adquisición de datos sísmicos.....	59
4.1.1	Equipo de adquisición .....	60
4.1.2	Kilómetro 90+000.....	61
4.1.3	Kilómetro 91+000.....	63

4.2	Procesamiento de datos.....	65
4.2.1	Pre-procesamiento.....	65
4.2.2	Tomografía de Refracción Sísmica .....	66
4.2.3	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales .....	71
<b>Capítulo 5.</b>	<b>Resultados .....</b>	<b>75</b>
5.1	Tomografía de Refracción Sísmica .....	75
5.2	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales.....	76
<b>Capítulo 6.</b>	<b>Discusión.....</b>	<b>79</b>
6.1	Perfil sísmico del kilómetro 90+000.....	81
6.1.1	Tomografía de Refracción Sísmica .....	81
6.1.2	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales .....	85
6.2	Perfil sísmico del kilómetro 91+000.....	91
6.2.1	Tomografía de Refracción Sísmica .....	91
6.2.2	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales.....	95
<b>Capítulo 7.</b>	<b>Recomendaciones .....</b>	<b>101</b>
<b>Capítulo 8.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>103</b>
	<b>Literatura citada .....</b>	<b>105</b>

## Lista de figuras

	Página
Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. Los recuadros rojos representan los sitios donde se realizaron los estudios del presente trabajo de investigación.....	5
Figura 2. Esquema idealizado de la morfología de un deslizamiento rotacional y la nomenclatura de las partes que lo conforman (Modificado de Lee y Jones, 2004). .....	8
Figura 3. Fotografía del deslizamiento rotacional, producido el 28 de diciembre del 2013 (Tomada de Diarium, 2014). .....	9
Figura 4. Columna estratigráfica de la región de Bahía Salsipuedes. Fm. (Formación). Unidades volcanosedimentarias de la Fm. Alisitos del Aptiano-Albiano subyacen a rocas sedimentarias de la Fm. Rosario del Campaniano-Maastrichtiano coronadas por rocas volcánicas del Mioceno de la Fm. Rosarito Beach (Modificado de SGM, 2003).....	13
Figura 5. Mapa geológico de la región de Bahía Salsipuedes, donde se representan las principales unidades litológicas que afloran en la zona (Modificado de Gómez Castillo, 2010, y Gómez Palacios, 2019).....	16
Figura 6. Fotografías correspondientes al área de estudio del km 90+000. (A) Vista cercana de afloramiento, donde se observa conglomerado pobremente consolidado en una matriz arenosa, compuesto de clastos bien redondeados y mal seleccionados. (B) Escarpe principal del deslizamiento, que expone la facie conglomerática (Cg) del Miembro Superior de la Fm. Rosario que presenta horizontes de arenisca (Ar) muy irregulares. (C) Acantilado en la línea de costa, que exhibe claramente el contacto (línea negra) entre la capa de conglomerado que sobreyace la capa de lutita (Lu), donde se presentan concreciones (c) de manera alternada. (D) Afloramiento sobre el flanco derecho del deslizamiento que exhibe la facie conglomerática de muy poca competencia. ....	17
Figura 7. Fotografías correspondientes al área de estudio del km 91+000. (A) Talud que exhibe una estratificación dominada por arenisca (Ar) que presenta horizontes de lutita (Lu) y conglomerado (Cg). (B) Talud que expone la interestratificación de arenisca y lutita, además de cuerpos lenticulares de conglomerado y concreciones en los estratos de arenisca. (C) Escarpe del flanco izquierdo del deslizamiento, donde se observa la capa de arenisca con cuerpos lenticulares de conglomerado. (D) Acantilado en la línea de costa, que presenta estratos de arenisca con horizontes de lutita y conglomerado, además se logra apreciar humedad que fluye al exterior a través de las capas de lutita. Se pudo también observar fracturas y fallamiento normal en los taludes (líneas negras en A y B). ....	19
Figura 8. Mapa donde se representan las principales fallas regionales que se localizan cerca del área de estudio (Fallas tomadas de RESNOM, 2022). .....	23
Figura 9. Mapa de sismicidad en el noroeste de Baja California, de acuerdo (catálogo del USGS de 1934 al 2022). Donde se representan las principales fallas geológicas de la región. SC = San Clemente, SI = San Isidro, SD = Depresión San Diego, MX = Maximinos, CB = Coronado Bank, AB = Agua Blanca, VT = Vallecitos, ON = Ojos Negros, SM = San Miguel. ....	24

- Figura 10. Mapa de sismicidad de la región de Bahía Salsipuedes (catálogo del USGS de 1934 al 2022). Donde se representan los sismos de mayor magnitud indicando magnitud y año de ocurrencia..... 26
- Figura 11. (A) Esquema idealizado de la morfología de un deslizamiento rotacional y la nomenclatura de las partes que lo conforman; (B) principales tipos de deslizamientos rotacionales (Modificado de Lee y Jones, 2004). ..... 29
- Figura 12. El esquema (1) muestra los atributos morfológicos de un deslizamiento rotacional y el esquema (2) sus dimensiones (Modificado de IAEG, 1990; WP/WLI, 1993)..... 32
- Figura 13. Representación esquemática de las fuerzas actuantes ( $F_A$ ) y fuerzas resistentes ( $F_R$ ) en una ladera. Las  $F_A$  están en función del aumento de los esfuerzos de corte. Las  $F_R$  se determinan a partir de las propiedades resistentes de los materiales, que van en función de los parámetros de cohesión ( $c$ ) y rozamiento interno ( $\phi$ ). N.A.F constituye el nivel de aguas freáticas (Modificado de Domínguez Morales y León Escobedo, 2021). ..... 33
- Figura 14. Esquemas que representan el movimiento que producen las ondas sísmicas en las partículas de los materiales (Modificado de Science Learning Hub, 2022). ..... 40
- Figura 15. Representación de la trayectoria de rayos de acuerdo con la Ley de Snell. Se observa la relación entre los ángulos de incidencia y refracción cuando se transmiten en un límite entre dos diferentes medios. (A) Los rayos refractados se inclinan hacia la vertical cuando van de un medio rápido a uno lento y (B) se inclinan hacia la horizontal cuando pasan de un medio lento a uno rápido. .... 42
- Figura 16. (A) Diagrama con las posiciones sucesivas de frentes de onda en expansión para la trayectoria de rayos directos, reflejados y refractados a través de un modelo de dos capas. (B) Registro de refracción en un sismograma, que muestra la selección de los primeros arribos en cada traza (líneas rojas) de un perfil sísmico de 24 canales (Modificado de Kearey *et al.*, 2002; Reynolds, 2011). ..... 44
- Figura 17. Gráfica de tiempo-distancia, que muestra el tiempo de llegada de la ondas directas y refractadas (Modificado de Kearey *et al.*, 2002). ..... 45
- Figura 18. Modelo de dos capas con superficies curvas no paralelas (Modificado de Geometrics, 2009). ..... 47
- Figura 19. Cálculo de tiempos de viaje por trazado de rayos mediante la técnica de tomografía sísmica (Modificado de Geometrics, 2009)..... 48
- Figura 20. Esquemas para describir el concepto de dispersión de ondas. (A) En el caso de que la velocidad sísmica aumente con la profundidad, las ondas superficiales con longitud más larga ( $\lambda_1$ ) viajan más rápido y más profundo que las ondas de longitud más corta ( $\lambda_2$ ). (B) Curvas de dispersión en modo simple y múltiple, donde se muestran el modo fundamental ( $M_0$ ) y superior ( $M_1$ ; Modificado de Reynolds, 2011). ..... 50
- Figura 21. (A) Registro sísmico de MASW. A: onda de aire; B: onda directa; C0: modo fundamental de onda superficial; C1: modo(s) superior(es); D: reflexión; E: refracción; F: retrodispersión de la onda superficial; G: ruido ambiental. (B) Imagen de dispersión con modos derivados de las características identificadas en (A) (Modificado de Park *et al.*, 2007). ..... 51

- Figura 22. (A) Curva de dispersión que muestra la tendencia del modo fundamental y superior. (B) Gráfica de  $V_s$  (m/s) versus profundidad (m) donde se extraen las curvas de dispersión para invertirlas y construir un perfil 1D  $V_s$ . (C) Modelo 2D  $V_s$  generado mediante la interpolación de los perfiles 1D (Modificado de Park Seismic LLC, 2021). ..... 52
- Figura 23. Imagen idealizada del proceso básico de Estructura a partir del Movimiento (SfM, por sus siglas en inglés). Esta técnica requiere de múltiples fotografías superpuestas como entrada para los algoritmos de extracción de características y reconstrucción 3D (Modificado de Westoby *et al.*, 2012). ..... 54
- Figura 24. Fotografías de la adquisición de datos topográficos. (A) Dron modelo Phantom 4 Pro, marca DJI, con el cual se realizaron 3 vuelos, capturando 650 imágenes digitales, obteniendo una cobertura 0.8 km<sup>2</sup>. (B) GPS modelo GR-5 marca Topcon, con el cual se establecieron 29 puntos de control terrestre. .... 55
- Figura 25. Modelo digital de elevación de la zona de estudio, construido a partir del procesamiento de la nube de puntos mediante la técnica de Estructura a partir del Movimiento. Se obtuvo una resolución espacial de 5 cm/píxel, lo que permitió una excelente resolución de los rasgos geomorfológicos. .... 56
- Figura 26. Ortomosaico de la zona de estudio, generado a partir del procesamiento de la nube de puntos mediante la técnica de Estructura a partir del Movimiento, donde se reconstruyó la superficie del terreno en un modelo 3D. .... 57
- Figura 27. Mapa de elevaciones generado a partir del modelo digital de elevación. Se muestra con color verde claro la altitud más baja (~0 m.s.n.m) y en color blanco la altitud más elevada (~185 m.s.n.m). .... 58
- Figura 28. Ubicación de los perfiles sísmicos en el área de estudio. La línea negra representa al perfil sísmico del km 90+000 (PS90) y la línea azul representa al perfil sísmico del km 91+000 (PS91). Las líneas intermitentes rojas representan las trazas de las posibles superficies de falla de los deslizamientos. .... 59
- Figura 29. Ilustración que representa la geometría de las dos líneas sísmicas implementadas para la adquisición de datos. También se muestra el número de geófonos instalados y su disposición a cada 10 m, así como, se identifican las estaciones para los puntos de disparo y el sentido NW-SE en que se realizaron. (A) Línea sísmica de 230 m. (B) Línea sísmica de 110 m. .... 60
- Figura 30. Fotografías del equipo utilizado para la adquisición de datos sísmicos. (A) Fuente GISCO, modelo ESS500. (B) Marro de 16 lb y su respectiva placa metálica. (C) Sismógrafo GEOMETRICS modelo GEODE de 24 canales. (D) Geófono de frecuencia natural de 2Hz. Las fuentes de impacto (A y B) se muestran a un costado del geófono donde se generaban los disparos. .... 61
- Figura 31. Modelo 3D del ortomosaico correspondiente al área de estudio del kilómetro 90+000. La línea roja representa el perfil sísmico, el cual tiene una longitud de 340 m. .... 62
- Figura 32. Fotografías de la adquisición de registros sísmicos, correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000. En ellas se observa (A) el uso del marro como fuente sísmica y (B) el punto de control, en el cual, por medio de una computadora conectada al sismógrafo, se ejecutó el software de adquisición, donde también finalmente se guardan los datos sísmicos. .... 63

- Figura 33. Modelo 3D del ortomosaico correspondiente al área de estudio del kilómetro 91+000. La línea roja representa el perfil sísmico, el cual tiene una longitud de 340 m. .... 64
- Figura 34. Ilustración que representa la geometría de los perfiles sísmicos. (A) Arreglo del tendido correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Arreglo del tendido correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Para ambos perfiles, se muestra la estación en la que se utilizó cada tipo de fuente sísmica, representada mediante el icono correspondiente. .... 64
- Figura 35. Fotografías de la adquisición de registros sísmicos correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000. En ellas se observa el uso de la fuente GISCO y el punto de control donde se lleva a cabo la operación de la adquisición..... 65
- Figura 36. Imagen que muestra los sismogramas de 24 canales con la selección de los primeros arribos de las ondas *P*. Se representa con líneas rojas la selección para cada traza y con líneas continuas verdes la asignación de los arribos de las estaciones previamente seleccionadas. (A) Sismograma correspondiente a la fuente = 5 m del perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Sismograma correspondiente a la fuente = 120 m del perfil sísmico del kilómetro 91+000. .... 67
- Figura 37. Gráficas de tiempo-distancia con la selección de los arribos para dos o tres capas de cada una de las curvas. Los puntos rojos representan la primera capa, los verdes la segunda capa y los azules la tercera capa. (A) Dromocronas para el perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Dromocronas para el perfil sísmico del kilómetro 91+000. .... 68
- Figura 38. Modelos de velocidad de 3 capas, generados a partir de la técnica de tiempos de viaje. (A) Secciones transversales para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 69
- Figura 39. Modelos de las secciones transversales generados a partir de la técnica de tomografía. Tomografías sísmicas de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 70
- Figura 40. Imágenes de dispersión, donde se presenta la selección (puntos rojos) de los valores más altos de amplitud en el modo fundamental para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 71
- Figura 41. Curvas de dispersión extraídas a través del modo fundamental para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 72
- Figura 42. Múltiples perfiles 1D de  $V_s$ , generados a partir de la inversión de las curvas de dispersión. Modelos 1D de  $V_s$  para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 73
- Figura 43. Modelo 2D de  $V_s$ , donde se observan las secciones transversales del subsuelo en función de la superficie y profundidad, construidas a partir de la interpolación de los múltiples perfiles 1D de  $V_s$ , para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. .... 74
- Figura 44. Tomografías de refracción sísmica, que presentan las secciones transversales del subsuelo de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. Se observan como características principales, los considerables contrastes de velocidad entre las unidades

sucesivas del subsuelo y el amplio rango de las  $V_p$ . Así también, se identifica la zona de hundimiento de los deslizamientos, debido a que los contrastes de velocidad evidencian los límites de estos rasgos, con lo cual también se definen las superficies de falla de los deslizamientos..... 76

Figura 45. Modelos 2D que presentan las secciones transversales del subsuelo de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. Se observan como características principales, los considerables contrastes de velocidad entre las unidades sucesivas del subsuelo y el amplio rango de las  $V_s$ . Así también, se identifica la zona de hundimiento de los deslizamientos, debido a que los contrastes de velocidad evidencian los límites de estos rasgos, con lo cual también se definen las superficies de falla de los deslizamientos..... 77

Figura 46. Interpretación sísmica y geológica conjunta correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. (A) Tomografía sísmica. (B) Modelo geológico generado a partir de la tomografía sísmica, en el cual se representan las capas estratigráficas que conforman el subsuelo. Dentro de las capas se presentan la  $V_p$  promedio (m/s) de cada una de ellas, así como se identifican las fallas y fracturas inferidas y la superficie de falla del deslizamiento. La profundidad de los modelos está representada en m.s.n.m..... 83

Figura 47. Modelos 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. Se exhibe el empalme de la tomografía, colocada por debajo del perfil sísmico. Las imágenes nos proyectan dos diferentes perspectivas a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área. .... 84

Figura 48. Modelos obtenidos a partir del perfil sísmico del kilómetro 90+000, que muestran las secciones transversales del subsuelo. (A) Modelo 2D de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales. (B) Tomografía de refracción. .... 86

Figura 49. Modelo 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. Donde se exhibe el empalme del modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, colocado por debajo del perfil sísmico. La imagen nos proyecta una perspectiva a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área. .... 88

Figura 50. Fotografías de la superficie de rodamiento del kilómetro 90+000, donde se aprecia una serie de agrietamientos. (A) y (C) se ubican en el cuerpo B (sentido Ensenada-Tijuana, SE-NW) de la carretera. (B) y (D) se ubican en el cuerpo A (sentido Tijuana- Ensenada, NW- SE) de la carretera. .... 90

Figura 51. Modelo 3D, correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000 donde se sobrepone sección trasversal de tomografía sísmica. Las líneas color rojo y amarillo se localizan aproximadamente en el kilómetro 90+200. Las líneas color verde y azul se localizan aproximadamente en el kilómetro 90+010. Estas cuatro líneas corresponden a los agrietamientos que se presentan en la superficie de rodamiento de la carretera. La línea blanca representa el escarpe principal del deslizamiento. La línea negra representa la traza inferida para la superficie de falla activa del deslizamiento, la cual relaciona a los diversos rasgos presentes en superficie y profundidad. En la tomografía se observa que a partir de la tercera capa se exhiben los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=70$  y  $x=250$  m por fallas normales. La superficie de falla presenta una profundidad promedio de 35 m y un ancho de 170 m aproximadamente. En  $x=200$  m se muestra un rasgo que interviene a la superficie de falla, que se puede interpretar como el típico fallamiento normal que suele

presentarse en el interior de la masa desplazada. Entre  $x=260$  y  $x=300$  m se observa un cuerpo relativamente intacto, limitado en su costado derecho por una falla posiblemente asociada con las fracturas que se presentan en el cadenamiento 90+200 de la carretera (líneas color rojo y amarillo). Asimismo, la falla que se presenta en  $x=70$  m muy probablemente está asociada con las fracturas que se presentan en el cadenamiento 90+010 de la carretera (líneas color verde y azul). ..... 91

Figura 52. Interpretación sísmica y geológica conjunta correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. (A) Tomografía sísmica. (B) Modelo geológico generado a partir de la tomografía, en el cual se representan las capas estratigráficas que conforman el subsuelo. Dentro de las capas se presentan la  $V_p$  promedio de cada una de ellas, así como, se identifican las fallas y fracturas inferidas y la superficie de falla del deslizamiento. La profundidad de los modelos está representada en m.s.n.m..... 93

Figura 53. Modelos 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Donde se exhibe el empalme de la tomografía, colocada por debajo del perfil sísmico. Las imágenes nos proyectan dos diferentes perspectivas a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área. .... 94

Figura 54. Modelos obtenidos a partir del perfil sísmico del kilómetro 91+000, que muestran las secciones transversales del subsuelo. (A) Modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales. (B) Tomografía de Refracción Sísmica..... 96

Figura 55. Modelo 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Donde se exhibe el empalme del modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, colocado por debajo del perfil sísmico. La imagen nos proyecta una perspectiva a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área. .... 98

Figura 56. Fotografías de la superficie de rodamiento del kilómetro 91+000, donde se aprecia una serie de fracturas que se asocian a la superficie de falla del deslizamiento. Dichas fracturas se presentan en el cuerpo A (sentido Tijuana- Ensenada, NW- SE) de la carretera. .... 99

Figura 57. Modelo 3D, correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000 que tiene sobrepuesta la tomografía de refracción sísmica. La línea color amarillo se ubica en el cadenamiento 91+185, la línea verde en el 91+230, la línea roja en el 91+426 y la línea azul en el 91+483. Estas cuatro líneas corresponden a los agrietamientos que se presentan en la superficie de rodamiento del cuerpo A de la carretera. La línea blanca representa el escarpe principal del deslizamiento. La línea negra representa la traza inferida para la superficie de falla activa del deslizamiento, la cual relaciona a algunos rasgos presentes en superficie y profundidad. En la tomografía se observa que a partir de la tercera capa se exhiben los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=160$  y  $x=280$  m por fallas normales. La superficie de falla presenta una profundidad promedio de 33 m y un ancho de 120 m aproximadamente. La falla ubicada en  $x=280$  m, se alinea con el escarpe ubicado en el flanco SE y se denota por cortar las tres primeras capas. Entre  $x=280$  y  $x=310$  m se observa un cuerpo poco deformado, limitado en su costado SE por una falla posiblemente asociada con la fractura que se presenta en el cadenamiento 91+426 de la carretera (línea roja). Asimismo, la fractura que se presenta en el cadenamiento 91+230 de la carretera (línea verde), probablemente está asociada con la falla que se observa en  $x=160$  m. .... 100

## Lista de tablas

	Página
Tabla 1. Clasificación simplificada de los diferentes tipos de movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008). .....	28
Tabla 2. Descripción y esquemas de la clasificación de los principales tipos de movimientos del terreno (Modificado de Highland y Bobrowsky, 2008). .....	31
Tabla 3. Clasificación y descripción de los principales factores condicionantes y desencadenantes de los movimientos del terreno (Modificado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002). .....	33
Tabla 4. Clasificación y descripción de las escalas de velocidad de los movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes 1996). .....	35
Tabla 5. Descripción y esquemas de la clasificación de los estados de actividad de movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes 1996). .....	36
Tabla 6. Clasificación de sitio, sistema propuesto por NEHRP (Modificado de FEMA, 2020). .....	79
Tabla 7. Sistema para clasificación de sitio propuesto por el Euro código (Modificado de Park Seismic LLC, 2021). .....	80
Tabla 8. Se presentan los materiales inferidos para los perfiles sísmicos, a los cuales se les asignaron ciertos valores de $V_p$ , según diversas fuentes consultadas. ....	80
Tabla 9. Correlación de las $V_p$ obtenidas para los materiales correspondientes al PS90, con valores de $V_p$ asignados por diversos autores para los mismos materiales. Las velocidades se presentan en rangos, por lo que, se logra establecer una buena correlación entre las $V_p$ . ....	85
Tabla 10. Materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000, con el rango de valores de las $V_s$ obtenidas y clasificación según los sistemas de NEHRP y Euro código. ....	89
Tabla 11. Comparación de los rangos de velocidades de las ondas $S$ ( $V_s$ ) y $P$ ( $V_p$ ) de los materiales de las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000. ....	89
Tabla 12. Correlación de las $V_p$ obtenidas para los materiales correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000, con valores de $V_p$ asignados por diversos autores para los mismos materiales. Las velocidades se presentan en rangos, por lo que, se logra establecer una buena correlación entre las $V_p$ . Debido a que las 3 capas a mayor profundidad corresponden a la misma facie interestratificada, se correlacionaron en conjunto. ....	94
Tabla 13. Materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000, con el rango de valores de las $V_s$ obtenidas y clasificación según los sistemas de NEHRP y Euro código. ....	98
Tabla 14. Comparación de los rangos de velocidades de las ondas $S$ ( $V_s$ ) y $P$ ( $V_p$ ) de los materiales de las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000. ....	98

## Capítulo 1. Introducción

---

A lo largo de la historia, mediante una serie de procesos evolutivos, la Tierra ha sufrido considerables cambios y transformaciones, donde la inestabilidad de la corteza se manifiesta a través de diversos fenómenos violentos. Debido a esto, en la superficie terrestre se producen procesos geodinámicos que originan la formación de grandes sistemas montañosos, que dan lugar a impresionantes relieves, con diferentes formas y de distintos materiales. Por lo general, estos sucesos suelen ser tan lentos que son imperceptibles para el ser humano. En la Tierra, las laderas son las formas del terreno más comunes que aparentan ser estables y estáticas; sin embargo, son en realidad sistemas dinámicos y en evolución (Keller y Blodgett, 2004). Con el paso del tiempo, la morfología de las laderas va modificándose para adaptarse a nuevas condiciones, adoptando pendientes cercanas al equilibrio. En este contexto, los deslizamientos de ladera pueden entenderse como los reajustes del terreno para conseguir el equilibrio ante un cambio de condiciones (González de Vallejo *et al.*, 2002). Los movimientos del terreno son el reflejo del carácter dinámico de los medios geológicos, lo que los hace relativamente habituales en la Tierra. Estos procesos naturales llegan a constituir riesgos geológicos potenciales cuando las poblaciones se vuelven vulnerables ante estos eventos, logrando causar grandes desastres en todo el planeta. Las actividades antropogénicas influyen considerablemente en el desarrollo de estos acontecimientos geológicos, ya que modifican las condiciones de estabilidad del terreno.

La Carretera Federal 1D (CF1D), también denominada Autopista Escénica Tijuana – Ensenada, es una vía de 88 km de longitud que conecta las ciudades de Tijuana y Ensenada a lo largo de la costa noroeste de la península de Baja California. En su extremo sur, la CF1D termina su trazo al interceptar y conectarse con la carretera Transpeninsular (Carretera Federal 1), convirtiéndose así, en el principal corredor de transporte de la península de Baja California. La CF1D se construyó en la década de los sesenta y entró en funcionamiento el 25 de abril de 1967, después de 6 años de trabajos de construcción (Cruz Castillo, 1998). Esta vía fue proyectada con el objetivo de activar económicamente esta zona geográfica e incentivar el turismo, siendo de gran atracción el transitar por la carretera. Sin embargo, durante los trabajos de construcción, particularmente en la región de Bahía Salsipuedes, la carretera presentó importantes afectaciones por deslizamiento de laderas. Hasta la actualidad los movimientos del terreno continúan activos, afectando principalmente del kilómetro 84+000 al 98+000 de la CF1D (CAPUFE, 2018).

Por medio del estudio de la propagación de ondas sísmicas, hemos podido conocer la estructura interna de nuestro planeta, debido a que las ondas viajan en todas direcciones a través de las diferentes capas de

la Tierra. A partir de lo anterior, se han desarrollado gran diversidad de métodos geofísicos que permite aplicarlos a un determinado interés de investigación. Mediante la exploración sísmica, podemos conocer las características y propiedades de los materiales del subsuelo en medios profundos y someros. El perfeccionamiento de la instrumentación y el progreso de las metodologías para la detección y medición de las ondas elásticas ha facilitado la implementación de técnicas apropiadas para la prospección sísmica somera, como lo son, la Tomografía de Refracción Sísmica y el Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (SRT y MASW, por sus siglas en inglés, respectivamente). Estos métodos sísmicos, característicos por ser activos y no invasivos, se basan en la generación de ondas elásticas producidas mediante una fuente de energía controlada (impacto, impulso y vibración), cuyas ondas son detectadas en superficie mediante una red de sensores (geófonos), donde finalmente la información sísmica es registrada por medio de un sismógrafo. Mediante el análisis y procesamiento de los diferentes tipos de onda, en función de su velocidad con la profundidad, se logran obtener imágenes de alta resolución de las secciones transversales del subsuelo (modelos 2D).

Esencialmente, el método de SRT se basa en la medición del tiempo de viaje de ondas refractadas, que transcurre desde su origen en la fuente, hasta su arribo a los sensores. Estas refracciones se producen en interfaces de capas contrastantes y son las únicas ondas refractadas que llegan a la superficie, debido al ángulo crítico que alcanzan en dichos límites. El análisis de las ondas primarias ( $P$ ) es la base de la modelación e interpretación de los datos sísmicos de refracción (Reynolds, 2011). El método MASW desarrollado recientemente, permite determinar la velocidad de las ondas de corte ( $S$ ) por medio del registro y análisis de la dispersión de las ondas superficiales y de sus velocidades de propagación. Este método se caracteriza por trabajar con frecuencias relativamente más bajas (1-30 Hz) y rangos de profundidad de investigación menores (< 30 m) que los métodos sísmicos convencionales (Park *et al.*, 2007).

En las últimas décadas, los métodos geofísicos se han convertido en una poderosa herramienta para el estudio e investigación de deslizamientos de ladera (Bogoslovsky y Ogilvy, 1977; McCann y Forster, 1990; Jongmans y Garambois, 2007; Whiteley *et al.*, 2019). La combinación e integración de estos métodos permite la obtención de diversos parámetros que, al ser correlacionables, los contrastes entre estas técnicas se compensan, logrando construir resultados más confiables. Dentro de los métodos geofísicos, las técnicas de sísmica activa son recientemente de las más utilizadas para su aplicación en deslizamientos, a través de las cuales se estiman principalmente las velocidades de las ondas  $P$  ( $V_P$ ) y ondas  $S$  ( $V_S$ ). En la mayor parte de los casos, se aplica el SRT, mediante el cual se estima la  $V_P$  (Mauritsch *et al.*, 2000; Glade *et al.*, 2005; Meric *et al.*, 2005; Heincke *et al.*, 2006; Imani *et al.*, 2021), mientras tanto, para obtener la  $V_S$ ,

se emplea el MASW (Imposa *et al.*, 2017; Harba *et al.*, 2019; Keskinsezer y Dag, 2019; El-Raouf *et al.*, 2021). En conjunto, el SRT y MASW se han aplicado en estudios realizados por Senkaya *et al.* (2015) donde determinaron las condiciones del subsuelo en depósitos de deslizamientos ubicados alrededor del lago Uzungöl en Turquía, así también, Grit y Kanli (2016) caracterizaron el deslizamiento que afecta la línea ferroviaria de alta velocidad en Estambul, Turquía. En combinación con otros métodos geofísicos, se han presentado trabajos por Godio *et al.* (2006) donde caracterizaron un deslizamiento de rocas en Graie Alps, Italia, asimismo, Jongmans *et al.* (2009), realizaron una investigación de un gran deslizamiento en arcillas glaciolacustres en la zona de Trièves en los Alpes franceses. Más recientemente Yalcinkaya *et al.* (2016) llevaron a cabo una investigación para determinar las características físicas del deslizamiento de Buyukcekmece en Estambul, Turquía, a su vez, Huntley *et al.* (2019) estudiaron el deslizamiento de movimiento muy lento en British Columbia, Canadá y Salas-Romero *et al.* (2021) investigaron el deslizamiento originado en arcillas ubicado en el suroeste de Suecia. Además, destacan los trabajos de Hack (2000) y Pilecki (2017), en el análisis para determinar la mejor aplicabilidad de los métodos geofísicos a un determinado tipo de movimiento del terreno.

En general, el uso de métodos geofísicos para la investigación de deslizamientos tiene como objetivo la reconstrucción detallada y confiable de las estructuras geológicas del subsuelo, mediante lo cual, se logra caracterizarlos. Lo anterior se consigue, principalmente, al determinar las propiedades físicas de los materiales que conforman el terreno. Adicionalmente, se debe destacar de estos métodos la rápida adquisición sísmica y el sencillo procesamiento de datos, así como su excelente rentabilidad y eficiencia.

En el presente trabajo de investigación se aplicaron los métodos sísmicos de SRT y MASW para la caracterización de los deslizamientos rotacionales que afectan los kilómetros 90+000 y 91+000 de la CF1D. Los resultados obtenidos determinaron ser métodos efectivos para el fin dispuesto, siendo apropiada la correlación que existe entre ambas técnicas. El modelado 2D que se obtiene, es una de las características más valiosas, debido a ello, se llevó a cabo una interpretación eficaz y práctica de los resultados. Es recomendable y se sugiere, la aplicación conjunta de más de un método geofísico para el estudio de deslizamientos, para así, correlacionar y complementar resultados más robustos, que permitan un adecuado análisis y caracterización de estos movimientos del terreno.

## 1.1 Hipótesis

Mediante exploración sísmica somera, pueden ser aplicados los métodos de SRT y MASW para la caracterización de las propiedades y estructuras del subsuelo y de los deslizamientos de ladera que afectan la CF1D, demostrando que estas técnicas se pueden utilizar de manera confiable para este fin.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Por medio de la aplicación de los métodos de SRT y MASW, se obtienen las  $V_P$  y  $V_S$  de los materiales del terreno, con lo cual se logra construir modelos 2D de las secciones transversales del subsuelo. Por lo tanto, se podrá caracterizar el subsuelo y los deslizamientos de ladera, identificando las posibles superficies de falla que afectan los kilómetros 90+000 y 91+000 de la CF1D.

### 1.2.2 Objetivos específicos

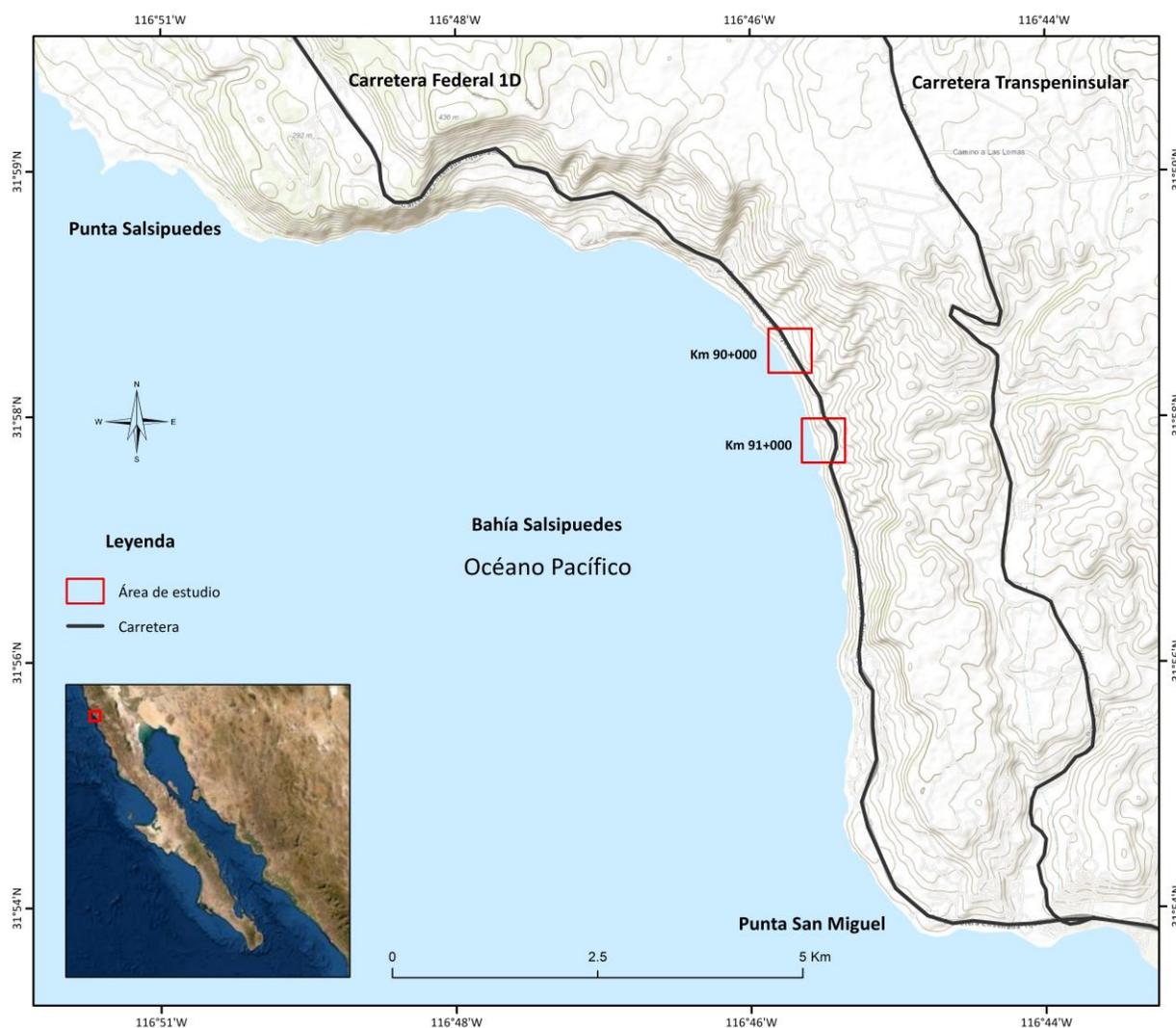
Para alcanzar el objetivo general del trabajo, se establecen los siguientes objetivos específicos:

- Adquirir en campo registros sísmicos multicanal de las zonas de deslizamiento que afectan los kilómetros 90+000 y 91+000 de la CF1D.
- Analizar y procesar los datos sísmicos, mediante la paquetería del software SeisImager™ de Geometrics.
- Aplicar las técnicas de inversión a través de SRT y MASW.
- Obtener las tomografías y modelos 2D de las secciones transversales del subsuelo, mediante las  $V_P$  y  $V_S$ .
- Interpretar las tomografías y modelos 2D, determinando la estratigrafía y estructuras del subsuelo asociadas a los deslizamientos.
- Verificar la información obtenida, mediante la correlación de los resultados de ambos métodos aplicados.

## Capítulo 2. Área de estudio

### 2.1 Localización

La zona de estudio del presente trabajo de investigación se encuentra ubicada a una distancia aproximada de 15 kilómetros al noroeste de la ciudad de Ensenada y a 83 kilómetros al sureste de la ciudad de Tijuana, en el estado de Baja California. Geográficamente a esta zona se le denomina Bahía Salsipuedes, comprendida entre punta Salsipuedes y punta San Miguel y delimitada al este por la carretera Transpeninsular y al oeste por el Océano Pacífico (Figura 1).



**Figura 1.** Mapa de localización de la zona de estudio. Los recuadros rojos representan los sitios donde se realizaron los estudios del presente trabajo de investigación.

El clima del noroeste de Baja California es de tipo seco templado, también denominado como mediterráneo, donde las temperaturas medias anuales se registran en torno a los 17°C (Gómez Palacios, 2019). La región se caracteriza por precipitaciones escasas, manteniéndose un promedio de 200 a 250 mm por año (Andrade García, 2016). La temporada de lluvias se presenta durante el invierno, en las estaciones restantes las precipitaciones son muy escasas o nulas y suelen ocurrir lluvias atípicas. Debido a las características topográficas de la zona, se desarrolla un sistema de drenaje corto. Los sistemas más importantes, son el arroyo el Tigre de 11.5 km de longitud y el arroyo El Carmen de 38 km de longitud, ambos con una pendiente media de 3% (Andrade García, 2016). Estos arroyos se unen cerca de la costa, desembocando a la altura de Punta San Miguel.

La región de Bahía Salsipuedes se caracteriza morfológicamente por la presencia de grandes acantilados costeros y extensas mesetas que corresponden a terrazas marinas. Estas se distribuyen a lo largo de la costa conformando las partes topográficas más altas, donde alcanzan elevaciones superiores a los 400 msnm. La topografía cercana a la costa exhibe pendientes de moderadas a fuertes, entre los 10° y 60° (Andrade García, 2016). Las principales rocas que afloran en la región son volcanosedimentarias, sedimentarias y volcánicas, que van del Cretácico Superior al Neógeno (Cruz Castillo, 1998). Las anteriores características, correspondientes a rasgos particulares en el borde continental, son evidencia de la importante actividad tectónica que desarrolló el levantamiento continuo de la península de Baja California durante el Cuaternario (Andrade García, 2016). Existen también grandes escarpes de deslizamientos antiguos que se alinean paralelamente con el fallamiento NW, así como con el trazo de la carretera.

Las potenciales superficies de falla se desarrollan principalmente en materiales geológicos poco competentes y en zonas de debilidad. La composición y el estado de cementación o consolidación son características importantes que presentan los materiales que conforman las laderas. Las zonas de debilidad corresponden específicamente a planos de estratificación en rocas sedimentarias, discontinuidades y a superficies de falla de antiguos deslizamientos. Dichas zonas, aportan un riesgo relevante, debido a que el buzamiento de las capas estratigráficas y discontinuidades coincide con la dirección de la pendiente de las laderas (Cruz Castillo, 1998).

A parte de las afectaciones derivadas por los deslizamientos, se presentan también graves problemas de inestabilidad, debido a la erosión y socavación ocasionada en los acantilados costeros y al pie de las laderas. Aunado a lo anterior y a la considerable proximidad de la carretera con la línea de costa (en algunos sitios de tan solo 50 m) se han tenido que realizar grandes y costosas obras de estabilización (Guzmán Villa, 2021). Además, las laderas costeras sometidas a la acción de las mareas y del oleaje, se

convierten en zonas muy propensas a la inestabilidad, donde los procesos de erosión dan lugar al retroceso de los acantilados (González de Vallejo *et al.*, 2002).

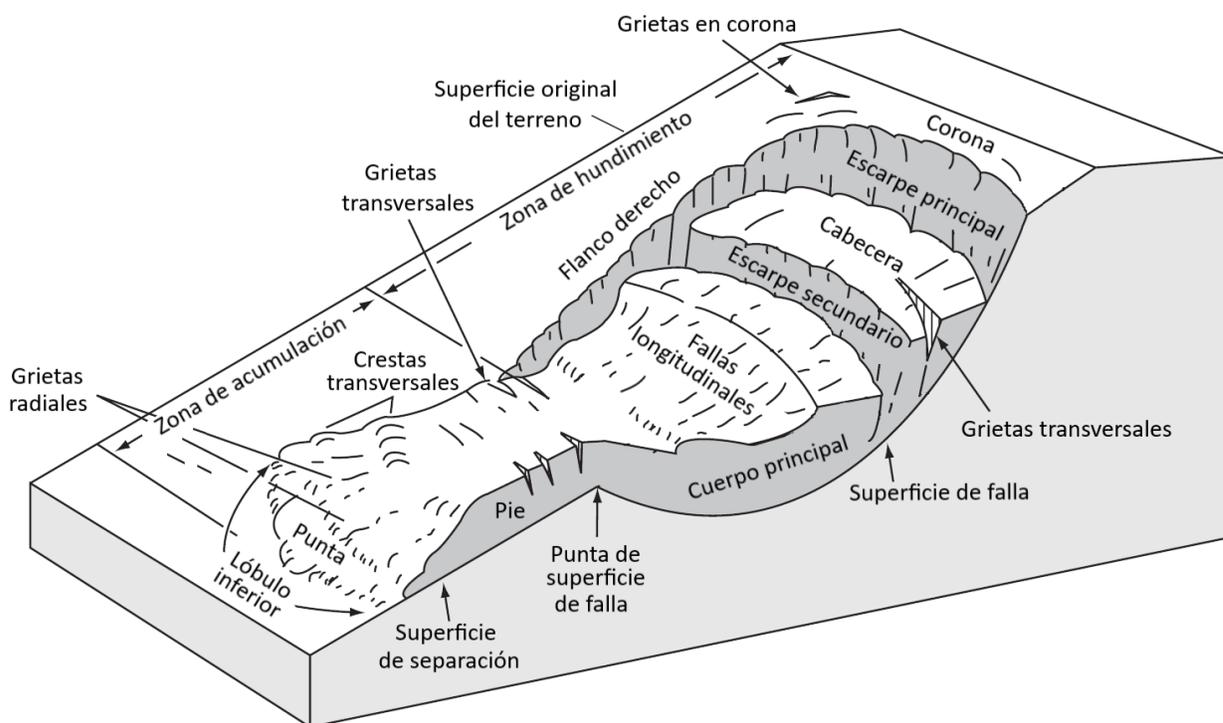
Además de los factores condicionantes recién mencionados y como se señaló en el capítulo 1, las acciones antropogénicas por la construcción de la carretera provocaron que antiguos deslizamientos se reactivaran y que, además, nuevas superficies de falla se desarrollaran. Por ello, debe entenderse que los cortes y excavaciones más desfavorables y que mayor inestabilidad llegan a ocasionar son los realizados al pie de las laderas, debido a que estas zonas son las que soportan las mayores tensiones. Asimismo, es destacable mencionar la considerable cantidad de desarrollos turísticos, comerciales y habitacionales que se han construido al pie de las laderas, sobre acantilados y coronas de antiguos deslizamientos. Todo lo anterior, corresponde a factores antropogénicos desencadenantes que aumentan los esfuerzos de corte, al modificarse los estados tenso-deformacionales del terreno por las sobrecargas estáticas y dinámicas externas, generadas por las estructuras civiles y excavaciones en las laderas.

En este sentido, la región reúne elementos importantes como parte de los factores condicionantes y desencadenantes que contribuyen a la inestabilidad y ocurrencia de los deslizamientos. Destacan la litología, morfología y meteorización como condicionantes y las acciones antropogénicas, procesos erosivos y sismicidad como desencadenantes. Las precipitaciones son otro elemento significativo en estos procesos; sin embargo, como se mencionó anteriormente, las lluvias son muy escasas en la región y solo llegan a ser determinantes si se presentan precipitaciones intensas y de larga duración.

Los deslizamientos de ladera pueden llegar a ser profundos y desplazar cientos o miles de metros cúbicos de material. Los mecanismos de falla suelen ser complejos, estando condicionados principalmente por factores geológicos. Los principales movimientos del terreno que se presentan en la CF1D corresponden a deslizamientos rotacionales (Cruz Castillo y Delgado Argote, 2000; Sarychikhina *et al.*, 2021), mismos que se estudian en el presente trabajo de investigación y que afectan los kilómetros 90+000 y 91+000 (Figura 1). Básicamente, un deslizamiento rotacional es un movimiento en masa que se desplaza conjuntamente en una unidad o unidades, a partir de una o varias superficies de falla con una geometría curva y cóncava. Además, generan un movimiento rotacional sobre un eje paralelo a la superficie del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002; Figura 2).

Descrito lo anterior, desde los años 60 hasta la actualidad, los deslizamientos históricos se tienen identificados y han sido objeto de investigaciones en los últimos 55 años, demostrado que, a pesar de las decenas de obras de estabilización ejecutadas, los deslizamientos continúan activos (Rico *et al.*, 1976; Cruz

Castillo, 1998; Gómez Castillo, 2010; Pérez Flores *et al.*, 2014; Andrade García, 2016; Gómez Palacios, 2019, Sarychikhina *et al.*, 2021).



**Figura 2.** Esquema idealizado de la morfología de un deslizamiento rotacional y la nomenclatura de las partes que lo conforman (Modificado de Lee y Jones, 2004).

## 2.2 Antecedentes

De acuerdo con Rico *et al.* (1976) durante la etapa de planificación de la CF1D, se identificaron considerables inestabilidades en el terreno, que se hicieron evidentes durante la construcción de la carretera. Se verificaron 9 potenciales deslizamientos en la región de Bahía Salsipuedes. Las autoridades federales decidieron enfrentar los problemas de inestabilidad, en lugar de optar por otras acciones viables, como cambiar el trazo de la vía sobre zonas estables (SCT, 2016). Las complicaciones en la estabilidad de la carretera fueron consecuencia de la reactivación de antiguos deslizamientos, generados principalmente por las acciones antrópicas de la obra (Rico *et al.*, 1976).

Las afectaciones más importantes que ha sufrido la CF1D por estos movimientos, se presentaron en los años de 1967, 1976, 1995, 1997 y 2013 (CAPUFE, 2018). En 1967 después de un mes de inaugurada la carretera, en el kilómetro 94+500 el terreno colapsó súbitamente provocando el cierre total de la vía (Cruz Castillo y Delgado Argote, 2000). En el kilómetro 98+000 se localiza uno de los deslizamientos que más

daños ha causado a la carretera. Además, sobre la corona del deslizamiento se ubica parte del complejo habitacional Villas de San Miguel. En agosto de 1976 se presentaron dos desplazamientos importantes que originaron el colapso de una parte de la ladera, perturbando el cuerpo de terraplén y destruyendo una de las casas, alcanzando el área afectada 300 m de ancho por 300 m de largo. En esta misma ubicación, en 1995 el deslizamiento aceleró considerablemente su desplazamiento con una velocidad promedio de 70 cm/mes, destruyendo varias casas cercanas a la cabecera (Cruz Castillo y Delgado Argote, 2000). En 1997, en el kilómetro 91+000, se realizó la reconstrucción total de un tramo de la carretera debido a un nuevo desplazamiento. El tramo afectado se encontraba sobre la cabecera de este deslizamiento (CAPUFE, 2018). El 28 de diciembre de 2013, entre los kilómetros 93+000 y 93+350 se presentó un deslizamiento rotacional de aproximadamente 30 m de profundidad por 300 m de largo (Figura 3), con un volumen desplazado cercano a los 390 mil m<sup>3</sup> (Andrade García, 2016) que deslizó ambos cuerpos del terraplén de la carretera (cuerpo A, sentido Tijuana- Ensenada; cuerpo B, sentido Ensenada-Tijuana). La CF1D estuvo cerrada aproximadamente un año.



**Figura 3.** Fotografía del deslizamiento rotacional, producido el 28 de diciembre del 2013 (Tomada de Diarium, 2014).

Derivado del evento del 2013 y con el fin de garantizar la estabilidad de la carretera, CAPUFE (Caminos y Puentes Federales de Ingresos y Servicios Conexos) desarrollo y ejecutó a partir del 2014, como caso de emergencia técnica, el proyecto denominado “Estabilización de la Bahía Salsipuedes del km 84+000 al 98+000 de la Autopista Tijuana-Ensenada” (CAPUFE, 2018). En este sentido, en la CF1D, a partir del 2013 se han ejecutado obras de mitigación durante 9 años continuos, construidas sobre un tramo de 10 kilómetros y donde se han invertido aproximadamente poco menos de cuatro mil millones de pesos (Guzmán Villa, 2021). Sin embargo, actualmente los deslizamientos de ladera continúan activos, afectando principalmente los kilómetros 88+000, 90+000, 91+000, 94+000, 95+000 y 98+000.

### 2.3 Trabajos previos

Desde el inicio de los eventos mencionados, se han realizado múltiples estudios geotécnicos, geológicos y geofísicos. Rico *et al.* (1976) presentaron dos casos importantes de inestabilidad en la CF1D, donde realizaron un estudio de análisis y diseño para la implementación de obras de estabilización. Cruz Castillo (1998), en su trabajo de tesis de maestría, generó un mapa de riesgo por deslizamientos a partir un estudio detallado de la geología estructural de la zona de Bahía Salsipuedes. Cruz Castillo y Delgado Argote (1999) realizaron una descripción geológica y estructural de la zona de deslizamientos también en Bahía Salsipuedes. Así como, una descripción de la litología dominante y de la geometría de los principales deslizamientos en la zona de los Acantilados Salsipuedes (Cruz Castillo y Delgado Argote, 2000). Gómez Castillo (2010) realizó su tesis de maestría sobre el peligro geológico de la zona Saldamando-El mirador, utilizando sistemas de información geográfica (SIG). Pérez Flores *et al.* (2014) realizaron mediciones de resistividad de corriente directa sobre la zona de la villa San Miguel, obteniendo un modelo geoeléctrico a partir del cual se propone un modelo geológico-estructural. Muñoz Hernández (2015), en su tesis de licenciatura, efectuó un análisis estratigráfico y estructural de la región de Salsipuedes y elaboró un mapa geológico actualizado. Andrade García (2016), en su tesis de maestría, realizó un análisis del deslizamiento ocurrido en el km 93+050 a partir de modelos de relieve de alta resolución espacial. Recientemente, Gómez Palacios (2019), en su tesis de maestría y Sarychikhina *et al.* (2021) desarrollaron un estudio sobre la aplicación de interferometría SAR satelital (Synthetic Aperture Radar) para la detección y monitoreo de deslizamientos a lo largo de la Carretera Escénica, en el periodo de 2003-2012. Moisés Guzmán (2021) presentó las obras de mitigación que se han ejecutado en la CF1D, a partir del deslizamiento rotacional del 2013, y que; sin embargo, hasta la actualidad los desplazamientos del terreno continúan activos.

### 2.3.1 Kilómetro 90+000

Cruz Castillo (1998) detalla que pobladores cercanos a la zona narraron que en la década de los cuarenta ocurrió un colapso súbito en el área donde ahora se encuentra el tramo del kilómetro 90+000. Adicionalmente, describe que el deslizamiento se desarrolló en conglomerados y observó un deslizamiento secundario dentro del cuerpo principal desplazado. Esta característica también la mencionó Gómez Castillo (2010), refiriendo que, desde el comienzo de la construcción de la CF1D, se descubrió que existe un deslizamiento doble, donde la principal masa desplazada tiene una longitud de 230 m y un ancho de 250 m. La masa menor, que se encuentra dentro de la principal, posee 115 m de longitud y 100 m de ancho, desplazándose a una mayor velocidad que la principal. En abril de 1967 se presentó un tercer deslizamiento que se ubicó también dentro del deslizamiento principal. Asimismo, Gómez Castillo (2010), mediante la correlación de fotografías aéreas tomadas en 1973 y 1990, registró un desplazamiento horizontal de 6.78 m y de las fotografías de 1990 y 2006, obtuvo un desplazamiento horizontal de 0.72 m. Rico *et al.* (1976) definieron que la superficie de falla se desarrolló en conglomerados y especificaron también sus dimensiones, con un ancho de 250 m y una profundidad de 20 m, afectando 230 m de la longitud de la carretera. Igualmente, Gómez Palacios (2019), mediante técnicas de interferometría de DInSAR y A-DInSAR (Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar y Advanced Differential SAR interferometry, respectivamente) durante el periodo de 2003 – 2010, definió los parámetros geométricos del deslizamiento, obteniendo 230 m de ancho, 254 m de longitud, un área de 49,510.00 m<sup>2</sup> y una longitud afectada en la carretera de 214 m. Además, obtuvo la tasa promedio de desplazamiento lineal en LOS (línea de vista del radar), la cual varía entre -3.42 y 0.15 cm/año. Sarychikhina *et al.* (2021) aplican la misma metodología que la anterior y determinan las dimensiones del deslizamiento, con una longitud de 235 m, un ancho de 228 m y una longitud afectada en la CF1D de 217 m. Así también, definieron la tasa promedio de desplazamiento lineal en LOS de hasta 1.2 cm/año.

### 2.3.2 Kilómetro 91+000

Rico Rodríguez y Del Castillo (1976) describieron al deslizamiento que afecta al kilómetro 91+000, como el más dramático y el primero que evolucionó durante el periodo de construcción de la CF1D. Los autores presentaron una tasa de desplazamiento de 2 m en dirección vertical y de 1.8 m en dirección horizontal hacia la costa. También puntualizaron que, para fines de estabilidad de ese tramo, en 1965 se construyó la primera galería filtrante en México. Esta estructura tiene como objetivo el captar y drenar las aguas subterráneas con el fin de no alterar los materiales del subsuelo y ocasionar inestabilidad. Rico *et al.* (1976)

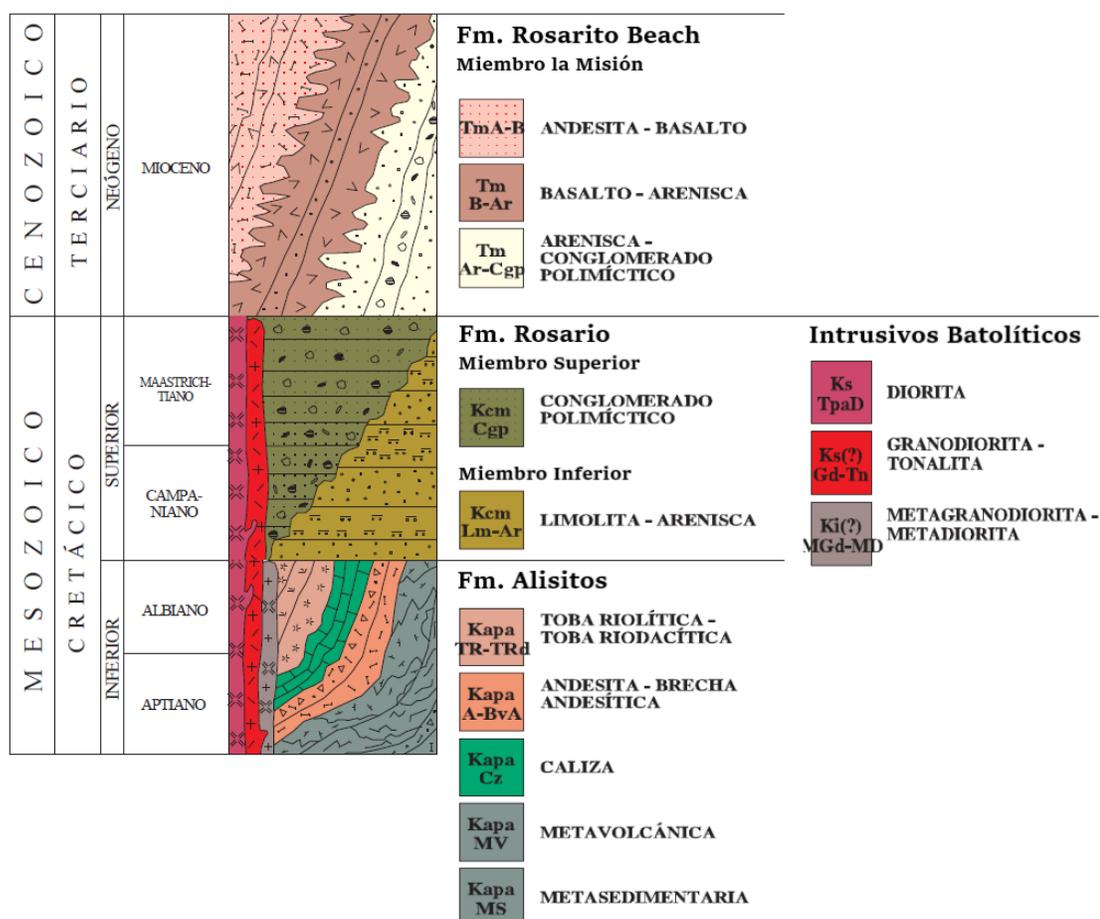
definieron que la superficie de falla se desarrolló en el contacto entre depósitos de talud y lutitas meteorizadas. Así también, especificaron algunos parámetros geométricos del deslizamiento, con dimensiones de 230 m de ancho y una profundidad de 30 m, afectando 250 m de la longitud de la carretera. Gómez Castillo (2010) registró también los desplazamientos mediante la correlación de fotografías aéreas tomadas en 1973 y 1990, donde la cabecera del deslizamiento presentó 0.79 m de desplazamiento horizontal, mientras que los flancos NW y SE presentaron 5.40 m y 5.82 m, respectivamente. También menciona que la empresa GEOTEC reportó en el periodo de 1985 a 1995 un desplazamiento horizontal en la cabecera del deslizamiento de 0.80 m y 2.15 m en la vertical, mientras que el cuerpo principal presentó hasta 4.25 m de movimiento en la horizontal y 1.70 m en la vertical. Por lo que, debido a lo anterior, se cambió el trazo de la carretera, construyendo un nuevo tramo ubicado aproximadamente a 27 m hacia el este. Asimismo, mediante perfiles topográficos se midieron los desplazamientos verticales durante el periodo de 1989 – 1995, obteniendo un registro 3.5 m y en el periodo de 1995 - 2010 se obtuvo una lectura de 7.59 m (Gómez Castillo, 2010). Gómez Palacios (2019), mediante técnicas de interferometría de DInSAR y A-DInSAR durante el periodo de 2003 – 2010, definió los parámetros geométricos del deslizamiento, con un ancho de 200 m, una longitud de 287 m, un área de 50,962.00 m<sup>2</sup> y una longitud afectada en la carretera de 172 m. Además, obtuvo la tasa promedio de desplazamiento lineal en LOS (línea de vista del radar) de -3.11 cm/año. Sarychikhina *et al.* (2021) aplican la misma metodología que la anterior y determinan las dimensiones del deslizamiento, precisando una longitud de 291 m, un ancho de 207 m y una longitud que afecta la CF1D de 118 m. Así también, definen la tasa promedio de desplazamiento lineal en LOS de hasta 2.6 cm/año.

Actualmente, CAPUFE lleva a cabo el monitoreo de los deslizamientos que afectan la CF1D en los kilómetros 84+000, 86+000, 88+000, 90+000, 91+000, 92+000, 93+000, 93+500, 94+000, 95+000 y 98+000. En todos estos sitios se han ejecutado obras de mitigación (Guzmán Villa, 2021). En estas zonas se cuenta con instrumentación geotécnica, consistente en inclinómetros, tubos de observación y piezómetros, mediante los cuales, se realizan lecturas mensuales de las mediciones de toda la instrumentación existente. El kilómetro 90+000 es uno de lo que posee mayor instrumentación. Los inclinómetros son un sistema de instrumentación que permite medir los desplazamientos tanto verticales como horizontales del subsuelo, de manera que proporcionan información para evaluar la tasa de velocidad, dirección y profundidad del desplazamiento. Los piezómetros son instrumentos que miden la presión de poros a la profundidad del subsuelo en el que son instalados (punto de interés) con la finalidad de obtener la longitud de la columna de agua del sitio (CONAGUA, 2012). Los tubos de observación son elementos que miden el nivel freático de un sitio y sus variaciones geohidráulicas. También cabe mencionar que en la CF1D constantemente se realizan nivelaciones asfálticas sobre la superficie de rodamiento, para corregir las

deformaciones producidas por los movimientos del terreno y así, restablecer las características geométricas de la carretera.

## 2.4 Marco geológico

La estratigrafía regional del área de estudio se caracteriza principalmente por el afloramiento de rocas volcánicas y sedimentarias que corresponden a tres conjuntos litoestratigráficos, con edades del Cretácico al Neógeno (Figuras 4 y 5). Derrames de basalto y sedimentos terrígenos de la Formación Rosarito Beach del Neógeno, se depositaron sobre rocas sedimentarias de la Formación Rosario del Cretácico Superior, esta sobryace discordantemente sobre una secuencia volcanosedimentaria de la Formación Alisitos del Cretácico Inferior (SGM, 2003). Enseguida se describen, en orden estratigráfico ascendente, las unidades litológicas mencionadas.



**Figura 4.** Columna estratigráfica de la región de Bahía Salsipuedes. Fm. (Formación). Unidades volcanosedimentarias de la Fm. Alisitos del Aptiano-Albiano subyacen a rocas sedimentarias de la Fm. Rosario del Campaniano-Maastrichtiano coronadas por rocas volcánicas del Mioceno de la Fm. Rosarito Beach (Modificado de SGM, 2003).

### 2.4.1 Formación Alisitos

El conjunto litológico de la Formación Alisitos tiene edades que van desde el Jurásico Superior hasta el Aptiano-Albiano (Muñoz Hernández, 2015; Figura 4). Esta formación constituye el basamento de la zona, que se generó durante el desarrollo de un arco insular con orientación NW-SE que implicó vulcanismo e intrusiones magmáticas, provocando levantamientos y fosas profundas. Esto originó una secuencia de arco que estableció las rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias de este grupo litológico (SGM, 2003; Muñoz Hernández, 2015). Esta unidad no se encuentra expuesta en el área de trabajo; sin embargo, en la región afloran al norte algunos depósitos de lapilli acrecional. Al oriente y sur aflora ampliamente una secuencia compuesta por andesitas, brechas andesíticas y rocas metavolcánicas (Figura 5), cuyo metamorfismo de bajo grado corresponde a las facies de esquistos verdes (Cruz Castillo y Delgado Argote 1999; SGM, 2003). Esta unidad litológica, estructuralmente compleja consta de nueve miembros (Andrade García, 2016), alcanzado una columna estratigráfica compuesta de 5 kilómetros de espesor (Gómez Castillo, 2010). La Formación Alisitos se ve afectada por intrusivos batolíticos, cuya composición varía desde básica hasta ácida, representada por gabro, diorita, tonalita, monzonita y granodiorita. Al oriente de la región, afloran principalmente granodiorita y tonalita (Figura 5). Del Jurásico Inferior al Cretácico Tardío se produjo el emplazamiento del Batolito Peninsular (Contreras López *et al.*, 2021).

### 2.4.2 Formación Rosario

La Formación Rosario, del Campaniano – Maastrichtiano, sobreyace en discordancia angular sobre la Formación Alisitos (Abbott *et al.*, 1993; Figura 4). Las rocas de la Formación Rosario se depositaron en un ambiente mixto y consisten en limolitas, lutitas, areniscas y conglomerados polimícticos (SGM, 2003). La unidad muestra cambios de facies de Este a Oeste, caracterizándose por una transición de continental a marino profundo, existiendo al interior de la secuencia fósiles vertebrados (Gómez Castillo, 2010). Esta formación se produjo a partir de un megaciclo eustático que provocó una transgresión marina entre 5 y 15 kilómetros al este de la actual línea de costa (Gómez Castillo, 2010). Está pobremente consolidada y prácticamente sin deformación por los esfuerzos tectónicos, aflora de forma discontinua a lo largo de la costa de Bahía Salsipuedes. La formación se divide en tres miembros, de los cuales únicamente el miembro medio y superior afloran en el área de estudio (Gómez Palacios, 2019; Figura 5). A continuación, se describen en orden estratigráfico ascendente.

#### 2.4.2.1 Miembro medio

Está compuesto principalmente por areniscas, limolitas y lutitas (Figuras 4 y 5). Las areniscas son de grano medio a fino, color pardo claro, sus granos están bien seleccionados y varían de subangulosos a subredondeados. Se compone de estratos de 10 a 80 cm de espesor, presentan algunos cuerpos lenticulares de conglomerados y están interestratificadas con lutitas y limolitas de espesores que varían de 2 a 10 cm. También contienen concreciones con diámetros que van de los 4 a 60 cm, predominando los de 20 cm, además son frecuentes los estratos de conglomerados de diversos espesores. El resto del miembro consiste en lodolitas color gris verdoso y pardo claro que forman estratos de 2 a 40 cm de espesor. Existen concreciones de 5 a 30 cm de diámetro, donde se presentan algunos fósiles de amonitas y gasterópodos. En la parte central se presentan estratos de 40 a 70 cm de espesor de arena fina fuertemente cementada con carbonato de calcio (Cruz Castillo y Delgado Argote, 1999; Muñoz Hernández, 2015).

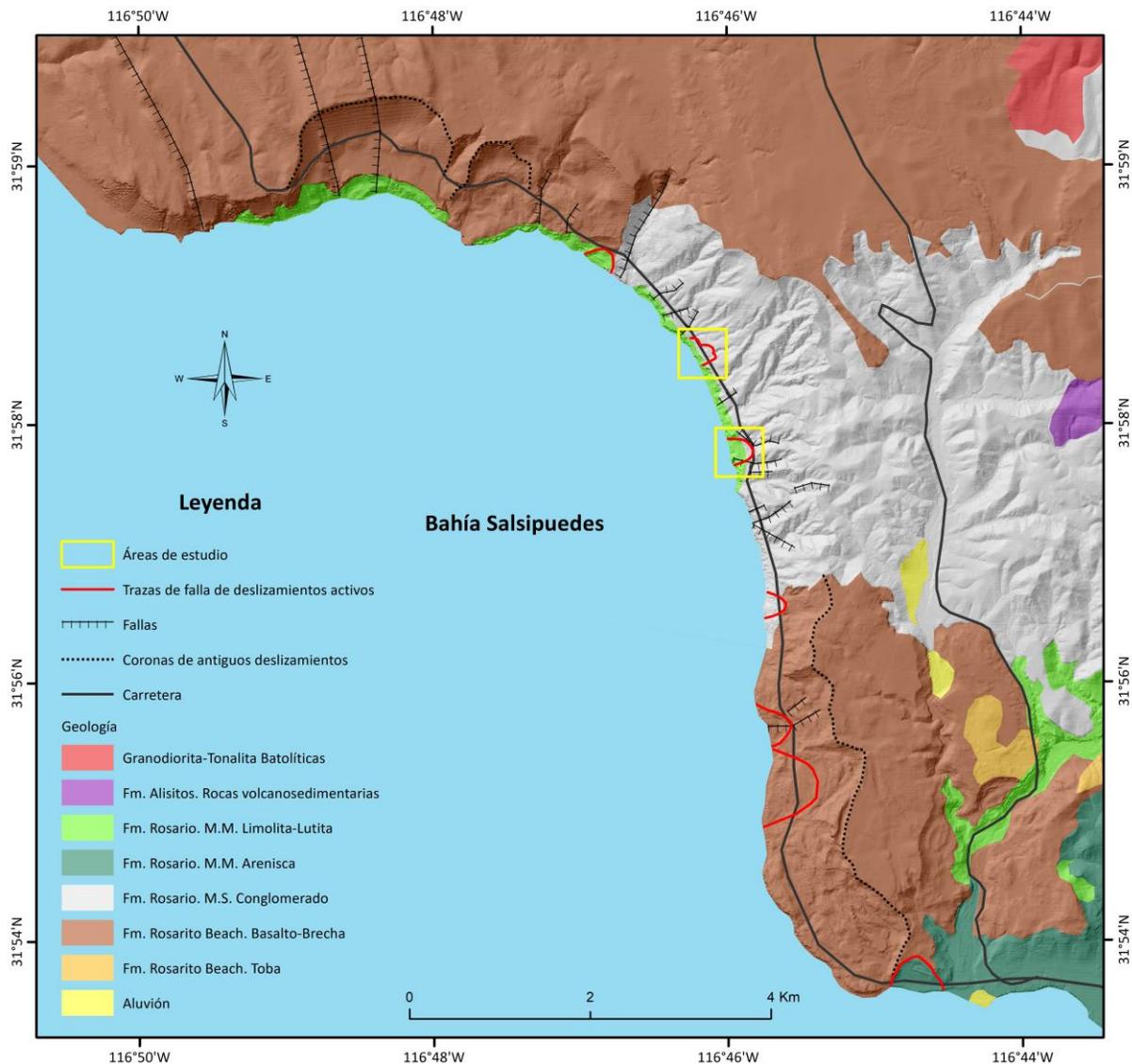
#### 2.4.2.2 Miembro superior

Consiste en un conglomerado polimíctico (Figura 5) de color pardo claro, que intemperiza a pardo rojizo. Se compone de clastos entre 5 a 20 cm de diámetro, predominando los de 10 cm, se presentan bien redondeados, mal seleccionados y consolidados en una matriz arenosa rica en cuarzo. Sus estratos son irregulares, lenticulares y de gradación inversa, con espesores de 0.40 a 5 m, predominando los gruesos. En su parte inferior se intercala con areniscas y en menor proporción con lodolitas (Figura 4). Los contactos entre el Miembro Medio y Superior son transicionales, pero se manifiestan morfológicamente por un ligero cambio de menor a mayor pendiente (Cruz Castillo y Delgado Argote, 1999; Muñoz Hernández, 2015).

#### 2.4.3 Formación Rosarito Beach

La Formación Rosarito Beach se depositó durante el Mioceno de manera discordantemente sobre la Formación Rosario (Figura 4). La formación se depositó en un ambiente mixto y está constituida por sedimentos terrígenos y depósitos volcánicos, representados principalmente por intercalaciones de areniscas, conglomerados polimícticos y basaltos. Derrames andesíticos, interestratificados con basaltos, brechas volcánicas y tobas sobreyacen concordantemente (SGM, 2003; Muñoz Hernández, 2015). La

columna estratigráfica de la Formación Rosarito Beach alcanza los 400 m, dividiéndose en dos cuencas principales, Tijuana y La Misión (Gómez Castillo, 2010). Estas cuencas se dividen en 10 miembros, ninguno aflora en el área de trabajo, sin embargo, el más antiguo denominado La Misión, aflora extensamente en el sur y norte de la región (Figura 5). Los derrames de basalto ocupan el 25% de este miembro, dominando las partes topográficas altas, donde se formaron mesetas de gran extensión y escarpes con fuertes pendientes (Cruz Castillo y Delgado Argote, 1999). Este conjunto litológico se formó en varias etapas de intensa actividad volcánica, relacionadas a la subducción y migración de la placa Farallón durante los procesos tectomagmáticos afines con la apertura del Golfo de California. Esta tectónica esta evidenciada por levantamientos que ponen en contacto a las rocas del Cretácico Inferior con los depósitos del Mioceno (SGM, 2003; Muñoz Hernández, 2015)



**Figura 5.** Mapa geológico de la región de Bahía Salsipuedes, donde se representan las principales unidades litológicas que afloran en la zona (Modificado de Gómez Castillo, 2010, y Gómez Palacios, 2019).

#### 2.4.4 Reconocimiento geológico de campo

Como parte de las actividades del presente trabajo de investigación, se realizaron reconocimientos geológicos de campo en ambas áreas de estudio (Figura 5). Las mediciones de los planos de estratificación se establecieron siguiendo el criterio de la mano derecha y son presentados de manera azimutal.

En el área ubicada en el kilómetro 90+000, se logró apreciar la facie conglomerática del Miembro Superior de la Fm. Rosario (Figura 6A), expuesta claramente hacia el SE en el escarpe principal del deslizamiento (Figura 6B). Esta facie presenta una estratificación muy irregular con intercalaciones de arenisca entre 20 a 100 cm de espesor (Figura 6B). El conglomerado, pobremente consolidado, se compone de clastos redondeados mal seleccionados con diámetros entre 10 a 60 cm en una matriz arenosa (Figuras 6C y 6D). Esta facie conglomerática se exhibe en la mayor parte de los afloramientos que se encuentran en el área (Figura 6).



**Figura 6.** Fotografías correspondientes al área de estudio del km 90+000. (A) Vista cercana de afloramiento, donde se observa conglomerado pobremente consolidado en una matriz arenosa, compuesto de clastos bien redondeados y mal seleccionados. (B) Escarpe principal del deslizamiento, que expone la facie conglomerática (Cg) del Miembro Superior de la Fm. Rosario que presenta horizontes de arenisca (Ar) muy irregulares. (C) Acantilado en la línea de costa, que exhibe claramente el contacto (línea negra) entre la capa de conglomerado que sobreyace la capa de lutita (Lu), donde se presentan concreciones (c) de manera alternada. (D) Afloramiento sobre el flanco derecho del deslizamiento que exhibe la facie conglomerática de muy poca competencia.

En la línea de costa se presenta un acantilado, donde se observa el contacto entre la capa conglomerática sobreyaciendo casi horizontalmente a la capa de lutita (Figura 6C). Esta última contiene concreciones con espesores entre 30 y 150 cm, así como, el rumbo y echado de su plano varía entre  $60^{\circ}/12^{\circ}$ ,  $50^{\circ}/12^{\circ}$  y  $70^{\circ}/22^{\circ}$  respectivamente. La interfaz entre estas dos facies se puede inferir como el contacto entre los miembros Medio y Superior de la Fm. Rosario (Figura 4).

En el área de estudio localizada en el kilómetro 91+000, se encuentran algunos taludes ubicados a un costado del cuerpo B de la carretera y al oeste de la corona del deslizamiento (Figuras 7A y 7B), donde aflora la facie interestratificada de arenisca-lutita del Miembro Medio de la Fm. Rosario. En uno de los taludes (Figura 7A) se observa estratificación dominada por arenisca con espesores de 20 a 60 cm, que presenta horizontes de lutita que van de los 2 a 30 cm de espesor. También se muestran estratos lenticulares de conglomerado cuyos espesores varían de 15 a 50 cm. Los planos de estos estratos mantienen rumbos y echados de  $20^{\circ}/25^{\circ}$  y  $27^{\circ}/15^{\circ}$  respectivamente, también se presentan fracturas con planos de  $348^{\circ}/80^{\circ}$  y  $115^{\circ}/38^{\circ}$ . En el talud de mayor dimensión (Figura 7B) se expone claramente la interestratificación de arenisca-lutita con espesores que van de los 5 a 60 cm, donde los estratos de mayor espesor corresponden a areniscas que, además contienen concreciones. Asimismo, se observan cuerpos lenticulares de conglomerado con espesores de 15 a 50 cm. Los planos de estos estratos se mantienen subhorizontales con rumbo y echado de  $70^{\circ}/5^{\circ}$  respectivamente, además existen fracturas y fallas con planos de  $245^{\circ}/82^{\circ}$ ,  $260^{\circ}/80^{\circ}$  y  $270^{\circ}/38^{\circ}$ . En esta área, también se logran apreciar los escarpes del flanco derecho e izquierdo del deslizamiento (Figura 7C), donde se observa el dominio de la capa de arenisca que contiene cuerpos lenticulares de conglomerado, estos cuerpos presentan espesores de 5 a 30 cm. Los planos de estratificación presentan rumbos y echados de  $80^{\circ}/15^{\circ}$  y  $90^{\circ}/6^{\circ}$ . En la línea de costa se exhibe un acantilado (Figura 7D), que presenta areniscas en estratos de 20 a 80 cm de espesor, las cuales están interestratificadas con lutitas de 5 a 30 cm de espesor y algunos estratos de conglomerado con espesores que van de 15 a 60 cm. Además, se aprecian concreciones en la arenisca y humedad que fluye a través de las capas de lutita. Los estratos de la parte inferior exhiben una buena cementación en comparación con las capas superiores. Los planos de estratificación presentan rumbos y echados de  $50^{\circ}/3^{\circ}$  y  $30^{\circ}/5^{\circ}$ .

## 2.5 Marco tectónico

La península de Baja California es una región deformada y tectónicamente activa. Los rasgos estructurales más sobresalientes, consecuencia de la génesis y evolución misma de la península, lo constituyen sistemas

de fallas activas caracterizadas por su continua actividad sísmica y su predominante movimiento de rumbo (Wong *et al.*, 1987).



**Figura 7.** Fotografías correspondientes al área de estudio del km 91+000. (A) Talud que exhibe una estratificación dominada por arenisca (Ar) que presenta horizontes de lutita (Lu) y conglomerado (Cg). (B) Talud que expone la interestratificación de arenisca y lutita, además de cuerpos lenticulares de conglomerado y concreciones en los estratos de arenisca. (C) Escarpe del flanco izquierdo del deslizamiento, donde se observa la capa de arenisca con cuerpos lenticulares de conglomerado. (D) Acantilado en la línea de costa, que presenta estratos de arenisca con horizontes de lutita y conglomerado, además se logra apreciar humedad que fluye al exterior a través de las capas de lutita. Se pudo también observar fracturas y fallamiento normal en los taludes (líneas negras en A y B).

Estas fallas en su mayoría de tipo lateral derecho con orientación NW-SE, representan el reflejo del fallamiento transforme del complejo “pull-apart” del Golfo de California (INEGI, 2001; Calmus *et al.*, 2017), producto de una combinación de procesos tectónicos que inician desde el Mesozoico con la subducción de la placa Farallón y que continúan hasta el presente como resultado del régimen tectónico impuesto por el sistema San Andrés – Golfo de California, generado por la interacción de las placas Norteamérica y Pacífico (Wong *et al.*, 1987). La configuración estructural del noroeste de Baja California da lugar a este conjunto de sistemas de fallas, que se caracterizan por una falla principal con una red de fallas menores asociadas, lo cual sugiere un régimen tectónico transtensional. Esta red de sistemas de fallas acomoda una

amplia zona de movimiento conocida como la Zona de Cizalla del Sur de California (González Huizar y Fletcher, 2020; Zamora Maciel, 2021).

Por su cercanía y actividad sísmica, el área de estudio del presente trabajo de investigación se ve afectada principalmente por los sistemas de fallas de Vallecitos - San Miguel, Coronado Bank - Agua Blanca, Depresión de San Diego - Maximinos y San Clemente - San Isidro (Figura 8), los cuales se describen a continuación.

### 2.5.1 Sistema San Miguel - Vallecitos

Sistema de fallas muy activo de tipo lateral derecho, se conforma por las fallas Vallecitos, San Miguel, Tres Hermanas y Ojos Negros (Zamora Maciel, 2021; Figura 8). Estas fallas se ubican al oriente de la ciudad de Ensenada, extendiéndose de forma escalonada hacia el noroeste (Figura 8). Existe la posibilidad de que la falla Rose Canyon tenga una conexión con este sistema; sin embargo, el trazo de la falla Rose Canyon al sur de San Diego es difuso y no hay evidencias concluyentes a favor, más que la orientación de las fallas (Wong *et al.*, 1987). Dentro de este sistema, la falla de San Miguel es la de mayor relevancia sísmica, considerándole una de las más activas de la región. El inicio de su actividad se sitúa en el Mioceno, posee una orientación N60°W y actualmente cuenta con una tasa de deslizamiento de 0.1 - 3 mm/año (Cruz Castillo, 2002). Este sistema de fallas está asociado con sismos de gran consideración, de magnitudes que van de 5 – 6 (Figura 9). Destacan los sismos de febrero de 1956, con una  $M_L$  5.4, el de octubre de 1954 con una  $M_L$  5.9 y un mes después, el sismo de  $M_L$  6.1, todos con una profundidad aproximada de 6.0 km (USGS, 2022). Recientemente, en agosto del 2020, en la imprecisa intersección de los sistemas de fallas San Miguel-Vallecitos, Agua Blanca y San Pedro Mártir, se produjo un sismo de  $M_W$  5.1. Este evento fue precedido por un sismo de  $M_W$  4.7 y dos semanas después se presentaron más de 200 réplicas. La distribución de estos eventos sugiere que se activaron al menos dos fallas. Una de estas posibles fallas (Cárdenas) podría unir los sistemas de fallas San Miguel-Vallecitos y Agua Blanca (González Huizar y Fletcher, 2020). Además, a 24 km al oeste del evento anterior, se presentó un gran sismo en febrero de 1956 con una  $M_L$  6.0 y seis días después a 57 km al sureste, se produjo otro sismo de  $M_L$  6.5 alineado con la falla San Pedro Mártir (USGS, 2022). Estos dos últimos eventos posiblemente réplicas del sismo de  $M_L$  5.4 de 1956, descrito anteriormente (Wong *et al.*, 1987). Es importante también señalar la gran actividad de microsismicidad que se concentra al sur de este sistema de fallas (Figura 9).

### 2.5.2 Sistema Coronado Bank - Agua Blanca

Sistema de fallas caracterizadas por su trazo continuo, con una orientación N30°W en zona oceánica y N70°W en zona continental (Cruz Castillo, 2002). El sistema inicia en el noroeste de San Diego dirigiéndose al sur hacia Punta Banda (Figura 8), afectando zona continental y extendiéndose hasta casi interceptar con la falla San Pedro Mártir. En la zona de Bahía Salsipuedes, mediante un complejo sistema de fallas menores, la falla Agua Blanca tiende a unirse y continuar con la falla Coronado Bank (Wong *et al.*, 1987). Es importante señalar, el predominante patrón de enjambre sísmico que se produce en esta zona y que se encuentra a tan solo 12 km del área de estudio (Figura 9). La falla Coronado Bank es de tipo lateral derecho y normal con una longitud aproximada de al menos 90 kilómetros, bifurcándose entre las islas Coronado. Su ruptura superficial reciente está relacionada al Holoceno, generando una tasa de deslizamiento aproximada de 2.0 mm/año y presentando una sismicidad reducida. Se le asocia al norte con la falla de Palos Verde, en California (SCEDC, 2013). La falla Agua Blanca tiene una longitud aproximada de 130 km, es compleja y presenta también características de falla lateral derecha y normal con fuerte desplazamiento vertical (Wong *et al.*, 1987; Zamora Maciel, 2021). Mediante la presencia de abanicos aluviales se pudo inferir que la falla Agua Blanca acumuló un desplazamiento lateral derecho de 5 km, indicando que ha sido activa durante el Cuaternario (Wong *et al.*, 1987). La falla tiene un desplazamiento promedio de 4.0 mm/año, sin generar gran sismicidad (Cruz Castillo, 2002). A partir de esta escasa actividad sísmica, se ha determinado que posiblemente la falla se encuentre abandonada y se estima que su deformación haya migrado al sistema de San Miguel - Vallecitos. O de lo contrario, la falla continúa acumulando deformación, que podría generar un gran sismo, estimándose con una  $M_w$  mayor a 7 (González Huizar y Fletcher, 2020; Zamora Maciel, 2021). No obstante, en 1934, 1935 y 1956 se produjeron sismos considerables alineados a la falla (Figura 9), con  $M_L$  de 5 a 5.5 (USGS, 2022).

### 2.5.3 Sistema Depresión de San Diego - Maximinos

La falla Depresión de San Diego conforma la componente más importante de este sistema (Figura 8). Es una falla lateral derecha, con una longitud de al menos 150 km. Su ruptura superficial reciente se infiere al Holoceno y cuenta con una tasa de deslizamiento aproximada de 1.5 mm/año. Inicia en el Golfo de Santa Catalina a 40 km al oeste de San Diego y se extiende hasta aproximadamente 20 km al suroeste de Punta Salsipuedes (Wong *et al.*, 1987; SCEDC, 2013). En su parte sur, el trazo de la falla es difuso, tornándose complejo el marco estructural de la zona, lo que no permite establecer una relación estructural ni continuidad de la falla. Sin embargo, es posible suponer la interacción entre estas fallas, a través de un

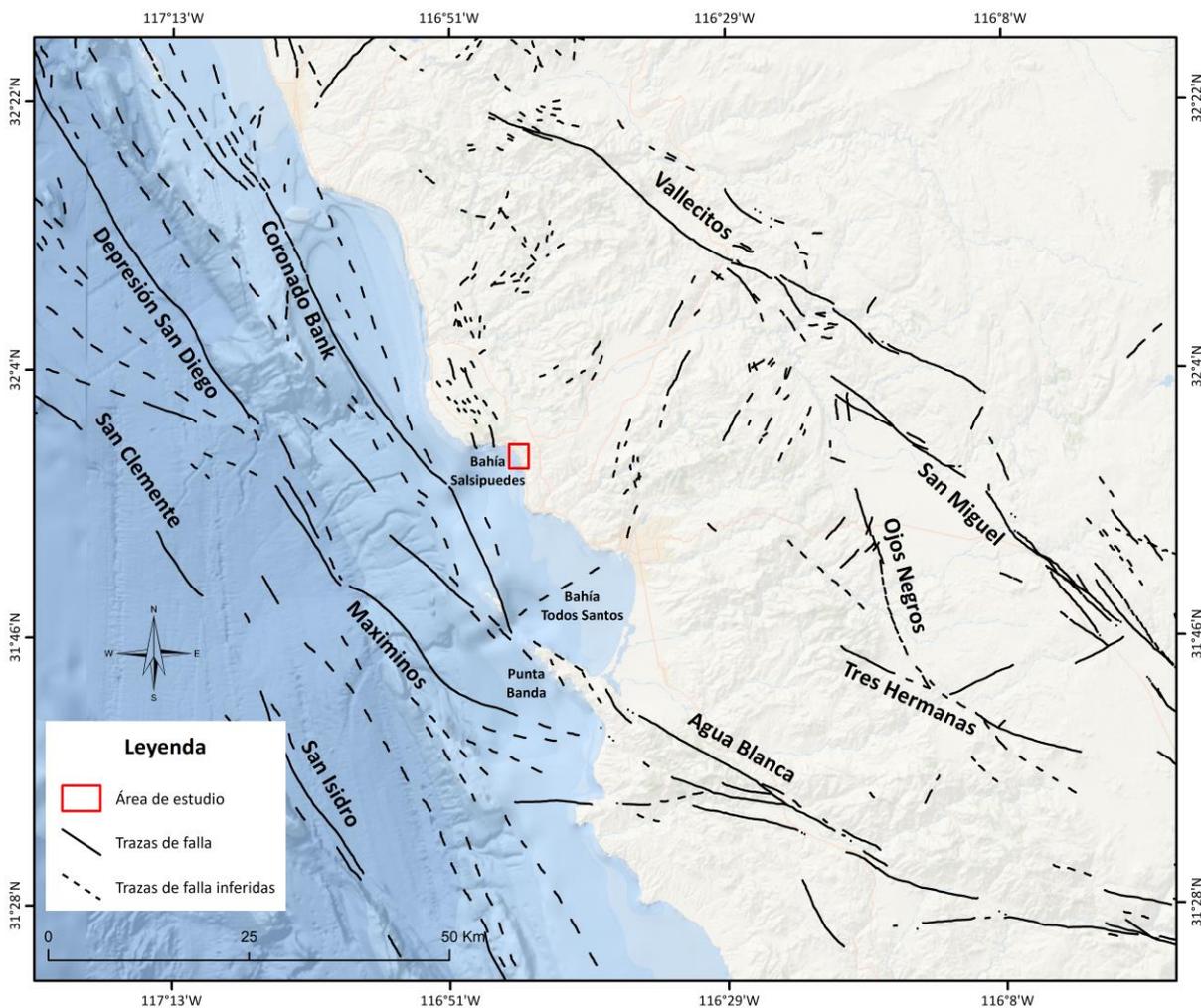
sistema complejo de fallas subparalelas y en escalón en la zona de Bahía Salsipuedes (Wong *et al.*, 1987). La falla Maximinos (Figura 8), de tipo lateral derecho y de componente normal, inicia a partir de la bifurcación al sur que se genera de la falla Agua Blanca en el Valle de Santo Tomás (Wong *et al.*, 1987; Cruz Castillo, 2002). Continúa su extensión hacia Punta Banda, y se dirige hacia el noroeste, hasta alcanzar zona oceánica, donde probablemente se une a la falla Depresión de San Diego. Este sistema de fallas presenta poca actividad sísmica; no obstante, se produce importante actividad microsísmica en las proximidades de Bahía Salsipuedes (Figura 9).

#### 2.5.4 Sistema San Clemente - San Isidro

La falla de San Clemente es una estructura con un desplazamiento lateral derecho y normal, cuenta con una longitud aproximada de 210 km (Figura 8). La falla inicia en las proximidades de la isla San Clemente al sur de California, donde manifiesta una fuerte componente vertical generando un escarpe al este de la isla. Su ruptura superficial reciente se infiere en el Holoceno y cuenta con una tasa de deslizamiento aproximada de 1.5 mm/año (SCEDC, 2013). Esta falla con rumbo N40°W se extiende hacia el sur uniéndose a la falla San Isidro a 30 km al suroeste de Punta Banda (Figura 8; Wong *et al.*, 1987; Cruz Castillo, 2002). La falla de San Isidro también de desplazamiento lateral derecho, ha sido delimitada por escarpes hasta de 350 m de altura. El sismo producido en octubre de 1954 al suroeste de Punta Banda con una  $M_w$  6.4 (Figura 9), está alineado con esta falla (USGS, 2022). Este sistema de fallas alcanza más de 300 km de longitud, siendo más extensa que las descritas anteriormente. Además, se les puede asociar a los sismos de junio de 1939 con una  $M_L$  5.3 y el diciembre de 1964 con una  $M_L$  5.4 (Figura 9). Aunque su actividad sísmica no es muy considerable, esto podría representar una mayor probabilidad de ocurrencia de sismo, debido a la acumulación de esfuerzos (Wong *et al.*, 1987).

#### 2.5.5 Sismicidad

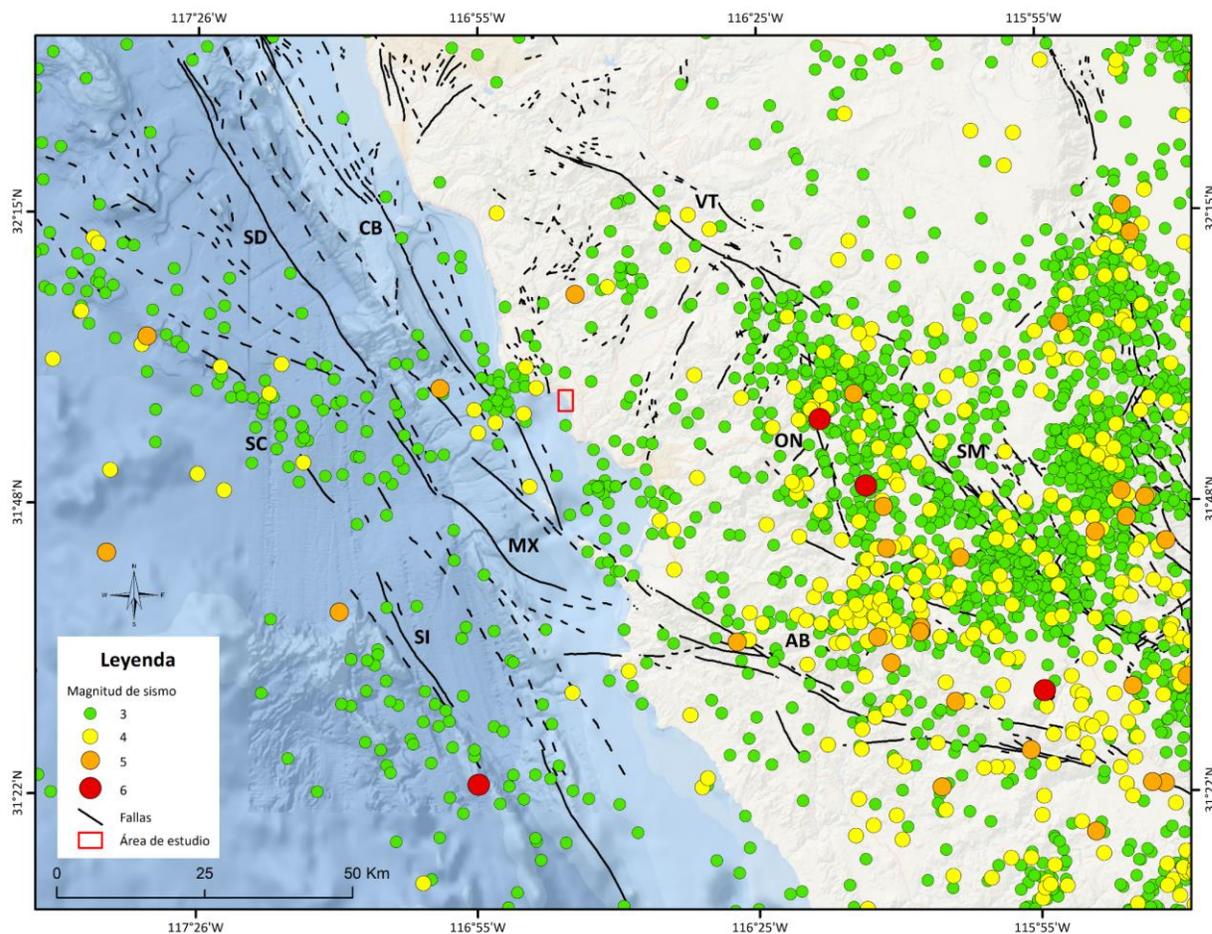
Como ya se mencionó, algunas de las fallas que circundan el área de trabajo son capaces de presentar sismos considerables, con  $M_w$  entre 5 – 6. De los sistemas de fallas aquí descritos, el de San Miguel – Vallecitos representa la mayor sismicidad, incluyendo los sismos de mayor magnitud y actividad microsísmica muy alta (Figura 9). En las fallas de la zona oceánica la actividad es mucho menor; sin embargo, son muy destacables los enjambres sísmicos y la microsismicidad en la región de Bahía Salsipuedes donde se producen sismos a muy poca distancia del área de trabajo (Figura 9).



**Figura 8.** Mapa donde se representan las principales fallas regionales que se localizan cerca del área de estudio (Fallas tomadas de RESNOM, 2022).

También es importante la microsismicidad que se presenta en la Bahía Todos Santos (Figura 9). En la región, la principal característica de la distribución espacial de la sismicidad es su alineamiento con los principales rasgos estructurales, asociados a los sistemas de fallas antes descritos. Con base a las características de ocurrencia sísmica se definen dos patrones sísmicos. El patrón de sismos principales (Figura 9), que presentan magnitudes entre 4-6, desarrollando una distribución de esfuerzos uniformes y asociados principalmente con los sistemas de fallas San Miguel - Vallecitos y San Clemente - San Isidro. Y el patrón de enjambre sísmico (Figura 9), con una actividad predominante para la región de Bahía Salsipuedes, desarrolla una distribución concentrada de esfuerzos y está asociado con los sistemas Coronado Bank - Agua Blanca y Depresión de San Diego – Maximinos (Wong *et al.*, 1987).

Dentro de un radio de ~100 km del área de trabajo, el catálogo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) ha registrado desde enero de 1934 hasta agosto de 2022 (Figura 9), 4 sismos de  $M_L$  6 - 6.9, 25 sismos de  $M_L$  5 - 5.9, más de 250 sismos de  $M_L$  4 - 4.9 y más de 1500 sismos de  $M_L$  3 - 3.9 (USGS, 2022).



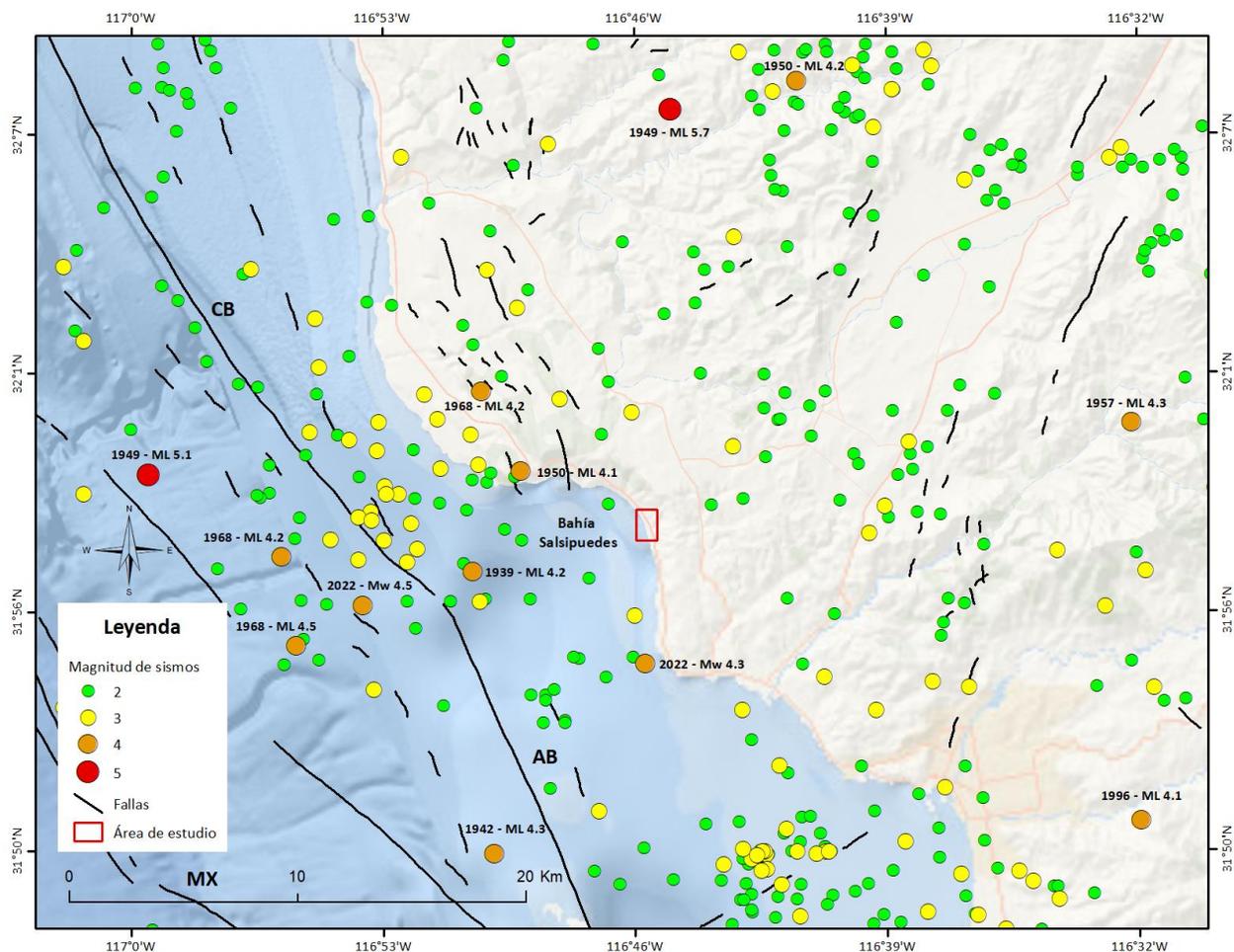
**Figura 9.** Mapa de sismicidad en el noroeste de Baja California, de acuerdo (catálogo del USGS de 1934 al 2022). Donde se representan las principales fallas geológicas de la región. SC = San Clemente, SI = San Isidro, SD = Depresión San Diego, MX = Maximinos, CB = Coronado Bank, AB = Agua Blanca, VT = Vallecitos, ON = Ojos Negros, SM = San Miguel.

La sismicidad en la región de Bahía Salsipuedes debe considerarse de gran importancia, debido al predominante patrón de enjambres sísmicos y a la microsismicidad. En nuestra área de trabajo, a menos de 25 kilómetros a la redonda, se han producido eventos sísmicos históricos relevantes (Figura 10). A continuación, se describen estos sismos por orden cronológico.

En junio de 1939 a 7 km al oeste del área de estudio, se presentó un sismo con una  $M_L$  4.2. En abril de 1942 a 16 km al SW, frente a la Bahía Todos Santos se produjo uno  $M_L$  4.3. En noviembre de 1949, se presentaron los eventos de mayor magnitud hasta la actualidad, el día 4 a 18 km al norte, se produjo un primer sismo con una  $M_L$  5.7, y 8 horas después, a 27 km hacia el SW, se originó otro evento con una  $M_L$  5.1. En enero de 1950, se presentó el primer sismo de consideración de mayor cercanía a la zona de estudio, a tan solo 6 km al NW en Punta Salsipuedes, con una  $M_L$  4.1. Otro de  $M_L$  4.2, se presentó 9 meses después a 20 km al norte. En 1957, a 21 km al este, se generó un sismo de  $M_L$  4.3. En abril de 1968, se generaron 3 sismos con  $M_L$  4.5, 4.2 y 4.2, respectivamente. El primero y segundo, con una diferencia de 13 minutos, se ubicaron entre sí a 4 km de distancia y a 16 km al oeste del área de estudio. El tercer evento se presentó 13 días después que los anteriores, a 9 km hacia el NW del área de trabajo. En 1996 al SE de la ciudad de Ensenada y a 25 km de la zona de estudio, se produjo un sismo con una  $M_L$  4.1. Todos los sismos atrás descritos tuvieron una profundidad de 6 km o menor. Recientemente, el 15 de abril del presente año, a 12 km al oeste, se presentó un sismo con una  $M_w$  4.5 a una profundidad de 14.51 km y tres meses más tarde el 25 de julio, se produjo otro de  $M_w$  4.3 a 16.70 km de profundidad, a tan solo 6 km al sur del área de estudio, este último compartiendo con el sismo de enero de 1950, como los de mayor cercanía al área de estudio, con  $M_w$  superiores a 4. Es importante mencionar, que los dos eventos del presente año se percibieron considerablemente en la ciudad de Ensenada. Asimismo, se debe enfatizar la existencia de diversos sismos con  $M_L$  3 - 3.9, generados a una distancia entre 3 a 6 km del área de trabajo (USGS, 2022, RESNOM, 2022).

La existencia de estas fallas y su asociación con los sismos producidos hasta la actualidad, generan un alto riesgo sísmico para esta región. Los sismos son uno de los principales factores desencadenantes de los deslizamientos, debido a que contribuyen al aumento de los esfuerzos cortantes del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002). Por lo tanto, según su magnitud y a cierta distancia epicentral, son elementos suficientes para reactivar un deslizamiento o desarrollar nuevas superficies de falla (Murphy, 1995; Chousianitis *et al.*, 2016). Estos factores se suman a la poca competencia de los Miembros Medio y Superior de la unidad litológica de la Fm. Rosario, para convertir el área de estudio es una zona de alta susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos. Además, es relevante señalar que la mayor parte de materiales no consolidados amplifican el movimiento sísmico del terreno, afectado la estabilidad de las estructuras aun localizándose lejos del epicentro. Adicionalmente, los sismos pueden producir procesos de licuefacción, principalmente en arenas y limos. Este fenómeno, regularmente se produce a poca profundidad, donde la presión del agua subterránea aumenta por el sedimento compactado. El agua a presión mantiene en suspensión las partículas del sedimento, haciendo que el depósito pueda fluir. Una vez que disminuye la presión, el sedimento licuado se compacta y se vuelve sólido de nuevo. Estas

modificaciones pueden provocar desplazamientos o hundimientos del terreno, donde se pueden ver afectados deslizamientos antiguos con materiales sueltos, saturados y sin cohesión (González de Vallejo *et al.*, 2002; Keller y Blodgett, 2004). Aunque en la zona de estudio existan precipitaciones muy bajas, este fenómeno no queda exento de llegar a presentarse, debido a la presencia de aguas subterráneas.



**Figura 10.** Mapa de sismicidad de la región de Bahía Salsipuedes (catálogo del USGS de 1934 al 2022). Donde se representan los sismos de mayor magnitud indicando magnitud y año de ocurrencia.

## Capítulo 3. Marco teórico

---

### 3.1 Movimientos del terreno

Los movimientos del terreno, también denominados deslizamientos en masa o procesos gravitacionales, por mencionar algunos, son términos para designar y describir una variedad de procesos, que esencialmente dan como resultado el desplazamiento descendente del terreno bajo la influencia de la gravedad en cualquier tipo de material y a través de un mecanismo de falla (Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008).

Existe gran confusión en el uso de la nomenclatura en relación con los movimientos del terreno, originado por las diferentes traducciones que se hacen de la terminología. El empleo de la palabra deslizamiento o deslizamiento de tierra, para referirse a cualquier tipo de proceso gravitacional es incorrecto. El uso generalizado de la palabra deslizamiento de tierra surge de la errada traducción de la palabra en inglés *landslide*. El término *landslide* debe emplearse como sinónimo de movimientos del terreno y no de deslizamiento de tierra (IAEG, 1990; WP/WLI, 1993; Alcántara Ayala, 2000). En este sentido, un deslizamiento de tierra, es un tipo de movimiento del terreno que implica cierto mecanismo de desplazamiento y de material involucrado.

En esta parte del trabajo se presenta la clasificación de los movimientos del terreno, se describen los términos y definiciones asociados a estos procesos, incluyendo los atributos morfológicos, causas de los movimientos, velocidades, estados de actividad, distribución espacial y tipos de actividad. Conceptos propuestos principalmente por el sistema de Cruden y Varnes (1996).

#### 3.1.1 Clasificación

Existe una gran variedad de clasificaciones de los movimientos del terreno, resultado de su complejidad y de los enfoques de las diferentes disciplinas que los estudian. La siguiente clasificación se emplea fundamentalmente en función del mecanismo de movimiento y de los materiales implicados. Se dividen en seis grupos principales: caídos, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y complejos.

(Tabla 1). Debido, a que en el presente trabajo de investigación se estudian deslizamientos, se describirá a continuación más ampliamente este tipo de movimiento del terreno.

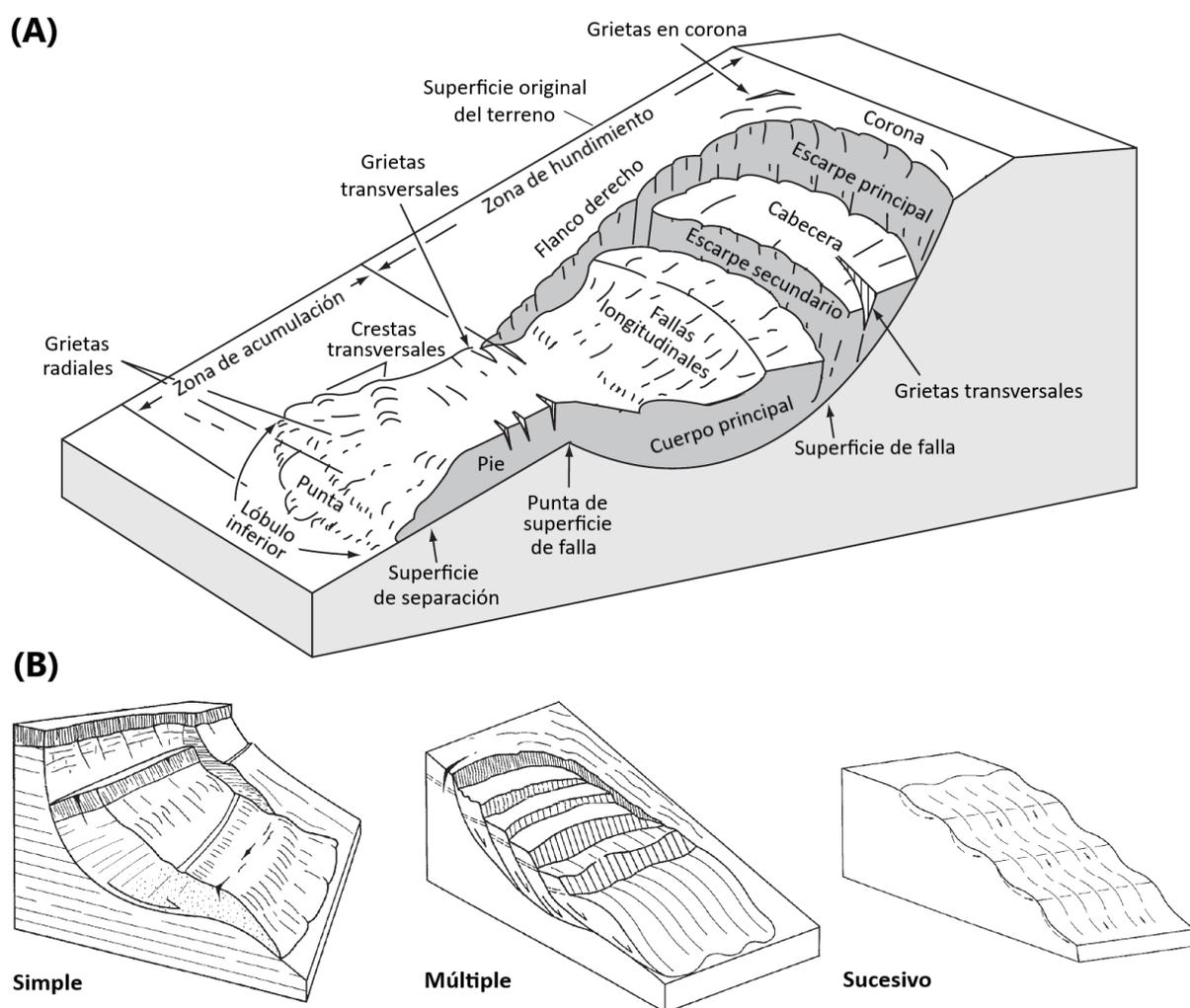
**Tabla 1.** Clasificación simplificada de los diferentes tipos de movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008).

TIPO DE MOVIMIENTO		TIPO DE MATERIAL		
		ROCA	SUELOS	
			Gruesos	Finos
CAÍDOS		Caído de rocas	Caído de detritos	Caído de tierra
VUELCOS		Vuelco de rocas	Vuelco de detritos	Vuelco de tierra
DESPLAZAMIENTOS	ROTACIONAL	Deslizamiento de rocas	Deslizamiento de detritos	Deslizamiento de tierra
	TRASLACIONAL			
EXPANSIÓN LATERAL		Expansión de rocas	Expansión de detritos	Expansión de tierra
FLUJOS		Flujo de rocas (Creep profundo)	Flujo de detritos (Creep de suelos)	Flujo de tierra
COMPLEJOS		Combinación de dos o más tipos principales de movimiento		

Un deslizamiento (Figura 11) es un movimiento en masa que se produce en cualquier tipo de material, a través de una superficie de falla que se origina al superarse la resistencia al corte. El movimiento suele ser progresivo, es decir, no se genera simultáneamente a lo largo de toda la que sería la superficie de falla. El desplazamiento inicia con tasas de movimiento muy lentas, incrementándose considerablemente hasta provocar el desplazamiento total de la masa que sobreyace la superficie de falla. Los primeros rasgos que suelen presentarse son la formación de grietas transversales en la superficie original del terreno, donde eventualmente se formará el escarpe principal (Figura 11). Este se forma debajo de la corona y tiende a ser semivertical, lo cual facilita la ocurrencia de movimientos retrogresivos. El desplazamiento produce una zona superior de hundimiento y otra inferior de acumulación (Figura 11). El cuerpo principal del deslizamiento quedará depositado sobre la superficie de falla, mientras que parte de la masa desplazada puede salir de la superficie de falla acumulándose sobre superficie original del terreno, convirtiéndose en el pie del deslizamiento (Figura 11). En esta zona suelen generarse grietas de tracción transversales, mismas que también se originan en la cabecera. En la parte inferior del pie se forma un lóbulo que tiende a producir crestas transversales y grietas radiales (Figura 11). Existen dos tipos principales de deslizamiento, rotacionales y traslacionales (Tablas 1 y 2). En los deslizamientos rotacionales la masa se desplaza a lo largo de una superficie de falla curva y cóncava, generando un movimiento rotacional sobre un eje paralelo a la superficie del terreno. La masa desplazada puede dividirse en varias unidades que

deslizan entre sí generando varias superficies de falla, creando escarpes secundarios en los distintos bloques que tienden a inclinarse hacia atrás. Están asociados con pendientes en el rango de  $20^\circ$  a  $40^\circ$ . La velocidad de desplazamiento puede ser de extremadamente lenta, menor de 6 cm por año, a rápida, de 1.5 - 5 m por mes (Highland y Bobrowsky, 2008). En los deslizamientos traslacionales, la masa desplazada se mueve a lo largo de una superficie de falla plana o ligeramente ondulada con poca rotación o inclinación hacia atrás. No suelen ser profundos, pero sí de gran extensión.

La Figura 11 presenta la nomenclatura de las partes que conforman un deslizamiento rotacional, además, muestra los esquemas de los principales tipos de este deslizamiento, los cuales se dividen en simples, múltiples y sucesivos.



**Figura 11.** (A) Esquema idealizado de la morfología de un deslizamiento rotacional y la nomenclatura de las partes que lo conforman; (B) principales tipos de deslizamientos rotacionales (Modificado de Lee y Jones, 2004).

Los principales tipos de material que se incluyen en esta clasificación se dividen principalmente en roca, suelo, tierra, lodo y detritos (Highland y Bobrowsky, 2008). La roca se define como la masa dura o firme que estaba intacta y en su lugar natural antes del inicio del movimiento. El suelo es el agregado de partículas sólidas, generalmente de minerales y rocas que fue transportado o formado por la erosión de las rocas en el sitio. Para el caso de la tierra, el 80% o más de sus partículas son menores de 2 mm, el límite superior de las partículas del tamaño de la arena. En cambio, para el lodo el 80% o más de las partículas son más pequeñas que 0.06 mm, el límite superior de las partículas del tamaño del limo. Finalmente, en los detritos entre el 20% y el 80% de las partículas tienen un tamaño superior a 2 mm y el resto menor a 2 mm.

En la Tabla 2, se describen de manera simplificada y se presentan las ilustraciones correspondientes a los seis principales tipos de movimientos del terreno (Cruden y Varnes, 1996; Highland y Bobrowsky, 2008).

### 3.1.2 Atributos morfológicos

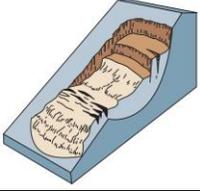
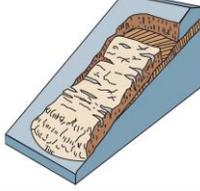
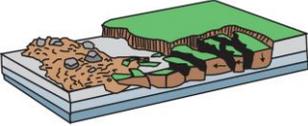
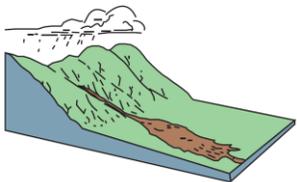
Las dimensiones y características morfológicas de un deslizamiento están en función de los mecanismos y materiales que les dieron origen, reflejando así su grado de complejidad. Es importante considerar los atributos de estos movimientos del terreno para el entendimiento de los procesos que llegan a presentar (Alcántara Ayala, 2000).

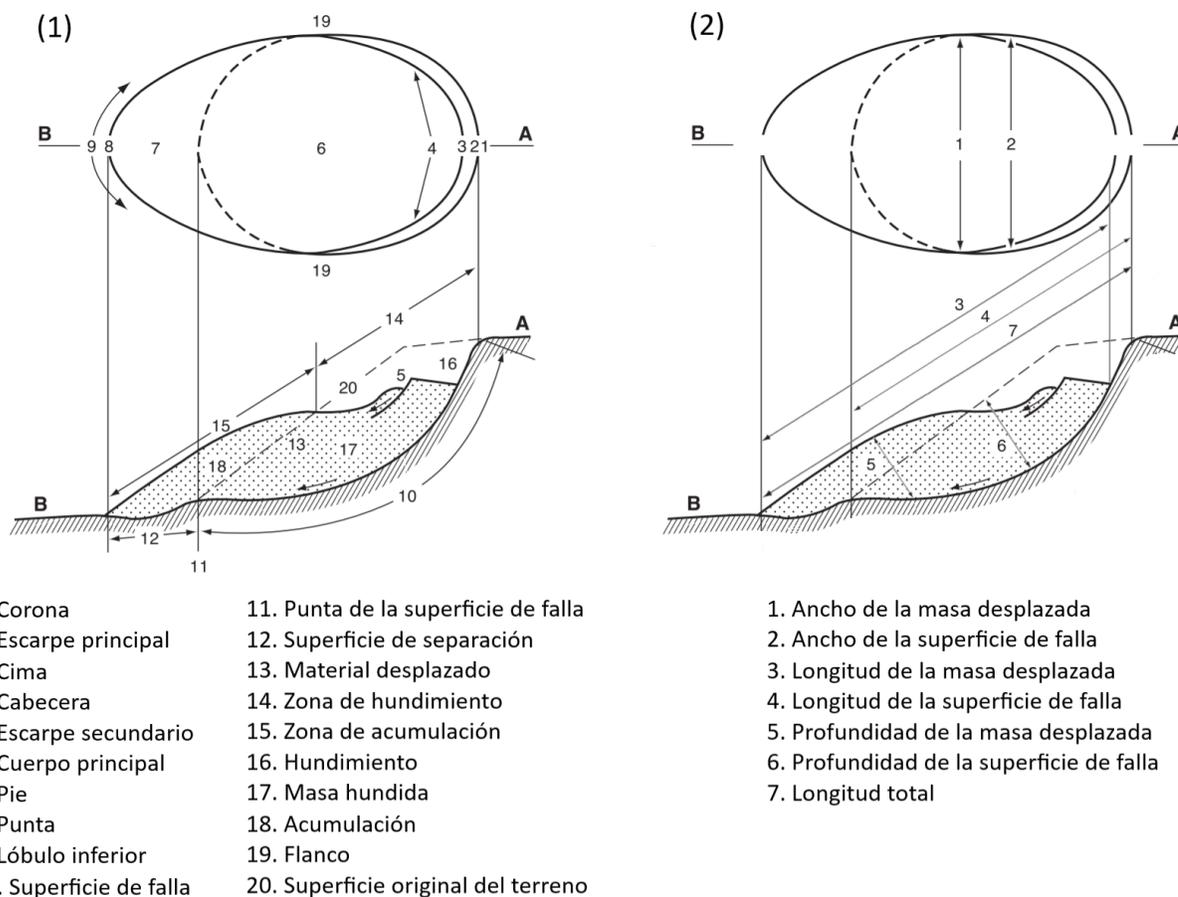
En la Figura 12, se muestran diagramas de un deslizamiento rotacional con los atributos morfológicos y dimensiones que lo componen. En los deslizamientos rotacionales, generalmente la superficie de falla tiene una relación de profundidad - longitud entre 0.1 y 0.3 (Highland y Bobrowsky, 2008).

### 3.1.3 Causas de los movimientos

Fundamentalmente se atribuyen a la acción combinada de factores condicionantes y desencadenantes (Tabla 3) que contribuyen en diferente grado a la inestabilidad del terreno, en consecuencia, son diversas las causas que favorecen al deslizamiento.

**Tabla 2.** Descripción y esquemas de la clasificación de los principales tipos de movimientos del terreno (Modificado de Highland y Bobrowsky, 2008).

Clasificación	Descripción	Esquema
Caídos	Movimientos bruscos y rápidos de bloques, que se desprenden de pendientes pronunciadas, rebotando, rodando o deslizándose. La separación ocurre por planos de discontinuidad preexistentes.	
Vuelcos	Bloques fracturados que rotan hacia adelante en torno a un eje determinado por su centro de gravedad, influenciados por las fuerzas ejercidas de las unidades adyacentes.	
Deslizamientos	Rotacional. La superficie de falla se curva cóncavamente hacia arriba generando un movimiento rotacional sobre un eje paralelo a la superficie del terreno.	
	Traslacional. La masa desplazada se mueve a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada con poca rotación o inclinación hacia atrás.	
Expansión lateral	Desplazamientos laterales generados por la fracturación y extensión de masas compactas, debido a la licuefacción o fluidización del material subyacente. Ocurre cuando bloques rígidos están inmersos en una matriz de material más fino, generalmente ocurren en pendientes muy suaves o en terrenos planos.	
Flujos	Movimientos rápidos con abundante presencia de agua, donde el material está disgregado y se comporta como un fluido. Razón por la que la distribución de velocidades no es homogénea y origina la formación de lóbulos a partir del predominio del movimiento intergranular, sufriendo una deformación continua, sin presentar superficies de falla definidas. Se dividen principalmente en flujos de rocas, de detritos o derrubios, avalancha de detritos, flujos de tierra, de lodo y reptación o Creep.	
Complejos	Se definen como la combinación de dos o más tipos de movimiento. Puede ocurrir cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose.	

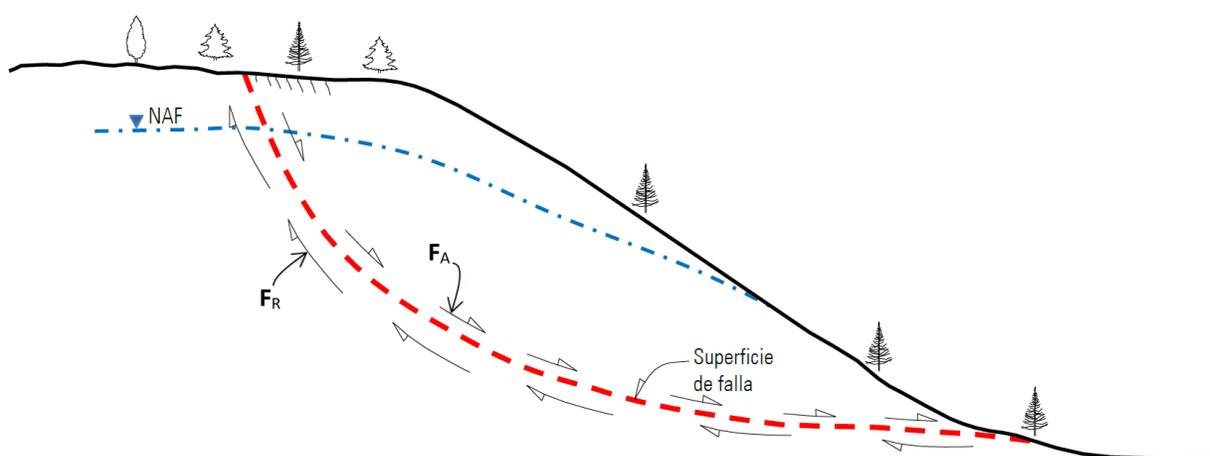


**Figura 12.** El esquema (1) muestra los atributos morfológicos de un deslizamiento rotacional y el esquema (2) sus dimensiones (Modificado de IAEG, 1990; WP/WLI, 1993).

Una ladera se vuelve inestable cuando se pierde el equilibrio entre los materiales que la componen. Los factores que controlan los movimientos del terreno son aquellos capaces de modificar las fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno. Estos factores están relacionados con los esfuerzos de corte y fuerzas resistentes que se desarrollan en la potencial superficie de falla. Los factores internos o condicionantes dependen de las propiedades del terreno y determinan la disminución de la resistencia de los materiales sin modificar los esfuerzos (Tabla 3). Por su parte, los factores externos o desencadenantes son aquellos que perturban externamente al terreno produciendo un incremento en los esfuerzos cortantes (Tabla 3), pero no en la resistencia de los materiales (Alcántara Ayala, 2000). La reducción de la resistencia al corte obedece a las propiedades físicas y resistentes de los materiales que dependen primordialmente de las condiciones geológicas (Tabla 3), funciones establecidas en los parámetros de cohesión ( $c$ ) y rozamiento interno ( $\phi$ ). En cambio, el aumento de los esfuerzos de corte se debe a la

alteración de los estados tenso-deformationales generados principalmente por el agua, sismos y actividades antropogénicas (Tabla 3).

En este preámbulo, las fuerzas resistentes ( $F_R$ ) se establecen a partir de la resistencia al esfuerzo cortante y las fuerzas actuantes ( $F_A$ ) condicionan el aumento de los esfuerzos de corte (Figura 13). En este sentido, una condición de falla se produce cuando las  $F_A$  superan a las  $F_R$ . Para que ocurra un deslizamiento, es suficiente que las  $F_A$  y  $F_R$  se igualen en la potencial superficie de falla. En caso contrario, para que exista una condición de estabilidad, es necesario de las  $F_R$  sean mayores que las  $F_A$  (Domínguez Morales y León Escobedo, 2021).



**Figura 13.** Representación esquemática de las fuerzas actuantes ( $F_A$ ) y fuerzas resistentes ( $F_R$ ) en una ladera. Las  $F_A$  están en función del aumento de los esfuerzos de corte. Las  $F_R$  se determinan a partir de las propiedades resistentes de los materiales, que van en función de los parámetros de cohesión ( $c$ ) y rozamiento interno ( $\phi$ ). N.A.F constituye el nivel de aguas freáticas (Modificado de Domínguez Morales y León Escobedo, 2021).

En la Tabla 3 se muestran los factores condicionantes y desencadenantes que influyen en la inestabilidad de las laderas. Los cuales se agrupan a su vez, en aquellos que contribuyen a reducir la resistencia al corte y aquellos que aumentan los esfuerzos de corte, indicando además los efectos que ocasionan sobre el comportamiento y propiedades de los materiales.

### 3.1.4 Velocidad de los movimientos

En los procesos gravitacionales la velocidad de los movimientos tiene una gran influencia en la escala de destrucción (Tabla 4).

**Tabla 3.** Clasificación y descripción de los principales factores condicionantes y desencadenantes de los movimientos del terreno (Modificado de González de Vallejo *et al.*, 2002).

Factores		Efectos	
Condicionantes	Morfología	Reducción de la resistencia al corte	Tensiones naturales
	Estratigrafía y litología		Se modifican las propiedades y resistencia de los materiales
	Estructuras geológicas		Estados tenso-deformacionales
	Condiciones hidrogeológicas		Generación de presiones intersticiales
	Meteorización		Cambios físicos y químicos en los materiales
Desencadenantes	Precipitaciones y condiciones climáticas	Aumento de los esfuerzos de corte	Alteración de los estados tensionales, por el aumento de las presiones intersticiales y del peso del terreno
			Se modifican las propiedades y resistencia de los materiales
	Sismos		Fuerzas dinámicas
			Esfuerzos transitorios
	Acciones antrópicas		Se modifican los estados tenso-deformacionales del terreno por las sobrecargas estáticas y dinámicas externas
			Cambios en las condiciones hidrogeológicas
	Procesos erosivos		Modificación del estado tensional
Vulcanismo	Tensiones transitorias		

Los movimientos del terreno extremadamente rápidos a rápidos corresponden a eventos de gran destrucción, con pérdidas humanas y escape poco probable. Por otro lado, los movimientos moderados a extremadamente lentos afectan ligeramente a las estructuras y pueden conservarse con mantenimiento frecuente, además, se pueden construir obras de mitigación y existe un riesgo muy bajo de pérdidas humanas. La tasa de velocidad de un desplazamiento puede incrementarse de un momento a otro, dependiendo del tipo de movimiento del terreno. Por ello, es muy importante el monitoreo del desarrollo de estos procesos. En la Tabla 4, se describe la clasificación de la escala de velocidad de los movimientos del terreno, así como los probables daños a partir de estos eventos.

### 3.1.5 Estados de actividad

Los movimientos del terreno también se clasifican de acuerdo con su estado de actividad en la actualidad (Tabla 5). Un movimiento activo tiene un desplazamiento actual, incluye movimientos por primera vez y reactivaciones. Un desplazamiento que vuelve a estar activo después de estar inactivo se denomina reactivado y generalmente se produce sobre superficies de fallas preexistentes. Un movimiento suspendido ha tenido desplazamiento en los últimos doce meses, pero no en la actualidad.

**Tabla 4.** Clasificación y descripción de las escalas de velocidad de los movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes 1996).

Velocidad	Clasificación	Descripción	Daños probables
5 m/s	7	Extremadamente rápido	Catástrofe a gran escala, destrucción de estructuras y pérdida de vidas por el impacto del material desplazado, escape poco probable.
	6	Muy rápido	Perdida de algunas vidas, difícil de escapar, destrucción de estructuras.
3 m/min	5	Rápido	Posible evacuación, destrucción de estructuras y posesiones.
1.8 m/hr	4	Moderado	Algunas estructuras pueden mantenerse temporalmente.
13 m/mes	3	Lento	Pueden llevarse a cabo obras de mitigación, las estructuras se pueden conservar con mantenimiento frecuente.
1.6 m/año	2	Muy lento	Algunas estructuras permanentes no son dañadas.
16 mm/año	1	Extremadamente lento	Movimiento imperceptible sin instrumentación, posible construcción de estructuras con precaución.

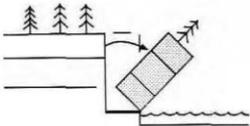
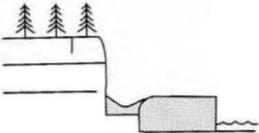
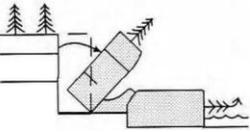
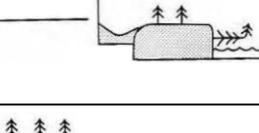
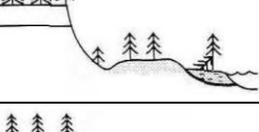
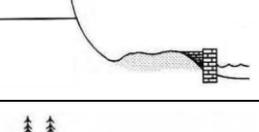
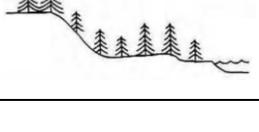
Un movimiento inactivo no ha tenido desplazamiento en los últimos doce meses y se puede subdividir en apagado, abandonado, estabilizado y relicto. Un desplazamiento que puede ser reactivado por los factores que lo originaron se denomina movimiento apagado. Cuando el movimiento no es afectado por los factores que lo originaron, se conoce como abandonado. Un movimiento estabilizado ha sido protegido de los factores que lo originaron a través de ciertas medidas. El movimiento relicto es aquel que se

desarrolló bajo condiciones climáticas o geomorfológicas totalmente diferentes a sus condiciones actuales, quizás hace miles de años (Alcántara Ayala, 2000).

### 3.1.6 Distribución y tipos de actividad

Se han definido una serie de términos para describir la distribución de la actividad de los movimientos del terreno (Cruden y Varnes, 1996).

**Tabla 5.** Descripción y esquemas de la clasificación de los estados de actividad de movimientos del terreno (Modificado de Cruden y Varnes 1996).

Clasificación	Descripción	Esquema
Activo	Movimiento que tiene desplazamiento actual	
Suspendido	Ha tenido movimiento en los últimos 12 meses; sin embargo, actualmente no tiene desplazamiento	
Reactivado	Movimiento activo, que ha estado inactivo	
Inactivo	No ha tenido movimiento en los últimos 12 meses	
Apagado	Movimiento inactivo, que puede ser reactivado por los factores que lo originaron o por otros	
Abandonado	Movimiento inactivo, el cual no es afectado por los factores que lo originaron	
Estabilizado	Movimiento inactivo, el cual ha sido protegido de los factores que lo originaron a través de ciertas medidas correctivas	
Relicto	Movimiento inactivo, el cual se desarrolló bajo condiciones climáticas o geomorfológicas totalmente diferentes a sus condiciones actuales.	

Si una superficie de falla se extiende en la dirección del desplazamiento, se considera un movimiento progresivo. En tanto, si la superficie de falla se extiende en la dirección opuesta al desplazamiento del terreno, se trata de un movimiento retrogresivo. Un movimiento es extensivo o se amplía, cuando la superficie de falla se extiende en dos o más direcciones. Un movimiento está disminuyendo cuando el volumen del material desplazado decrece con el tiempo. Cuando existe un escarpe, pero no una visible superficie de falla en el pie del cuerpo desplazado, se denomina movimiento confinado. Un movimiento es móvil cuando el terreno desplazado continúa su movimiento sin algún cambio visible en la superficie de falla, ni en el volumen del cuerpo desplazado. Cuando la superficie de falla se extiende hacia uno o ambos flancos del deslizamiento, se trata de un movimiento de ensanche (WP/WLI, 1993).

Los movimientos del terreno también exhiben varios tipos o estilos de actividad. Un movimiento complejo presenta al menos dos tipos de movimiento que ocurren en secuencia. Un movimiento compuesto presenta por lo menos dos tipos de movimiento simultáneos en diferentes partes del cuerpo desplazado. Un movimiento sucesivo es del mismo tipo de uno ocurrido anteriormente, pero no comparten los materiales desplazados ni la superficie de falla. Un movimiento simple o individual involucra un solo desplazamiento del terreno. Un movimiento múltiple presenta un desarrollo repetido del mismo tipo de movimiento (WP/WLI, 1993; Alcántara Ayala, 2000).

### **3.2 Ondas sísmicas**

La energía elástica liberada por los sismos produce ondas que se propagan en todas direcciones a través de las diferentes capas de la Tierra. Esta liberación de energía es consecuencia de la ruptura y deslizamiento de la corteza a lo largo de fallas preexistentes o nuevas. En otros términos, la deformación de las rocas en la corteza producida por los esfuerzos diferenciales, almacena energía elástica que se libera cuando la resistencia friccional de la roca es superada, fracturándose súbitamente. El deslizamiento a través de la falla permite que la roca deformada vuelva a su posición de partida y elásticamente a su forma original mediante el rebote elástico (Tarbuck y Lutgens, 2013). La energía originada por actividades volcánicas, explosiones y fuentes sísmicas controladas, por mencionar algunas, también produce ondas elásticas, las cuales suelen utilizarse para la investigación del subsuelo a una escala más local.

Las ondas viajan a través de un medio como resultado de las vibraciones que provocan en las partículas de los materiales que las transmiten. La propagación de las ondas sísmicas está determinada por las características del medio, por lo tanto, velocidad, forma y longitud dependen de las diferencias en la

densidad y de las propiedades elásticas de las rocas. En consecuencia, a medida que las ondas viajan de un medio a otro se producen variaciones en la velocidad de propagación, debido a la rigidez de cada medio. Algunas ondas tienen dificultad para pasar de un medio a otro, por lo que se reflejan en los límites de las capas (reflexión), el resto de la energía se transmite a otro medio (refracción) con cambios en la dirección de propagación, en la velocidad y modo de vibración (IRIS, 2022).

Las ondas que se propagan a través del interior de la Tierra se denominan ondas de cuerpo o internas y aquellas que se irradian a lo largo de la superficie de la Tierra, se conocen como ondas superficiales. A continuación, se describen básicamente estos conceptos.

### 3.2.1 Ondas de cuerpo

Existen dos tipos de ondas de cuerpo (Figura 14), de compresión o longitudinales ( $P$ ) y de corte o cizalla ( $S$ ). Las ondas  $P$  (primarias) se propagan a través de materiales sólidos, líquidos y gases debido a que estos se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperan elásticamente su forma cuando cesan los esfuerzos. Son las de mayor rapidez, alcanzando velocidades corticales entre los 4 a 7 km/s (Sheriff y Geldart, 1995). Estas ondas viajan aproximadamente 1.7 veces más rápido que las ondas  $S$ . Las ondas  $P$  causan compresiones y dilataciones del material a través del cual se propagan, por lo tanto, las partículas se mueven en dirección paralela a la dirección de propagación de la onda (IRIS, 2022). La velocidad de propagación de las ondas  $P$  ( $V_p$ ) se define con la siguiente ecuación:

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

donde  $K$  representa el módulo de compresibilidad,  $\mu$  el módulo de rigidez (corte) y  $\rho$  la densidad.

$K$  indica la reducción de volumen del material al ser sometido a una presión o compresión determinada,  $\mu$  expresa la resistencia del medio de ser deformado y  $\rho$  establece la densidad del medio a través del cual se propagan las ondas. Tanto para las ondas  $P$  como para las ondas  $S$  su velocidad incrementa, si la rigidez del medio aumenta; por el contrario, si aumenta la densidad del medio la velocidad de las ondas disminuye.

Las ondas  $S$  (secundarias) solo pueden viajar a través de sólidos, porque no cambian el volumen del material a través del cual se propagan, sino lo cortan y los fluidos (líquidos y gases) no transmiten los

esfuerzos cortantes. Las ondas *S* adquieren una menor velocidad que las ondas *P*, alcanzando en la corteza entre los 3 y 4 km/s y su amplitud es ligeramente mayor que las ondas *P* (Sheriff y Geldart, 1995). Estas ondas de carácter transversal producen un movimiento en dirección perpendicular a la dirección en la que se propaga la onda (IRIS, 2022). La velocidad de propagación de las ondas *S* ( $V_S$ ) se define con la siguiente ecuación:

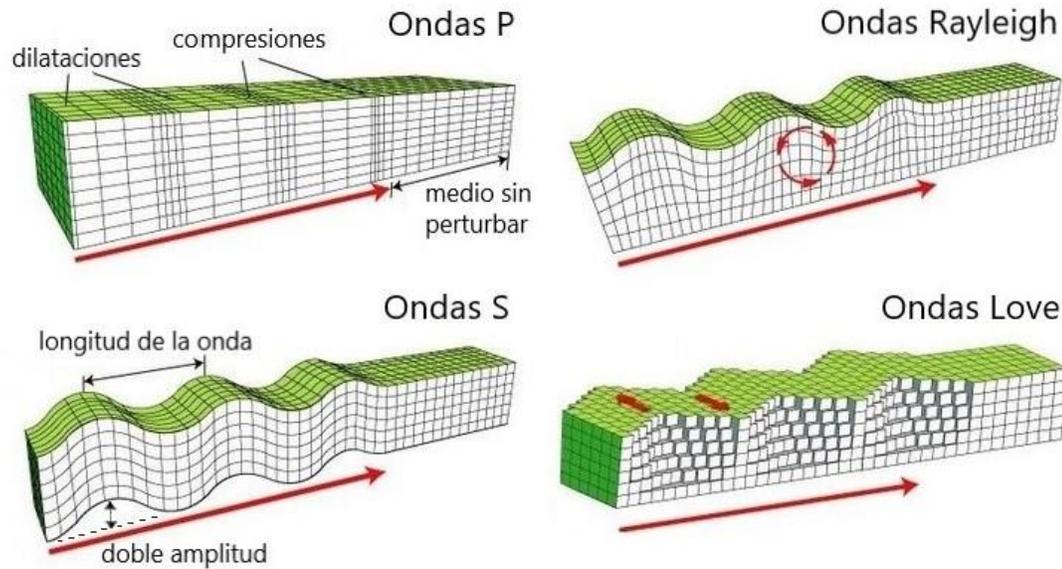
$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

donde  $\mu$  representa el módulo de corte y  $\rho$  la densidad.

### 3.2.2 Ondas superficiales

Las ondas superficiales se forman por la interacción de las ondas de cuerpo en la superficie de la Tierra y en las estructuras someras. Son ondas dispersivas, por lo que su velocidad y amplitud dependen del período de la onda. Se propagan con velocidades inferiores a las ondas de cuerpo, viajando un 10 % más lento que las ondas *S*. Su velocidad en la superficie es alta; sin embargo, disminuye a medida que aumenta la profundidad. Poseen una mayor amplitud que las ondas de cuerpo, conservándola durante una mayor longitud; no obstante, también decrece con la profundidad. Las ondas superficiales resultan de una combinación de movimientos en diferentes direcciones (Figura 14), pueden desplazar las partículas en un movimiento hacia delante y hacia atrás, al mismo tiempo que hacia arriba y abajo (Sheriff y Geldart, 1995; IRIS, 2022).

Existen dos tipos de ondas superficiales, Rayleigh y Love (Figura 14). Las ondas Rayleigh son las más lentas de todos los tipos de ondas, con un rango entre 1 a 5 km/s. El movimiento de las partículas es elíptico, produciendo un componente de movimiento tanto vertical como horizontal en la dirección de propagación de la onda. Las ondas Love viajan a una velocidad del orden de los 2 a 6 km/s. Se mueven paralelas a la superficie y perpendiculares a la dirección de propagación de la onda (Sheriff y Geldart, 1995; IRIS, 2022).



**Figura 14.** Esquemas que representan el movimiento que producen las ondas sísmicas en las partículas de los materiales (Modificado de Science Learning Hub, 2022).

### 3.3 Métodos sísmicos

La geofísica aplicada, ha desarrollado métodos sísmicos para la investigación de la estructura del subsuelo somero y de sus propiedades, a partir del análisis de ondas elásticas generadas por una fuente de energía artificial. Estas técnicas denominadas de prospección o exploración sísmica se basan en estudiar la interacción de las ondas con las rocas que conforman el subsuelo. Principalmente, las reflexiones y refracciones que sufren las ondas cuando se producen cambios en el medio por el cual se propagan, debido primordialmente a la densidad y a las propiedades elásticas de los materiales, elementos que también controlan la velocidad de propagación.

En esencia, estas técnicas registran la distancia y el tiempo de propagación de las ondas que transcurre desde la fuente sísmica a los sensores. Inicialmente, por medio de una fuente controlada se producen ondas elásticas, las cuales se propagan en todas direcciones por el subsuelo. Posteriormente, con relación a la profundidad, las ondas se reflejan y refractan desde los límites de capas con diferentes propiedades, regresando a la superficie donde son detectadas por sensores y registradas en un sismógrafo. Finalmente, mediante el procesamiento de los datos sísmicos, estos métodos nos permiten determinar la velocidad de propagación de las ondas en los diferentes medios y, por lo tanto, se pueden obtener las propiedades y características de los materiales, así como, la geometría de las capas, conociendo los detalles de las

estructuras que conforman el subsuelo. Dicho lo anterior, se pueden construir imágenes en modelos 2D y 3D, en función de la superficie y profundidad del área en estudio.

Para los propósitos del presente trabajo de investigación, se consideró el análisis de las ondas *P* mediante el método de SRT y el análisis de las ondas *S* por medio del método de MASW.

### 3.3.1 Tomografía de Refracción Sísmica

Básicamente, el principio de refracción establece que, cuando las ondas sísmicas inciden sobre un límite entre dos medios a través del cual hay un contraste en la velocidad, la dirección en la propagación de las ondas cambia al entrar en el nuevo medio.

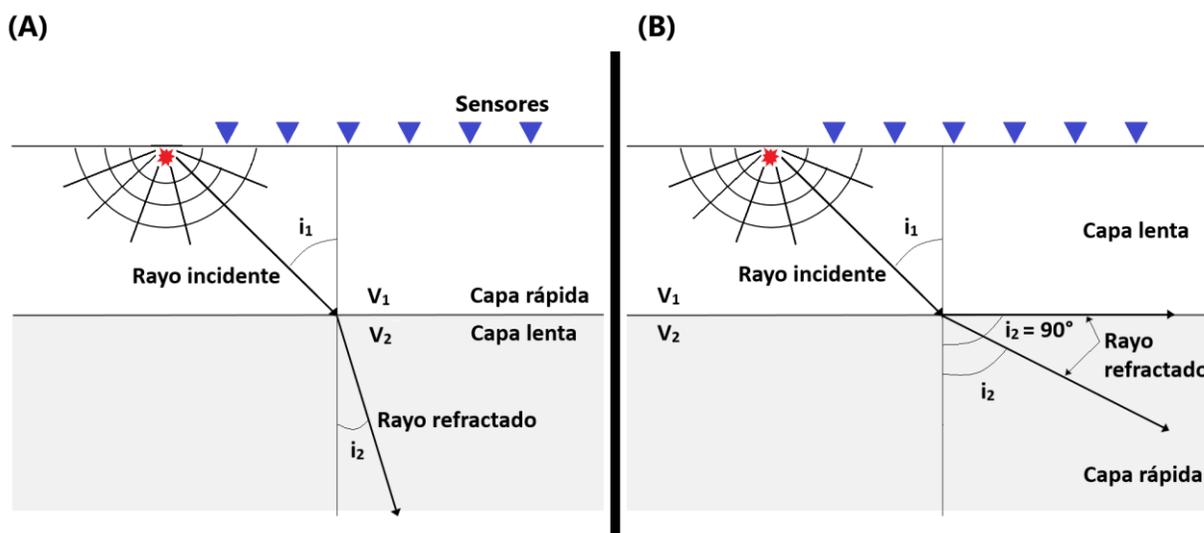
Las ondas elásticas se propagan a través del subsuelo como un conjunto de rayos que toman trayectorias que dependen de la velocidad del medio. Al alcanzar un límite entre diferentes medios, parte de la energía se transmite a través de la interfaz hacia el medio inferior. Las ondas transmitidas viajan en una dirección diferente determinada por la relación de velocidades de los dos medios. La Ley de Snell nos permite determinar la dirección que sigue una onda cuando se transmite de una capa a otra (Ammon, 2019; IRIS, 2022). La siguiente fórmula describe la relación entre los ángulos de incidencia y refracción cuando se transmiten a través de un límite entre dos medios diferentes.

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (3)$$

donde  $i_1$  representa el ángulo del rayo incidente,  $v_1$  la velocidad del rayo incidente,  $i_2$  el ángulo del rayo refractado y  $v_2$  la velocidad del rayo refractado.

Descrito de otra manera, al producirse el impacto de la fuente sísmica en la superficie, las ondas se alejan en todas direcciones propagándose a diferentes velocidades a través de los diversos materiales. En un medio uniforme viajarían en trayectorias rectas lejos de la fuente; sin embargo, de acuerdo con la Ley de Snell, las ondas reaccionan en el límite entre dos materiales de diferentes propiedades, de manera que, cuando la energía llega a un límite, parte de la energía refractada en la capa inferior se acelera o disminuye dependiendo del medio. Esta ley describe cómo las trayectorias de los rayos sísmicos se curvan a medida que viajan de un material a otro. Se inclinan hacia la vertical cuando van de un material rápido a uno lento (Figura 15A) y hacia la horizontal cuando pasan de un material lento a uno rápido (Figura 15B). Así mismo,

cuando los rayos se refractan a  $90^\circ$  viajan a lo largo del límite de la capa más rápida (Ammon, 2019; IRIS, 2022). Para que el método de refracción pueda llevarse a cabo, es necesario que cumpla con los criterios de que la velocidad debe aumentar con la profundidad, es decir  $V_3 > V_2 > V_1$ , y los espesores de las capas deben ser menores comparados con la longitud del tendido.



**Figura 15.** Representación de la trayectoria de rayos de acuerdo con la Ley de Snell. Se observa la relación entre los ángulos de incidencia y refracción cuando se transmiten en un límite entre dos diferentes medios. (A) Los rayos refractados se inclinan hacia la vertical cuando van de un medio rápido a uno lento y (B) se inclinan hacia la horizontal cuando pasan de un medio lento a uno rápido.

Para fines prácticos de este marco teórico, se considera únicamente el modelo de dos capas planas para la descripción de la geometría de las trayectorias de rayos refractados (Figura 16). Por lo tanto, la suposición básica para la interpretación de refracción es que las capas presentes son horizontales o solo se sumergen en ángulos poco profundos y son, en primera instancia, superficies planas. Además, dentro de cada capa, las velocidades sísmicas aumentan con la profundidad (Kearey *et al.*, 2002).

Las ondas producidas por la fuente sísmica viajan de tres maneras principales: directamente, por reflexión y refracción. En la Figura 16A se observan las posiciones progresivas del frente de onda a partir de la fuente que se ubicada en el punto A y, asociada a esta, se presenta la energía que viaja en diferentes direcciones. Se exponen las trayectorias de los rayos directos y refractados hacia un geófono ubicado en el punto D, a una distancia  $x$  de la fuente. Las velocidades de las capas corresponden a  $V_1$  y  $V_2$ , donde  $V_2 > V_1$  y la interfaz de refracción está a una profundidad  $z$ . Se observa que el rayo directo viaja horizontalmente a través de la superficie de la capa superior entre A y D a una velocidad  $V_1$ . El rayo refractado viaja hacia la interfaz y regresa a la superficie a una velocidad  $V_1$  a lo largo de trayectorias oblicuas entre AB y CD que están

inclinadas en ángulo crítico ( $i_c$ ) y viajan a lo largo de la interfaz entre B y C a la mayor velocidad  $V_2$  (Figura 16A). Un rayo críticamente refractado puede llegar a los geófonos antes que un rayo directo que viaja por una trayectoria más corta en la capa superior. El tiempo total de viaje a lo largo de la trayectoria del rayo refractado ABCD es:

$$t = v_{AB} + v_{BC} + v_{CD} \quad (4)$$

donde:

$$t = \frac{z}{v_1 \cos i_c} + \frac{(x - 2z \tan i_c)}{v_2} + \frac{z}{v_1 \cos i_c} \quad (5)$$

Teniendo en cuenta que  $\sin i_c = v_1/v_2$  (Ley de Snell) y  $\cos i_c = (1 - v_1^2/v_2^2)^{1/2}$ , la ecuación de tiempo de viaje se puede expresar de diferentes formas, siendo útil la siguiente forma general:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos i_c}{v_1} \quad (6)$$

Una forma alternativa a la ecuación (6) es:

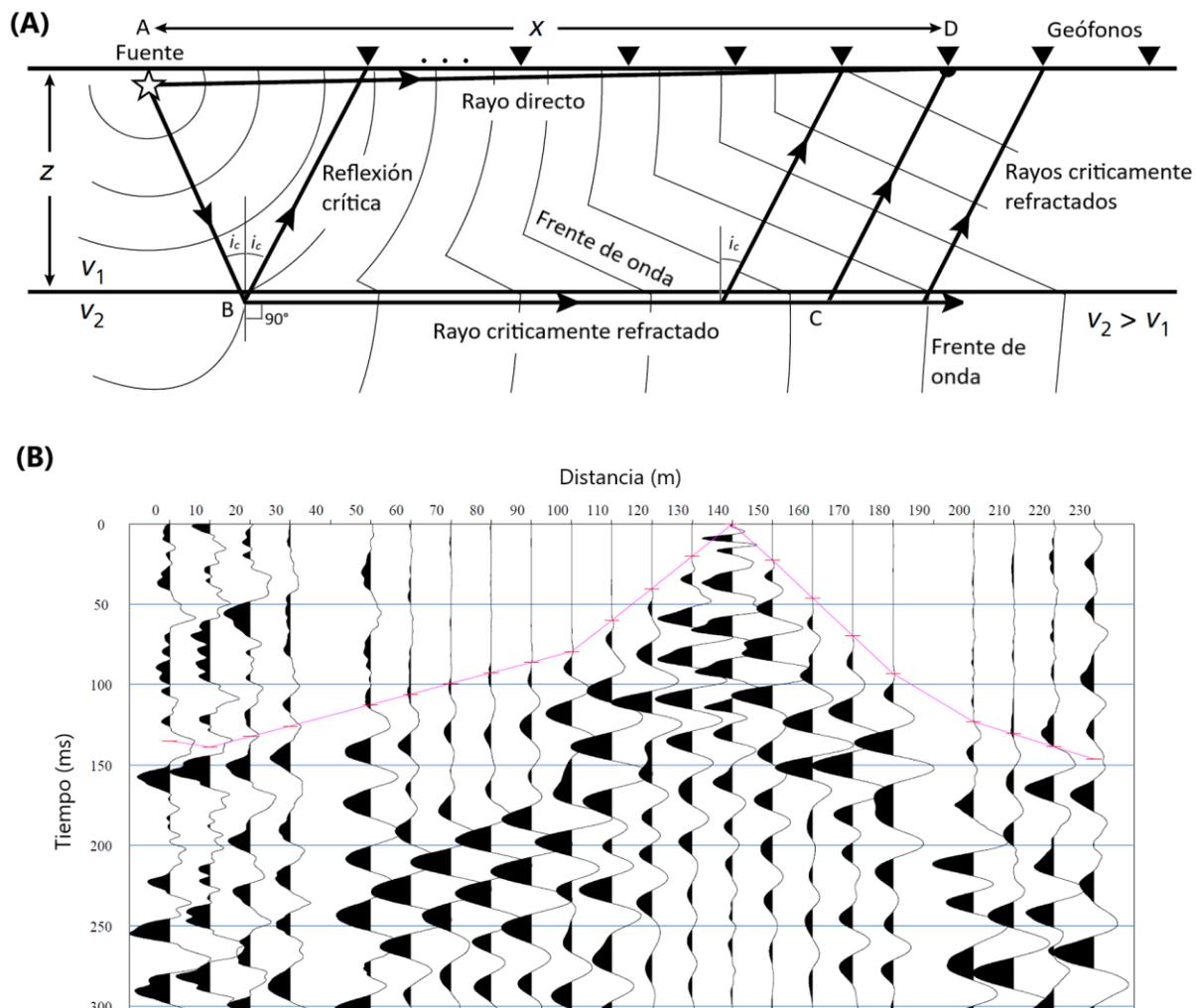
$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z (v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (7)$$

o

$$t = \frac{x}{v_2} + t_i \quad (8)$$

El arribo de las ondas se detecta por un conjunto de geófonos (Figura 16A) y se registra en un sismógrafo, donde la salida de cada geófono se muestra como traza única. Se identifica el arribo de las ondas  $P$  para cada traza (Figura 16B) y el tiempo de viaje asociado se mide y se traza en una gráfica de tiempo-distancia (Figura 17). En esta gráfica la distancia de cruce ( $x_c$ ) es el desplazamiento en el que las ondas críticamente refractadas preceden a las ondas directas, además, el punto de cruce marca el cambio en la pendiente del segmento de arribos directos hasta el de arribos refractados (Figura 17). En el análisis de refracción solo se consideran los tiempos de arribo de ondas directas y refractadas.

Los datos adquiridos con geófonos de baja frecuencia generalmente serán adecuados para el análisis con métodos de refracción ya que los geófonos registrarán datos con suficiente contenido de alta frecuencia (Sheehan *et al.*, 2004).



**Figura 16.** (A) Diagrama con las posiciones sucesivas de frentes de onda en expansión para la trayectoria de rayos directos, reflejados y refractados a través de un modelo de dos capas. (B) Registro de refracción en un sismograma, que muestra la selección de los primeros arribos en cada traza (líneas rojas) de un perfil sísmico de 24 canales (Modificado de Kearey *et al.*, 2002; Reynolds, 2011).

Para la Figura 17, graficando  $t$  contra  $x$ ,  $t_1$  es la intersección en el eje de tiempo de una gráfica de tiempo-distancia que tiene un gradiente de  $1/v_2$ . El tiempo de intercepción  $t_1$  viene dado por:

$$t_i = \frac{2z (v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (9)$$

Resolviendo para la profundidad del refractor ( $z$ ):

$$z = \frac{t_i v_1 v_2}{2 (v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (10)$$

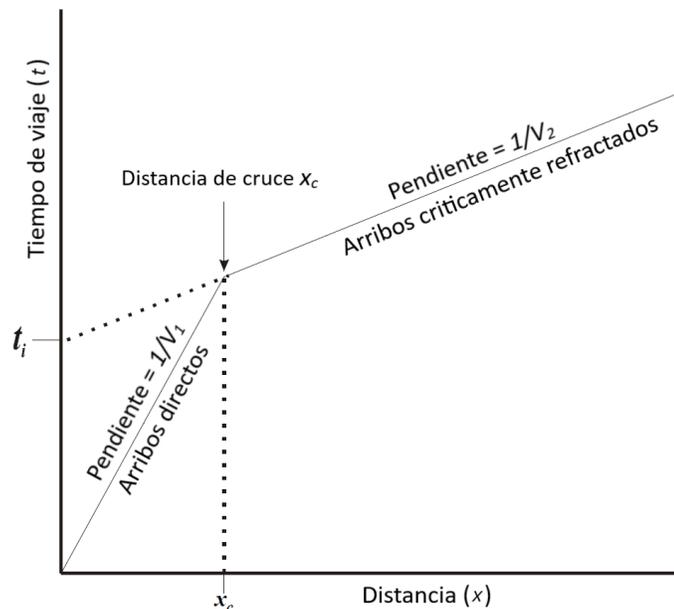
A la distancia de cruce  $x_{cros}$ , los tiempos de viaje de los rayos directos y refractados son iguales, por lo tanto, en el punto de cruce:

$$\frac{x_{cros}}{v_1} = \frac{x_{cros}}{v_2} + \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (11)$$

Por lo tanto, resolviendo para  $x_{cros}$ :

$$x_{cros} = 2z \left[ \frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1} \right]^{1/2} \quad (12)$$

De esta ecuación se puede ver que la distancia de cruce es siempre mayor que el doble de la profundidad del refractor, además que proporciona un método alternativo para calcular  $z$ .



**Figura 17.** Gráfica de tiempo-distancia, que muestra el tiempo de llegada de las ondas directas y refractadas (Modificado de Kearey *et al.*, 2002).

A través de la aplicación de técnicas de inversión se realiza el análisis e interpretación de las curvas de tiempo-distancia. A continuación, se describen brevemente las técnicas de tiempo de viaje (time-term) y de tomografía que se aplicaron en este trabajo de investigación.

La técnica de tiempo de viaje emplea una aproximación lineal de mínimos cuadrados en combinación con un análisis de tiempo de retardo para invertir las primeras llegadas y generar un modelo inicial de dos o tres capas que posteriormente se utilizará para aplicar la inversión de tomografía sísmica (Geometrics, 2009). Para el caso de superficies curvas no paralelas (Figura 18), por medio de la Ley de Snell y de la lentitud de las capas  $S$  como la velocidad inversa, el tiempo total de viaje  $t$  desde la fuente al receptor es entonces:

$$t = 2S_1 \cos(i_c) z + xS_2 \quad (13)$$

si definimos

$$c = 2S_1 \cos(i_c) \quad (14)$$

después

$$t = cz + xS_2 \quad (15)$$

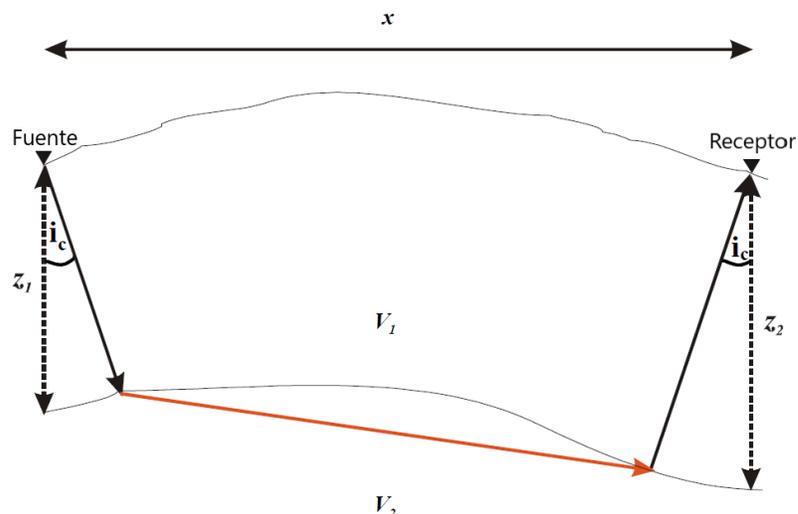
donde  $z$  y  $S_2$  son desconocidos, ahora tenemos

$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2 \quad (16)$$

generalizando, obtenemos

$$t_j = \sum_{k=1}^n C_{jk} Z_k + X_j S_2 \quad (17)$$

$j$  representa el número de tiempos de viaje y  $k$  el número de receptores, es decir, las profundidades ( $Z$ ) que se desean calcular.



**Figura 18.** Modelo de dos capas con superficies curvas no paralelas (Modificado de Geometrics, 2009).

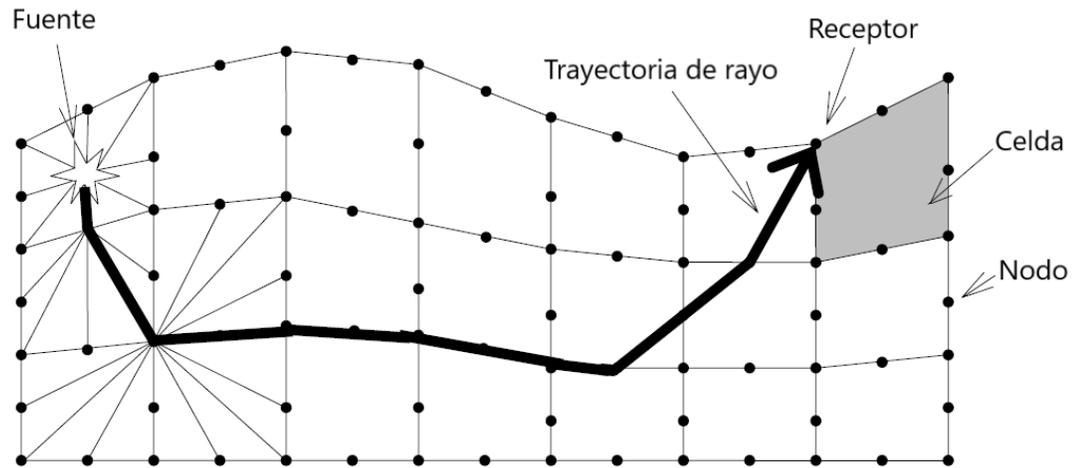
La técnica de tomografía sísmica implica generar un modelo inicial de velocidad para luego, trazar iterativamente los rayos a través del modelo mediante la Técnica de Reconstrucción Simultánea Iterativa (SIRT, por sus siglas en inglés). Esto con el objetivo de comparar los tiempos de viaje calculados con los tiempos de viaje medidos, modificar el modelo y repetir el proceso hasta que se minimice la diferencia entre los tiempos calculados y medidos. El objetivo principal es encontrar el tiempo de viaje mínimo entre la fuente y el receptor para cada par fuente-receptor. Esto se logra resolviendo la trayectoria de rayos ( $l$ ) y la velocidad inversa o lentitud ( $S$ ), mediante un enfoque iterativo de mínimos cuadrados. Entonces, el tiempo de viaje se calcularía a partir de:

$$t_i = \int_X \frac{dX}{v(X)} = \int_X S(X) dX \quad (18)$$

En forma discreta, obtenemos

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (19)$$

La técnica de tomografía calcula los tiempos de viaje discretizando las propiedades del medio, generando una malla a lo largo del perfil sísmico (Figura 19). Las celdas tienen propiedades de velocidad homogéneas, definidas por el modelo inicial de velocidades. Las posibles trayectorias de los rayos entran y salen de cada celda por puntos denominados nodos.



**Figura 19.** Cálculo de tiempos de viaje por trazado de rayos mediante la técnica de tomografía sísmica (Modificado de Geometrics, 2009).

De manera general, mediante el método de refracción se analizan los registros sísmicos para calcular las velocidades de las ondas en el subsuelo y usar esta información para determinar la profundidad de los límites de las capas y estimar qué tipo de roca forma cada una, además se obtiene una imagen de la estructura interna del subsuelo. La información de las ondas  $P$  es la base de la modelación e interpretación de los datos sísmicos de refracción.

### 3.3.2 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

El método MASW se basa fundamentalmente en el registro y análisis de la dispersión de las ondas superficiales, para obtener la distribución de la  $V_s$  en el subsuelo y generar perfiles de velocidad en modelos 1D (profundidad) y 2D (profundidad y superficie).

A finales de los noventa Park *et al.* (1999), a través del Kansas Geological Survey, desarrollaron e introdujeron por primera vez el método MASW. Se trata de una técnica sísmica que utiliza las ondas superficiales en las frecuencias relativamente más bajas (1–30 Hz). Además, se caracteriza por velocidades bajas, amplitudes altas y rangos de profundidad de investigación superficiales (<30 m); sin embargo, esta última puede variar según la fuente sísmica y las condiciones del sitio. El método MASW se puede aplicar de tres maneras; activo, que es el tipo más común de levantamiento y que toma alrededor de dos tercios del total de la energía generada por la fuente sísmica, pasivo, utilizando ruido sísmico y combinado (Park

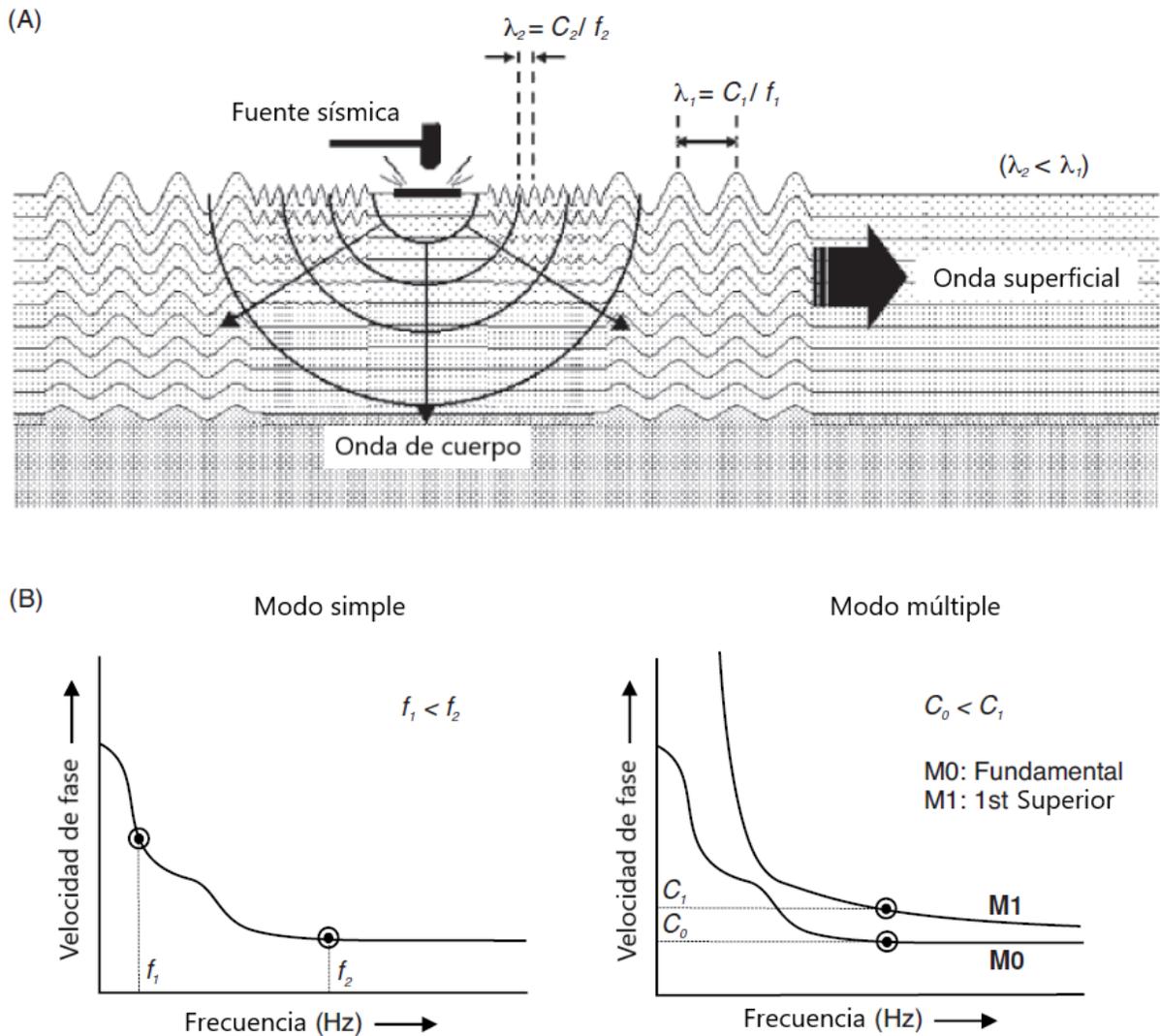
*et al.*, 2007). Para la adquisición de los registros sísmicos se puede implementar el sistema convencional para levantamientos de refracción y reflexión.

MASW es una adaptación del método de Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW, por sus siglas en inglés), que ha sido ampliamente utilizado para investigaciones geotécnicas (Park Seismic LLC, 2021). La principal diferencia entre SASW y MASW, es que este último utiliza 24 o más geófonos y una geometría estándar de recopilación de datos. Esta grabación multicanal aumenta la eficiencia de la adquisición de los registros, ayuda a eliminar el ruido aleatorio y facilita la discriminación entre los modos fundamentales y los modos superiores de las ondas Rayleigh (Sheehan *et al.*, 2004).

La  $V_s$  es una de las constantes elásticas que está estrechamente relacionada con el módulo de Young y el módulo de corte, por lo que la  $V_s$  es un indicador directo de la resistencia (rigidez) del terreno (Ivanov *et al.*, 2008; KGS, 2022). La variación en la rigidez de las capas del subsuelo ocasiona que las ondas viajen a diferentes frecuencias con diferentes velocidades, lo que provoca el fenómeno conocido como dispersión. Por lo tanto, mediante la dispersión de las ondas superficiales y al invertir el modo fundamental de la onda Rayleigh se determina la  $V_s$  (Xia *et al.*, 1999). En el caso de que la velocidad sísmica aumente con la profundidad, para frecuencias bajas (que son directamente proporcionales con longitudes de onda más grandes) la propagación es rápida y para frecuencias altas (que se relacionan con longitudes de onda más cortas) la propagación es lenta (Figura 20A). Esta propiedad hace que la velocidad de la onda superficial sea dependiente de la frecuencia, es decir, dispersiva, por lo que el contenido de frecuencia de la onda se dispersa con el tiempo de viaje (Reynolds, 2011). En este sentido, cuanto más baja sea la frecuencia contenida en la señal, más profunda será la imagen de los modelos. Debido a ello, es recomendable emplear geófonos de baja frecuencia (<4.5 Hz). Al utilizar receptores con componente vertical, las ondas superficiales registradas serán principalmente Rayleigh, que tienen una velocidad de aproximadamente el 90 % de la  $V_s$  para los mismos materiales (Reynolds, 2011). Debido a esta relación de velocidad, el método MASW proporciona la  $V_s$  además de la velocidad de la onda Rayleigh.

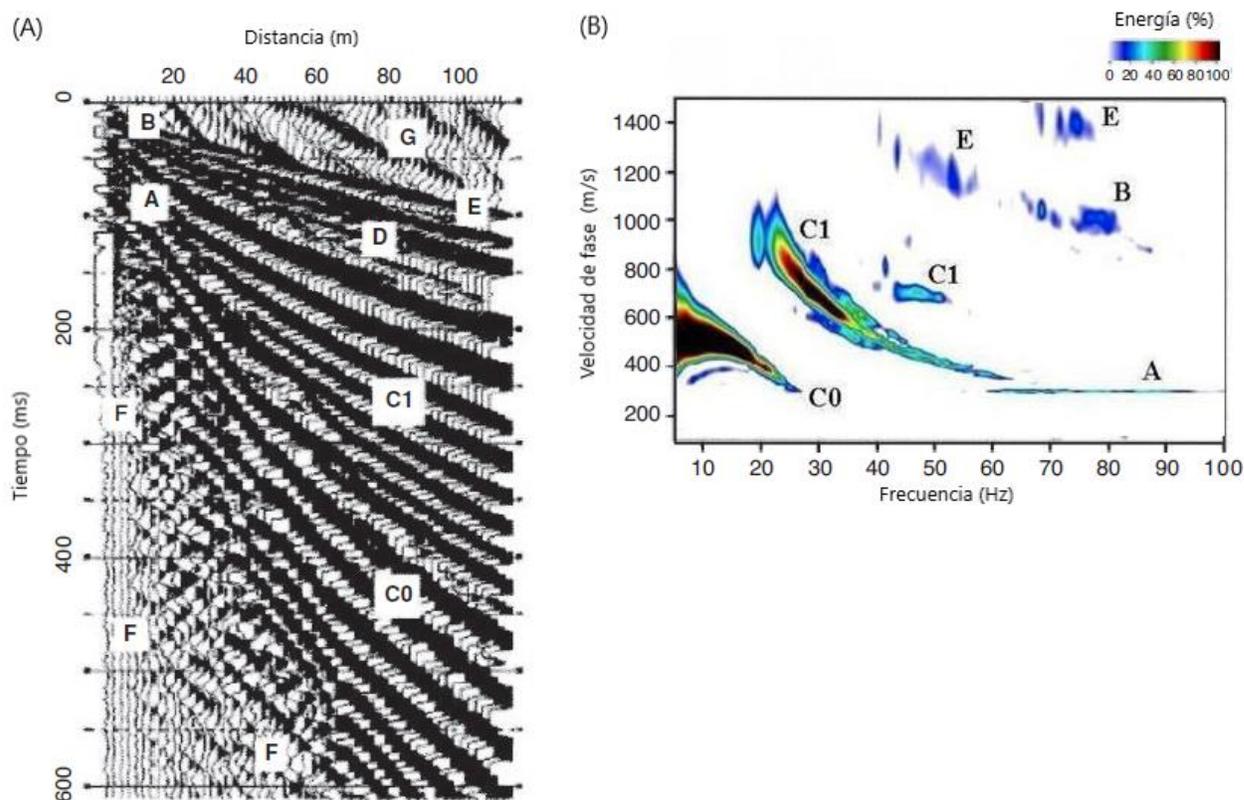
El procedimiento general para llevar a cabo la metodología del MASW consiste principalmente de cuatro pasos. Inicialmente se realiza la adquisición en campo de los registros sísmicos multicanal. Posteriormente, como parte del procesamiento de datos, se extraen las curvas de dispersión de cada registro. A partir de esto, se efectúa la inversión de las curvas de dispersión para obtener los perfiles 1D de  $V_s$  y finalmente, mediante la interpolación de los perfiles 1D de  $V_s$ , se obtienen las secciones transversales 2D de  $V_s$  (Miller *et al.*, 1999; Park *et al.*, 2007).

La curva de dispersión es un gráfico que presenta la frecuencia contra la velocidad de fase (velocidad de propagación, Figura 20B). La curva de dispersión con la velocidad de fase más lenta se conoce como modo fundamental. En el caso de que exista más de una velocidad de fase para una frecuencia determinada, se producen dispersiones más rápidas para modos superiores (armónicos), siendo común que varios modos estén presentes (Reynolds, 2011). Para calcular la velocidad de fase se toma la diferencia de los tiempos de arribo de las ondas superficiales de los diferentes receptores, junto con la separación de estos.



**Figura 20.** Esquemas para describir el concepto de dispersión de ondas. (A) En el caso de que la velocidad sísmica aumente con la profundidad, las ondas superficiales con longitud más larga ( $\lambda_1$ ) viajan más rápido y más profundo que las ondas de longitud más corta ( $\lambda_2$ ). (B) Curvas de dispersión en modo simple y múltiple, donde se muestran el modo fundamental (M0) y superior (M1; Modificado de Reynolds, 2011).

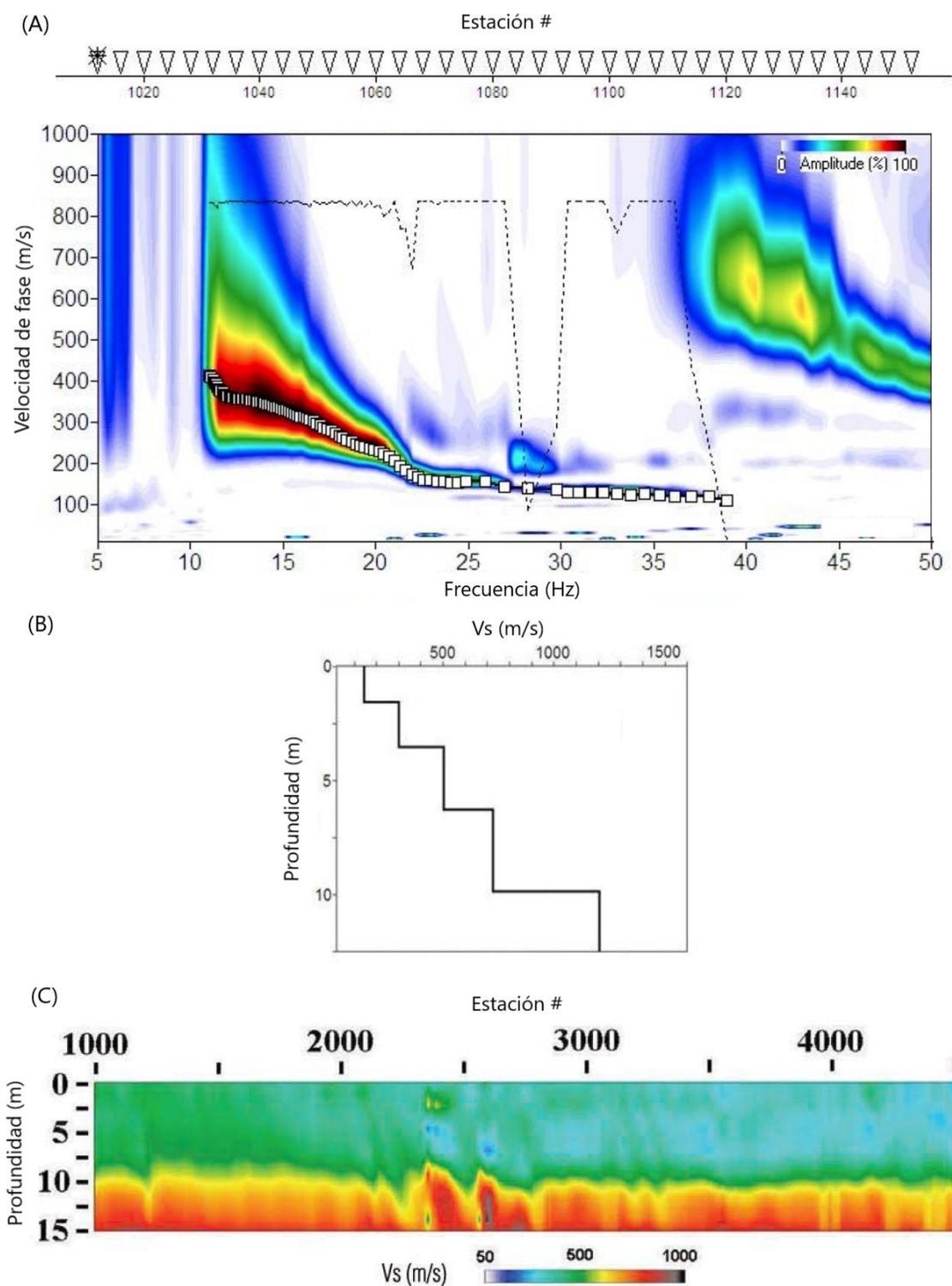
La claridad con la que se puede identificar un modo individual afecta la calidad de la interpretación. Si se identifica erróneamente un modo superior como modo fundamental, la determinación resultante de las  $V_S$  será anómalamente alta. En algunos casos, el modo superior puede ser muy evidente, mientras que el modo fundamental puede parecer ausente. Este es un tema importante para la calidad y solidez de la interpretación de los datos MASW (Reynolds, 2011). Las características identificadas en un registro sísmico (Figura 21A) dan lugar a las características correspondientes en la curva de dispersión asociada (Figura 21B).



**Figura 21.** (A) Registro sísmico de MASW. A: onda de aire; B: onda directa; C0: modo fundamental de onda superficial; C1: modo(s) superior(es); D: reflexión; E: refracción; F: retrodispersión de la onda superficial; G: ruido ambiental. (B) Imagen de dispersión con modos derivados de las características identificadas en (A) (Modificado de Park *et al.*, 2007).

A manera de resumen, mediante el método MASW, los datos sísmicos de cada registro se transforman en una imagen de velocidad de fase contra frecuencia, en la que se evalúa la tendencia de la curva de dispersión del modo fundamental (Figura 22A). La curva de dispersión estimada luego se invierte para determinar la  $V_S$  en función de la profundidad, con lo cual se construye un perfil 1D (Figura 22B). Por

último, al ensamblar los perfiles 1D de  $V_s$  derivados de los registros sísmicos de cada disparo se obtiene un modelo 2D de  $V_s$  (Figura 22C).



**Figura 22.** (A) Curva de dispersión que muestra la tendencia del modo fundamental y superior. (B) Gráfica de  $V_s$  (m/s) versus profundidad (m) donde se extraen las curvas de dispersión para invertirlas y construir un perfil 1D  $V_s$ . (C) Modelo 2D  $V_s$  generado mediante la interpolación de los perfiles 1D (Modificado de Park Seismic LLC, 2021).

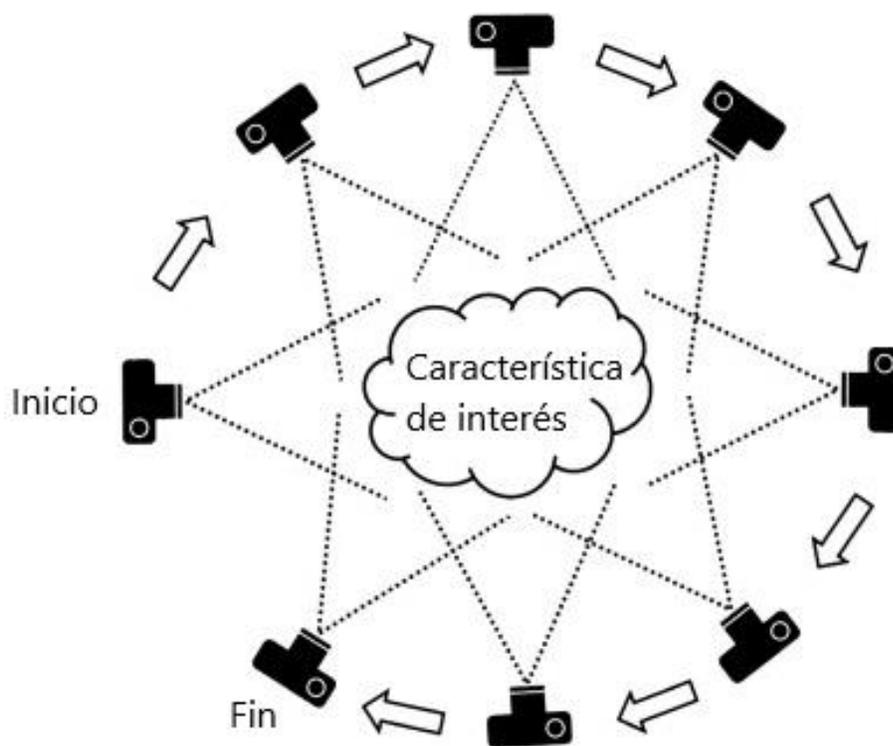
### 3.4 Estructura a partir del Movimiento

Estructura a partir del Movimiento (SfM, por sus siglas en inglés), es una técnica de investigación topográfica que ha surgido de los avances en inteligencia artificial y de fotogrametría tradicional, que utiliza imágenes superpuestas para reconstruir modelos 3D de la superficie. Este método es capaz de crear modelos digitales de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) de alta resolución, a partir de extensos conjuntos de datos en cualquier variedad de escalas, obtenidos de imágenes capturadas con cámaras fotográficas.

A diferencia de la fotogrametría tradicional, SfM utiliza algoritmos para identificar automáticamente características afines en una colección de imágenes digitales superpuestas, calculando la ubicación y orientación de la cámara a partir de las posiciones diferenciales de estas múltiples características (Figura 23) que se ajustan iterativamente utilizando la reducción de mínimos cuadrados no lineales (Carrivick *et al.*, 2016). Recientemente, el uso de drones se ha implementado para la adquisición de imágenes digitales, donde, a partir de la superposición de estas, se reconstruyen modelos de nubes de puntos tridimensionales (3D) de la superficie fotografiada. Las nubes de puntos 3D se generan en un sistema relativo de coordenadas espacio-imagen, que debe alinearse con un sistema de coordenadas espacio-objeto del mundo real. En la mayoría de los casos, la transformación de las coordenadas del espacio-imagen en un sistema de coordenadas absolutas se puede lograr mediante una transformación de similitud 3D basada en una pequeña cantidad de puntos de control terrestre (GCP) con coordenadas del espacio-objeto conocidas. Los GCP se pueden derivar, identificando características claramente visibles tanto en las fotografías tomadas como en el campo y obteniendo sus coordenadas mediante un sistema de posicionamiento global (GPS, por sus siglas en inglés; Westoby *et al.*, 2012; Eltner y Sofia, 2020). El modelo 3D del método SfM generalmente se ajusta a una resolución mucho más fina utilizando métodos de Estéreo de Múltiples Vistas (MVS, por sus siglas en inglés; Carrivick *et al.*, 2016). Finalmente, mediante el proceso antes descrito, se produce una nube de puntos que reconstruye la escena en 3D y, donde a partir de su procesamiento, se genera un ortomosaico y un modelo digital de elevaciones.

La técnica SfM se ha convertido en las últimas décadas en una valiosa herramienta para generar modelos 3D a partir de imágenes 2D, sobre todo por el desarrollo de programas con interfaces gráficas de usuario (GUI, por sus siglas en inglés; Eltner y Sofia, 2020). Como método de investigación geomorfológica y de disciplinas afines, se ha aplicado apenas recientemente a las geociencias, convirtiéndose en una técnica fotogramétrica revolucionaria. Su flexibilidad a la que se puede aplicar en términos de escala, la hace muy apropiada para un campo tan diverso como las geociencias. Además, es muy rentable y efectiva en

comparación con otros métodos fotogramétricos tradicionales, que resultan ser muy costosos. Asimismo, ofrece una rápida adquisición y un procesamiento de datos altamente automatizado que facilita su manejo y que, finalmente, construye productos de alta resolución, por lo que, inevitablemente, se ha creado un gran interés entre la comunidad geocientífica.



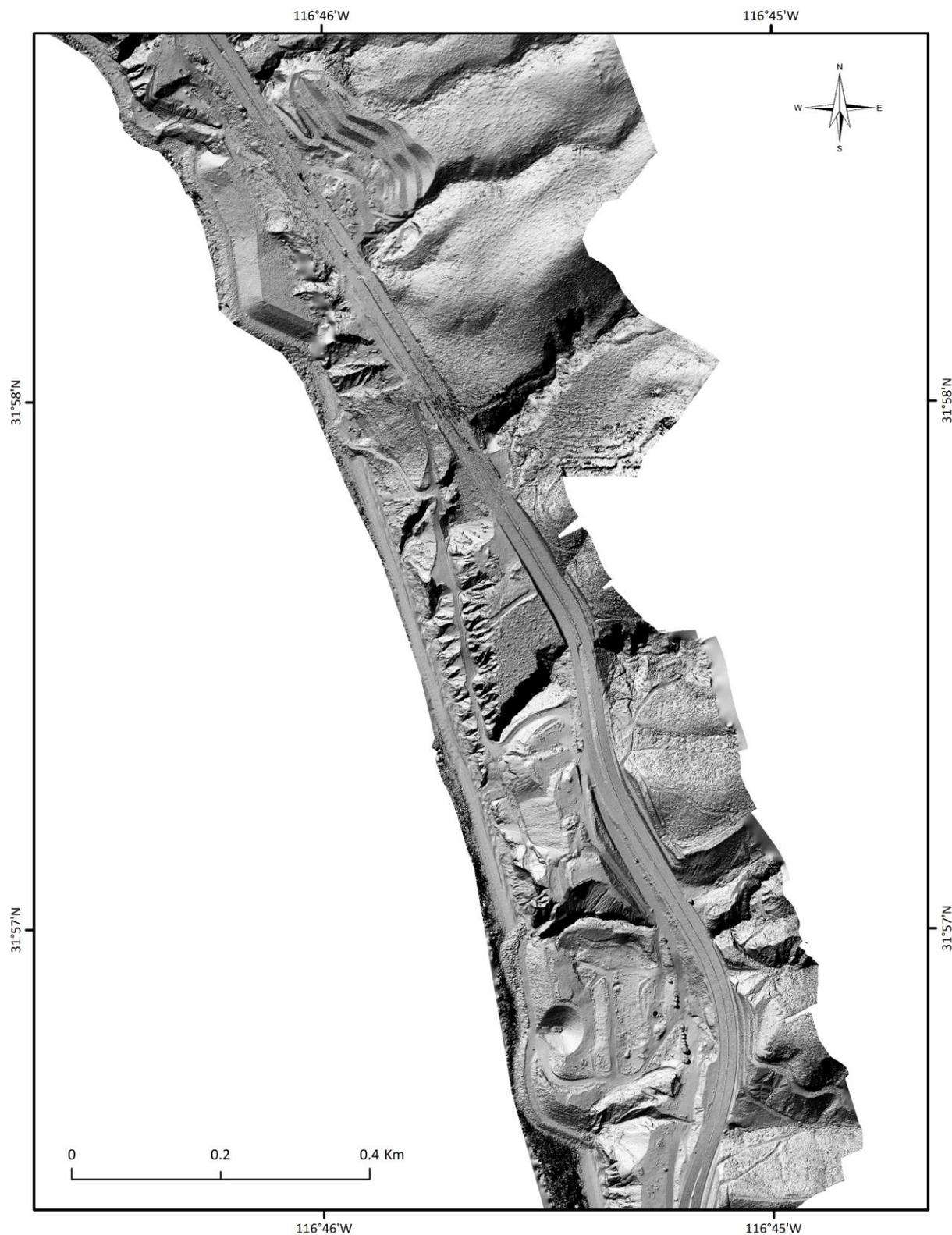
**Figura 23.** Imagen idealizada del proceso básico de Estructura a partir del Movimiento (SfM, por sus siglas en inglés). Esta técnica requiere de múltiples fotografías superpuestas como entrada para los algoritmos de extracción de características y reconstrucción 3D (Modificado de Westoby *et al.*, 2012).

Con el objetivo de realizar una reconstrucción geomorfológica del área de estudio, el día 9 de agosto del presente año se efectuó un levantamiento topográfico. El equipo que se utilizó consistió en un dron modelo Phantom 4 Pro, marca DJI y de un GPS modelo GR-5, marca Topcon (Figura 24). Para fines de cubrir las áreas de los dos deslizamientos en investigación, se realizaron tres vuelos con el dron Phantom 4 Pro (Figura 24A), estableciendo 29 puntos de control terrestre, ubicados mediante el GPS GR-5 (Figura 24B), a través de la técnica de cinemática en tiempo real (RTK, por sus siglas en inglés). Se capturaron un total de 650 fotos, volando a una altitud fija de 147 m, obteniendo una cobertura de 0.8 km<sup>2</sup>. Posteriormente, las imágenes digitales fueron procesadas para la reconstrucción 3D de la superficie. El procesamiento de los datos topográficos mediante la técnica de SfM, se realizó con el software Agisoft Metashape Professional

(versión 1.7.5), donde se incorporaron en el proceso los puntos de control terrestre para aplicar la geolocalización. Finalmente, a través de la nube de puntos, se construyó un ortomosaico y un modelo digital de elevaciones con una resolución espacial de 5 cm/píxel (Figuras 25 y 26). Asimismo, a partir del modelo digital de elevaciones se generó un mapa que muestra las altitudes del área de estudio (Figura 27).



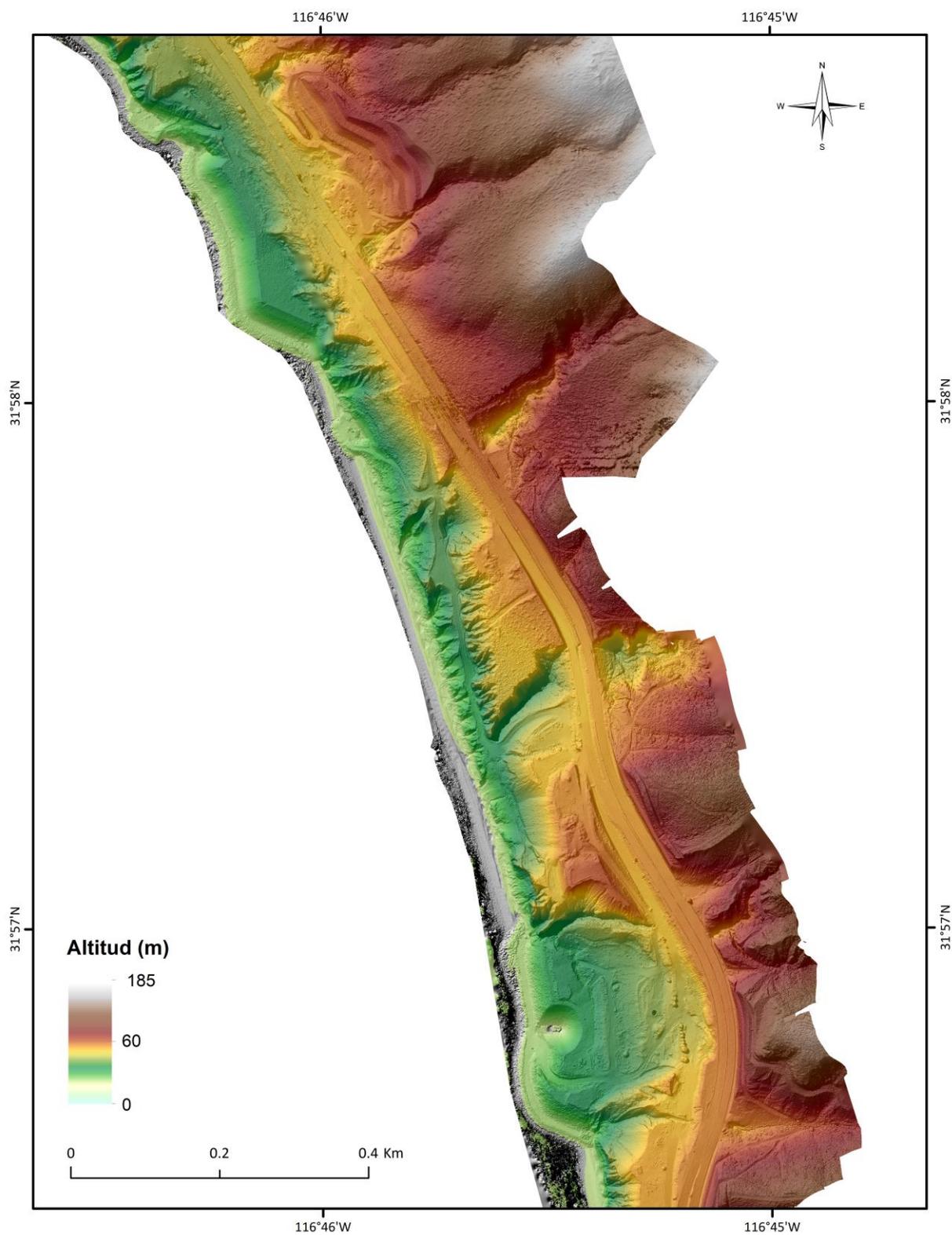
**Figura 24.** Fotografías de la adquisición de datos topográficos. (A) Dron modelo Phantom 4 Pro, marca DJI, con el cual se realizaron 3 vuelos, capturando 650 imágenes digitales, obteniendo una cobertura 0.8 km<sup>2</sup>. (B) GPS modelo GR-5 marca Topcon, con el cual se establecieron 29 puntos de control terrestre.



**Figura 25.** Modelo digital de elevación de la zona de estudio, construido a partir del procesamiento de la nube de puntos mediante la técnica de Estructura a partir del Movimiento. Se obtuvo una resolución espacial de 5 cm/píxel, lo que permitió una excelente resolución de los rasgos geomorfológicos.



**Figura 26.** Ortomosaico de la zona de estudio, generado a partir del procesamiento de la nube de puntos mediante la técnica de Estructura a partir del Movimiento, donde se reconstruyó la superficie del terreno en un modelo 3D.

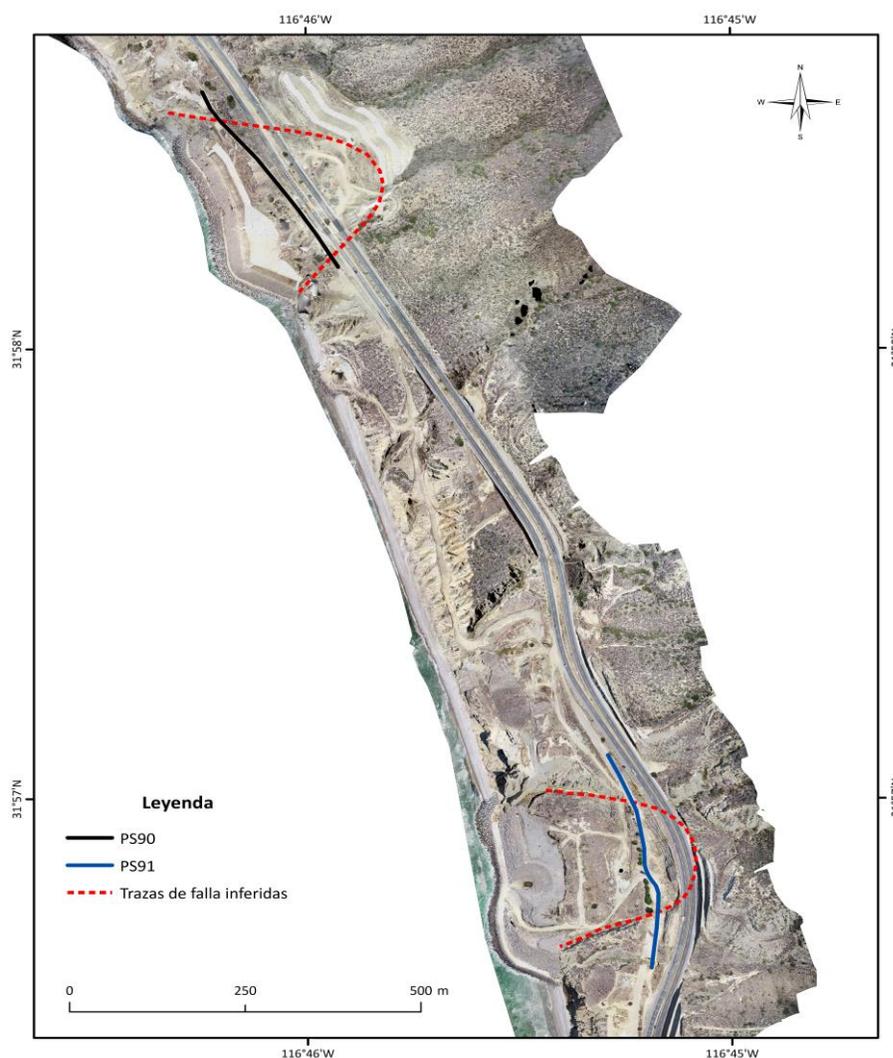


**Figura 27.** Mapa de elevaciones generado a partir del modelo digital de elevación. Se muestra con color verde claro la altitud más baja (~0 m.s.n.m) y en color blanco la altitud más elevada (~185 m.s.n.m).

## Capítulo 4. Metodología

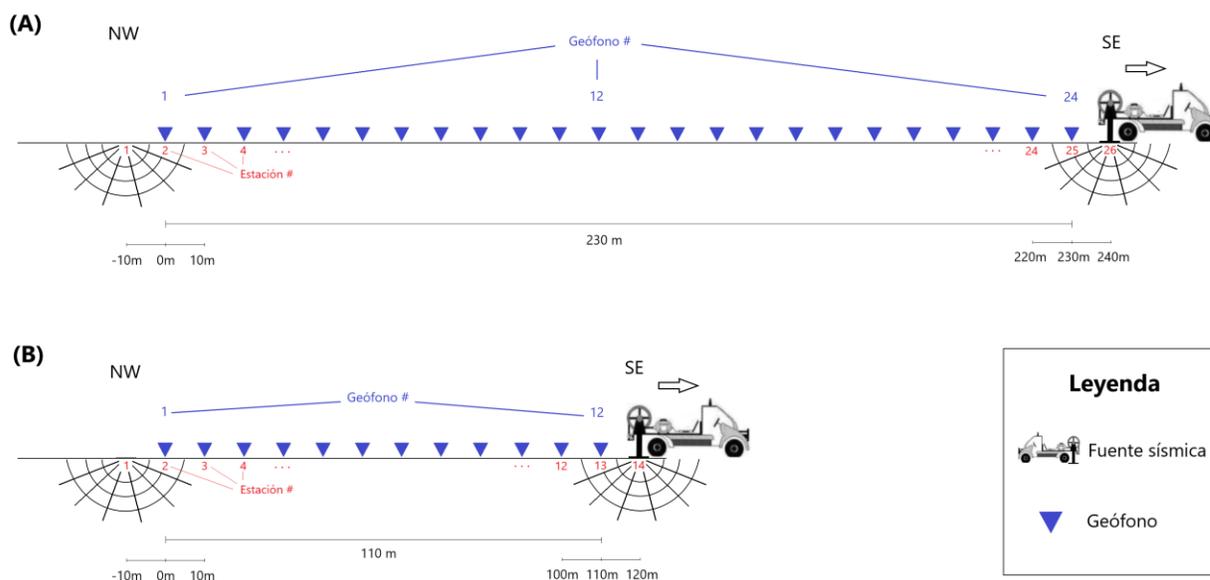
### 4.1 Adquisición de datos sísmicos

La campaña para la adquisición de datos se llevó a cabo durante el mes de marzo de 2022. Se realizaron dos levantamientos correspondientes a dos perfiles sísmicos (Figura 28). El primer levantamiento se efectuó el día 9, a la altura del kilómetro 90+100, sobre un camino de terracería al costado oeste del cuerpo A de la CF1D. El segundo levantamiento fue el día 10, a la altura del kilómetro 91+300, sobre el trazo antiguo de la carretera, también al costado oeste del cuerpo A de la CF1D.



**Figura 28.** Ubicación de los perfiles sísmicos en el área de estudio. La línea negra representa al perfil sísmico del km 90+000 (PS90) y la línea azul representa al perfil sísmico del km 91+000 (PS91). Las líneas intermitentes rojas representan las trazas de las posibles superficies de falla de los deslizamientos.

El registro de datos en campo se realizó mediante el método convencional de levantamiento por refracción sísmica (Park *et al.*, 2007). Con el fin de cubrir transversalmente los deslizamientos (Figura 28) y completar un perfil sísmico de 340 m, se implementaron dos geometrías para las líneas sísmicas, una de 230 m y otra de 110 m (Figura 29). La distribución del arreglo fue lineal, con un espaciamiento entre geófonos de 10 m. Los disparos se realizaron a un costado de cada geófono, a una separación aproximada entre 1 y 2 m. Según correspondió a cada estación, se realizaron 3 disparos utilizando una fuente y 5 disparos empleando el marro. La repetición de los disparos se efectuó con el propósito de apilar los registros y así mejorar la calidad de los datos, ya que el entorno del área de estudio es demasiado ruidoso para disparos individuales. Se utilizó el programa Seismodule Controller para el registro de los datos sísmicos y Geogiga Front End para la verificación de las señales. El intervalo de muestreo fue de 0.125 ms y un tiempo de grabación de 1000 ms.



**Figura 29.** Ilustración que representa la geometría de las dos líneas sísmicas implementadas para la adquisición de datos. También se muestra el número de geófonos instalados y su disposición a cada 10 m, así como, se identifican las estaciones para los puntos de disparo y el sentido NW-SE en que se realizaron. (A) Línea sísmica de 230 m. (B) Línea sísmica de 110 m.

#### 4.1.1 Equipo de adquisición

Para la adquisición de datos en campo se utilizaron dos fuentes sísmicas de impacto. Una de ellas fue la fuente marca GISCO, modelo ESS500 (Figura 30A). Este equipo consta de una caída de peso, equivalente a 500 lb (226.796 kg), produce una energía y velocidad de impacto de 1022 J y 3.04 m/s, respectivamente y puede alcanzar una profundidad de exploración entre los 150 y 900 m. Este equipo se encuentra

montado sobre un remolque y es operado electrónicamente, se utilizó un enlace remoto para generar los disparos. La otra fuente consiste en un marro de 16 lb y una placa metálica de 14" x 14" x 5/8" (Figura 30B). Se utilizó también un sismógrafo marca GEOMETRICS, modelo GEODE de 24 canales, con rango dinámico de 24 bits y un ancho de banda de 20 kHz de ultra alta resolución (muestreo de 8 a 0.02 ms) (Figura 30C). Asimismo, se emplearon geófonos marca LASCO con una frecuencia natural de 2 Hz (Figura 30D).

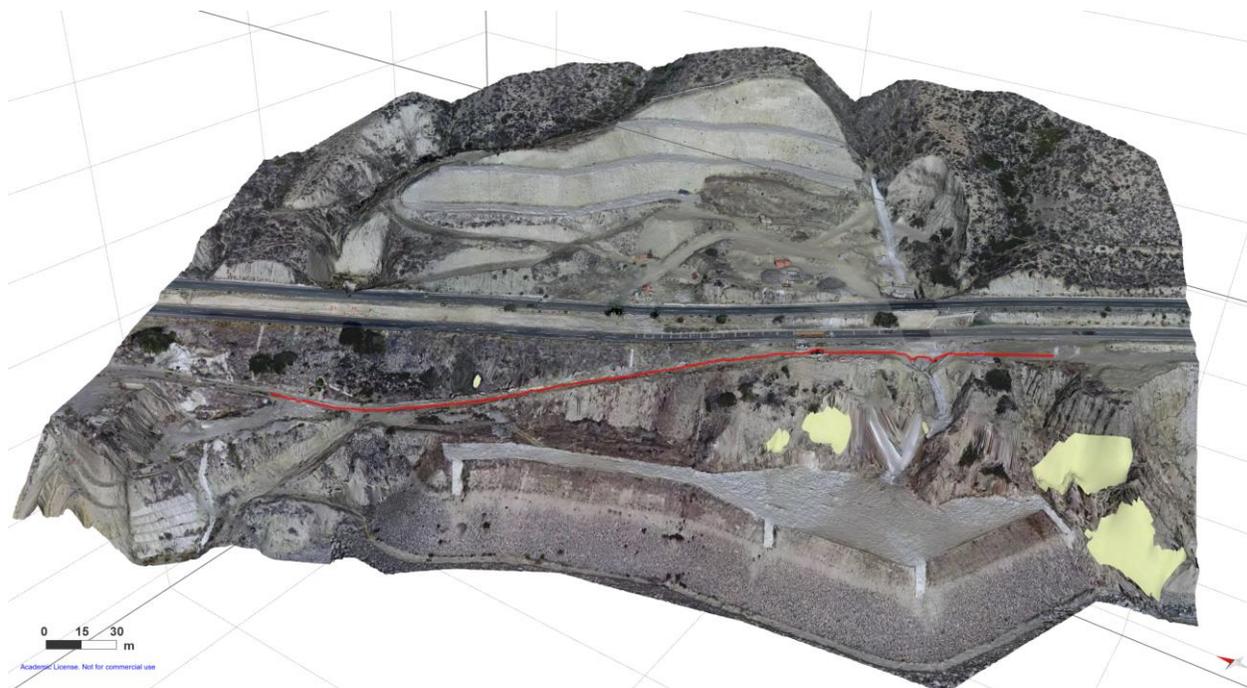


**Figura 30.** Fotografías del equipo utilizado para la adquisición de datos sísmicos. (A) Fuente GISCO, modelo ESS500. (B) Marro de 16 lb y su respectiva placa metálica. (C) Sismógrafo GEOMETRICS modelo GEODE de 24 canales. (D) Geófono de frecuencia natural de 2Hz. Las fuentes de impacto (A y B) se muestran a un costado del geófono donde se generaban los disparos.

#### 4.1.2 Kilómetro 90+000

En esta ubicación, se generó el perfil sísmico del kilómetro 90+000 (PS90), con una longitud de 340 m, correspondiente a un tendido inicial de 230 m, acoplado a un tendido final de 110 m, integrados con 24 y 12 geófonos respectivamente. Las coordenadas de ubicación del perfil (Figura 28) en el extremo NW son: latitud: 31.967539°, longitud: -116.764332° y altitud: 26 m. Para el extremo SE son; latitud: 31.965052°,

longitud: -116.762314 y altitud: 67 m. Las coordenadas en el acoplamiento de los tendidos son: latitud: 31.965878°, longitud: -116.762919° y altitud: 50 m. Tomando en cuenta el cadenamamiento de la CF1D, se puede considerar que el PS90 es paralelo al tramo carretero del km 89+890 al 90+230, aproximadamente (Figura 31).



**Figura 31.** Modelo 3D del ortomosaico correspondiente al área de estudio del kilómetro 90+000. La línea roja representa el perfil sísmico, el cual tiene una longitud de 340 m.

Para el PS90 se efectuaron un total de 51 disparos. En el primer tendido, debido al limitado acceso a la zona, se realizaron 23 disparos utilizando el marro de 16 lb (Figura 32A y 32B), correspondientes a las estaciones 1 (-5 m) y 23 (105 m). Los disparos empleando el marro se efectuaron a cada 5 m sobre la longitud del tendido (Figura 32A), con el fin de obtener mejor calidad en los registros. Posteriormente, se realizaron 14 disparos utilizando la fuente GISCO, que comprendieron de la estación 24 (110 m) a la 37 (240 m). En el segundo tendido se efectuaron 14 disparos, todos utilizando la fuente GISCO, abarcando de la estación 38 (-10 m) a la 51 (120 m). Los disparos con la fuente GISCO se realizaron a cada 10 m sobre la longitud de los tendidos (Figura 33).

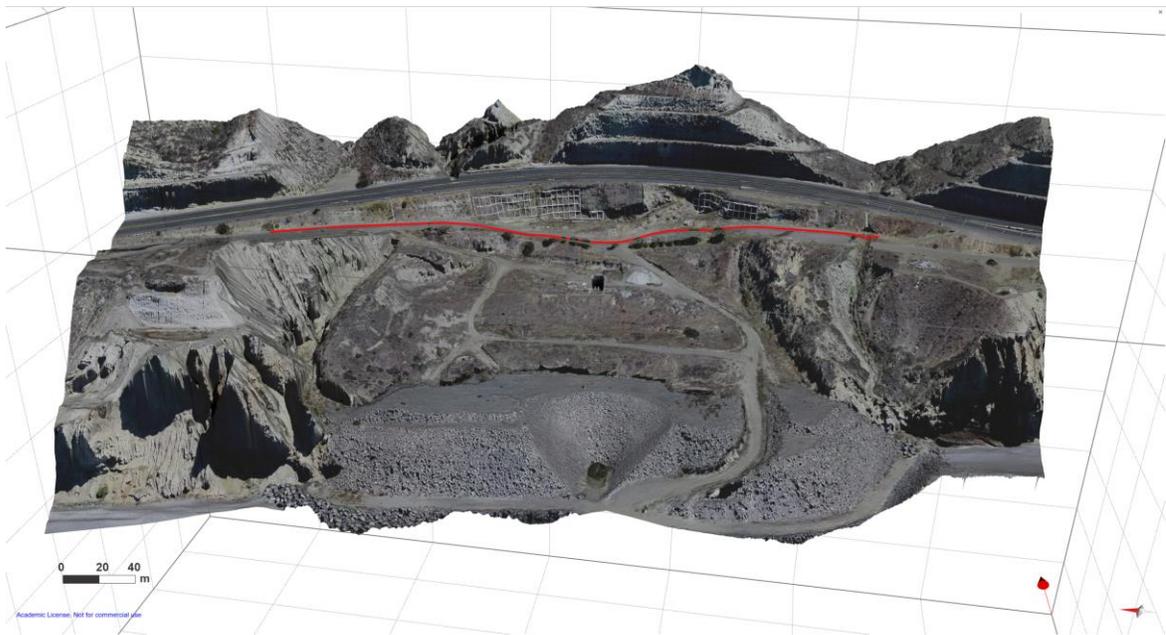


**Figura 32.** Fotografías de la adquisición de registros sísmicos, correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000. En ellas se observa (A) el uso del marro como fuente sísmica y (B) el punto de control, en el cual, por medio de una computadora conectada al sismógrafo, se ejecutó el software de adquisición, donde también finalmente se guardan los datos sísmicos.

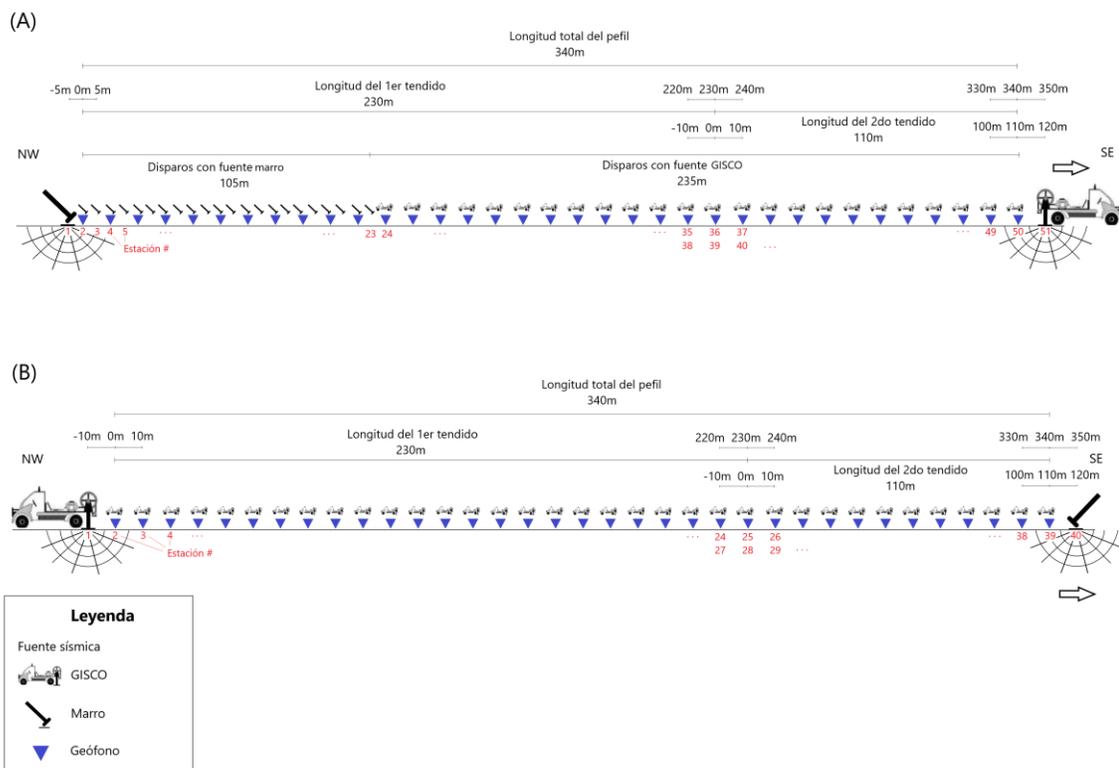
#### 4.1.3 Kilómetro 91+000

En esta ubicación, se generó el perfil sísmico del kilómetro 91+000 (PS91) y, al igual que el PS90, este consistió en una longitud de 340 m, correspondiente a un tendido inicial de 230 m, acoplado a un tendido final de 110 m, integrados con 24 y 12 geófonos respectivamente. Las coordenadas de ubicación del perfil (Figura 28) en el extremo NW son: latitud:  $31.958111^\circ$ , longitud:  $-116.758259^\circ$  y altitud: 50 m. Para el extremo SE son latitud:  $31.955094^\circ$ , longitud:  $-116.757612^\circ$  y altitud: 58 m. Las coordenadas en el acoplamiento de los tendidos son: latitud:  $31.956151^\circ$ , longitud:  $-116.757503^\circ$  y altitud: 58 m. Tomando en cuenta el cadenamamiento de la CF1D, se puede considerar que el PS91 es paralelo al tramo carretero del km 91+120 al 91+460, aproximadamente (Figura 33).

Para el PS91 se efectuaron un total de 40 disparos en una disposición a cada 10 m (Figura 34B). En el primer tendido se realizaron 26 disparos, todos con la fuente GISCO (Figura 35). En el segundo tendido, se realizaron 14 disparos, en el cual, solo el último se realizó con marro (Figura 34B), correspondiente a la estación 40 (120 m). Los demás disparos se realizaron con la fuente GISCO.



**Figura 33.** Modelo 3D del ortomosaico correspondiente al área de estudio del kilómetro 91+000. La línea roja representa el perfil sísmico, el cual tiene una longitud de 340 m.



**Figura 34.** Ilustración que representa la geometría de los perfiles sísmicos. (A) Arreglo del tendido correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Arreglo del tendido correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Para ambos perfiles, se muestra la estación en la que se utilizó cada tipo de fuente sísmica, representada mediante el icono correspondiente.



**Figura 35.** Fotografías de la adquisición de registros sísmicos correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000. En ellas se observa el uso de la fuente GISCO y el punto de control donde se lleva a cabo la operación de la adquisición.

## 4.2 Procesamiento de datos

Para ambos métodos, el procesamiento de los datos sísmicos se realizó mediante la paquetería del software SeisImager™ de Geometrics, integrado para el procesamiento, interpretación y modelado de datos de refracción sísmica y MASW.

### 4.2.1 Pre-procesamiento

Antes de iniciar con el procesamiento de datos, se cargaron al módulo de Pickwin (Pick First Breaks or Dispersion Curves) los archivos en formato SEG-2, provenientes de la computadora utilizada para la adquisición. Posteriormente, los registros sísmicos fueron analizados para determinar la calidad de estos. En la mayor parte de los registros se eliminaron las trazas correspondientes a los sensores # 5 y 20, debido a que presentaron problemas en el contacto con el cableado. Además, se aplicó un filtrado de corte alto (high-cut filter) entre 168 – 107 Hz, para reducir en lo mayor posible el ruido sísmico. También se utilizó el software Geogiga Front End, para definir la geometría de los perfiles sísmicos, debido al acoplamiento que se aplicó entre los tendidos de 230 y 110 m.

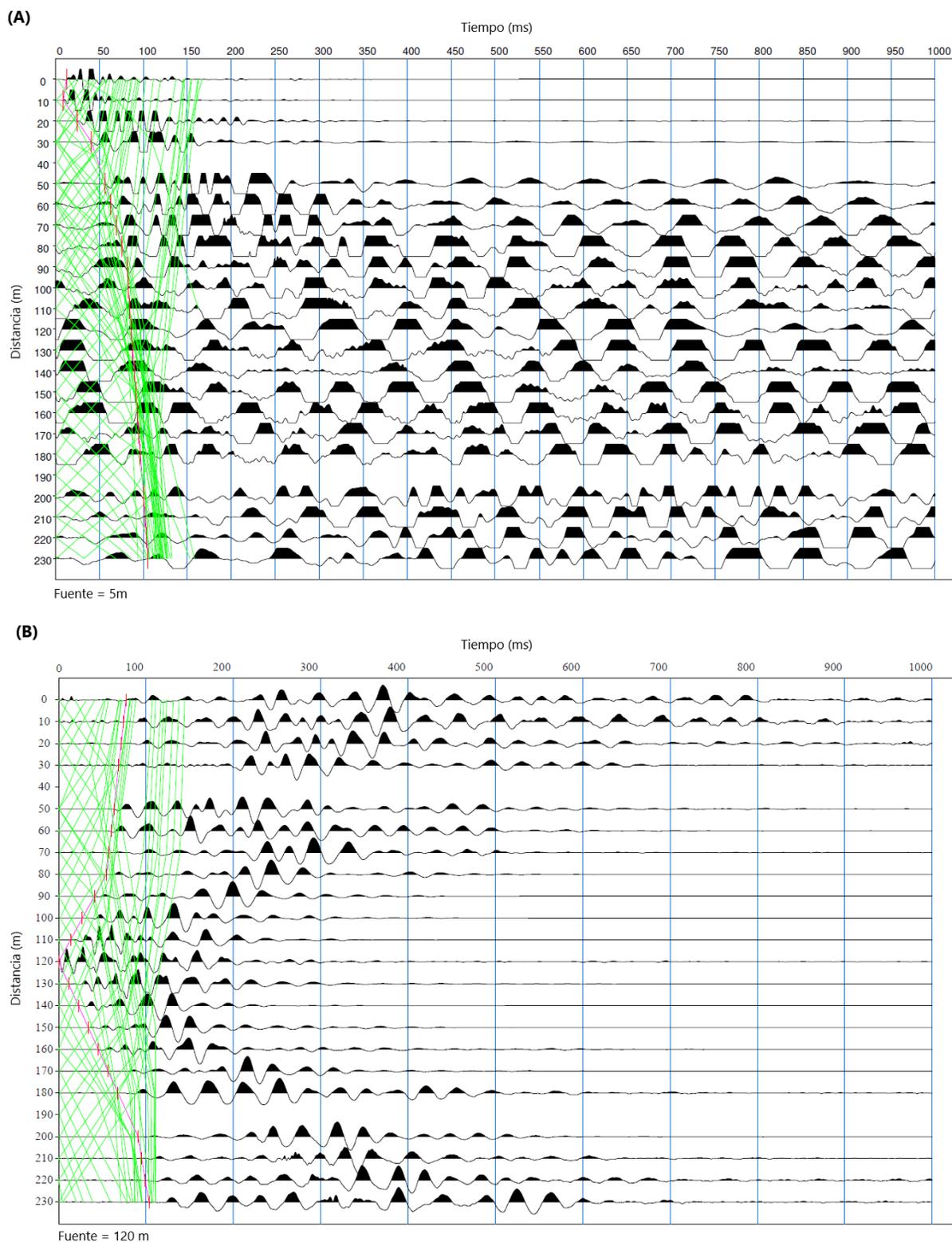
#### 4.2.2 Tomografía de Refracción Sísmica

El procesamiento de datos para el método de refracción sísmica se llevó a cabo mediante el paquete SeisImager/2D™, el cual contiene los módulos de Pickwin y Plotrefa (Refraction Analysis).

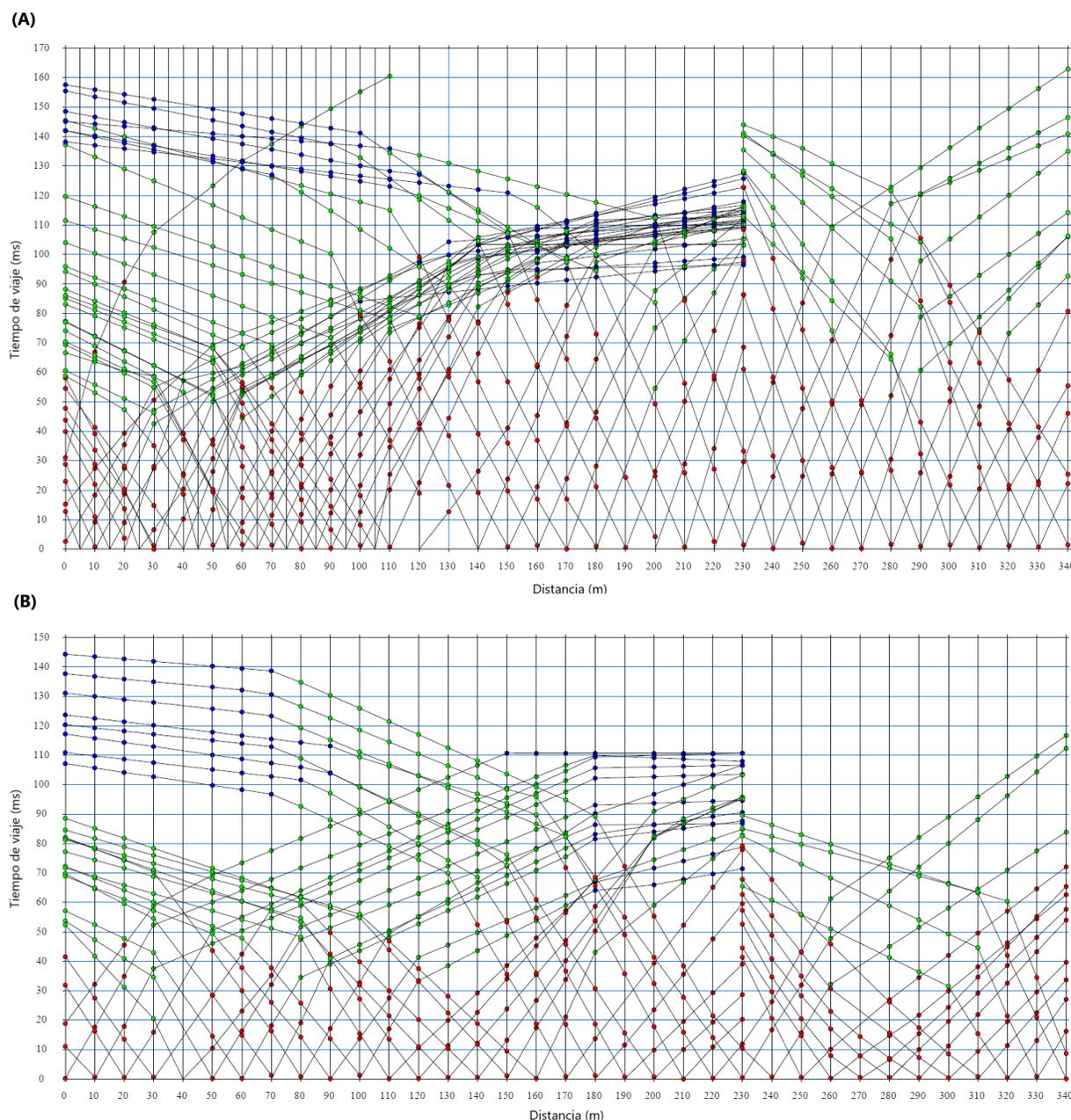
De manera generalizada, a partir de los registros sísmicos, se efectuó la selección de los arribos de las ondas  $P$  en cada traza de los sismogramas. Con los datos anteriores se construyó una gráfica de tiempo-distancia donde se representan los tiempos de viaje de los primeros arribos y a través de la cual se aplicó un modelo inicial, mediante una técnica de inversión lineal generalizada que construye un perfil de distribución de la  $V_p$ . A partir del modelo inicial se aplicó una segunda inversión mediante la técnica de tomografía. Como lo mencionamos en el capítulo anterior, el método de refracción utiliza la energía sísmica que regresa a la superficie después de viajar a través del subsuelo a lo largo de las trayectorias de los rayos refractados, donde los primeros arribos de la energía a los receptores siempre representan a un rayo directo o refractado.

Inicialmente, el módulo de Pickwin nos permite visualizar los sismogramas obtenidos de la fuente (Figura 36), donde en cada una de las trazas se realizó la selección de los arribos de las ondas  $P$ . Esta actividad se efectuó en 51 estaciones del PS90 (Figura 36A) y en 40 estaciones del PS91 (Figura 36B). Para las líneas sísmicas de 230 m de longitud, la selección de los arribos se hizo para 24 trazas y para las de 110 m se realizó para 12 trazas, ambas líneas correspondientes a los 340 m de longitud de los perfiles. Durante este proceso se pudo apreciar la tendencia para tres capas, es decir, la línea que une a los primeros arribos en cada una de las trazas presenta tres cambios de dirección (Figura 36).

Concluido el proceso descrito anteriormente, se crea el archivo de salida en Pickwin que contiene los primeros arribos de cada estación y que Plotrefa toma como archivo de entrada. En este módulo se construyó una gráfica de tiempo-distancia (dromocronas), que representa el tiempo de viaje de los rayos refractos desde la fuente, a través del medio y hasta arribar a los receptores. Estas primeras llegadas de energía sísmica se interpretan en las gráficas para obtener información sobre la profundidad de las interfaces de refracción, debido a que se analizan las pendientes de los arribos, donde estos cambios de dirección marcan el paso de una interfaz a otra. Para cada una de las curvas de tiempo-distancia se realizó la selección del número de capas, correspondientes a dos y tres capas según el caso (Figura 37). Una vez que fueron establecidas todas las capas, se aplicaron las técnicas de interpretación.



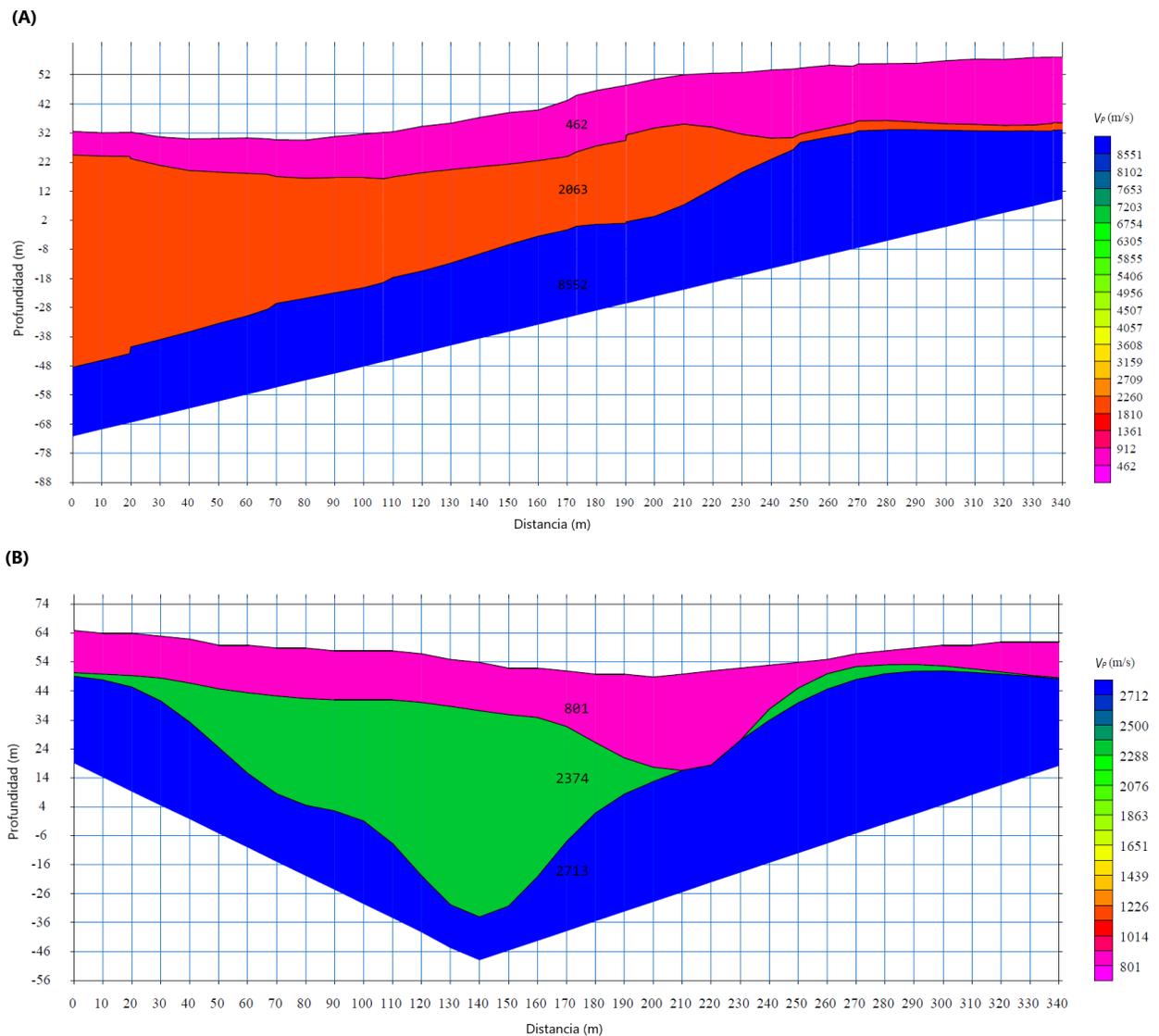
**Figura 36.** Imagen que muestra los sismogramas de 24 canales con la selección de los primeros arribos de las ondas *P*. Se representa con líneas rojas la selección para cada traza y con líneas continuas verdes la asignación de los arribos de las estaciones previamente seleccionadas. (A) Sismograma correspondiente a la fuente = 5 m del perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Sismograma correspondiente a la fuente = 120 m del perfil sísmico del kilómetro 91+000.



**Figura 37.** Gráficas de tiempo-distancia con la selección de los arribos para dos o tres capas de cada una de las curvas. Los puntos rojos representan la primera capa, los verdes la segunda capa y los azules la tercera capa. (A) Dromocronas para el perfil sísmico del kilómetro 90+000. (B) Dromocronas para el perfil sísmico del kilómetro 91+000.

Mediante la aplicación de la primera técnica de interpretación, denominada tiempo de viaje (time-term), se realizó la primera inversión empleando una aproximación lineal de mínimos cuadrados en combinación con un análisis de tiempo de retardo, con el fin de invertir los primeros arribos y generar un modelo inicial de velocidades, lo cual construyó un modelo de velocidades de 3 capas para ambos perfiles (Figura 38).

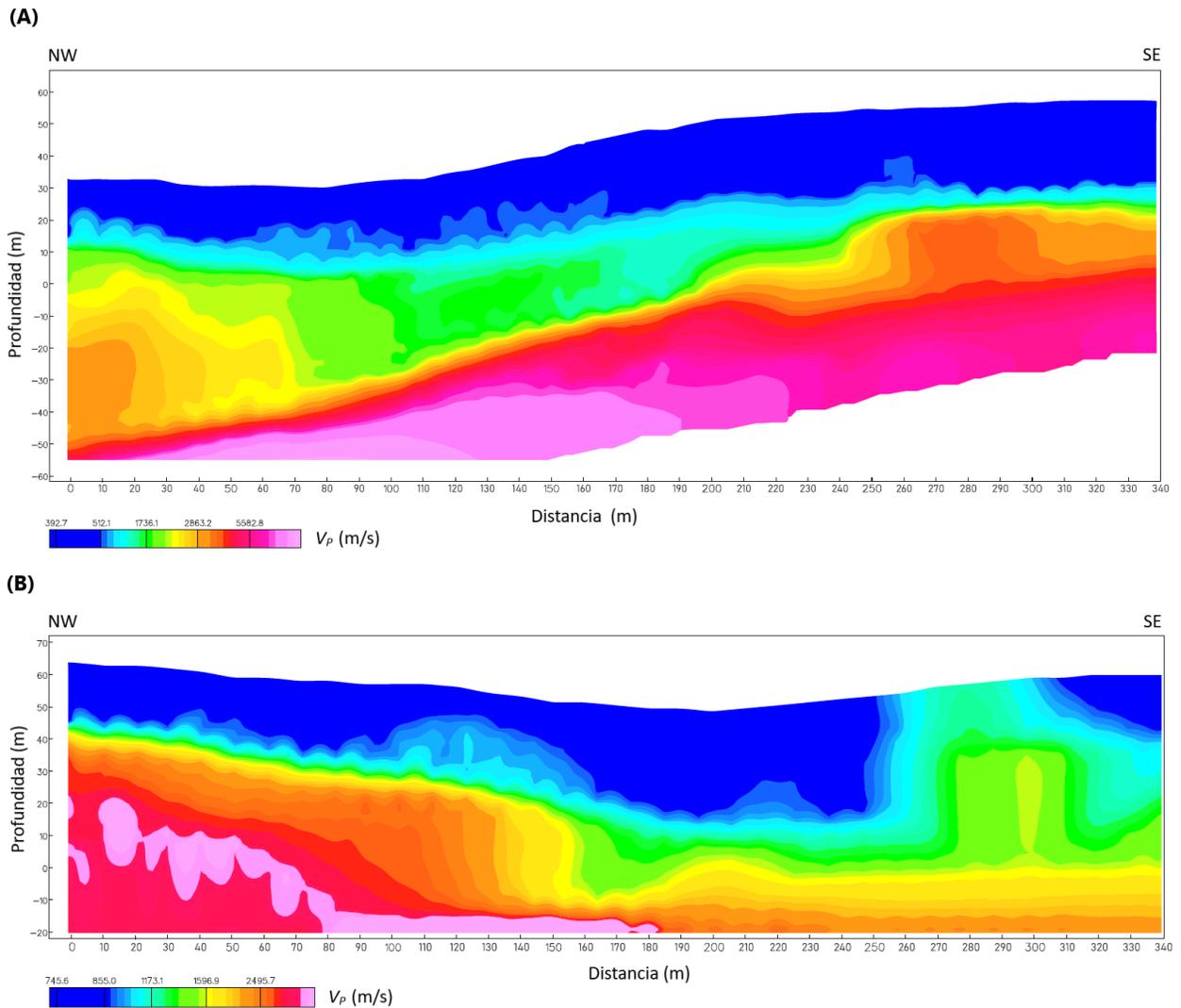
Previo a generar la inversión, se cargaron datos con las elevaciones topográficas donde se realizó el tendido de los perfiles sísmicos.



**Figura 38.** Modelos de velocidad de 3 capas, generados a partir de la técnica de tiempos de viaje. (A) Secciones transversales para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

A partir del modelo inicial, generado con la técnica de tiempo de viaje, se aplicó el método de inversión tomográfica. Este consiste básicamente, en trazar rayos iterativamente a través del modelo con el fin de comparar los tiempos de viaje calculados con los tiempos de viaje medidos, modificar el modelo y repetir el proceso hasta que se minimice la diferencia entre los tiempos calculados y medidos. El objetivo esencial es encontrar el tiempo de viaje mínimo entre la fuente y el receptor para cada par fuente-receptor. Esto

se logra resolviendo la trayectoria de los rayos y la velocidad inversa utilizando una aproximación iterativa de mínimos cuadrados (Geometrics, 2009). Finalmente, se construye la tomografía sísmica, donde se presentan las secciones transversales del subsuelo por medio de las  $V_p$  (Figura 39).



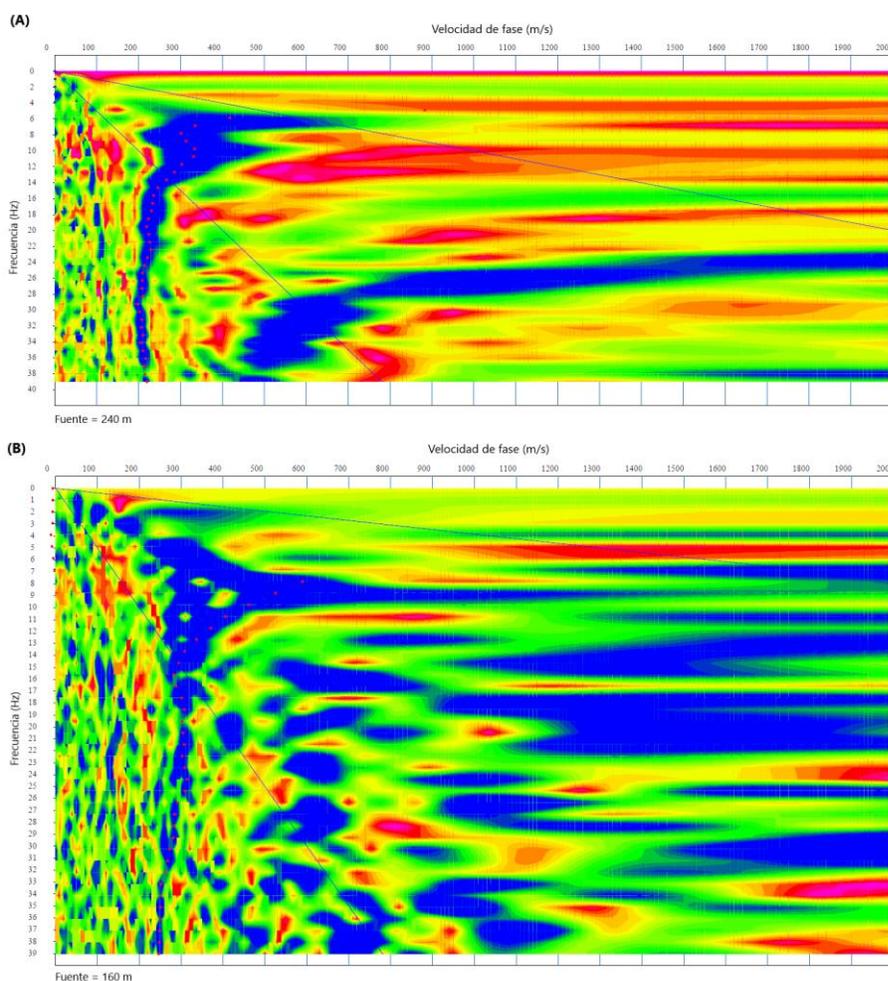
**Figura 39.** Modelos de las secciones transversales generados a partir de la técnica de tomografía. Tomografías sísmicas de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

Generalmente, la inversión tomográfica es de mejor utilidad cuando se infiere que los contrastes de velocidad son más graduales que discretos, que existen fuertes variaciones de velocidad en la horizontal y la presencia de topografía accidentada (Geometrics, 2009).

### 4.2.3 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

El procesamiento de datos para el método MASW, se llevó a cabo mediante el paquete SeisImager/SW™, el cual contiene los módulos de Pickwin, WaveEq (Surface Wave Analysis) y GeoPlot (Visualize Data).

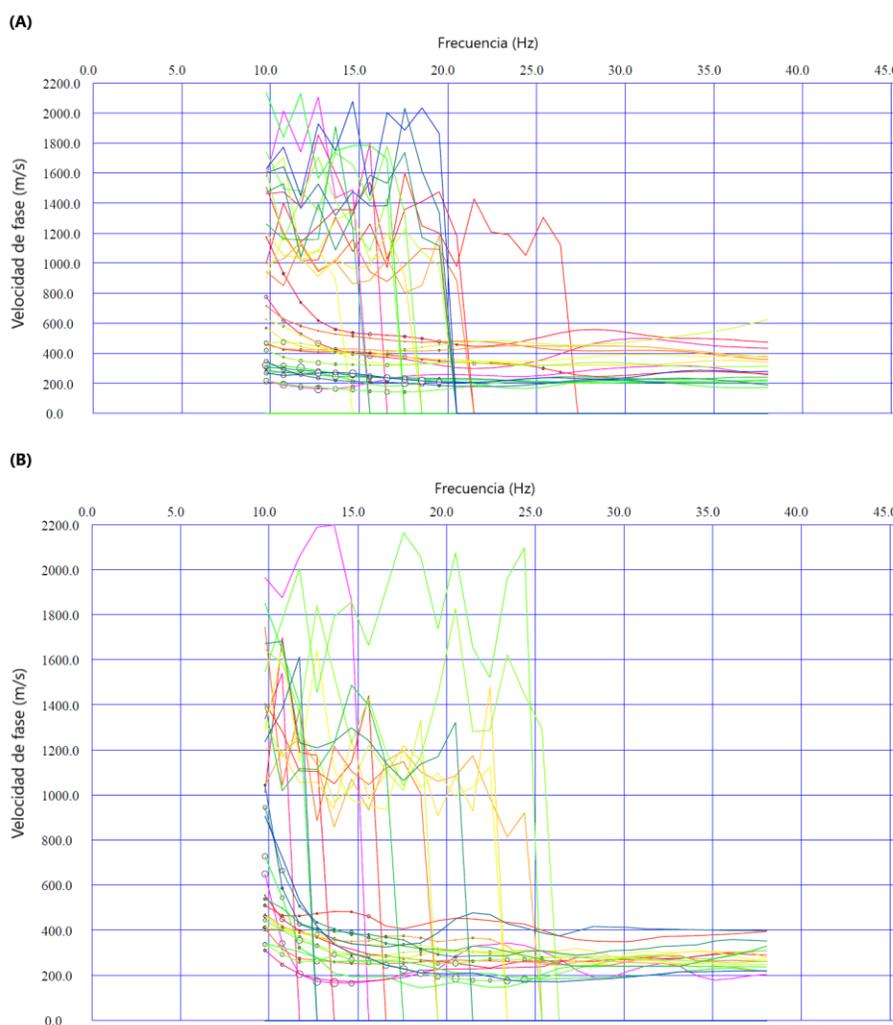
Por medio del módulo de SW (Surface Wave Analysis Wizard) que se visualiza a través de Pickwin, se cargaron en conjunto todos los registros sísmicos adquiridos en campo. Inicialmente se estableció la geometría de las fuentes y receptores, posterior a esto se calculó la correlación cruzada entre cada par de trazas para obtener la fase de velocidad. Así, también se asignó la frecuencia mínima y máxima (2 y 40 Hz) y la velocidad de fase aparente máxima (2000 m/s). A partir de lo anterior, se realizó la transformación integral al dominio de las frecuencias, donde se construyeron gráficas de velocidad de fase - frecuencia (imagen de dispersión; Figura 40).



**Figura 40.** Imágenes de dispersión, donde se presenta la selección (puntos rojos) de los valores más altos de amplitud en el modo fundamental para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

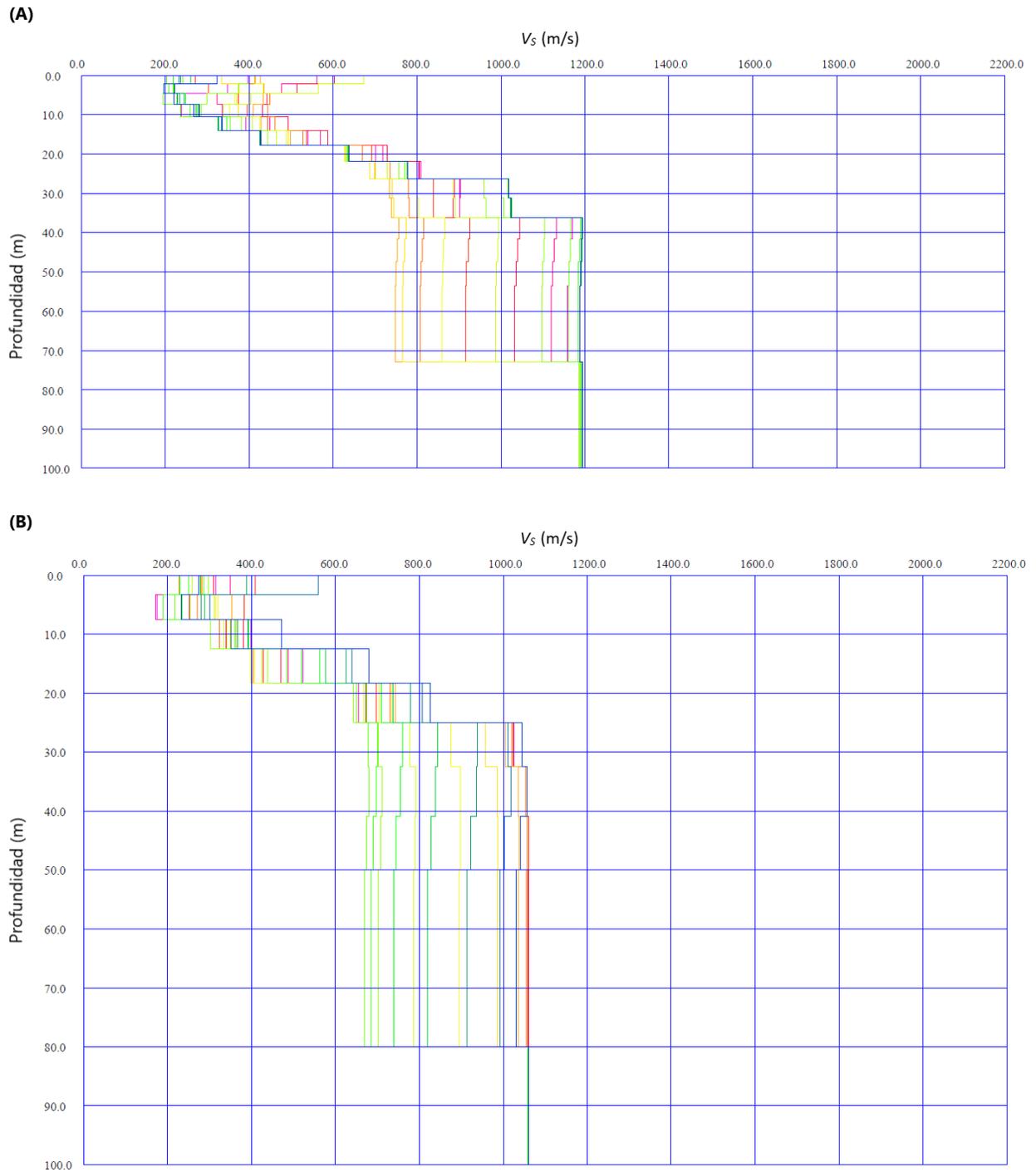
En estas gráficas se efectuó la selección de las velocidades de fase sobre el modo fundamental (Figura 40), lo cual es el resultado de las máximas amplitudes asociadas a la velocidad de fase y frecuencia. Derivado de esto, se extraen las curvas de dispersión del modo fundamental, las cuales se denominan curvas de dispersión "medidas" que son los datos de entrada para generar la inversión en el módulo de WaveEq.

En el módulo WaveEq, se muestran en conjunto las curvas de dispersión (Figura 41), extraídas de las imágenes de dispersión. Las curvas también se pueden visualizar individualmente, para obtener una mejor interpretación. En esta gráfica se eliminaron los valores en el rango de frecuencias fuera de  $\sim 10\text{-}40$  Hz (Figura 41), con el fin de mantener una determinada tendencia. Posterior a esto, a partir de la velocidad aparente determinada en las curvas de dispersión, se realizó la inversión iterativa partiendo de un modelo inicial mediante el método de mínimos cuadrados no lineales aplicado a cada curva de dispersión, para así generar el modelo 1D de  $V_s$ , cuya curva de dispersión teórica coincida mejor con la curva medida.



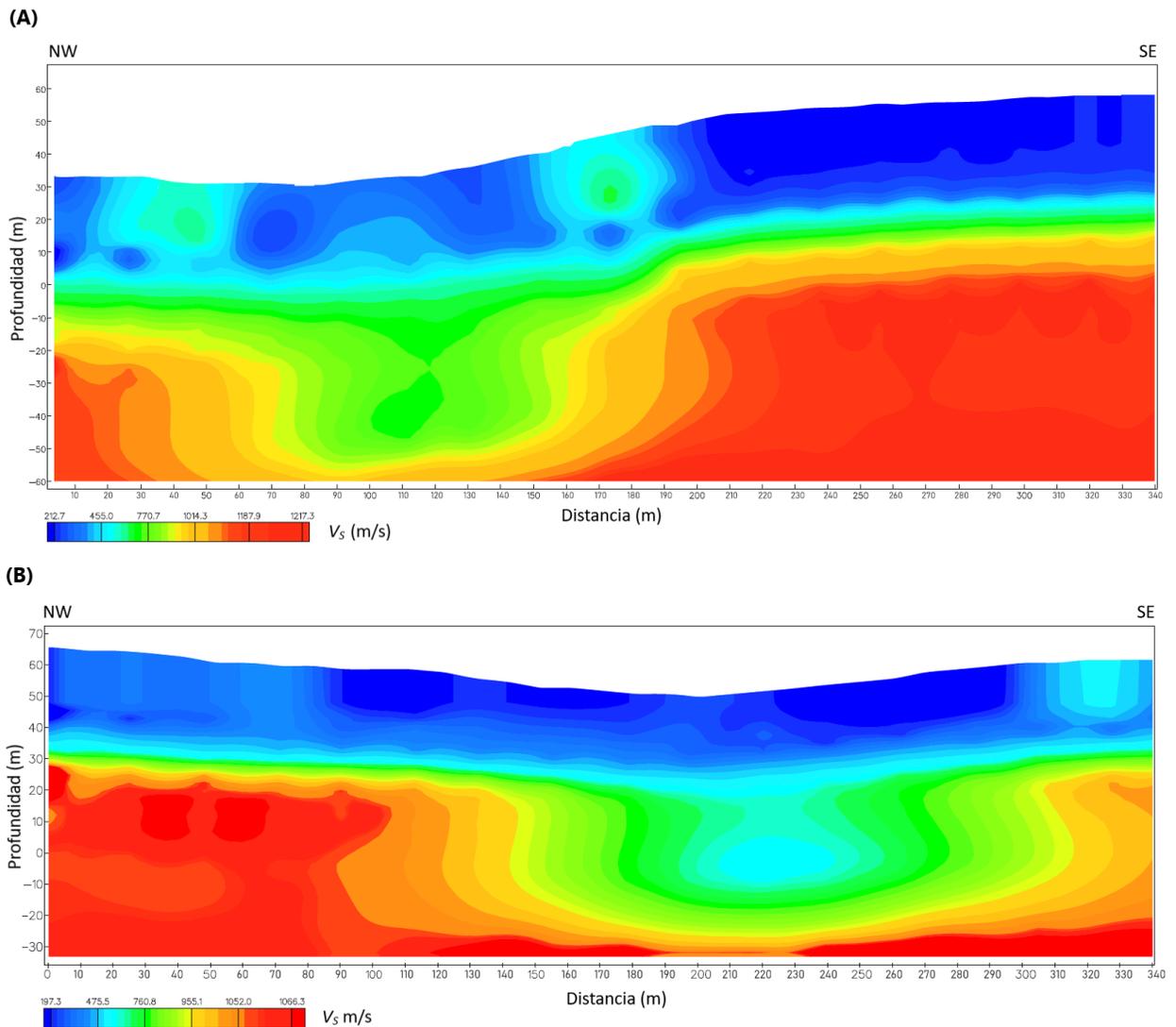
**Figura 41.** Curvas de dispersión extraídas a través del modo fundamental para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

Como resultado, se obtuvieron múltiples perfiles 1D de  $V_s$  (Figura 42), donde se observan las variaciones de  $V_s$  con relación a la profundidad. Estos perfiles representan los cambios de velocidad que se producen en las diferentes capas que constituyen el subsuelo por debajo de los perfiles sísmicos.



**Figura 42.** Múltiples perfiles 1D de  $V_s$ , generados a partir de la inversión de las curvas de dispersión. Modelos 1D de  $V_s$  para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

Al conjunto de modelos 1D obtenidos, se les aplicó una interpolación bidimensional que generó las secciones transversales del subsuelo en un modelo 2D de  $V_s$ , en función de la superficie y profundidad (Figura 44). Estos modelos se visualizan en el módulo de GeoPlot, en donde finalmente se proporcionó la elevación topográfica correspondiente a los perfiles sísmicos de cada área de estudio.



**Figura 43.** Modelo 2D de  $V_s$ , donde se observan las secciones transversales del subsuelo en función de la superficie y profundidad, construidas a partir de la interpolación de los múltiples perfiles 1D de  $V_s$ , para los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000.

## Capítulo 5. Resultados

---

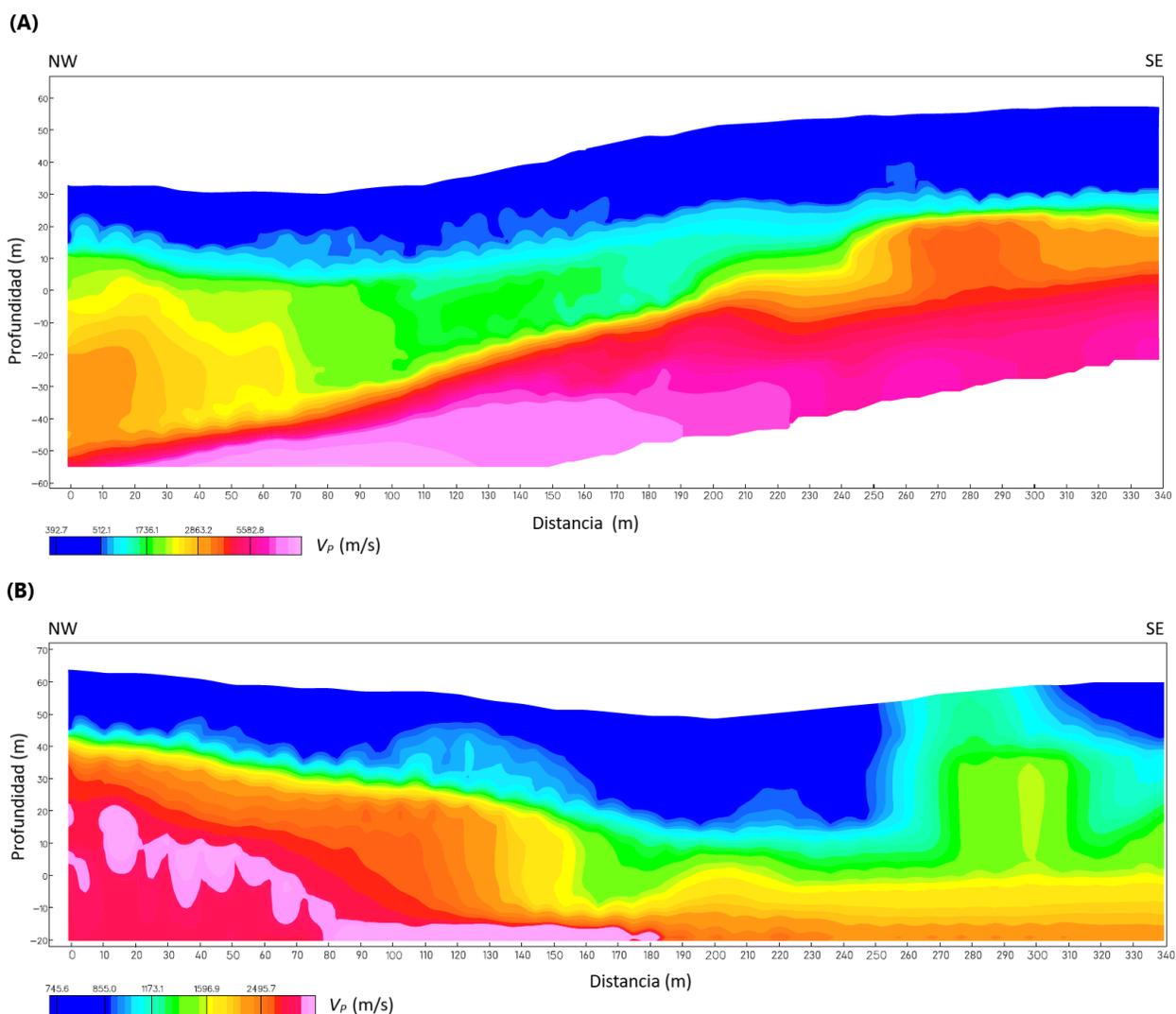
### 5.1 Tomografía de Refracción Sísmica

Mediante la adquisición y procesamiento de datos sísmicos, se obtuvieron como producto final imágenes tomográficas de alta resolución, donde se presentan las secciones transversales del subsuelo, correspondientes al PS90 y PS91.

El método de SRT proporcionó información detallada, con lo que se logró determinar, principalmente, la geometría interna de los deslizamientos y de otros rasgos asociados, así como, se establecieron las capas estratigráficas sucesivas que conforman la estructura interna del subsuelo (Figura 44). Para ambos perfiles sísmicos, se obtuvo una imagen confiable en el orden de los 80 m de profundidad, lo que nos permitió generar una interpretación más robusta.

Esencialmente, el método de SRT cumplió con el criterio de que la velocidad de las ondas debe aumentar en función de la profundidad. En este sentido, de las principales características que se presentan, son los considerables contrastes y el amplio rango de las  $V_p$  de las unidades del subsuelo, cuyos valores para el PS90, van desde 390 m/s en la unidad superficial, hasta 6000 m/s en la unidad de mayor profundidad (Figura 44A). Para el PS91, las  $V_p$  van desde los 740 m/s en la capa superficial, hasta 3000 m/s en la capa más profunda (Figura 44B). Para ambos perfiles se han establecido 4 capas principales. Además, se presentan fuertes variaciones de velocidad lateral debido a fracturas y fallas asociadas con los deslizamientos y de la posible deformación ocasionada por el desplazamiento (Figura 44).

Se consiguió también identificar la zona de hundimiento de los deslizamientos, debido a que los contrastes de velocidad evidencian los límites laterales (vertical) y en profundidad (horizontal) de este rasgo (Figura 44). Para el PS90, estos límites se encuentran definidos por los contrastes de  $V_p$  de 1700 m/s en la zona de hundimiento y de 2800 m/s en el cuerpo no desplazado (Figura 44A). Con relación al PS91, estos límites se encuentran definidos por los contrastes de  $V_p$  de 1500 m/s en la zona de hundimiento y de 2400 m/s en el cuerpo no desplazado (Figura 44B). Por consecuencia, la longitud total de estos límites se infiere como las superficies de falla de los deslizamientos.

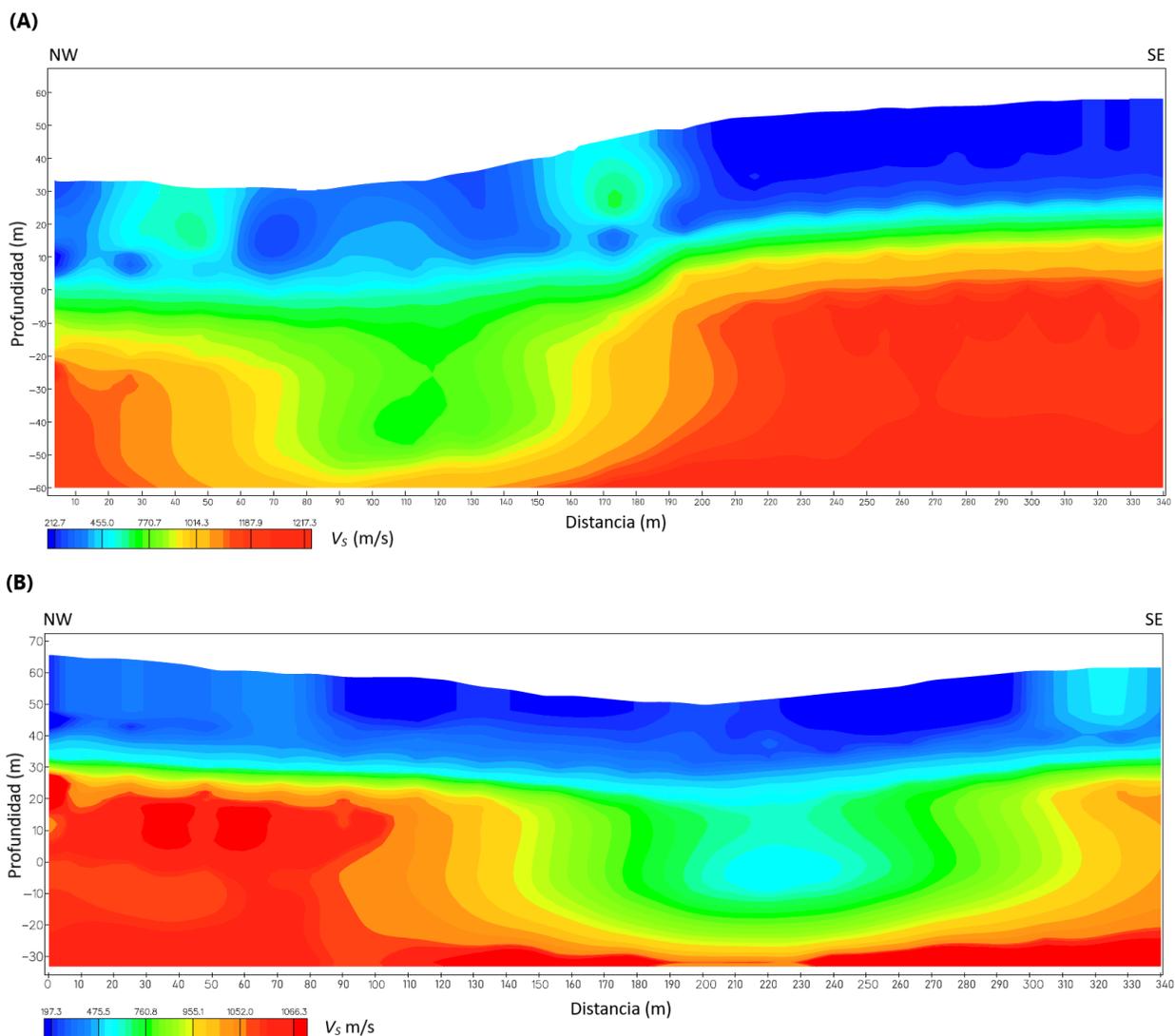


**Figura 44.** Tomografías de refracción sísmica, que presentan las secciones transversales del subsuelo de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. Se observan como características principales, los considerables contrastes de velocidad entre las unidades sucesivas del subsuelo y el amplio rango de las  $V_p$ . Así también, se identifica la zona de hundimiento de los deslizamientos, debido a que los contrastes de velocidad evidencian los límites de estos rasgos, con lo cual también se definen las superficies de falla de los deslizamientos.

## 5.2 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

Mediante el método de MASW se lograron obtener modelos 2D de  $V_s$ , donde se determinaron las unidades estratigráficas que conforman la estructura interna del subsuelo, además, de la geometría interna de los deslizamientos y de otros rasgos asociados (Figura 45). De igual manera que el método SRT, las imágenes arrojaron profundidades en el orden de los 80 m para ambos perfiles sísmicos.

Los modelos 2D exhiben las unidades sucesivas del subsuelo, donde se presentan considerables contrastes y amplios rangos de  $V_s$ . Correspondiente al PS90, los valores de  $V_s$  van desde 200 m/s en la unidad superficial, hasta 1220 m/s en la unidad de mayor profundidad (Figura 45A). Para el PS91, las  $V_s$  en la capa superficial van desde los 190 m/s hasta 1070 m/s en la capa más profunda (Figura 45B). Asimismo, se presentan fuertes variaciones de velocidad lateral debido a estructuras asociadas con los deslizamientos y de la posible deformación ocasionada por el desplazamiento (Figura 45).



**Figura 45.** Modelos 2D que presentan las secciones transversales del subsuelo de los perfiles sísmicos del (A) kilómetro 90+000 y (B) kilómetro 91+000. Se observan como características principales, los considerables contrastes de velocidad entre las unidades sucesivas del subsuelo y el amplio rango de las  $V_s$ . Así también, se identifica la zona de hundimiento de los deslizamientos, debido a que los contrastes de velocidad evidencian los límites de estos rasgos, con lo cual también se definen las superficies de falla de los deslizamientos.

La zona de hundimiento de los deslizamientos se logra identificar debido a que los contrastes de velocidad reflejan los límites laterales y en profundidad de este rasgo (Figura 38). Para el PS90, estos límites se encuentran definidos por los contrastes de velocidad de 770 m/s en la zona de hundimiento y de 1014 m/s en el cuerpo no desplazado (Figura 45A). Con relación al PS91, estos límites se contrastan con velocidades de 760 m/s en la zona de hundimiento y de 955 m/s en el cuerpo no desplazado (Figura 45B). En la primera capa de ambos perfiles, también se observan contrastes de velocidad que definen cuerpos con dimensiones aproximadas de 30 m de ancho por 20 m de profundidad (Figura 45). Estos cuerpos se alinean en profundidad con los límites laterales de la zona de hundimiento (Figura 45). Los límites que definen a las zonas de hundimiento corresponden a las superficies de falla de los deslizamientos.

En el siguiente capítulo se realiza la integración, correlación e interpretación de los resultados derivados de los métodos SRT y MASW.

## Capítulo 6. Discusión

---

Mediante la correlación e interpretación conjunta de las  $V_p$  y  $V_s$ , generadas a partir de los métodos de SRT y MASW, se lograron establecer de manera confiable los materiales que conforman las unidades estratigráficas, así como las estructuras internas del subsuelo asociadas a los deslizamientos, correspondientes al PS90 y PS91. Además, como herramientas para contribuir a determinar la estratigrafía, se realizó también una correlación con la información adquirida de los reconocimientos geológicos de campo. Asimismo, se correlacionó con datos relevantes de la geología del área de estudio, recopilados de literatura disponible y con base a sistemas de clasificación de materiales (Tabla 6 y 7) y de la asignación por diversos autores (Tabla 8), de ciertos valores para las  $V_p$  y  $V_s$  de diferentes rocas.

En la Tabla 6 se presenta el sistema para clasificación de sitio propuesto por el National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP, por sus siglas en inglés) que se basa en la  $V_s$  de distintos materiales (FEMA, 2020). Asimismo, en la Tabla 7, se presenta la clasificación por tipo de material, también con base a la  $V_s$  propuesta por el Euro código.

**Tabla 6.** Clasificación de sitio, sistema propuesto por NEHRP (Modificado de FEMA, 2020).

Clase de sitio	Descripción	$V_s$ (m/s)
A	Roca dura	> 1500
B	Roca	760 – 1500
C	Suelo muy denso y roca blanda	360-760
D	Suelo rígido	180-360
E	Suelo blando	< 180
F	Suelos que requieren evaluaciones específicas	-

La reducción de la resistencia al corte que produce la inestabilidad en laderas depende principalmente de las propiedades físicas y resistentes de los materiales, que son intrínsecas de la litología, siendo este uno de los factores condicionantes más importantes para el desarrollo de un deslizamiento. La poca competencia de las rocas que conforman la unidad litológica de la Formación Rosario origina una mayor susceptibilidad a desarrollar superficies de falla, en particular el Miembro Medio, debido a la interestratificación de arenisca y lutita poca consolidada.

**Tabla 7.** Sistema para clasificación de sitio propuesto por el Euro código (Modificado de Park Seismic LLC, 2021).

Tipo	Descripción	$V_s$ (m/s)
A	Roca u otra formación geológica similar a una roca, que incluye como máximo 5 m de material más débil en la superficie.	> 800
B	Depósitos de arena muy densa, grava o arcilla muy rígida, de al menos varias decenas de metros de espesor, caracterizados por un aumento gradual de las propiedades mecánicas con relación a la profundidad.	360-800
C	Depósitos profundos de arena densa o medianamente densa, grava o arcilla rígida con un espesor de varias decenas a muchos cientos de metros.	180-360
D	Depósitos de suelo suelto a medio sin cohesión (con o sin algunas capas blandas cohesivas), o de suelo cohesivo predominantemente blando a firme.	< 180
E	Un perfil de suelo que consta de una capa superficial de aluvión con valores de $V_s$ de tipo C o D y un espesor que varía aproximadamente entre 5 y 20 m, sustentada por un material más rígido con $V_s > 800$ m/s.	-
$S_1$	Depósitos consistentes, o que contienen una capa de al menos 10 m de espesor, de arcillas blandas/limos con un alto índice de plasticidad ( $PI > 40$ ) y alto contenido de agua.	< 100
$S_2$	Depósitos de suelos licuables, de arcillas sensibles, o cualquier otro perfil de suelo no incluido en los tipos A – E o $S_1$	-

La Tabla 8 muestra los tipos de material inferidos para nuestra área de estudio, a los cuales se les asignó cierto valor de  $V_p$ , según diversas fuentes consultadas.

**Tabla 8.** Se presentan los materiales inferidos para los perfiles sísmicos, a los cuales se les asignaron ciertos valores de  $V_p$ , según diversas fuentes consultadas.

Material		$V_p$ (m/s)	Fuente
No consolidado	Arenas y gravas	400-2300	Reynolds, 2011
		300-1800	Bell, 2007
		500-1500	Viengthong <i>et al.</i> , 2020
Rocas sedimentarias	Conglomerado	10-800	Viengthong <i>et al.</i> , 2020
	Arenisca	1400-4400	Bell, 2007
		1800-4900	Telford <i>et al.</i> , 1990
		1400-4500	Reynolds, 2011
	Lutita	2000-4100	Reynolds, 2011
		2100-4400	Bell, 2007
		1600-4100	Telford <i>et al.</i> , 1990
Limolita	3000-5000	Telford <i>et al.</i> , 1990	

La orientación y buzamiento dominante  $57^{\circ}/13^{\circ}$  de las capas, coinciden con la dirección de las pendientes, además, los contactos litológicos facilitan el desplazamiento de la capa que sobreyace, en particular cuando existen horizontes de lutitas interestratificadas (Rico Rodríguez y Del Castillo, 1976). Asimismo, el fallamiento dominante reciente está orientado hacia el NW y es de desplazamiento lateral y normal, también se observa fallamiento con orientación E-NE, al que se considera más antiguo, ya que afecta solamente a la Formación Rosario (Cruz Castillo y Delgado Argote, 2000).

## 6.1 Perfil sísmico del kilómetro 90+000

### 6.1.1 Tomografía de Refracción Sísmica

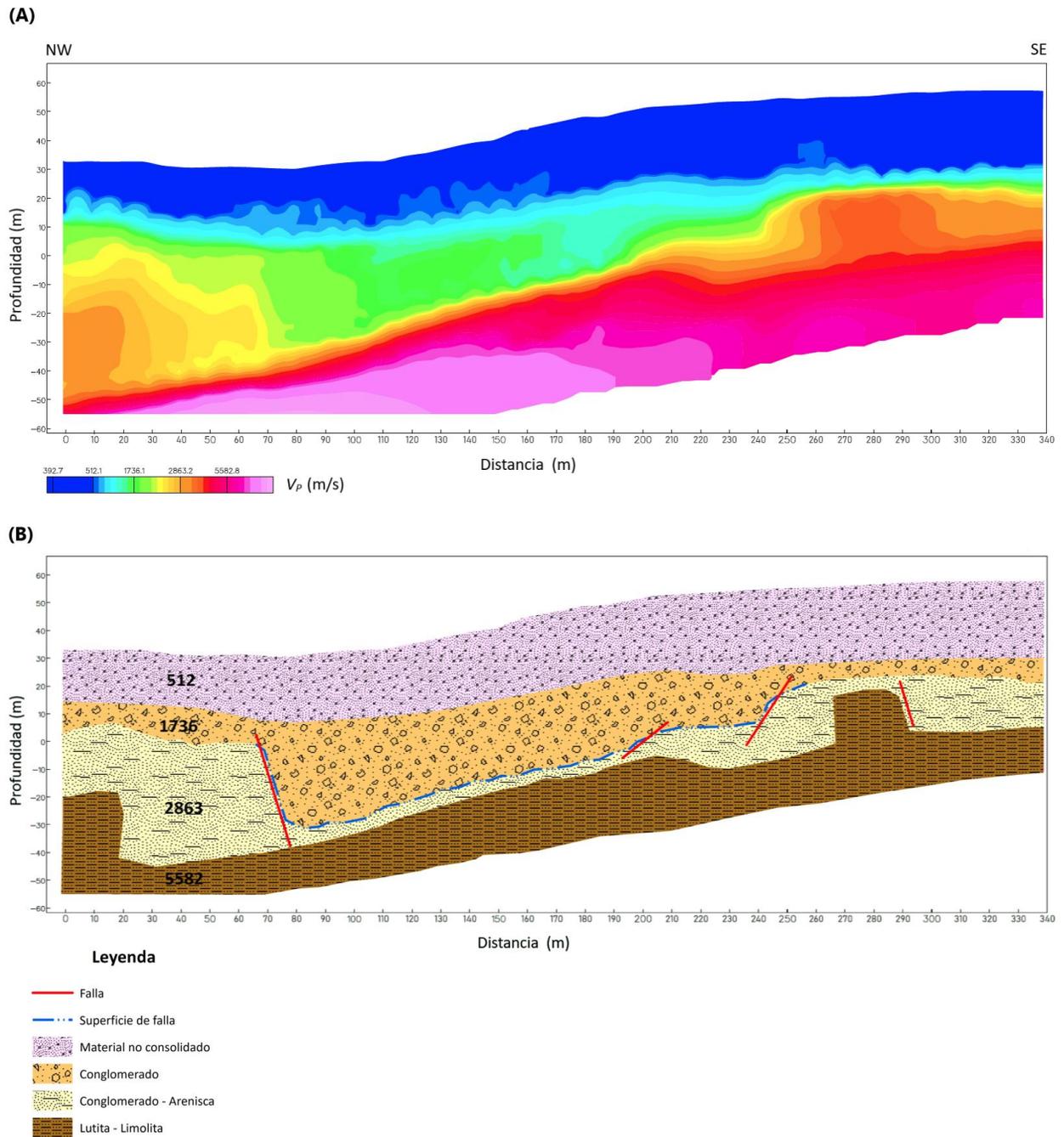
Correspondiente al PS90, la tomografía construida exhibe la presencia de 4 capas principales que presentan una geometría subhorizontal e interfaces irregulares, así también, se observan contrastes de velocidad lateral que definen ciertos rasgos estructurales. Además, la  $V_p$  aumenta de forma gradual con relación a la profundidad (Figura 46A). A continuación, se describen en orden estratigráfico descendente las capas mencionadas.

La primera capa (Figura 46) se mantiene constante mostrando un espesor entre 10 y 30 m a lo largo del perfil, sin observarse perturbaciones. Presenta una  $V_p$  promedio de 512 m/s, por lo que se asume consiste en materiales no consolidados, como sedimentos recientes y conglomerado, los cuales fueron removidos y depositados, a partir de cortes y excavaciones realizadas durante la construcción de la carretera y por los trabajos de estabilización efectuados en el área. Conjuntamente, la segunda y tercera capa (Figura 46) presentan un espesor que decrece de 60 a 30 m en dirección NW-SE. Dentro de estas capas se aprecia una serie de fallas que se asocian claramente a la morfología del deslizamiento. En  $x=70$  m, se observa un rasgo prominente que presenta una altura de 40 m, correspondiente a una falla normal derecha con echado al SE, que contrasta en  $x=250$  m con una falla normal izquierda con echado al NW y que presenta una altura de 30 m (Figura 46). Estas fallas se pueden interpretar como el límite en ambos flancos de la superficie de falla del deslizamiento. En consecuencia, se considera una profundidad de 35 m y un ancho de 170 m, como dimensiones de la superficie de falla. En relación con las demás estructuras asociadas, se observa que, en  $x=200$  m un rasgo interviene a la superficie de falla antes descrita (Figura 46). Esto se puede interpretar como el típico fallamiento normal que suele presentarse en el interior de la masa desplazada, donde habitualmente estas fallas fragmentan el cuerpo principal, construyendo masas independientes con

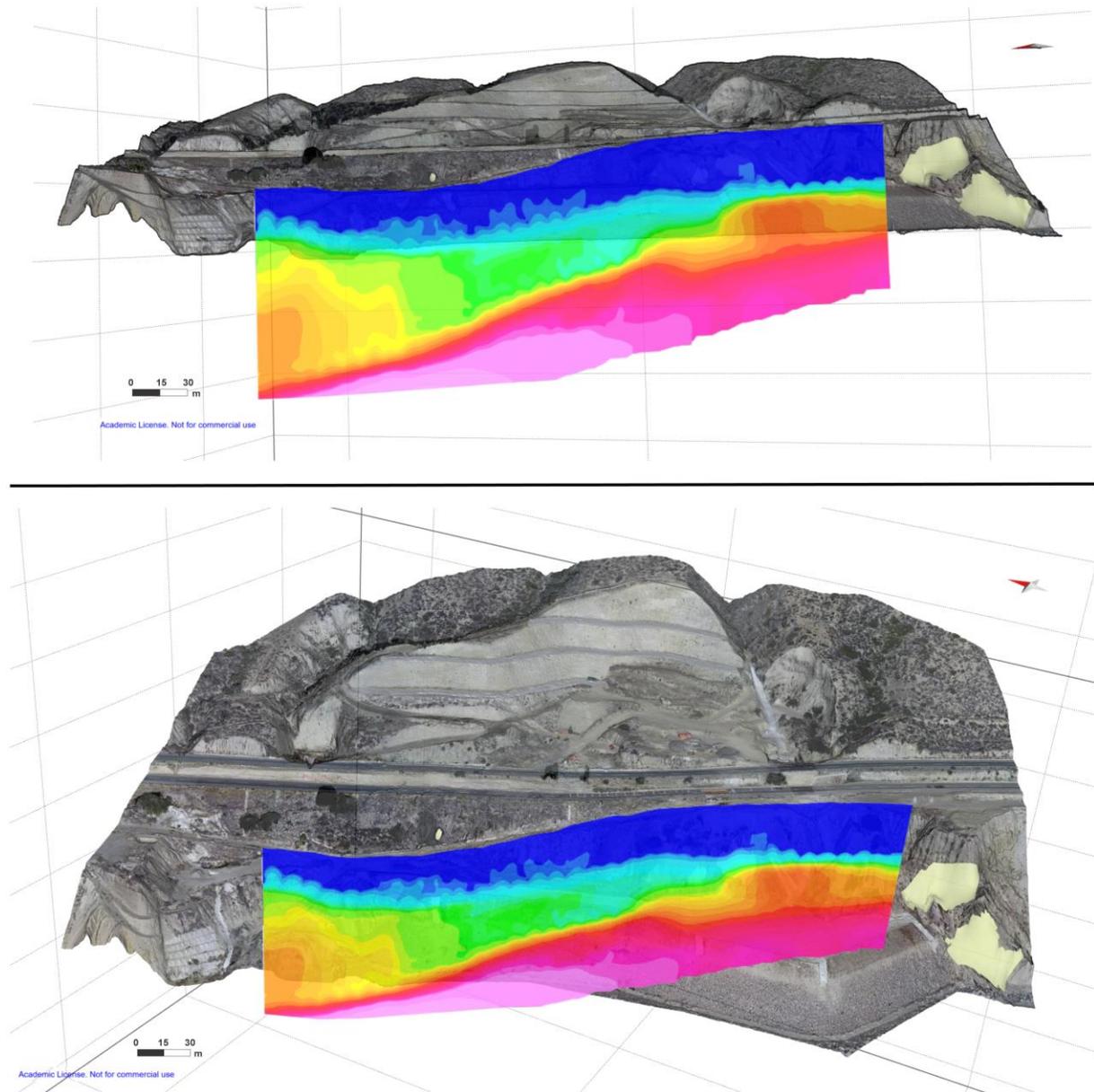
direcciones y tasas de desplazamiento propias. Otra alternativa, sería la inserción de la superficie de falla de otro deslizamiento que no se alcanza a identificar completamente en la tomografía, debido a la longitud del perfil sísmico. Sin embargo, en los rasgos morfológicos interpretados en campo y en imágenes satelitales, se observa que el escarpe existente presenta una geometría compleja, consistente de tres secciones, de manera que se puede suponer fue un desplazamiento de tres posibles deslizamientos con superficies de falla independientes y bien definidas, como lo mencionaron Cruz Castillo (1998) y Gómez Castillo (2010). Entre  $x=260$  y  $x=300$  m se puede observar un cuerpo relativamente intacto, limitado en su costado derecho por una falla posiblemente asociada a esta serie de deslizamientos (Figura 46). Sobreyaciendo a los flancos del deslizamiento, la segunda capa presenta un espesor promedio de 8 m y ocupa gran parte de la zona de hundimiento. Posee una  $V_p$  de 1736 m/s, por lo que se asume que este material consista principalmente en conglomerado soportado por una matriz arenosa pobremente consolidada (Figura 46). Subyaciendo a la capa anterior se encuentra un material que presenta una  $V_p$  de 2863 m/s, lo cual, nos permite determinar que esta capa se conforma de arenisca con lentes de conglomerado (Figura 46). En sus flancos se observa que el material se encuentra deformado, posiblemente por la acción misma del desplazamiento. Muy cerca de la interfaz entre la capa 3 y 4 se desarrolla la superficie de falla del deslizamiento, donde ambas unidades presentan  $V_p$  muy contrastantes (Figura 46). La cuarta capa es constante y no presenta alteraciones, posee una  $V_p$  de 5582 m/s, lo que sugiere que el material está mejor consolidado, por lo que se asume corresponde a lutita y limolita muy bien cementadas (Figura 46).

Las unidades estratigráficas atrás mencionadas se describen ampliamente en el marco geológico del Capítulo 2, donde también se especifica que, estas facies se exponen en lo que aún existe del escarpe del deslizamiento, así como en los taludes de la carretera y en los acantilados presentes en el área.

En la Figura 47, se presentan dos imágenes del ortomosaico del área de estudio, con vista frontal de SW a NE. Se muestra el empalme de la tomografía sísmica, colocada por debajo del tendido del perfil sísmico. Estas imágenes nos proyectan una perspectiva a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área. Los modelos se construyeron con el software Move versión 2019.1 de Midland Valley.



**Figura 46.** Interpretación sísmica y geológica conjunta correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. (A) Tomografía sísmica. (B) Modelo geológico generado a partir de la tomografía sísmica, en el cual se representan las capas estratigráficas que conforman el subsuelo. Dentro de las capas se presentan la  $V_p$  promedio (m/s) de cada una de ellas, así como se identifican las fallas y fracturas inferidas y la superficie de falla del deslizamiento. La profundidad de los modelos está representada en m.s.n.m.



**Figura 47.** Modelos 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. Se exhibe el empalme de la tomografía, colocada por debajo del perfil sísmico. Las imágenes nos proyectan dos diferentes perspectivas a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área.

En la Tabla 9, se muestra la correlación entre las  $V_p$  obtenidas de los materiales inferidos para el PS90, con valores de velocidad asignados por diversos autores para los mismos materiales. Los valores de las  $V_p$  se presentan en rangos, determinándose una correlación favorable entre ambos parámetros.

**Tabla 9.** Correlación de las  $V_P$  obtenidas para los materiales correspondientes al PS90, con valores de  $V_P$  asignados por diversos autores para los mismos materiales. Las velocidades se presentan en rangos, por lo que, se logra establecer una buena correlación entre las  $V_P$ .

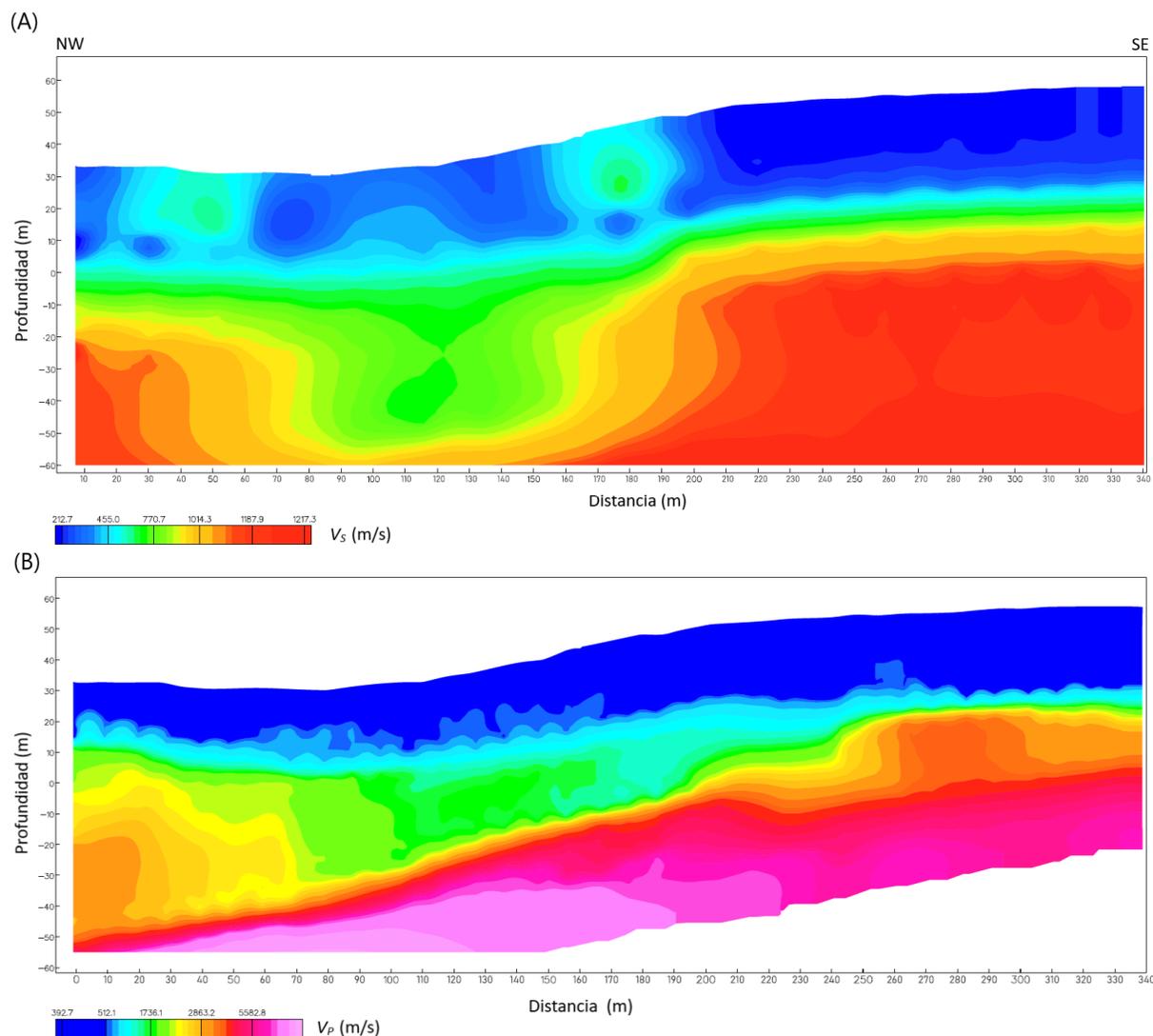
Material	PS90	Referencia	
		$V_P$ (m/s)	Autor
Material no consolidado	390-512	400-2300	Reynolds, 2011
		300-1800	Bell, 2007
		500-1500	Viengthong <i>et al.</i> , 2020
Conglomerado	512-2500	10-800	Viengthong <i>et al.</i> , 2020
Conglomerado - Arenisca	2500-4000	1400 - 4400	Bell, 2007
		1800 - 4900	Telford <i>et al.</i> , 1990
		1400-4500	Reynolds, 2011
Lutita - Limolita	4000-6000	2000-4100	Reynolds, 2011
		2100-4400	Bell, 2007
		1600-4100	Telford <i>et al.</i> , 1990

### 6.1.2 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

Al igual que la tomografía sísmica, el modelo 2D exhibe la presencia de 4 capas principales, con una geometría subhorizontal, interfaces irregulares, además de contrastes de velocidad lateral que definen ciertos rasgos estructurales, así como,  $V_S$  que aumentan de forma gradual con relación a la profundidad (Figura 48A). Derivado de la buena correlación que existe entre ambos métodos, se establecieron en conjunto las capas estratigráficas del subsuelo, las cuales ya fueron descritas en el apartado anterior, por lo que se omitirá volver a especificarlas en la presente discusión.

La primera capa presenta una  $V_S$  promedio de 455 m/s, conserva un espesor promedio de 30 m, que se mantiene constante a lo largo del perfil; sin embargo, en dos segmentos ( $x=20-60$  y  $x=160-190$  m), se observan contrastes de velocidad que definen a dos cuerpos que se alinean con la superficie de falla (Figura 48A). Estos contrastes no se aprecian en la tomografía de refracción (Figura 48B), debido a que el método de MASW utiliza frecuencias bajas (1–30 Hz), por lo que no tiene limitaciones para obtener imágenes con mayor resolución en capas de baja velocidad. La segunda capa presenta una  $V_S$  promedio de 770 m/s, mantiene un espesor de 15 m en los primeros 70 m del perfil, posteriormente ocupa parte de la zona de hundimiento y sobre los últimos 150 m del perfil toma un espesor de 10 m (Figura 48A). La tercera capa con una  $V_S$  promedio de 1014 m/s, exhibe los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=70$  y  $x=170$  m, con una profundidad promedio de 30 m y un ancho de 100 m (Figura 48A). La superficie de falla

se desarrolla cerca del contacto entre la tercera y cuarta capa, esta última presenta una  $V_s$  promedio de 1217 m/s (Figura 48A).



**Figura 48.** Modelos obtenidos a partir del perfil sísmico del kilómetro 90+000, que muestran las secciones transversales del subsuelo. (A) Modelo 2D de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales. (B) Tomografía de refracción.

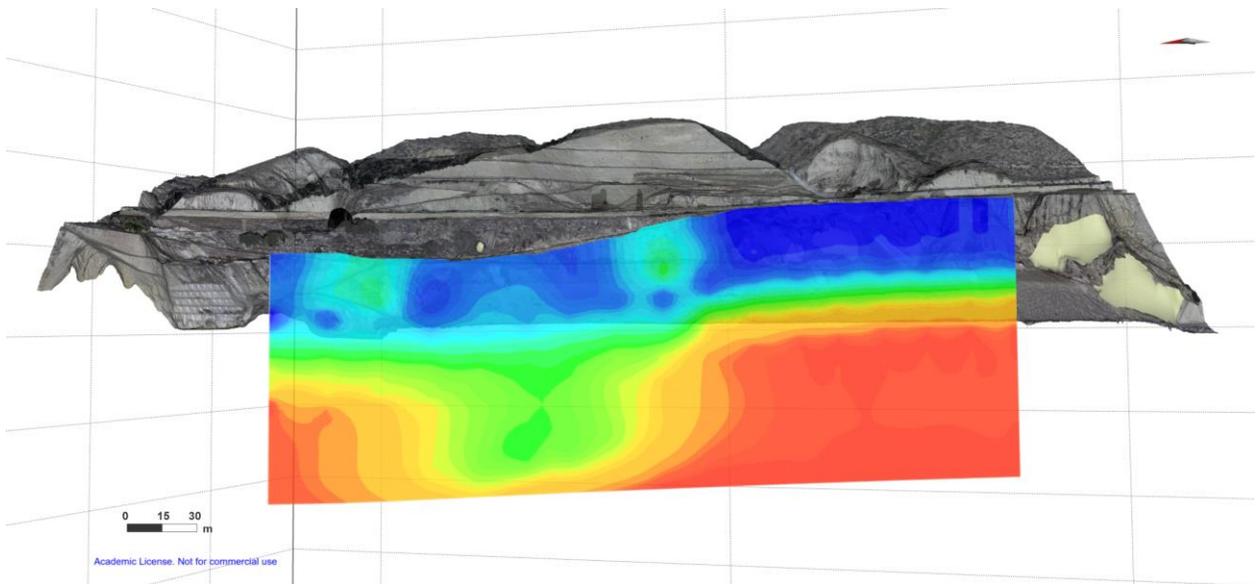
Por medio de la interpretación conjunta de los modelos de ambos métodos (Figura 48), se establece una cierta similitud en las dimensiones de la primera capa. Sin embargo, de la segunda a la cuarta capa se presentan diferencias en sus formas y dimensiones, debido principalmente a que el método de SRT obtuvo una mejor resolución de las capas a mayor profundidad ya que utiliza frecuencias altas que son directamente proporcionales con longitudes de onda más cortas. Con relación a la superficie de falla, su

límite superior e inferior presentan una diferencia en la profundidad de los perfiles de 25 msnm; no obstante, la profundidad del deslizamiento coincide en 35 m aproximadamente (Figura 48). Para el modelo de refracción, la superficie de falla es de 170 m de ancho (Figura 48B), mientras que para el de MASW se limita a 100 m (Figura 48A). Si bien coinciden con el límite en el flanco izquierdo en  $x=70$  m, no sucede lo mismo para el flanco derecho (Figura 48), debido a que en la tomografía de refracción se infirió el límite SE en  $x=250$  m; sin embargo, en  $x=200$  m existe la presencia de un rasgo menos relevante (Figura 48B) que sí coincide con el límite SE del modelo de MASW (Figura 48A).

En general, el modelo de MASW exhibe las capas y la superficie de falla del deslizamiento, pero no muestra otras estructuras o rasgos, además, la definición del subsuelo es menos detallada en comparación con la tomografía de refracción. En este sentido, la SRT muestra una mejor resolución de la estructura interna del subsuelo, debido a ello, se determinó realizar el modelo geológico (Figura 46B) por medio de la tomografía (Figura 48B).

Con relación a las dimensiones del deslizamiento presentadas en otros trabajos de investigación, Gómez Castillo (2010) refirió un ancho de 250 m, sin mencionar su profundidad, por otra parte, Rico *et al.* (1976) determinó un ancho también de 250 m y una profundidad de 20 m. Asimismo, Gómez Palacios (2019) estableció un ancho 230 m y, a su vez, Sarychikhina *et al.* (2021) determinó un ancho de 228 m, estos últimos autores sin mencionar la profundidad. Si bien, las dimensiones determinadas en este trabajo (profundidad 35 m y ancho de 170 m) no coinciden con las citadas, se debe muy posiblemente a que esas dimensiones corresponden a la masa desplazada estimada en superficie y los valores aquí presentados corresponden a la superficie de falla interpretada en profundidad. Por la tanto, se debe entender que son atributos morfológicos diferentes y que, además, la masa desplazada y la mayor parte de los atributos del deslizamiento fueron modificados o abatidos por las acciones de la construcción de la carretera. Aunado también a que, con el paso del tiempo y por estas mismas acciones antrópicas, el deslizamiento pudo haber evolucionado y la masa desplazada modificar sus dimensiones al dividirse en bloques y mantener movimientos simultáneos; sin embargo, la superficie de falla seguramente pudo conservarse en su mayor parte intacta, debido a su profundidad. En este sentido, se puede resaltar la ventaja de obtener modelos 2D que nos permitan determinar las estructuras internas del subsuelo, logrando así una acertada caracterización de estos movimientos del terreno.

De igual manera que en el subtema anterior, en la Figura 49, se presenta una imagen con vista frontal de SW a NE del ortomosaico del área de estudio. En éste, se muestra el empalme del modelo 2D de MASW, colocado por debajo del tendido del perfil sísmico (340 m).



**Figura 49.** Modelo 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000. Donde se exhibe el empalme del modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, colocado por debajo del perfil sísmico. La imagen nos proyecta una perspectiva a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área.

Debido a la configuración que presenta la primera y segunda capa en ambos modelos (Figura 48), se puede determinar que el deslizamiento ocurrió antes de la construcción de la carretera y que, además, el trazo de la vía se efectuó por encima del cuerpo principal del deslizamiento. Por ello, la zona de hundimiento fue rellenada con material producto de excavaciones y del depósito de otros materiales para la conformación de los cuerpos del terraplén para esta área de la carretera. Este deslizamiento fue condicionado principalmente por la contrastante competencia entre los materiales geológicos, desarrollándose así, la superficie de falla entre el contacto de la capa de arenisca con lentes de conglomerado y de lutita (Figura 46).

En la Tabla 10, se muestran las  $V_s$  obtenidas de los materiales inferidos para el PS90, correlacionados con los sistemas de clasificación de NEHRP y del Euro código (Tablas 6 y 7). A partir de los valores de las  $V_s$ , se les asignó una clase y tipo de sitio según correspondió.

**Tabla 10.** Materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000, con el rango de valores de las  $V_s$  obtenidas y clasificación según los sistemas de NEHRP y Euro código.

Material	$V_s$ (m/s)	Clase de sitio NEHRP	Tipo de sitio Euro código
Material no consolidado	210-455	D	C
Conglomerado	455-1000	C	B
Conglomerado – Arenisca	1000-1180	B	A
Lutita - Limolita	1180-1220	B	A

A manera de comparación, en la Tabla 11 se presentan en conjunto las  $V_s$  y  $V_p$  de cada uno de los materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al PS90.

**Tabla 11.** Comparación de los rangos de velocidades de las ondas  $S$  ( $V_s$ ) y  $P$  ( $V_p$ ) de los materiales de las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 90+000.

Material	$V_s$ (m/s) <sup>a</sup>	$V_p$ (m/s) <sup>b</sup>
Material no consolidado	210-455	390-512
Conglomerado	455-1000	512-2500
Conglomerado – Arenisca	1000-1180	2500-4000
Lutita - Limolita	1180-1220	4000-6000

<sup>a</sup> $V_s$  obtenida a partir del método el Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

<sup>b</sup> $V_p$  obtenida a partir del método Tomografía de Refracción Sísmica

Derivado del reconocimiento de campo, se identificaron considerables agrietamientos en la superficie de rodamiento de la CF1D (Figura 50). Sobre el kilómetro 90+000, sobresalen 4 agrietamientos que afectan a ambos cuerpos del terraplén de la carretera. Dos de ellos se observan en la Figura 50 (A y B), que corresponden respectivamente a las líneas color rojo y amarillo de la Figura 51. Estos rasgos cruzan por completo las coronas del terraplén y mantienen una misma tendencia, pues se alinean claramente al NE con el escarpe principal del deslizamiento (línea blanca Figura 51) y en profundidad con la fractura inferida en  $x=300$  m de la tomografía (Figuras 48 y 51). Los otros dos rasgos se exhiben en las Figuras 50C y 50D, que corresponden respectivamente a las líneas color verde y azul de la Figura 51. Asimismo, estos rasgos también cruzan por completo las coronas del terraplén y presentan una misma dirección. Adicionalmente, se observa que se alinean en profundidad con un contraste de velocidades que define un rasgo en  $x=100$  m de la tomografía (Figuras 48 y 51). A partir de estas observaciones, se puede inferir que los agrietamientos presentados en superficie están asociados con algunos rasgos en profundidad, visibles en

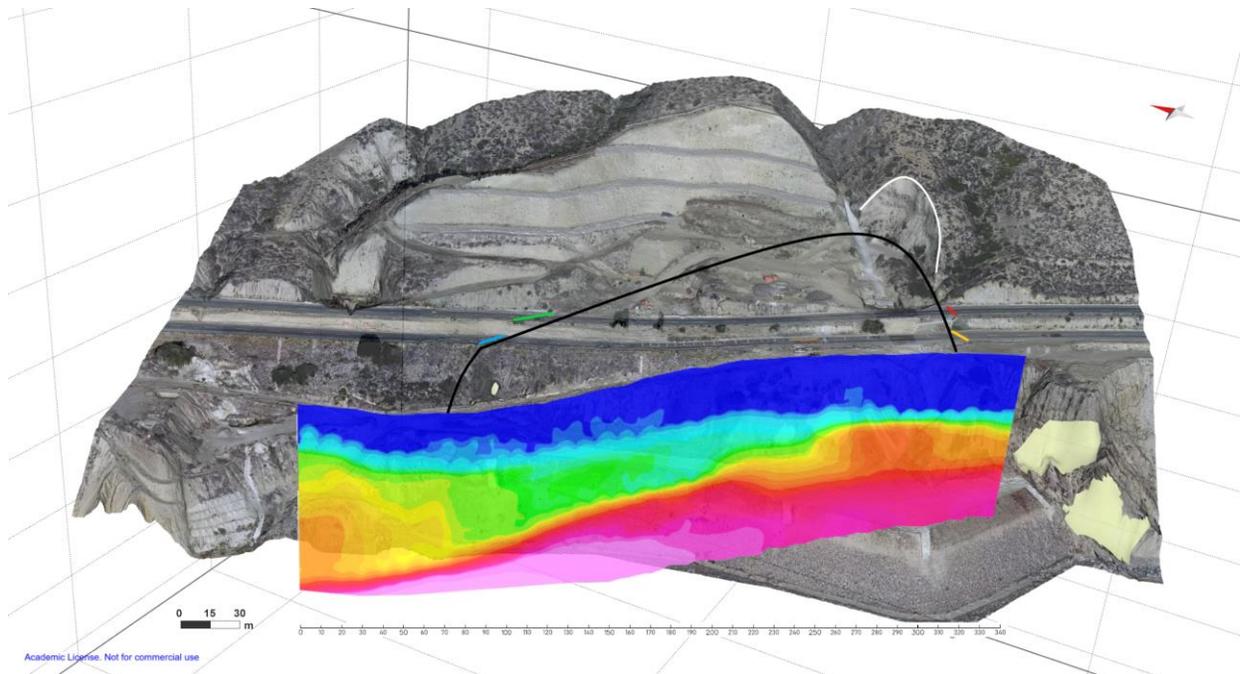
la tomografía. En este sentido, y dados los atributos geométricos de todos estos rasgos, se puede asumir que esta asociación corresponde a la superficie de falla del deslizamiento (línea negra Figura 51), que mantiene un desplazamiento activo.



**Figura 50.** Fotografías de la superficie de rodamiento del kilómetro 90+000, donde se aprecia una serie de agrietamientos. (A) y (C) se ubican en el cuerpo B (sentido Ensenada-Tijuana, SE-NW) de la carretera. (B) y (D) se ubican en el cuerpo A (sentido Tijuana- Ensenada, NW- SE) de la carretera.

Los atributos morfológicos del deslizamiento presentan características que pueden ser observadas en campo y en imágenes satelitales de diferentes años. Particularmente, se aprecia en los escarpes del deslizamiento la forma curva de la superficie de falla, así también, la masa desplazada se presenta basculada hacia la ladera y exhibe la cabecera junto con el escarpe secundario, además su acumulación al pie del deslizamiento forma un depósito en forma de lóbulo. Adicionalmente, las dimensiones que presenta la superficie de falla (profundidad 35 m y ancho de 170 m) a través de las imágenes sísmicas, se pueden considerar como las de una ruptura profunda, por lo que derivado de todo lo anterior se determina que el deslizamiento es de tipo rotacional. Asimismo, se puede inferir que, actualmente el deslizamiento

de acuerdo con su estado, distribución y tipo de actividad presenta un movimiento activo, progresivo y de tipo compuesto, así también según su escala de velocidad se puede clasificar como “muy lento” (16 mm/año; Cruden y Varnes, 1996).



**Figura 51.** Modelo 3D, correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 90+000 donde se sobrepone sección transversal de tomografía sísmica. Las líneas color rojo y amarillo se localizan aproximadamente en el kilómetro 90+200. Las líneas color verde y azul se localizan aproximadamente en el kilómetro 90+010. Estas cuatro líneas corresponden a los agrietamientos que se presentan en la superficie de rodamiento de la carretera. La línea blanca representa el escarpe principal del deslizamiento. La línea negra representa la traza inferida para la superficie de falla activa del deslizamiento, la cual relaciona a los diversos rasgos presentes en superficie y profundidad. En la tomografía se observa que a partir de la tercera capa se exhiben los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=70$  y  $x=250$  m por fallas normales. La superficie de falla presenta una profundidad promedio de 35 m y un ancho de 170 m aproximadamente. En  $x=200$  m se muestra un rasgo que interviene a la superficie de falla, que se puede interpretar como el típico fallamiento normal que suele presentarse en el interior de la masa desplazada. Entre  $x=260$  y  $x=300$  m se observa un cuerpo relativamente intacto, limitado en su costado derecho por una falla posiblemente asociada con las fracturas que se presentan en el cadenamiento 90+200 de la carretera (líneas color rojo y amarillo). Asimismo, la falla que se presenta en  $x=70$  m muy probablemente está asociada con las fracturas que se presentan en el cadenamiento 90+010 de la carretera (líneas color verde y azul).

## 6.2 Perfil sísmico del kilómetro 91+000

### 6.2.1 Tomografía de Refracción Sísmica

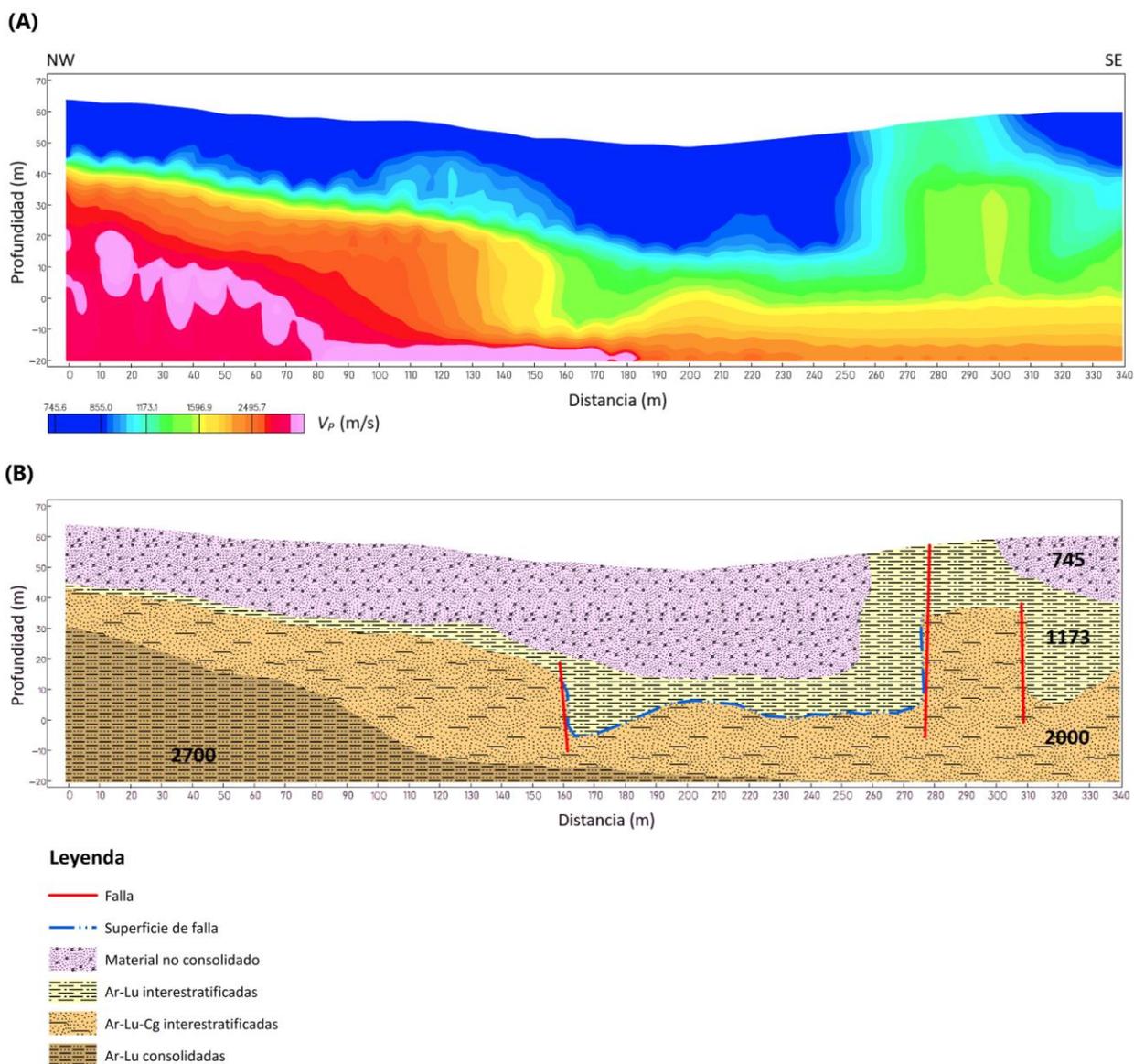
Correspondiente al PS91, la tomografía construida permitió identificar 4 capas principales que presentan una geometría subhorizontal e interfaces irregulares, así también, se observan contrastes de velocidad

lateral que definen ciertos rasgos estructurales. Además, la  $V_p$  aumenta de forma gradual con relación a la profundidad (Figura 52). A continuación, se describen en orden estratigráfico descendente las capas mencionadas.

La primera capa conserva un espesor promedio de 25 m, manteniéndose constante; sin embargo, entre  $x=260$  y  $x=310$  m se presenta una interrupción, muy posiblemente asociada a una falla normal (Figura 52). Esta capa presenta una  $V_p$  promedio de 745 m/s, por lo que se asume consiste en materiales no consolidados, correspondientes a sedimentos recientes, así como materiales removidos y depositados a partir de cortes y excavaciones realizados durante la construcción de la carretera. Además, de materiales utilizados para la conformación del terraplén de la carretera, como se mencionó anteriormente, el tendido del perfil sísmico se realizó sobre el antiguo trazo de la carretera. La segunda capa (Figura 52) presenta una  $V_p$  promedio de 1173 m/s, por lo que, se establece corresponde a arenisca y lutitas interestratificadas. La capa mantiene un espesor de 3 m en los primeros 150 m del perfil, posteriormente ocupa parte de la zona de hundimiento del deslizamiento y desplaza a la primera capa alcanzando la superficie entre  $x=260$  y  $x=310$  m, donde vuelve a descender. La tercera capa (Figura 52) exhibe los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=160$  y  $x=280$  m por fallas normales, la superficie de falla presenta una profundidad de 33 m y un ancho de 120 m aproximadamente. La falla ubicada en  $x=280$  m, se alinea con el escarpe ubicado en el flanco SE (Figura 52) y se denota por cortar las tres primeras capas, por lo que se determina que esta estructura fue el principal factor condicionante en el desarrollo de la superficie de falla originada entre la interestratificación de arenisca-lutita-conglomerado, materiales que poseen una  $V_p$  de 2000 m/s. Entre  $x=280$  y  $x=310$  m se observa un cuerpo poco deformado, limitado en su costado SE por una falla posiblemente asociada a la falla que se presenta sobre el costado NW (Figura 52). La cuarta capa se presenta en la parte NW del perfil, donde decrece considerablemente desde los 50 m a unos cuantos metros de profundidad, cuenta con una  $V_p$  promedio de 2700 m/s, y se establece corresponde a la interestratificación de arenisca-lutita muy bien cementadas (Figura 52).

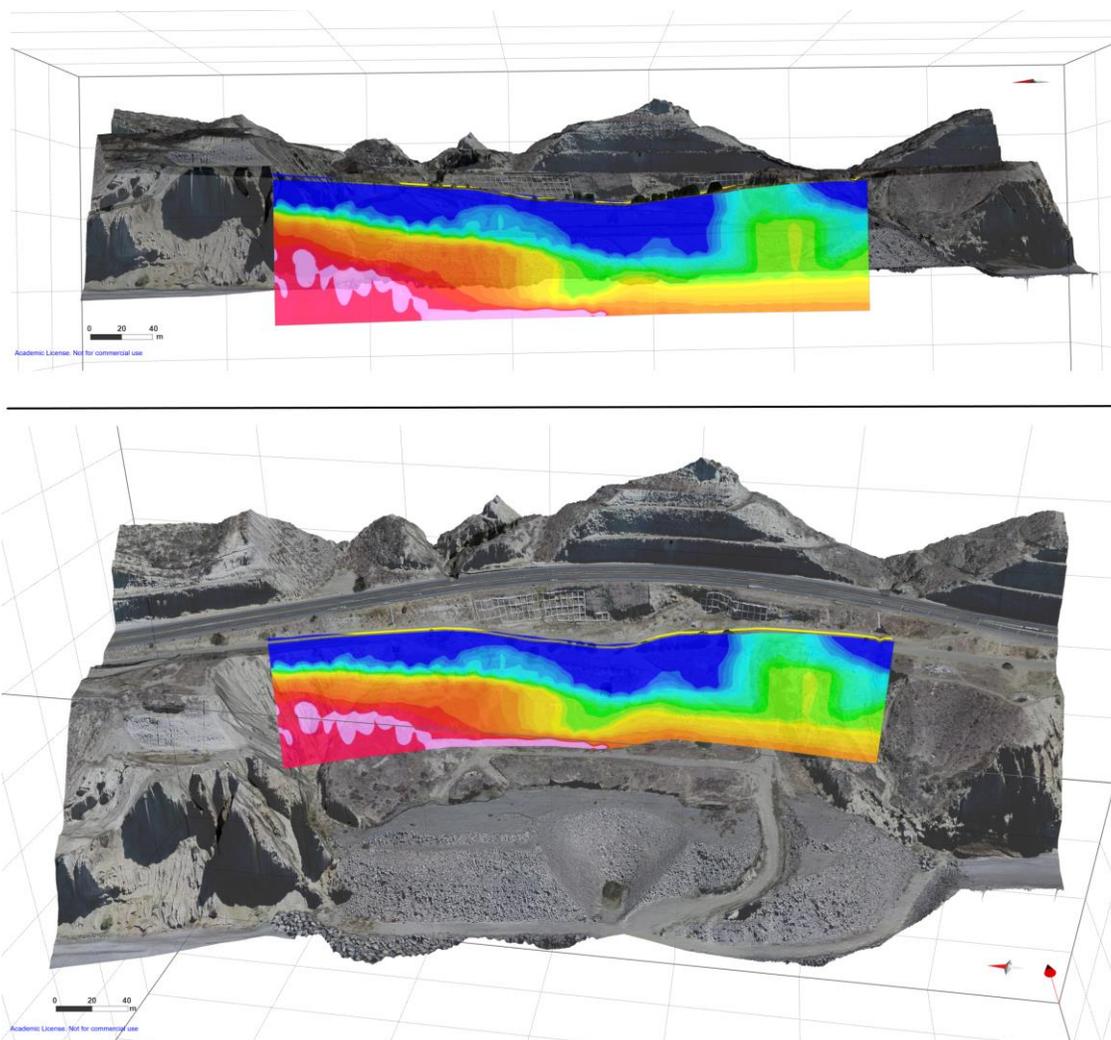
En el reconocimiento geológico realizado en campo, se observó que la facie interestratificada de arenisca-lutita-conglomerado se exhibe en la mayor parte de las estructuras presentes en el área, correspondientes al escarpe en ambos flancos del deslizamiento, a los acantilados, y a los taludes de la carretera.

En la Figura 53, se presentan dos imágenes con vista frontal de SW a NE del ortomosaico del área de estudio. Se muestra el empalme de la tomografía de refracción sísmica, colocada por debajo del perfil sísmico.



**Figura 52.** Interpretación sísmica y geológica conjunta correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. (A) Tomografía sísmica. (B) Modelo geológico generado a partir de la tomografía, en el cual se representan las capas estratigráficas que conforman el subsuelo. Dentro de las capas se presentan la  $V_p$  promedio de cada una de ellas, así como, se identifican las fallas y fracturas inferidas y la superficie de falla del deslizamiento. La profundidad de los modelos está representada en m.s.n.m.

En la Tabla 12, se muestra la correlación entre las  $V_p$  obtenidas de los materiales inferidos para el PS91, con valores de velocidad asignados por diversos autores para los mismos materiales. Los valores de las  $V_p$  se presentan en rangos, determinándose una correlación favorable entre ambos.



**Figura 53.** Modelos 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Donde se exhibe el empalme de la tomografía, colocada por debajo del perfil sísmico. Las imágenes nos proyectan dos diferentes perspectivas a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área.

**Tabla 12.** Correlación de las  $V_p$  obtenidas para los materiales correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000, con valores de  $V_p$  asignados por diversos autores para los mismos materiales. Las velocidades se presentan en rangos, por lo que, se logra establecer una buena correlación entre las  $V_p$ . Debido a que las 3 capas a mayor profundidad corresponden a la misma facie interestratificada, se correlacionaron en conjunto.

Material	PS91	Referencia	
		$V_p$ (m/s)	Autor
Material no consolidado	740-900	400-2300	Reynolds, 2011
		300-1800	Bell, 2007
		500-1500	Viengthong <i>et al.</i> , 2020
Ar-Lu interestratificadas	900-1600	1400-4400	Bell, 2007
Ar-Lu-Cg interestratificadas	1600-2500	1400-4500	Reynolds, 2011
Ar-Lu consolidadas	2500-3000	1600-4100	Telford <i>et al.</i> , 1990

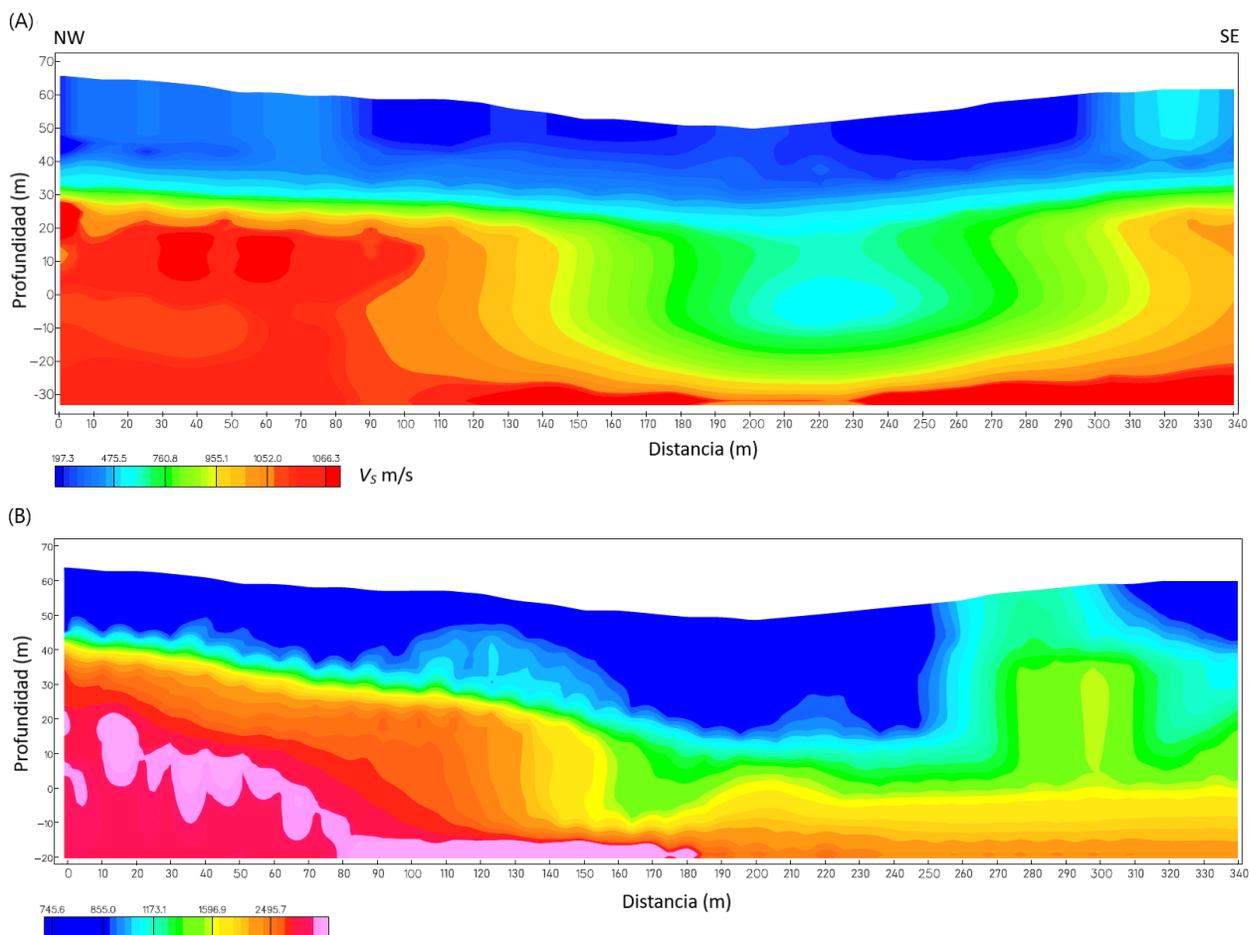
## 6.2.2 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

Al igual que la tomografía sísmica, el modelo 2D de MASW exhibe la presencia de 4 capas principales, con una geometría subhorizontal, interfaces irregulares, además de contrastes de velocidad lateral que definen ciertos rasgos estructurales, así como  $V_s$  que aumentan de forma gradual con relación a la profundidad (Figura 54A). Derivado de la buena correlación que existe entre ambos métodos, se establecieron en conjunto las capas estratigráficas del subsuelo, las cuales ya fueron descritas en el apartado anterior (Figura 52).

La primera capa (Figura 54A) presenta en promedio una  $V_s$  de 475 m/s, conserva un espesor de 30 m, que se mantiene constante a lo largo del perfil; sin embargo, entre las distancias de 310-340 m, se observa un contraste de velocidad que define un cuerpo que se alinea con el límite SE de la superficie de falla, contraste que se puede relacionar con un rasgo similar en la tomografía de refracción (Figura 54B). La segunda capa presenta una  $V_s$  promedio de 760 m/s, mantiene un espesor de 5 m en los primeros 140 m del perfil, posteriormente ocupa parte de la zona de hundimiento del deslizamiento (Figura 54A). La tercera capa con una  $V_s$  promedio de 1052 m/s, exhibe los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en los segmentos de 140 y 310 m del perfil, con una profundidad promedio de 40 m y un ancho de 170 m (Figura 54A). La superficie de falla se desarrolló cerca del contacto entre la tercera y cuarta capa, esta última presenta una  $V_s$  promedio de 1066 m/s (Figura 54A).

Mediante la interpretación conjunta de ambos modelos (Figura 54), se estableció una cierta similitud en las dimensiones de la primera capa. Sin embargo, de la segunda a la cuarta capa se presentan diferencias en sus formas y dimensiones, debido principalmente a que el método de SRT obtuvo una mejor resolución de las capas a mayor profundidad ya que utiliza frecuencias altas que son directamente proporcionales con longitudes de onda más cortas. Con relación a la superficie de falla, su límite superior e inferior presenta una diferencia en la profundidad de los perfiles de 25 msnm; no obstante, la profundidad del deslizamiento coincide en 33 m aproximadamente (Figura 54). Para el modelo de refracción, la superficie de falla es de 120 m de ancho (Figura 54B), mientras que para el de MASW se extiende a 170 m (Figura 54A). Si bien coinciden con el límite en el flanco NW ubicado en  $x=150$  m, no sucede lo mismo para el límite en el flanco SE, debido a que el modelo de MASW asocia este límite con una falla ubicada en  $x=310$  m (Figura 54A), que se encuentra alejada 30 m al SE, de lo que se infirió como el límite SE en la tomografía de refracción (Figura 54B).

Como se mencionó para el PS90, el modelo de MASW exhibe las capas y la superficie de falla del deslizamiento, pero no muestra otras estructuras o rasgos, además, la definición del subsuelo es menos detallada en comparación con la tomografía de refracción. En este sentido, la SRT muestra una mejor resolución de la estructura interna del terreno, debido a ello, se determinó realizar el modelo geológico (Figura 54) por medio de la tomografía de refracción (Figura 54B).



**Figura 54.** Modelos obtenidos a partir del perfil sísmico del kilómetro 91+000, que muestran las secciones transversales del subsuelo. (A) Modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales. (B) Tomografía de Refracción Sísmica.

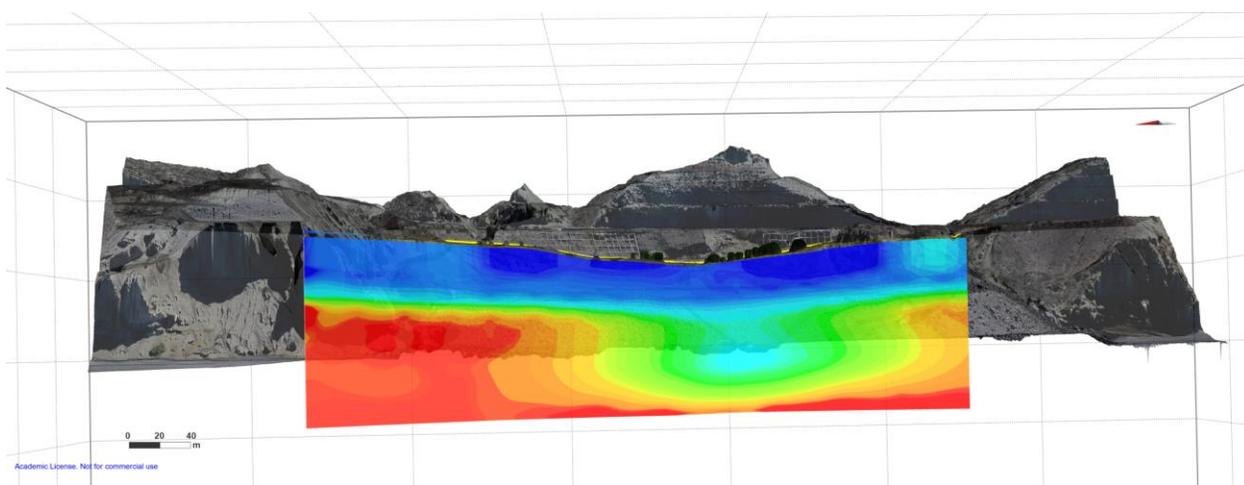
Con relación a los parámetros geométricos del deslizamiento presentados en otros trabajos de investigación, *Rico et al.* (1976) determinó un ancho de 230 m y una profundidad de 30 m. Asimismo, Gómez Palacios (2019) estableció un ancho 200 m y, a su vez, *Sarychikhina et al.* (2021) determinó un ancho de 207 m, estos últimos autores sin mencionar la profundidad. Si bien, las dimensiones determinadas en este trabajo (profundidad 33 m y ancho de 120 m) asumen diferencias con las citadas, se

debe muy posiblemente a que esas dimensiones corresponden a la masa desplazada estimada en superficie y los valores aquí presentados corresponden a la superficie de falla interpretada en profundidad. Por la tanto, se debe entender que son atributos morfológicos diferentes y que, además, la masa desplazada y la mayor parte de los atributos del deslizamiento fueron modificados o abatidos por las acciones de la construcción de la carretera. Aunado también a que, con el paso del tiempo y por estas mismas acciones antrópicas, el deslizamiento pudo haber evolucionado y la masa desplazada modificar sus dimensiones al dividirse en bloques y mantener movimientos simultáneos; sin embargo, la superficie de falla seguramente pudo conservarse en su mayor parte intacta, debido a su profundidad. En este sentido, se puede resaltar la ventaja de obtener modelos 2D que nos permitan determinar las estructuras internas del subsuelo, logrando así una acertada caracterización de estos movimientos del terreno.

También, de manera similar al PS90, se determinó que por la configuración de la primera y segunda capa (Figura 54), el deslizamiento ocurrió antes de la construcción de la carretera y que además el trazo de la vía se efectuó por encima del cuerpo principal del deslizamiento. Debido a esto, la zona de hundimiento se rellenó con material producto de excavaciones y del depósito de otros materiales para la conformación de los cuerpos del terraplén en este sitio de la carretera. No obstante, posterior a las fuertes afectaciones a la carretera, su trazo se cambió hacia el Este, por lo que, se construyó sobre la corona del deslizamiento, donde se encuentra actualmente. Se puede asumir que este deslizamiento fue condicionado principalmente por la contrastante competencia entre los materiales geológicos, y por la falla ubicada en  $x=280$  m que corta a las 3 primeras capas del subsuelo, desarrollándose así la superficie de falla entre los contactos de interestratificación de arenisca-lutita-conglomerado (Figura 52).

En la Figura 55, se presenta imagen con vista frontal de SW a NE del ortomosaico del área de estudio. Se muestra el empalme del modelo 2D de MASW, colocado por debajo del tendido del perfil sísmico (340 m).

En la Tabla 13, se muestran las  $V_s$  obtenidas de los materiales inferidos para el PS91, correlacionados con los sistemas de clasificación de NEHRP y del Euro código (Tabla 6 y 7). A partir de los valores de las  $V_s$ , se les asignó una clase y tipo de sitio según correspondió.



**Figura 55.** Modelo 3D del ortomosaico del área de estudio correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000. Donde se exhibe el empalme del modelo 2D del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, colocado por debajo del perfil sísmico. La imagen nos proyecta una perspectiva a profundidad de las secciones transversales del subsuelo con relación a la geomorfología del área.

**Tabla 13.** Materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000, con el rango de valores de las  $V_S$  obtenidas y clasificación según los sistemas de NEHRP y Euro código.

Material	$V_S$ (m/s)	Clase de sitio NEHRP	Tipo de sitio Euro código
Material no consolidado	190-475	D	C
Ar-Lu interestratificadas	475-955	C	B
Ar-Lu-Cg interestratificadas	955-1052	B	A
Ar-Lu consolidadas	1052-1070	B	A

A manera de comparación, en la Tabla 14 se presentan en conjunto las  $V_S$  y  $V_P$  de cada uno de los materiales que conforman las capas estratigráficas correspondientes al PS91.

**Tabla 14.** Comparación de los rangos de velocidades de las ondas  $S$  ( $V_S$ ) y  $P$  ( $V_P$ ) de los materiales de las capas estratigráficas correspondientes al perfil sísmico del kilómetro 91+000.

Material	$V_S$ (m/s) a	$V_P$ (m/s) b
Material no consolidado	190-475	740-900
Conglomerado	475-955	900-1600
Conglomerado – Arenisca	955-1052	1600-2500
Lutita - Limolita	1052-1070	2500-3000

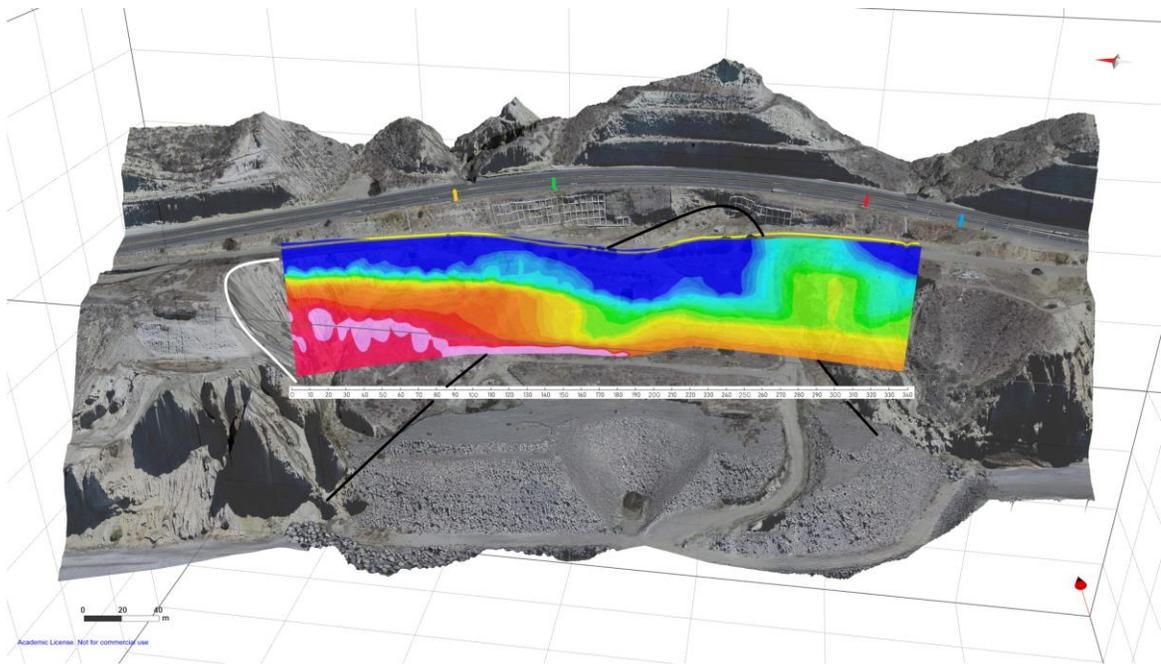
<sup>a</sup> $V_S$  obtenida a partir del método el análisis multicanal de ondas superficiales

<sup>b</sup> $V_P$  obtenida a partir del método tomografía de refracción sísmica

En esta área de estudio, también se identificaron algunos agrietamientos en la superficie de rodamiento de la carretera (Figura 56), donde sobresalen cuatro que afectan principalmente al cuerpo A del terraplén. Estos se observan en la Figura 56, que corresponden respectivamente a las líneas color amarillo, verde, rojo y azul de la Figura 57. Los rasgos cruzan por completo la corona del terraplén y mantienen una tendencia con dirección W-E que se alinea con las cañadas presentes en el área. El agrietamiento de la Figura 55B se alinea en profundidad con la falla inferida en  $x=160$  m de la tomografía (Figuras 54 y 57). Así también, el rasgo de la Figura 4C se relaciona en profundidad con la fractura inferida en  $x=310$  m de la tomografía (Figura 54 y 57). Los agrietamientos restantes no presentan asociación con rasgos visibles en la tomografía; sin embargo, derivado de los reconocimientos geológicos de campo, se observó fallamiento normal en la mayoría de los taludes de la carretera. Por ello, se infiere que estos rasgos sean parte de este fallamiento. A partir de estas observaciones se puede inferir que dos de los agrietamientos presentes en superficie están asociados con rasgos en profundidad. No obstante, no es suficiente para inferir que la superficie de falla afecte la carretera, dados los atributos geométricos de todos estos rasgos. En este sentido, se determina que las afectaciones en el terraplén de la carretera se deben principalmente al fallamiento que se presenta en el área.



**Figura 56.** Fotografías de la superficie de rodamiento del kilómetro 91+000, donde se aprecia una serie de fracturas que se asocian a la superficie de falla del deslizamiento. Dichas fracturas se presentan en el cuerpo A (sentido Tijuana-Ensenada, NW- SE) de la carretera.



**Figura 57.** Modelo 3D, correspondiente al perfil sísmico del kilómetro 91+000 que tiene sobrepuesta la tomografía de refracción sísmica. La línea color amarillo se ubica en el cadenamiento 91+185, la línea verde en el 91+230, la línea roja en el 91+426 y la línea azul en el 91+483. Estas cuatro líneas corresponden a los agrietamientos que se presentan en la superficie de rodamiento del cuerpo A de la carretera. La línea blanca representa el escarpe principal del deslizamiento. La línea negra representa la traza inferida para la superficie de falla activa del deslizamiento, la cual relaciona a algunos rasgos presentes en superficie y profundidad. En la tomografía se observa que a partir de la tercera capa se exhiben los rasgos del deslizamiento, limitado en sus flancos en  $x=160$  y  $x=280$  m por fallas normales. La superficie de falla presenta una profundidad promedio de 33 m y un ancho de 120 m aproximadamente. La falla ubicada en  $x=280$  m, se alinea con el escarpe ubicado en el flanco SE y se denota por cortar las tres primeras capas. Entre  $x=280$  y  $x=310$  m se observa un cuerpo poco deformado, limitado en su costado SE por una falla posiblemente asociada con la fractura que se presenta en el cadenamiento 91+426 de la carretera (línea roja). Asimismo, la fractura que se presenta en el cadenamiento 91+230 de la carretera (línea verde), probablemente está asociada con la falla que se observa en  $x=160$  m.

De igual manera que el PS90, los atributos morfológicos del deslizamiento presentan características que pueden ser observadas en campo y en imágenes satelitales. Particularmente, se aprecia en los escarpes del deslizamiento la forma curva de la superficie de falla, así también, la masa desplazada se presenta basculada hacia la ladera y exhibe la cabecera junto con el escarpe secundario, además su acumulación al pie del deslizamiento forma un depósito en forma de lóbulo. Adicionalmente, las dimensiones que presenta la superficie de falla (profundidad 33 m y ancho de 120 m) a través de las imágenes sísmicas, se pueden considerar como las de una ruptura profunda, por lo que derivado de todo lo anterior se determina que el deslizamiento es de tipo rotacional. Asimismo, se puede inferir que, actualmente el deslizamiento de acuerdo con su estado, distribución y tipo de actividad presenta un movimiento activo, progresivo y de tipo compuesto, así también según su escala de velocidad se puede clasificar como “muy lento” (16 mm/año; Cruden y Varnes, 1996).

## Capítulo 7. Recomendaciones

---

A partir, del deslizamiento ocurrido en diciembre del 2013, se han ejecutado ininterrumpidamente durante 9 años obras de estabilización, donde se han invertido poco menos de cuatro mil millones de pesos en tan solo 10 kilómetros de la CF1D. A pesar de que estas obras han reducido las tasas de movimiento de los deslizamientos, estos continúan activos, demostrando que las acciones emprendidas por las autoridades no han sido suficientes. Además, en la actualidad se continúan aplicando las mismas estrategias para combatir las inestabilidades del terreno.

Actualmente, no existen estudios geológicos y geofísicos suficientes que determinen las estructuras y condiciones internas del subsuelo. Por lo tanto, se desconoce la complejidad de estos procesos geológicos en la región, debido a ello, se continúan ejecutando trabajos de estabilización de manera extensiva, con poco control y posiblemente no acertada.

Para entender la complejidad geológica de los deslizamientos, es necesario investigarlos a detalle y conocer las condiciones del subsuelo. En este sentido, es recomendable y se sugiere la aplicación conjunta de más de un método de exploración geofísica para su estudio. A parte de los métodos aplicados en el presente trabajo, se recomiendan los métodos de Tomografía de Resistividad Eléctrica, Métodos Electromagnéticos, Georadar y Cocientes Espectrales Horizontal/Vertical, por mencionar algunos (ERT, FEM, GPR y HVSR, por sus siglas en inglés, respectivamente). Además, estos métodos se deben correlacionar con estudios geotécnicos y geológicos.

Los métodos sísmicos son los más adecuados debido a que las mediciones dependen directamente de las propiedades mecánicas de los materiales. Esto permite, adicionalmente, mediante algunos parámetros obtenidos, aplicar un análisis y diseño para los sistemas de estabilización que lleguen a implementarse. Se recomienda también, realizar un estudio detallado de geología estructural y un análisis geomorfológico de la región de Bahía Salsipuedes.

Estos deslizamientos son capaces de acelerar en cualquier momento sus tasas de desplazamiento, originando un violento colapso, ocasionado principalmente por sismos o precipitaciones atípicas, que son factores desencadenantes que se presentan en la región.

Los deslizamientos a gran escala quedan fuera del alcance humano, haciéndolos imposibles de controlar. Debido a ello, las únicas medidas a implementar son la prevención y las restricciones del uso de suelo.

Es imprescindible contar con un amplio conocimiento de los aspectos generales de los deslizamientos, para así analizar y aplicar eficazmente las medidas de corrección y mitigación como parte de las estrategias de la gestión de riesgos.

Se exhorta a las autoridades competentes realizar convenios de colaboración con centros de investigación e instituciones científicas que aporten y contribuyan objetivamente al estudio de estos procesos geológicos que afectan esta zona, logrando así una acertada cooperación que logre tomar decisiones y medidas eficientes en la solución de este problema que se ha mantenido por más de 50 años.

## Capítulo 8. Conclusiones

---

Por medio de las  $V_p$  y  $V_s$ , obtenidas mediante los métodos de Tomografía de Refracción Sísmica y Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, se logró reconstruir de manera detallada la estructura interna del subsuelo, con lo cual, se establecieron las unidades estratigráficas y se identificaron las superficies de falla que afectan a los kilómetros 90+000 y 91+000 de la CF1D.

La superficie de falla de ambos deslizamientos se desarrolló en planos de estratificación de rocas sedimentarias, correspondientes a la Formación Rosario del Cretácico Superior.

Se determinaron los parámetros geométricos de ambas superficies de falla. Correspondiente al kilómetro 90+000, la superficie de falla presenta una profundidad promedio de 35 m y un ancho de 170 m aproximadamente. Correspondiente al kilómetro 91+000, la superficie de falla presenta una profundidad promedio de 33 m y un ancho de 120 m aproximadamente.

A partir de las características de los atributos morfológicos de ambos deslizamientos, se determinó que son de tipo rotacional. Asimismo, se infiere que, actualmente los deslizamientos, de acuerdo con su estado, distribución y tipo de actividad, presentan un movimiento activo, progresivo y de tipo compuesto, así también según su escala de velocidad se pueden clasificar como “muy lentos”.

Para el deslizamiento que afecta al kilómetro 90+000, la superficie de falla se presenta entre la capa de conglomerado que sobreyace a la capa de lutita, condicionada principalmente por la contrastante competencia entre estos materiales. En cambio, para el deslizamiento ubicado en el kilómetro 91+000, la superficie de falla se presenta entre la interestratificación de arenisca - lutita – conglomerado, condicionada principalmente por fallas normales.

Se logra constatar que los deslizamientos ocurrieron antes de la construcción de la carretera y que, además, el trazo de la vía se construyó sobre las masas desplazadas, lo que probablemente originó la reactivación de los deslizamientos.

Asimismo, se estableció la estratigrafía del subsuelo por medio de la interpretación de las  $V_p$  y  $V_s$  en complemento con el reconocimiento geológico en campo, información geológica del área de estudio y con base a sistemas de clasificación de rocas según las  $V_p$  y  $V_s$ .

La tomografía de refracción presentó una mayor resolución de la estructura del subsuelo, en comparación con el modelo 2D de MASW, debido a que utiliza longitudes de onda más cortas. Sin embargo, a diferencia del método de refracción, el MASW no tiene limitaciones para obtener imágenes de capas de baja velocidad. Asimismo, algunas diferencias pueden estar asociadas con la calidad de los datos o con propiedades particulares en el subsuelo.

Los métodos aplicados nos proporcionaron una adecuada profundidad de investigación, debido al uso de una fuente de caída de peso acelerada, de mayor energía que un marro.

Por sí solo, cualquiera de estos métodos es eficaz para la caracterización del subsuelo. No obstante, a través del análisis combinado de un conjunto de datos, aumenta significativamente la confianza en las interpretaciones, haciendo aún más poderosa la aplicación conjunta de ambos métodos.

Adicionalmente, estos métodos se destacan por no ser invasivos, de rápida adquisición y por su excelente rentabilidad y procesamiento sencillo de datos. Por lo tanto, se pueden utilizar de manera confiable para la caracterización del subsuelo y de deslizamientos.

Este trabajo de investigación representa el primer estudio de SRT y MASW aplicado a la caracterización de deslizamientos realizado en la región de Bahía Salsipuedes en Ensenada, Baja California. Y también posiblemente el primero de su tipo en México, debido a que, no se encontró literatura reportada con esta misma aplicación.

## Literatura citada

---

- Abbott, P.L., Suárez-Vidal, F., Sangines, E. and Rendina, M. 1993. South Coast Geological Society, Baja California field-trip road log. En: Abbott, P.L., Sanguines, E.M. and Rendina, M.A., Editors, Geologic investigations in Baja California, Mexico. Annual field-trip guide book No. 21, South Coast Geological Society, Inc., Santa Ana, CA, USA., 194-216.
- Ammon, C. J. 2019. Seismic Waves and Earth's Interior. Consultado el 15 de junio de 2022, de [http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves\\_and\\_interior.html](http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)
- Andrade García, P. 2016. Análisis del deslizamiento en la carretera Tijuana-Ensenada (km 93+50) a partir de modelos de relieve de alta resolución espacial. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 64 pp.
- Alcántara Ayala, I. 2000. Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. Investigaciones Geográficas, 41, 7-25.
- Bogoslovsky, V. A., Ogilvy, A. A. 1977. Geophysical methods for the investigation of landslides. Geophysics, 42 (3), 562-571.
- Calmus, T., Burquez, A., Martínez-Yrizar, A. 2017. El Golfo de California: un océano joven, región megadiversa, vínculo entre tectónica y ecología. Revista CIENCIA UANL. 59-64.
- CAPUFE (Caminos y Puentes Federales de Ingresos y Servicios Conexos). 2018. Libro Blanco, Estabilización de la Bahía Salsipuedes del km 84+000 al km 98+000 de la Autopista Tijuana Ensenada. México, D.F.
- Carrivick, L. J., Smith W. M., Quincey, J. D. 2016. Structure from Motion in the Geosciences. Wiley Blackwell, Oxford.
- Chousianitis, K., Del Gaudio, V., Sabatakakis, N., Kavoura, K., Drakatos, G., Bathrellos, G. D., Skilodimou, H. D. 2016. Assessment of Earthquake-Induced Landslide Hazard in Greece: From Arias Intensity to Spatial Distribution of Slope Resistance Demand. Bulletin of the Seismological Society of America, 106 (1), 174–188. doi: <https://doi.org/10.1785/0120150172>
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2012. Manual de Mecánica de Suelos. Instrumentación y Monitoreo del Comportamiento de Obras Hidráulicas. México, D.F.
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Álvarez, D. K., Tazzo-Rangel, M. D., Schmitt, A. K. 2021. Geochemistry, Usingle bondPb geochronology, and Sr-Nd-Hf isotope systematics of a SW-NE transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Mexico: Cretaceous magmatism developed on a juvenile island-arc crust. Lithos, 400–401. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375>
- Cruden, D. M., Varnes D. J. 1996. Landslide Types and Processes. En Turner, A. K. y R. L. Schuster (Eds.), Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, Special Report 247, National Academy of Press, Washington, D.C., 36-75.

- Cruz Castillo, M. 1998. Evaluación de riesgo geológico por deslizamiento de laderas en la zona Salsipuedes Cíbola del mar, Ensenada, Baja California. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 149 pp.
- Cruz Castillo, M., Delgado Argote, L. A. 1999. Descripción Geológica y Estructural de la Zona de Deslizamientos Salsipuedes - Cíbola del Mar, Ensenada, Baja California. Unión Geofísica Mexicana, A.C., 19 (3), 159-174.
- Cruz Castillo, M., Delgado Argote, L. A. 2000. Los Deslizamientos de la Carretera de Cuota Tijuana-Ensenada, Baja California. Unión Geofísica Mexicana, 20 (4), 418 - 432.
- Cruz Castillo, M. 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. Unión Geofísica Mexicana, 22 (1), 37 - 42.
- Diarium. 2014. Deslizamiento en México. Diciembre de 2013. Consultado el 10 de junio 2022, de: <https://diarium.usal.es/begom/2014/07/21/deslizamiento-en-mexico-diciembre-de-2013/>
- Domínguez Morales, L., León Escobedo, D. 2021. Comunidades amenazadas por deslizamiento de laderas. Ciencia, 72(4), 26-37.
- El-Raouf, A. A., Iqbal, I., Meister, J., Abdelrahman, K., Alzahrani, H., Badran, O. M. 2021. Earthflow reactivation assessment by multichannel analysis of surface waves and electrical resistivity tomography: A case study. Open Geosciences, 13, 1328–1344. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0310>
- Eltner, A., Sofia, G. 2020. Chapter 1 - Structure from motion photogrammetric technique. En: Tarolli, P., Mudd, M. S. (Eds.) Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, 23, 1-24. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00001-1>.
- FEMA (Federal Emergency Management Agency). 2020. NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures. Volume I: Part 1 Provisions, Part 2 Commentary (FEMA P-2082-1). Washington, D.C.
- Geometrics. 2009. SeisImager™. San José, California.
- Glade, T., Stark, P., Dikau, R. 2005. Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction—a case study in Rheinhessen, Germany. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 64, 151–158. <https://doi.org/10.1007/s10064-004-0258-1>
- Godio, A., Strobbia, C., De Bacco, G. 2006. Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. Engineering Geology, 83, 273– 286. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.034>
- Gómez Castillo, G. 2010. Peligro Geológico en la Zona de Playa Saldamando - el Mirador en la Autopista Tijuana – Ensenada. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 87 pp.
- Gómez Palacios, D. 2019. Aplicación de la interferometría SAR satelital para la detección y monitoreo de los deslizamientos en la carretera escénica Tijuana-Ensenada, BC. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 164 pp.
- González Huizar, H. 2019. La Olimpiada XXIV de Ciencias de la Tierra: Los Grandes Terremotos en México. Unión Geofísica Mexicana, 39 (1), 1 – 21.

- González Huizar, H., Fletcher, J. M. 2020. Baja quakes highlight seismic risk in northern Mexico. *Temblor*. Consultado el 1 junio de 2022, de <http://doi.org/10.32858/temblor.116>
- González de Vallejo, L. I., Ferrer Gijón, M., Ortuño Abad, L., Oteo Mazo, C. 2002. *Ingeniería Geológica*. Prentice Hall, Madrid.
- Guzmán Villa, M. F. 2021. 8 años continuos de obras mitigación para los deslizamientos de ladera en la Carretera Federal 1D en Ensenada, Baja California. En: 7° Coloquio de Jóvenes Geotecnistas, Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, A.C., Ciudad de México, México, 11 noviembre, 9-14.
- Grit, M., Kanli, A. I. 2016. Integrated Seismic Survey for Detecting Landslide Effects on High Speed Rail Line at Istanbul–Turkey. *Open Geosciences*, 8, 161–173. <https://doi.org/10.1515/geo-2016-0017>
- Hack, R. 2000. Geophysics for slope stability. *Surveys in Geophysics*, 21, 423–448. <https://doi.org/10.1023/A:1006797126800>
- Harba, P., Pilecki, Z., Krawiec, K. 2019. Comparison of MASW and seismic interferometry with use of ambient noise for estimation of S-wave velocity field in landslide subsurface. *Acta Geophysica*, 67, 1875–1883. <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00344-9>
- Heincke, B., Maurer, H., Green, A. G., Willenberg, H., Spillmann, T., Burlini, L. 2006. Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics*, 71 (6), 241–256. <https://doi.org/10.1190/1.2338823>
- Highland, L. M., Bobrowsky, P. 2008. *The landslide handbook—A guide to understanding landslides*. U.S. Geological Survey Circular 1325, Reston, Virginia.
- Huntley, D., Bobrowsky, P., Hendry, M., Macciotta, R., Best, M. 2019. Multi-technique Geophysical Investigation of a Very Slow-moving Landslide near Ashcroft, British Columbia, Canada. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 24 (1), 87–110. <https://doi.org/10.2113/JEEG24.1.87>
- IAEG Commission on Landslides (International Association of Engineering Geology). 1990. Suggested nomenclature for landslides. *Bulletin International Association of Engineering Geology*, 41, 13-16.
- Imani, P., Tian, G., Saeed, H., El-Raouf, A. 2021. Application of combined electrical resistivity tomography (ERT) and seismic refraction tomography (SRT) methods to investigate Xiaoshan District landslide site: Hangzhou, China. *Journal of Applied Geophysics*, 184. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104236>
- Imposa, S., Grassi, S., Fazio, F., Rannisi, G., Cino, P. 2017. Geophysical surveys to study a landslide body (northeastern Sicily). *Natural Hazards*, 86 (S2), 327–343. <http://doi:10.1007/s11069-016-2544-1>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 2001. *Síntesis de información geográfica del estado de Baja California*.
- IRIS. 2022. *Waves Motions*. Consultado el 7 de marzo de 2022, de: <https://www.iris.edu/hq/inclass/>
- Ivanov, J., Miller, D. R., Tsoflias, G. 2008. Some Practical Aspects of MASW Analysis and Processing. En: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2008*. January 2008, Environment and Engineering Geophysical Society, 1186-1198. <https://doi.org/10.4133/1.2963228>

- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Bearez, N., Orengo, Y. 2009. Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 109, 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.10.005>
- Jongmans, D., Garambois, S. 2007. Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, (2), 101-112. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.101>
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. (3ra ed.) Blackwell Science, London.
- Keller, A. E., Blodgett, H. R. 2004. *Riesgos Naturales*. Prentice Hall, Madrid.
- Keskinsezer, A., Dağ, E. 2019. Investigating of soil features and landslide risk in Western-Atakent (İstanbul) using resistivity, MASW, Microtremor and boreholes methods. *Open Geosciences*, 11, 1112–1128. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0086>
- KGS. 2022. Introduction to MASW. Consultado el 10 de enero 2022, de <https://www.kgs.ku.edu/software/surfseis/masw.html>
- Lee, E. M., Jones, D. K. C. 2004. *Landslide risk assessment*. Thomas Telford. London.
- Mauritsch, H. J., Seiberl, W., Arndt, R., Romer, A., Schneiderbauer, K., Sendlhofer, G. P. 2000. Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. *Engineering Geology*, 56, 373–388. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(99\)00120-9](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00120-9)
- McCann, D. M., Forster, A. 1990. Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology*, 29, 59-78. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(90\)90082-C](https://doi.org/10.1016/0013-7952(90)90082-C)
- Meric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathélet, M., Chatelain, J. L., Vengeon, J. M. 2005. Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1105–1115. <https://doi.org/10.1139/t05-034>
- Miller, D. R., Xia, J., Park, C. B., Ivanov, M. J. 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge*, 18, 1392–1396. <https://doi.org/10.1190/1.1438226>
- Muñoz Hernández, S. S. 2015. *Análisis estratigráfico y estructural de la región Salsipuedes, Baja California*. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 123 pp.
- Murphy, W. 1995. The geomorphological controls on seismically triggered landslides during the 1908 Straits of Messina earthquake, Southern Italy. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 28 (1), 61–74. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEGH.1995.028.P1.06>
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., Ivanov, J. 2007. Multichannel analysis of surface waves (MASW)—active and passive methods. *The Leading Edge*, 60-64. <https://doi.org/10.1190/1.2431832>
- Park Seismic LLC. 2021. *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)*. Consultado el 20 de diciembre de 2021, de: <http://masw.com/>

- Pérez Flores, M. A., Delgado Argote, L. A., Herrera Barrientos, F. 2014. Estructura geoelectrica de la zona de deslizamientos de la villa San Miguel, Ensenada, Baja California. *Unión Geofísica Mexicana*, 34 (2), 1-9.
- Pilecki, Z. 2017. Basic principles for the identification of landslides using geophysical methods. En: 3rd International Conference on Applied Geophysics. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172401001>
- RESNOM (Red Sísmica del Noroeste de México). 2022. Consultado el 16 de mayo de 2022. <https://resnom.cicese.mx/sitio/>
- Reynolds, J. M. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. (2da ed.) Wiley-Blackwell, Oxford.
- Rico, A., Springall, G., Mendoza, A. 1976. Investigations of instability and remedial works on the Tijuana-Ensenada highway, Mexico. *Géotechnique*, 26 (4), 577-590.
- Rico Rodríguez, A., Del Castillo, H. 1976. *La ingeniería de suelos en las vías terrestres*. Volumen 1. Limusa. Ciudad de México.
- Salas-Romero, S., Malehmir, A., Snowball, I., Brodic, B. 2021. Geotechnical site characterization using multichannel analysis of surface waves: A case study of an area prone to quick-clay landslides in southwest Sweden. *Near Surface Geophysics*, 19, 699–715. <https://doi.org/10.1002/nsg.12173>
- Sarychikhina, O., Gómez Palacios, D., Delgado Argote, L. A., González Ortega, A. 2021. Application of satellite SAR interferometry for the detection and monitoring of landslides along the Tijuana - Ensenada Scenic Highway, Baja California, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103030. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103030>
- SCEDC (Southern California Earthquake Center). 2013. Consultado el 31 de mayo de 2022. <https://doi:10.7909/C3WD3Xh1>
- Science Learning Hub - Pokapū Akoranga Pūtaiao. 2022. Seismic Waves. Consultado el 7 de marzo de 2022, de: <https://www.sciencelearn.org.nz/resources/340-seismic-waves>
- SCT (Secretaría de Comunicaciones y Transportes). 2016. *Manifestación de Impacto Ambiental, Modalidad Regional para el proyecto denominado "Carretera Tijuana Ensenada, tramo Tijuana Ensenada km 578+000 al 602+534.17"*. Ciudad de México.
- Senkaya, G. V., Karsli, H., Senkaya, M., Güney, R. 2015. Imaging of Landslide Deposits around Uzungöl Lake (Trabzon-Turkey) by Refraction Tomography and MASW. En: *International Conference on Engineering Geophysics*, Al Ain, United Arab Emirates, 15-18 November, p. 27-27. <https://doi.org/10.1190/iceg2015-008>
- SGM (Servicio Geológico Mexicano). 2003. *Carta geológica-minera, Ensenada H11-2, Baja California*. México.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Mandell, W. 2004. Comparison of MASW and Refraction Tomography. En: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2004*. Environmental & Engineering Geophysical Society, pp. 1611-1621. <https://doi.org/10.4133/1.2923331>
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. (2da ed.) Cambridge University Press, Cambridge.

- Tarback, J. E., Lutgens, K. f. 2013. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. (10ma ed.) Pearson Educación, Madrid.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. Applied Geophysics. (2da ed.) Cambridge University Press, Cambridge.
- USGS. 2022. Search earthquake catalog. Consultado el 6 de junio de 2022, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- Vienhthong, X., Vu, D. M., Nguyen, A. D., Vu, M. T. 2020. Seismic Refraction Exploration for Groundwater Potential Evaluations: A Case Study of Vientiane Province, Laos. VNU Journal of Science: Earth and Environmental Sciences, 36 (4), 90-101. <https://doi.org/10.25073/2588-1094/vnuoes.4651>
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., Reynolds J. M. 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology, 179, 300–314. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>
- Whiteley, J. S., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., Kendall, J. M. 2019. Geophysical Monitoring of Moisture-Induced Landslides: A Review. Reviews of Geophysics, 57, 106–145. <https://doi.org/10.1029/2018RG000603>
- Wong, O. V., Legg, M., Suarez, V. F. 1987. Sismicidad y tectónica de la margen continental del sur de California (USA) y Baja California Norte (México). Geofísica Internacional, 26 (3), 459 – 478.
- WP/WLI (International Geotechnical Societies UNESCO Working Party on World Landslide Inventory), The Canadian Geotechnical Society. 1993. Multilingual landslide glossary, BiTech Publishers, Richmond, British Columbia, Canada.
- Xia, J., Miller, D. R., Park, B. C. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, 64 (3), 691-700. <https://doi.org/10.1190/1.1444578>
- Yalcinkaya, E., Alpa, H., Ozel, O., Gorguna, E., Martino, S., Lenti, L., Bourdeau, C., Bigarre, P., Coccia, S. 2016. Near-surface geophysical methods for investigating the Buyukcekmece landslide in Istanbul, Turkey. Journal of Applied Geophysics, 134, 23–35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.012>
- Zamora Maciel, A. 2021. Estimación de la deformación cortical del norte de Baja California a partir del modelado de bloques elásticos. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 78 pp.