



BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE
PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA
COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO EN LA SUB-CUENCA JAMAPA
MEDIANTE RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE Y SÍSMICA DE
REFRACCIÓN PARA LA DETERMINACIÓN DE ESPESORES DEL MATERIAL DE
UN AMBIENTE IGNEO-GLACIAL EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA, MÉXICO

TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Ingeniero Geofísico

PRESENTA:
Roman Gutiérrez Anguiano

Director interno de tesis:
M. en C. Julio Cesar González Hernández

Director externo de tesis:
Dr. Blake Weissling

Asesor externo de tesis:
Dra. Katrin Sieron

Agosto 2020



Oficio D-SA 0717/2020

C. ROMÁN GUTIÉRREZ ANGUIANO
PASANTE DE LA CARRERA DE INGENIERÍA
GEOFÍSICA
Presente.

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional en línea, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

“CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO EN LA SUB-CUENCA JAMAPA MEDIANTE RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE Y SÍSMICA DE REFRACCIÓN PARA LA DETERMINACIÓN DE ESPESORES DEL MATERIAL DE UN AMBIENTE ÍGNEO-GLACIAL EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA, MÉXICO.”.

Por lo anterior hacemos de su conocimiento que se asigna como asesor al Mtro. Julio César González Hernández.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente
“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a 10 de agosto de 2020

M. en I. Fernando Daniel Lazcano Hernández
Director

M'FDLH/M'JAJT/BARV
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

Facultad
de Ingeniería

Bld. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING - 4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
01 (222) 229 55 00 Ext. 7610

M. en I. Fernando Daniel Lazcano Hernández
Director de la Facultad de Ingeniería
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla
P r e s e n t e.

El que suscribe: Mtro. Julio César González Hernández, Asesor del tema:

"CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SUBSUELO EN LA SUB-CUENCA JAMAPA MEDIANTE RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE Y SÍSMICA DE REFRACCIÓN PARA LA DETERMINACIÓN DE ESPESORES DEL MATERIAL DE UN AMBIENTE ÍGNEO-GLACIAL EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA, MÉXICO."

Presentada por el C. Román Gutiérrez Anguiano, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. D – SA 0717/2020 con fecha de emisión 10 de agosto de 2020, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático, metodología, redacción y ortografía de la tesina correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión de la misma.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

A t e n t a m e n t e
"Pensar bien, para vivir mejor"
H. Puebla de Z. a 23 de octubre de 2020

Mtro. Julio César González Hernández
Asesor

M'JCGH/BARV
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

Dedicatoria

A mis familiares, amigos y maestros que siempre me apoyaron a lo largo de mi trayectoria educativa.

A J. G. A. y a todos mis seres queridos que ya no están, pero que desde algún lugar me siguen cuidando.

Agradecimientos

A mi abuela Benita Anguiano y a mi tío Iván Gutiérrez que siempre han estado pendientes de mí y por su gran apoyo incondicional que me siguen brindando.

A mis padres Ahide Gutiérrez y Osvaldo Aguilar por asegurarse que no me faltará nada y por sus grandes consejos.

A mi familia por siempre darme ánimos y creer en mí, en especial a mis hermanos por darme motivos para seguir superándome.

A la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, en especial al colegio de ingeniería geofísica y a los maestros que lo conforman, por brindar las herramientas y conocimientos necesarios para desarrollarme profesionalmente.

A Society of Exploration Geophysicists (SEG) y su programa Geoscientists without Borders® (GWB) por el financiamiento del proyecto “Peligros Hidrometeorológicos y geológicos en el Volcán Pico de Orizaba, México, así como por la beca recibida de este proyecto.

Un especial agradecimiento para los maestros involucrados en este proyecto:

M.C Julio Cesar Gonzáles Hernández, por brindarme la oportunidad de participar en este proyecto y sobre todo por su tiempo invertido en supervisar la realización del proyecto desde sus inicios, trabajo de campo en el volcán, y paciencia para la correcta elaboración de esta tesis.

Dra. Katrin Sieron por involucrar al colegio de ingeniería geofísica en el proyecto realizado, así como por estar al pendiente de la brigada en el volcán y compartirme algunos de sus conocimientos sobre la geología del área de estudio y sobre todo por el tiempo invertido en la elaboración de este proyecto.

Dr. Blake Weissling por brindarme consejos de adquisición y procesamiento de datos con los métodos geofísicos utilizados, así como brindarme los datos que adquirió en la parte del glaciar y por su tiempo invertido en la revisión de este trabajo.

M.C. José Serrano Ortiz, por brindarme los conocimientos suficientes en las diferentes materias que me impartió, así como por su tiempo y paciencia prestada desde la elaboración del presente estudio..

Ing. Isaac Raúl Soriano Garibo por su tiempo y paciencia para la revisión de esta tesis.

A las instituciones involucradas como Protección Civil del estado de Veracruz por prestarnos las antenas del GPR, así como por el transporte para desplazarnos hacia el volcán.

A los compañeros involucrados en el proyecto de la Universidad Veracruzana, así como a mis compañeros de brigada Pamela M., Priscila E., y Jesús O. por la ayuda prestada para la adquisición de datos, así como por su compañía durante el trabajo.

A mi tutor académico cDr. José Luis González Guevara por brindarme consejos, estar al pendiente de mi avance académico, y por su gran amistad brindada.

A mi novia Marenny O. por acompañarme durante mi estancia en la universidad, por su cariño, comprensión, así como por estar siempre al pendiente mientras me encontraba en el volcán y sobre todo por darme ánimos para continuar.

Así como también a mis amigos Víctor F., Ilse N., Pamela M., Diego V., Vania P., Michelle A y David L. por brindarme una amistad sincera y confiable.

Y por último aquellas personas que en algún momento compartimos tiempo juntos y sin duda me han dejado gratos recuerdos.

Índice general

Autorización de tema	I
Autorización de impresión.....	II
Dedicatoria.....	III
Agradecimientos.....	IV
Índice general	V
Índice de figuras	VIII
Índice de tablas	XI
Resumen	1
Capítulo 1. Introducción	2
1.1 Planteamiento del problema.....	2
1.2 Justificación.....	3
1.3 Objetivos.....	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Limitaciones.....	4
1.5 Antecedentes	5
Capítulo 2. Marco geológico.....	9
2.1 Volcán Citlaltépetl	9
2.2 Geología del Citlaltépetl.....	11
2.3 Glaciaciones en el Citlaltépetl.....	15
2.4 Glaciares.....	19
2.4.1 Conceptos básicos de glaciología	19
Capítulo 3. Marco teórico	25
3. 1 Fundamentos físicos de las ondas	25
3.2. Ondas electromagnéticas	27
3.3 Velocidad de propagación de las ondas	28
3.4 Parámetros electromagnéticos	29
3.4.1 Efectos de la Conductividad eléctrica en el método GPR	29
3.4.2 Permeabilidad Magnética	30
3.4.3 Velocidad de las ondas de radio	30
3.4.4 Constante Dieléctrica	31
3.4.5 Características de algunos medios geológicos	31
3.4.6 Efecto Pelicular (Skin Depth).....	34
3.5 Georradar	35

3.4.5 Resolución vertical y horizontal	37
3.4.6 Herramientas utilizadas	40
3.6 Reflexión, refracción y la transmisión de ondas electromagnéticas en las interfaces	42
3.7 Tipos de ondas sísmicas	44
3.7.1 Ondas Internas	44
3.7.2 Ondas superficiales	45
3.8 Ley de Snell	46
3.9 Principio de Fermat	46
3.10 Principio de Huygens	47
3.11 Velocidades de ondas sísmicas	48
3.12 Sísmica de refracción	48
3.13 Inversión en términos de tiempo	53
Capítulo 4. Metodología	55
4.1 Campaña de campo	55
4.2 Adquisición y procesamiento Georradar	59
4.2.1 Software de adquisición y procesamiento	60
4.2.2 Secuencia de procesamiento del método de Georradar	60
4.3 Adquisición y procesamiento sísmica de refracción	64
4.3.1 Software de adquisición y procesamiento para sísmica de refracción	66
4.3.2 Secuencia de procesamiento para sísmica de refracción	66
Capítulo 5. Resultados	69
5.1 Resultados Georradar	70
5.2 Resultados Sísmica de refracción	86
5.3 Comparación de ambos métodos	94
Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones	99
6.1 Conclusiones	99
6.2 Recomendaciones	101
Capítulo 7. Bibliografía	103
Anexo 1. Resultados obtenidos con la herramienta hodograph	112
Anexo 2. Dromocronas de los perfiles de sísmica de refracción	120
Anexo 3. Diagrama de flujo GPR	121
Anexo 4. Diagrama de flujo sísmica de refracción	122
Anexo 5. Fotografías del trabajo en campo del mes de marzo del 2019	123
Anexo 6. Fotografías del trabajo en campo del mes de junio del 2019	124

Índice de figuras

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.....	10
Figura 2. Altitud del frente glacial norte del volcán Citlaltépetl.....	11
Figura 3. Vestigios de la evolución del volcán 1) Torrecillas, 2) Espolón de Oro.....	14
Figura 4. Mapa geológico simplificado del volcán Pico de Orizaba que muestra sus cuatro etapas principales de evolución.	14
Figura 5. Corresponde al mapa de morrena identificado por Heine (1988)	16
Figura 6. Corrección a la cartografía de Lorenzo.....	18
Figura 7. Estructura de un glaciar.....	20
Figura 8. Propagación de onda electromagnética. Se constituye de dos ondas, magnética y eléctrica perpendiculares en la propagación.....	27
Figura 9. Se muestra el área iluminada por la antena a una profundidad h desde la superficie del medio.....	35
Figura 10. Zona de Fresnel.....	39
Figura 11. Se muestra la atenuación de las ondas de radio en el aire versus en un medio conductor.....	39
Figura 12. Componentes de ondas electromagnéticas.....	44
Figura 13. Onda primaria (P).....	45
Figura 14. Onda secundaria (S).....	45
Figura 15. Ondas superficiales, Rayleigh (A) y Love (B).....	46
Figura 16. Forma de la onda inicial AB y A'B'	48
Figura 17. Esquema de adquisición del método de refracción sísmica.....	49
Figura 18. Ejemplo de dromocrona.....	50
Figura 19. Técnica de refracción sísmica, en un modelo de dos capas.....	51
Figura 20. Refractor paralelo a la superficie. Fuente: Seisimager (2009).....	53
Figura 21. Refractor con superficie curva. Fuente: Seisimager (2009).....	54
Figura 22. Equipo Zond 12e 300 Mhz, utilizado para la adquisición de datos GPR.....	57
Figura 23. Equipo GSSI Utility Scan 350HS, utilizado para la adquisición de datos GPR	58
Figura 24. Equipo Geode de la marca Geometrics con sus herramientas.....	58
Figura 25. Localización de perfiles GPR en la zona de estudio.....	59
Figura 26. Radargrama sin procesar.....	61
Figura 27. Radargrama con aplicación de retraso de pulso + aplanamiento cero...61	
Figura 28. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo+ Ganancia.....	62
Figura 29. Aplicación de filtro ormsby al radargrama.....	63
Figura 30. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro ormsby.....	63
Figura 31. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro ormsby+ filtro pasa bajas.....	64
Figura 32. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro ormsby+ filtro pasa bajas + topografía + cambio de permitividad.....	64
Figura 33. Distribución de perfiles sísmicos en la zona albergue y zona till subglacial	66

Figura 34. A) Sismograma crudo sin filtrar ruido, Imagen, B) Aplicación de filtro pasa bajas para la atenuación del ruido.....	67
Figura 35. A) sismograma completo ya filtrado, Imagen B) sismograma filtrado con eliminación de trazas sísmicas.....	67
Figura 36. Sismograma con identificación de onda P, las pequeñas líneas rojas indican la llegada de la onda p para cada geófono, las líneas verdes indican la unión de cada llega de la onda P de perfiles pasados.....	68
Figura 37. Identificación de cambio de pendientes en las líneas de tiempo de viaje. Fuente.....	68
Figura 38. Modelo de 2 capas de velocidad de onda P obtenido a través de la inversión de datos.....	68
Figura 39. Ubicación del perfil 1 de georradar.....	70
Figura 40. Perfil 1 de georradar en el área "albergue" con topografía incluida, la marca 1 representa un movimiento brusco de la antena sobre el terreno.....	71
Figura 41. Ubicación del perfil 2 de georradar.....	72
Figura 42. Perfil 2 de georradar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	73
Figura 43. Ubicación del perfil 3 de georradar.....	74
Figura 44. Perfil 3 de georradar en el área "Zona de till subglacial " con topografía incluida.....	75
Figura 45. Ubicación del perfil 4 de georradar.....	76
Figura 46. Perfil 4 de georradar en el área "Zona Rampa Proglacial" con topografía incluida.....	77
Figura 47. Ubicación del perfil 5 de georradar.....	78
Figura 48. Perfil 5 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida.....	79
Figura 49. Ubicación del perfil 6 de georradar.....	80
Figura 50. Perfil 6 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida.....	81
Figura 51. Ubicación del perfil 7 de Georradar.....	82
Figura 52. Perfil 7 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida.....	83
Figura 53. Ubicación del perfil 8 de Georradar.....	84
Figura 54. Perfil 8 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida.....	85
Figura 55. Ubicación del perfil 1 de sísmica de refracción.....	86
Figura 56. Modelo de velocidades del Perfil 1 con topografía incluida.....	87
Figura 57. Ubicación del perfil 2 de sísmica de refracción.....	88
Figura 58. Perfil 2 de sísmica de refracción con topografía incluida.....	89
Figura 59. Ubicación del perfil 3 de sísmica de refracción.....	90
Figura 60. Perfil 3 de sísmica de refracción con topografía incluida.....	91
Figura 61. Ubicación del perfil 4 de sísmica de refracción.....	92
Figura 62. Perfil 4 de sísmica de refracción con topografía incluida.....	93
Figura 63. Perfil de comparación 1 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B).....	94
Figura 64. Perfil de comparación 2 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B).....	96
Figura 65. Perfil de comparación 3 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B).....	97
Figura 66. Perfil 1 de georradar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	111

Figura 67. Perfil 2 de georradar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	112
Figura 68. Perfil 3 de georradar en el área "Rampa Proglacial " sin topografía incluida y con aplicación de la herramienta hodograph.....	113
Figura 69. Perfil 4 de georradar en el área "Rampa Proglaciall" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	114
Figura 70. Perfil 5 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	115
Figura 71. Perfil 6 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	116
Figura 72. Perfil 7 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	117
Figura 73. Perfil 8 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.....	118
Figura 74. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 1 de sísmica de refracción	119
Figura 75. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 2 de sísmica de refracción.....	119
Figura 76. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 3 de sísmica de refracción.....	119
Figura 77. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 4 de sísmica de refracción.....	119
Figura 78. Diagrama de flujo del método GPR.....	120
Figura 79. Diagrama de flujo del método de sísmica de refracción.	121
Figura 80. Volcán Citlaltépetl en el mes de marzo del año 2019.....	122
Figura 81. Albergue piedra grande.....	122
Figura 82. Realización de sísmica de refracción en la zona albergue.....	122
Figura 83. Reconocimiento de la zona.....	122
Figura 84. Adquisición de datos con GPR en la zona albergue.....	122
Figura 85. Preparación de terreno para levantamiento con GPR.....	123
Figura 86. Adquisición de datos de sísmica de refracción.....	123
Figura 87. Preparación del tendido sísmico en la zona de till subglacial.....	123
Figura 88. Adquisición de datos de sísmica de refracción en la zona de till subglacial.....	123
Figura 89. Configurando parámetros de adquisición con el GPR GSSI 350 Mhz.....	123
Figura 90. Till supraglacial así mismo se logran ver espesores de hielo glaciar de aprox. 1.6 metros.....	123
Figura 91. Adquisición de perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa.....	124
Figura 92. Adquisición de perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa.....	124
Figura 93. Adquisición de coordenadas sobre perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa.....	124

Índice de tablas

Tabla 1 Propiedades electromagnéticas de algunas rocas y suelos.....	32
Tabla 2 Tipos de radargramas.....	36
Tabla 3 velocidades de onda P para distintos materiales.....	51
Tabla 4 Comparación de equipos utilizados en la adquisición.....	57
Tabla 5 Ubicación de perfil 1 de GPR en grados, minutos y segundos.....	71
Tabla 6 Ubicación de perfil 2 de GPR en grados, minutos y segundos.....	73
Tabla 7 Ubicación de perfil 3 de GPR en grados, minutos y segundos.....	75
Tabla 8 Ubicación de perfil 4 de GPR en grados, minutos y segundos.....	77
Tabla 9 Ubicación de perfil 5 de GPR en grados, minutos y segundos.....	79
Tabla 10 Coordenadas en UTM en la zona 14Q de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 5 m. sobre el perfil 5 realizado con GPR.....	79
Tabla 11 Ubicación de perfil 6 de GPR en grados, minutos y segundos.....	80
Tabla 12 Coordenadas en UTM en la zona 14Q de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 15 m. sobre el perfil 6 realizado con GPR.....	81
Tabla 13 Ubicación de perfil 7 de GPR en grados, minutos y segundos.....	82
Tabla 14 Coordenadas en la zona 14Q en UTM de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 5 m. sobre el perfil 7 realizado con GPR.....	83
Tabla 15 Ubicación de perfil 8 de GPR en grados, minutos y segundos.....	84
Tabla 16 Coordenadas en la zona 14Q en UTM de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 12.5 m. sobre el perfil 8 realizado con GPR.....	85
Tabla 17 Ubicación de perfil 1 de sísmica de refracción en grados, minutos y segundos.....	87
Tabla 18 Ubicación de perfil 2 de sísmica de refracción en grados, minutos y segundos.....	88
Tabla 19 Ubicación de perfil 3 de sísmica de refracción en grados, minutos y segundos.....	90
Tabla 20 Ubicación de perfil 4 de sísmica de refracción en grados, minutos y segundos.....	92
Tabla 21 Correspondiente a los parámetros del perfil 1 obtenidos con la herramienta hodograph.....	111
Tabla 22 Correspondiente a los parámetros del perfil 2 obtenidos con la herramienta hodograph.....	112
Tabla 23 Correspondiente a los parámetros del perfil 3 obtenidos con la herramienta hodograph.....	113
Tabla 24 Correspondiente a los parámetros del perfil 4 obtenidos con la herramienta hodograph.....	114
Tabla 25 Correspondiente a los parámetros del perfil 5 obtenidos con la herramienta hodograph.....	115
Tabla 26 Correspondiente a los parámetros del perfil 6 obtenidos con la herramienta hodograph.....	116
Tabla 27 Correspondiente a los parámetros del perfil 7 obtenidos con la herramienta hodograph.....	117
Tabla 28 Correspondiente a los parámetros del perfil 8 obtenidos con la herramienta hodograph.....	118

Resumen

El presente estudio se llevó a cabo en la sub-cuenca superior del río Jampa cuyo origen tiene lugar en la parte más alta del flanco norte del volcán activo Citlaltépetl, mejor conocido como Pico de Orizaba, con altitud de 5,675 m.s.n.m., ubicado en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en el estado de Veracruz y Puebla. En esta zona se encuentra el glaciar más grande de México, el cual ha estado disminuyendo en estas últimas décadas, a tal grado que ya algunos autores lo consideran en peligro de extinción (Delgado-Granados, 2018).

Esta tesis se lleva a cabo en el marco del proyecto “Peligros hidrometeorológicos y geológicos en el volcán Pico de Orizaba, México” para el cual este trabajo aporta estimaciones de espesores de estratos de material piroclástico y volcanoclástico (incluyendo till de glaciaciones pasadas), mediante el uso de sísmica de refracción en la zona del albergue Piedra Grande y en la zona de la Rampa Proglacial. También se determinó el espesor reciente (2019) de hielo en el glaciar Jamapa con el método de Radar de Penetración Terrestre (por sus siglas en inglés GPR).

La estimación de estos espesores se obtuvo a partir de técnicas geofísicas, ya que resultan de gran utilidad para la caracterización del subsuelo. Mediante el método de georradar se midieron espesores del hielo del glaciar, aprovechando sus propiedades electromagnéticas en contraste con las de la roca subyacente. Por otra parte, se utilizó el método de sísmica de refracción para poder determinar los espesores de materiales no consolidados, como son los till y otros sedimentos volcanoclásticos, debido al contraste de propiedades elásticas que ofrecen con respecto al lecho de roca subyacente.

En esta investigación, se obtuvo un espesor máximo del glaciar Jamapa de 17.20 m, el cual sobreyace un flujo de lava el cual actúa como base del glaciar; dicho espesor se localiza a 5221 m.s.n.m. sobre el perfil 6 del levantamiento con GPR. De igual manera en la zona de la rampa proglacial, se localizó un espesor promedio de 5 metros de suelo intemperizado por la dinámica del Glaciar Jamapa el cual se encuentra conformado por till, producto de la meteorización de partes más altas del volcán, y algunos piroclastos de erupciones pasadas, como segundo horizonte se

encuentra gravas y arenas secas evidencia de los últimos eventos eruptivos del volcán.

Por último, se realiza una comparación de los perfiles obtenidos por ambos métodos, en ubicaciones donde se realizaron ambas prospecciones (albergue y rampa proglacial) para correlacionar los resultados obtenidos en la zona de estudio, donde los resultados muestran una similitud significativa en cuanto a espesores, sin embargo, siendo más útil en este aspecto el método de sismica de refracción.

Capítulo 1. Introducción

Esta investigación se centra en el volcán Pico de Orizaba, un estratovolcán activo de 5.675 metros de altura ubicado entre los estados de Veracruz y Puebla en el centro-este de México. La tesis que a continuación se presenta, se realiza en el marco del proyecto “Peligros hidrometereológicos y geológicos en el volcán Pico de Orizaba, México”. Este proyecto tiene como objetivo general el diseñar, ubicar y construir un sistema permanente de alerta de lahares para las comunidades río abajo en un esfuerzo por prevenir pérdida significativa de infraestructura y vidas. Por ello, en esta investigación se busca la identificación de los espesores del material presente en el volcán, así como la determinación del espesor del glaciar Jamapa. Dicha información será de utilidad para el modelado de lahares. Así mismo, los perfiles obtenidos por los métodos geofísicos utilizados en la investigación serán de utilidad para los geocientíficos involucrados en el proyecto ya mencionado y para estudios posteriores, para realizar perfiles estratigráficos y obtener un mayor panorama de la distribución del material geológico en las zonas de estudio.

1.1 Planteamiento del problema

El Pico de Orizaba, debido a su historia glaciológica (avances y retrocesos) y eruptiva (colapsos, derrumbes, erupciones), en su superficie como debajo de ella, aloja evidencia de dichos procesos. Ejemplo de estas evidencias son materiales no consolidados como lo son el till, material piroclástico y material provenientes de erosión y meteorización de zonas más altas, por lo que en zonas con altitud menor a la del glaciar Jamapa, se encuentran importantes acumulaciones de dichos

materiales. Estos materiales no consolidados y acumulados en ciertas zonas de la montaña, junto con el agua que se libera por derretimiento del glaciar, así como del agua meteórica, y la pendiente natural de la estructura volcánica, proveen condiciones que favorecen a la provocación de fenómenos como los son los lahares u otros tipos de Procesos de Remoción en Masa (PRM), los cuales podrían presentar un peligro significativo para los asentamientos humanos que se encuentran aguas abajo de la subcuenca Jamapa.

1.2 Justificación

El presente trabajo pretende aportar información al proyecto “Peligros hidrometereológicos y geológicos en el volcán Pico de Orizaba, México” en relación a los espesores de los materiales no consolidados como del espesor del glaciar, mediante la identificación de propiedades elásticas y electromagnéticas del material geológico a caracterizar. Una vez obtenidos los espesores, la información servirá en el proyecto antes mencionado para evaluar la estructura del glaciar, así como de los materiales no consolidados presentes en la zona de estudio.

Por tal motivo, se utilizaron dos métodos geofísicos para la identificación de los diferentes materiales: el método de GPR y el método de sísmica de refracción. Con el primero se pretende realizar la identificación del espesor del glaciar Jamapa mediante el método de GPR, dado que el hielo se considera un material “transparente” al paso de las ondas de radio, lo que permite la penetración de dichas ondas sin producir una fuerte atenuación de la energía, obteniendo como resultado un perfil del subsuelo mostrando un contraste entre el sustrato rocoso y hielo glaciar. El segundo método, demuestra ser eficaz para la determinación de contrastes litológicos y geometría de los horizontes presentes, obteniéndose datos de velocidades de propagación de la onda P y la profundidad de límites litológicos, lo que permite establecer diagramas precisos sobre la distribución del material no consolidado contra el lecho rocoso que subyace. Los espesores de materiales no consolidados en las zonas recién descubiertas por la desglaciación (rampa proglacial) encima de la línea de árboles, son parámetros útiles para el modelado de lahares que se pudieran producir en la zona de estudio. Adicionalmente, los

espesores del hielo a lo largo de los trayectos cubiertos con el GPR permitirán evaluar la estructura del glaciar, ubicar y mapear la interface hielo-roca.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

- Determinar las propiedades físicas, relacionados con la litología presente, mediante las técnicas de GPR y sísmica de refracción, para comprender las tendencias del comportamiento del espesor de los diferentes horizontes identificados.

1.3.2 Objetivos específicos

- Realizar el procesamiento de los datos adquiridos con la técnica de GPR, mediante uso del software Prism2®, para la obtención de espesores de hielo en el glaciar Jamapa.
- Realizar el correspondiente procesamiento de los datos adquiridos a través de la técnica de sísmica de refracción, para la obtención de espesores y velocidades de onda P en los horizontes del material no consolidado en la rampa proglacial, mediante las herramientas del software SeisImager®.
- Establecer modelos del subsuelo, por medio de la inversión de datos obtenidos con ambos métodos por separado, que sean correlacionables con la geología del sitio explorado.
- Realizar la comparación entre los resultados de ambos métodos en perfiles coincidentes, mediante la correlación de modelos geofísicos con el fin de proponer con mayor precisión los posibles espesores y componentes del subsuelo.

1.4 Limitaciones

Las condiciones naturales de la zona de estudio (pendiente del terreno, altitud, presión atmosférica, temperatura, velocidad del viento, visibilidad y acceso a la zona), hacen que la adquisición de datos y la calidad de los mismos sean más

susceptibles a errores humanos, debido a alteraciones en los procesos físicos del cuerpo provocados por las condiciones extremas presentes en el volcán Pico de Orizaba.

El tipo de fuente utilizada en sismica de refracción tiene una limitante en cuanto a profundidad de investigación, así como también la frecuencia de las antenas utilizadas en el método de GPR en las zonas de estudio, por lo que esos factores podrían afectar si se encuentra un material cuyo espesor supere el límite de investigación de dichos métodos, provocando que no se determinen los contactos geológicos de los materiales, ni la geometría de los horizontes.

1.5 Antecedentes

En México, el estudio de los glaciares comenzó en el siglo XVIII cuando se realizaron por primera vez mediciones barométricas en el volcán Iztaccíhuatl (Lorenzo,1964). Las primeras menciones encontradas en el volcán Citlaltépetl, según Lorenzo (1959), son Waitz (1911) con su artículo “Observaciones geológicas acerca del pico de Orizaba” en donde comenta que *“el volcán de Orizaba ha sido ascendido por un regular número de excursionistas, menos frecuente lo ha visitado viajeros científicos, sin embargo, han estudiado sus faldas respecto a su flora y su fauna”*. En la parte geológica Waitz (1911), hace mención del profesor Dannenberg y su trabajo titulado “Beobachtugen an einigen Vulkanen Mexikos (1907)” el cual sirvió como guía en la excursión organizada por la Sociedad Geológica Mexicana. Lorenzo (1959) menciona a Blázquez (1957) quien ha realizado sus investigaciones en la rama de la glaciología mencionando ciertos condicionamientos periglaciares y glaciofluviales del volcán.

Algunas dataciones en el Citlaltépetl realizadas por el método de radiocarbono por Hoskuldsson & Robin (1993), indican que el último episodio eruptivo ocurrió hace 690 años AP y duró hasta 1687 D.C, iniciando con una erupción pliniana dacítica, seguido por erupciones efusivas de lava que ocurrieron en tiempos históricos. También se encuentran trabajos de datación por Carrasco-Núñez & Rose (1995) quienes además describen las múltiples erupciones que ocurrieron entre 8500 y

9000 AP; dichas erupciones generaron una serie de flujos piroclásticos en todas direcciones del volcán y se depositaron en valles o depresiones topográficas. En el aspecto glaciológico-geomorfológico, se encuentran por ejemplo trabajos de Palacios y Vázquez-Selem (1996) quienes presentan cartografía geomorfológica del área afectada por el glaciar Jamapa en tiempos históricos, y descripciones de los depósitos y geoformas resultantes.

Otro trabajo relacionado con los depósitos de las glaciaciones pasadas en el Pico de Orizaba, se publicó por Palacios et al. (1999), describen las morrenas localizadas en la rampa proglacial y caracterizan algunos eventos de PRM que ocurrieron en esta zona repetidamente. Por segunda ocasión, Carrasco-Núñez (2000) describe la historia eruptiva del Pico de Orizaba, mencionado la formación del volcán Torrecillas como edificio más antiguo, el cual se encuentra conformado mayormente por andesitas basálticas con olivinos y piroxenos, así como también la posterior formación del volcán Espolón de Oro, emplazado en los restos del más antigua Torrecillas y el moderno edificio "Citlaltépetl".

El artículo escrito por Vázquez-Selem (2004), describe de manera general el tema de los glaciares presentes en el planeta, así como la dinámica de los mismos, para posteriormente profundizar en la afectación de los glaciares ante el cambio climático en siglos pasados y la evidencia que dejan dichas afectaciones. El mismo autor, además, describe los efectos que causó la pequeña edad de hielo (PEH) y las contribuciones que realizó al volumen de los glaciares en el planeta.

Carrasco-Núñez et al. (2006) participa en estudios realizados en el Citlaltépetl, esta vez con un enfoque hacia los factores que produjeron la inestabilidad estructural del volcán. Dicha inestabilidad estructural provocó derrumbes y colapsos los cuales generaron avalanchas y lahares con grandes volúmenes de material varias veces durante su historia eruptiva; estos eventos se estudian más a detalle en su investigación, por ejemplo, el caso de la avalancha Jamapa.

Delgado-Granados (2007), describe la afectación del cambio climático al retroceso del glaciar localizado en el Citlaltépetl, donde menciona que *“la disminución de precipitaciones, es el principal factor climático que influye en el retroceso del glaciar”*, así como también hace énfasis en que la actividad volcánica en interacción con el hielo del glaciar es de las principales causas de la generación de lahares.

Ontiveros (2008), estudia las condiciones meteorológicas del Citlaltépetl, mediante el empleo de estaciones climatológicas. En su trabajo se analiza el intercambio de energía (radiación solar) entre la superficie del glaciar del Citlaltépetl a través de las cuales realiza un balance de masa del glaciar Jamapa. Ontiveros et al. (2015) realizaron un estudio glacio-meteorológico para el análisis de los flujos de energía en la superficie del glaciar norte del Citlaltépetl, para identificar los factores que influyen en el retroceso del glaciar.

Alcalá-Reygosa et al. (2019) realizan una datación en dos flujos de lava del volcán mediante métodos como la exposición de superficies rocosas a rayos cósmicos utilizando los isótopos de ^{36}Cl , además de liquenometría y dendrocronología.

También se cuentan con investigaciones enfocadas a métodos geofísicos en el Citlaltépetl, realizadas en esta última década, como los realizados por Weissling y colaboradores en 2003 y en 2010 (Brown et al., 2005) donde utiliza el método de GPR para las mediciones de espesores del glaciar Jamapa localizado en el Citlaltépetl; también realizó un registro de temperaturas para obtener un balance de masa del glaciar. Para el año 2018, Ontiveros en su tesis doctoral, describe los balances de energía y masa del glaciar norte del Citlaltépetl, además de desarrollar métodos glaciológicos para el balance de masa considerando diferentes años, localizados entre 2006 y 2016; entre los métodos que empleo se encuentra el método de Radar de Penetración Terrestre (GPR) el cual utilizó para el cálculo de espesores del glaciar.

La recopilación de los estudios mencionados en este apartado representa algunos de los trabajos realizados anteriormente en la zona de estudio. Los que se

mencionan posteriormente, dan sustento teórico a esta investigación y son indispensables para comprender de manera general la evolución del volcán y el glaciar Jamapa, visto desde diferentes enfoques como: historia eruptiva, sedimentación vulcanogénica, glaciología, hidrología, geomorfología, geofísica y dataciones radiométricas.

Capítulo 2. Marco geológico

2.1 Volcán Citlaltépetl

El volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl (Cerro de la estrella en Náhuatl) con coordenadas 19°02'N y 97°16'O, es un estratovolcán en fase de reposo que pertenece al CVTM, ubicado en su parte más oriental. Posee una altura que de acuerdo al INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) es de 5,610 msnm, aunque de acuerdo a la compilación de autores realizadas por Soto (2019) hay variaciones en el orden de decenas de metros, comenzando por Delgado – Granados (2007) quien le atribuye 5,640 msnm, Macías (2007) con 5,675 msnm y Carrasco-Núñez (2006) quien sugiere que alcanza los 5,685 msnm.

Independientemente del valor verdadero de su altitud, el Citlaltépetl es el cono volcánico más alto del de América del Norte y representa la tercera altura después de las cimas volcánicas del Monte Denali, denominada anteriormente McKinley (6,190 msnm.) y el Monte Logan (5,959 msnm.). El volcán existe desde hace más de 650,000 años, cuando inició la primera etapa de formación a la cual le dos fases de evolución más, incluyendo la del cráter actual (Macías, 2005). El periodo más reciente de importante actividad sucedió hace 330 años aproximadamente y solo hasta principios del siglo XX dio indicios de ligera actividad fumarólica (Macías, 2007), a partir de entonces parece que el volcán no ha dado muestras sensibles de actividad (Soto, 2019).

El cono representa una frontera estatal que divide Puebla al poniente y Veracruz al oriente (figura 1), parte de esos escurrimientos son canalizados por el valle de la cuenca del río Jamapa que recibe distintas afluentes tributarias en su recorrido hacia su desembocadura con el Golfo de México (Soto, 2019). Este volcán alberga el glaciar más extenso de México y además, se sitúa por encima de las rocas de la Sierra Madre Oriental (SMO), que también representa una barrera topográfica, separando el altiplano del centro del país, de las llanuras húmedas que bordean el Golfo de México (Cortes-Ramos y Delgado-Granados 2012).

De acuerdo con Lorenzo (1964), en el Citlaltépetl existieron cuatro glaciares principales y varias lenguas glaciales que descendían por las vertientes norte y noreste del volcán. De estas lenguas, la Jamapa avanzó durante la pequeña edad de hielo hasta la altitud de 4395 m, después de esto, comenzó a retroceder (ver figura 2) dejando una serie de morrenas (Palacios et al., 1999). Según Lorenzo (1964), para el año 1945 su frente se encontraba 4595 m, para el año de 1958 a 4,650 m, en el año 1971 a 4,655 m, en el año 1988 a 4,660 y a 4,728 m en 1994. Estudios más recientes (Cortes-Ramos y Delgado Granados, 2012) fijan la altitud del frente glacial a 4,980 m. para el año 2001, para el año 2002 4,995 m, para el año 2003 a 4,998 m, para el año 2005 a 5,014 m y 5,065 para el año 2007. De acuerdo a los estudios realizados en 2017 por Soto (2019), el glaciar ubicado en la cara norte se encuentra por encima de los 5,060 msnm, extendiéndose de forma continua hasta el cráter en la cima del cono, y con una longitud de más de 1000 m y 750 m de ancho en promedio posee una forma que asemeja una elipse con el eje mayor expuesto de sur a norte.

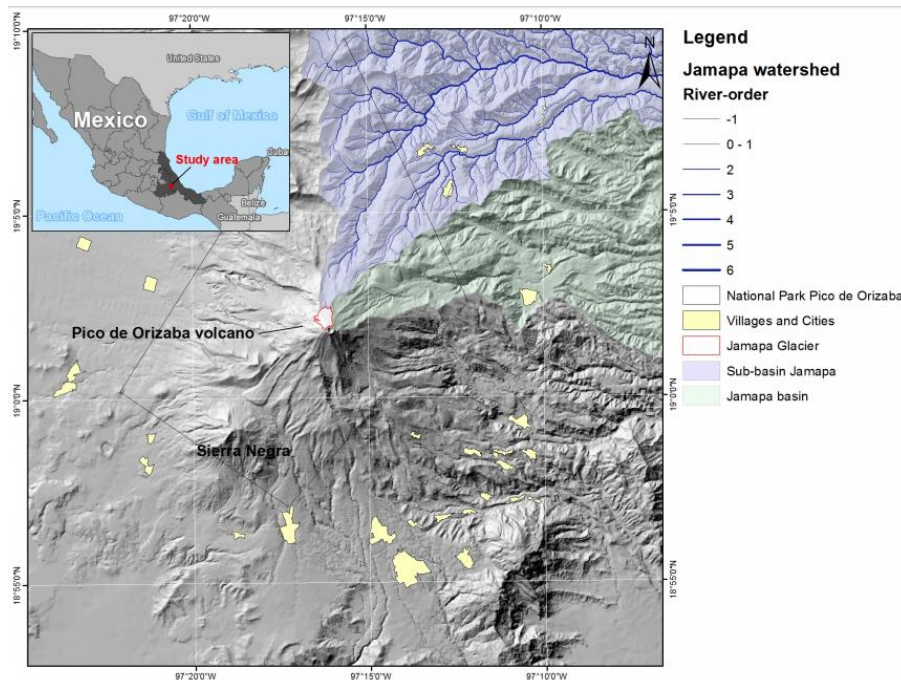


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. Fuente: Weissling, et. al (2019).

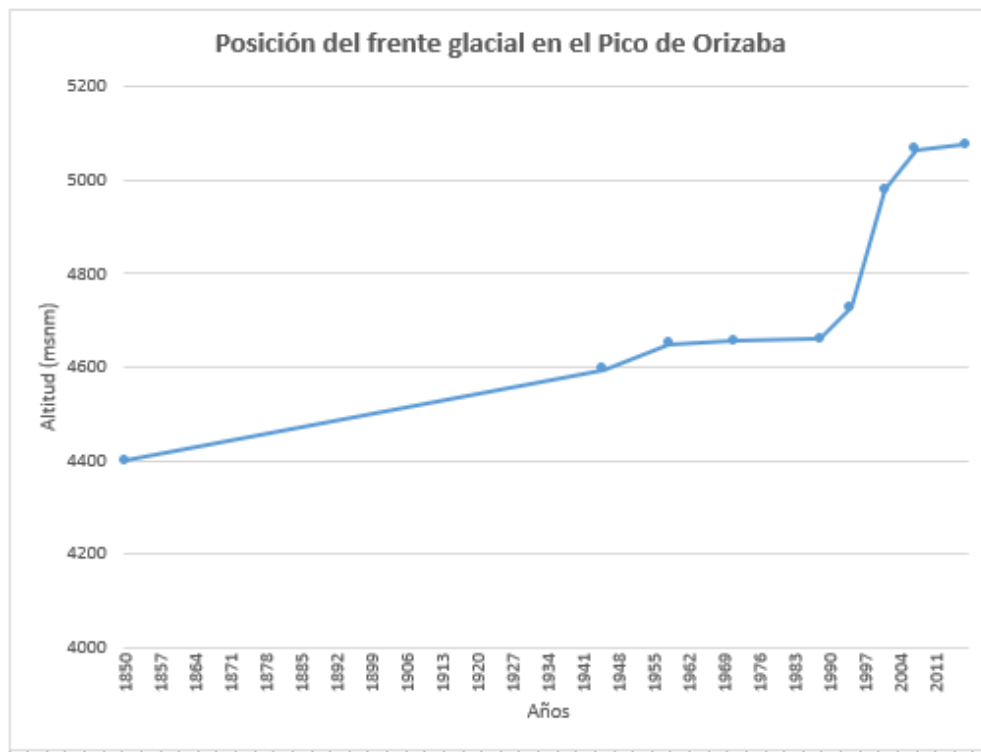


Figura 2. Altitud del frente glacial norte del volcán Citlaltépetl. Fuente: elaboración propia.

Estudios recientes sobre la superficie del glacial del volcán Citlaltépetl muestran la variación del clima local, donde la temperatura y humedad relativa determinan las estaciones anuales secas y húmedas del glaciar (Ontiveros et al., 2015). La radiación neta solar en la superficie varía según estacionalidad y puede aumentar la ablación causando mayor pérdida de hielo o disminución de la ablación permitiendo la conservación del hielo durante la estación más seca del año (Ontiveros, 2018).

2.2 Geología del Citlaltépetl

A lo largo del ENM existen varios estratovolcanes, muchos de los cuales se encuentran activos; entre ellos se encuentra el Pico de Orizaba, cuya compleja historia eruptiva muestra indicios de varias fases de formación y destrucción de su edificio volcánico (Hoskuldsson y Robin, 1993; Hoskuldsson y Cantagrel., 1994; Carrasco Núñez, 2000; Macias, 2005). De acuerdo los mismos autores, la historia eruptiva del Citlaltépetl se pueden dividir en tres fases: la primera se remonta hacia

la época Pleistocénica con el nacimiento del primer volcán conocido como “Torrecillas”, cuya formación se inició hace aproximadamente 650,000 años y culminó hace 250,000 años con la destrucción del edificio.

La segunda etapa de formación inició hace unos 210,000 años con una erupción que impulsó el origen del cono del “Espolón de Oro”, emplazándose dentro de “los restos” de Torrecillas y el cual se terminó de formar por completo hace aprox. 150,000 años para terminar colapsado hace 16,500 años.

De acuerdo a Carrasco-Núñez et al. (1997) y Macías (2007) el episodio datado en 16,500 AP (antes del presente) destruyó el cono del Espolón de Oro que ocasionó una avalancha de escombros conocida como Tetelcingo y que alcanzó unos 85 km de distancia cubriendo 143 km^2 de superficie con un volumen total de 1.8 km^3 .

Así mismo, los autores (Carrasco-Núñez, 2000; Macías, 2005) señalan una pequeña fase paralela a la formación del “Espolón de Oro”, que consiste en la creación de diversos domos de lava, como el “Tecomale” y el “Colorado”, siguiéndole “Sillatepec” y “Chichihuale” para culminar con el “Chichimeco”.

La tercera fase y formación del cono actual se asocia con diversos episodios eruptivos de mayor a menor intensidad que iniciaron hace aproximadamente 16,500 años durante la transición del Holoceno y culminaron hace 4,000 años (Macías, 2005).

Hace 13,000 AP (Macías, 2007; Soto, 2019) una erupción produjo flujos piroclásticos de pómez hacia la ladera oriental, mientras que en el 10,600 AP hubo diversas series de flujos piroclásticos. Una serie de eventos eruptivos se presentaron entre los años 9,000 y 8,500, que de acuerdo con Carrasco-Núñez (1995) produjeron flujos piroclásticos y de pómez emplazándose hacia todos los flancos de volcán. Esta etapa de acuerdo a dichos autores (Carrasco-Núñez 1995; Macías 2007) se le considera la más explosiva del Holoceno y los flujos piroclásticos se esparcieron a una distancia de 30 km alrededor del cráter, y el volumen depositado de ceniza fue de 0.26 km^2 .

En el año 8630±90 AP (Carrasco-Núñez, 1995; Soto, 2019) el volcán expulsó un flujo piroclástico de escoria, y en el 8170 AP se generaron flujos piroclásticos y de ceniza. Posteriormente en 4,100 AP se produjo una destrucción del domo central de lava que ocasionó flujos de bloques y escombros con ceniza hacia el Oeste y Sureste del edificio (Carrasco-Núñez, 1999). Estos flujos se extendieron a 16 km con un volumen de 0.0048 km³ (Macías, 2007); Carrasco-Núñez (1999) señala que el alcance de los flujos laharicos se canalizaron en los dos principales valles de río al Oeste, hacia Tlachichuca y al sureste del cono, hacia la región de Orizaba, los flujos llegaron hasta 30 km de distancia del cráter y tuvo un volumen total de 0.27 km³. Una erupción pliniana la documenta Hoskuldsson y Robin (1993) cerca del año 3400 AP que formó una gruesa capa de tefra que fluyó al sureste hacia el valle de Orizaba. De nuevo en 1730 AP hubo flujos piroclásticos; Hoskuldsson y Robin (1993) señalan que este episodio inició alrededor del 2000 AP con la emanación de flujos de bloques y ceniza hacia la parte sur del volcán.

En los últimos 2000 años, el Citlaltépetl experimentó otros dos episodios eruptivos: Texmola (1910-1860 AP y Excola (700 AP) (Hoskuldsson y Robin, 1993); el primer episodio consistió en flujos de bloques, cenizas y escoria. Dicho evento finalizó con la emisión de dos flujos de lava desde el cráter hacia el noreste, y el segundo hacia el oeste. El episodio Excola se inició hace 700 años caracterizado por una erupción pliniana. Posteriormente se reportó que existieron al menos 7 erupciones entre los años 1537 y 1687, de las cuales 4 fueron efusivas y 3 de baja magnitud (Hoskuldsson y Robin, 1993). Para los autores anteriores y también Carrasco-Núñez (1997) algunos de los flujos dacíticos más recientes del volcán, denominados “Dacita Orizaba” han sido emplazados durante esta actividad histórica. Para el año de 1687 de acuerdo a Macías (2007) hubo distintos periodos de actividad eruptiva en el volcán, como débiles emisiones de SO₂ y sublimados de azufre en el interior del cráter. Sin embargo, estudios recientes de fechamiento mediante el isótopo cosmogénico ³⁶ CL y liquenometría, realizados por Alcalá-Reygosa et al. (2019) para dos de los flujos de lava dacítica (Dacita Orizaba) localizados al sur del volcán los cuales son los más recientes, indican para el primer método edades de 3.03±0.7 KA (mil años), mientras que para el segundo la edad mínima proporcionada por el

talo de mayor tamaño es de ~1130 años, tendiendo una diferencia entre ambos métodos de ~2000 años, por lo que las edades presentadas por Alcalá-Reygosa et al. (2019) son sustancialmente mayores que las de Hoskuldsson y Robin (1993) y Carrasco-Núñez (1997) quienes asignaban tentativamente el flujo de la lava a la actividad eruptiva reportada a mediados del siglo XVI.



Figura 3. Vestigios de la evolución del volcán 1) Torrecillas, 2) Espolón de Oro. Fuente; Soto (2019).

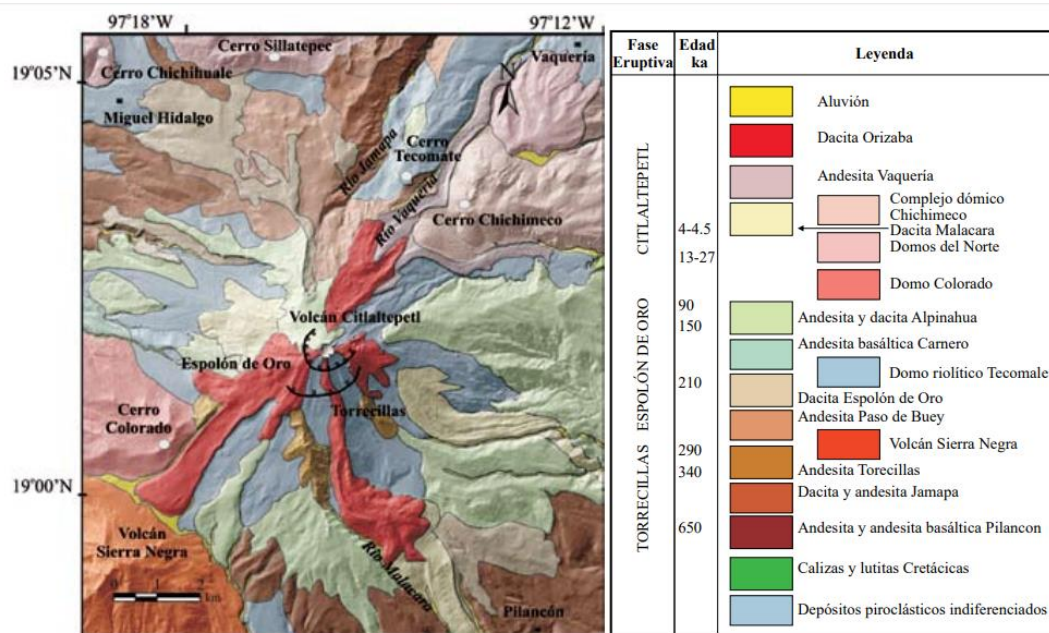


Figura 4. Mapa geológico simplificado del volcán Pico de Orizaba que muestra sus cuatro etapas principales de evolución. Tomado de Carrasco-Núñez (2000).

2.3 Glaciaciones en el Citlaltépetl

Soto (2019) con el fin de actualizar los trabajos de White y Heine realizados entre 1960 y 1970, decidió homologar algunas diferencias cronológicas encontradas entre ambos autores con información Vázquez-Selem (2011), quien ha realizado una mejor datación en cada una de las fases de glaciación antes abordadas mediante un análisis exhaustivo de sedimentación (Vázquez-Selem y Heine, 2004), señalando los cinco principales avances conforme a la siguiente cronología (Soto, 2019) (ver Figura 5):

- El primer avance ocurrió entre los años 21,000 y 17,500 AP dentro de la fase de sedimentos de White (1962) denomina Hueyatlaco I. La altitud media del límite glaciar se ubicó a 3,400 mnm y la altitud de la línea de equilibrio (ALE) a 3,900 msnm.
- El segundo avance se dio entre el 17,000 y 14,000 AP en la fase de morrena Hueyatlaco II con condiciones de avance similares al primero, aunque aquí el límite de los hielos alcanzo 3,500 msnm y la ALE se posicionó a los 4,000 msnm.
- El final del Pleistoceno marca el límite del tercer avance que sucedió entre los años 12,000 y 10,000 AP dentro de la fase de depósitos Mipulco I. El límite inferior glaciar descendió a 3,800 msnm y la ALE se ubicó a los 4,240 msnm
- Dentro del Holoceno sucede el primero de los dos últimos avances; entre el 8,500 y 7,000 AP los glaciares llegaron a 4,050 msnm y la ALE se ubicó a los 4,420 msnm dentro de la fase de depósito Milpulco II.
- Durante la Pequeña edad de hielo se dio el último de los avances entre los años 1460 y 1860 de nuestra Era. La fase de sedimentación del ayoloco señala que el límite glaciar se ubicó a 4,450 msnm en promedio y la ALE a los 4,720 msnm.

Vázquez-Selem (2011) señala los límites inferiores que alcanzaron los glaciares en el Citlaltépetl conforme a la siguiente estratigrafía sedimentaria (ver Figura 5):

- M I a ~3,200 msnm
- M III-1 y MIII-2 a ~3,900 msnm
- MIII-3 a ~ 4,000 msnm
- M IV a ~4,050 msnm
- M V a 4,400 msnm



Figura 5. Corresponde al mapa de morrena identificado por Heine (1988). Fuente: Soto, H. (2019).

De acuerdo a Soto (2019) la última formación del glaciar que ha permanecido hasta estos días está asociada por lo tanto a la pequeña edad de hielo. En un periodo de investigaciones estadounidenses de índole eco-sistémico llevadas a cabo en el volcán durante el año de 1891 se encontró que en la ladera suroeste se extendía

un glaciar que llegaba a 4,950 msnm y poseía algunas lenguas que alcanzaban los 4,800 msnm (Soto, 2019), mientras el principal glaciar del norte descendía hasta los 4,570 msnm. A partir de eso entonces la tendencia ha sido franca hacia el retroceso y a la degradación (Soto, 2019). De acuerdo a Vázquez-Selem (2004), el retroceso glaciar más reciente a partir del final del siglo XIX es debido a una disminución en la humedad y precipitaciones; posteriormente ha padecido periodos de interrupción con pequeños avances mostrados entre 1880-1890, 1900-1910, 1915-1930 (Soto, 2019). Al final de la década de 1970 sus glaciares experimentaron un ligero avance y estabilización (Marcos y Palacios, 1996; White, 1981). Debido al incremento de la precipitación, pero a partir de la década de 1980 el retroceso se ha debido al aumento de temperatura a pesar de que exista un mayor grado de humedad (Vázquez-Selem, 2004).

En el primer inventario de los glaciares que existieron en el volcán durante 1958, Lorenzo (1954) señala que la mayor área de hielo se extendía del cono hacia el norte donde surgían distintas ramificaciones a partir del Espolón de Oro. Dicho autor en 1954 identifica ocho glaciares que son extensiones del gran glaciar Norte y que estaban separadas entre sí por accidentes orográficos. Situación distinta para el entonces glaciar oriental que presentaba cierto aislamiento del cuerpo principal. Hacia el norte en la cota más baja la alcanzaba la lengua de Jamapa a ~4,650 msnm, siguiendo la lengua del Chichimeco que descendía hasta los ~4,750 msnm. El Espolón de Oro separaba cinco pequeñas lenguas hacia el Oeste del cono siendo la del glaciar Occidental que descendía hasta ~4,920 msnm, prosiguiendo el glaciar suroeste que bajaba a poco menos de 4,950 msnm. Las otras tres lenguas menores en extensión estaban situadas en la zona más escarpada del volcán y dos de ellas descendían a poco menos de 4,950 msnm (Soto, 2019). Por último, el glaciar oriental llegaba aproximadamente a 5,070 msnm. La suma total del área de hielo fue cuantificada en el año de 1958 en 9.5 Km² (Lorenzo, 1954). Dichos datos son retomados por White (2002) quien señala la existencia de dos principales cuerpos de hielo glaciar: el oriental con 0.42 km² y el glaciar norte con 9.08 km². El mapa de la Figura 6 indica la distribución descrita por Lorenzo (1954). Sin embargo, tras la

corrección a la cartografía realizada por Lorenzo (1964) del principal cuerpo del hielo del volcán, Cortes-Ramos y Delgado-Granados (2015) reportan para el año de 1958 la superficie glaciaria era de 2.04 Km², mientras que Cortés- Ramos y Delgado-Granados (2012) cuantificaron los remanentes de la superficie glaciaria que se formó durante la PEH obteniendo una superficie de 0.62 km² para el año 2007 (Soto, 2019).

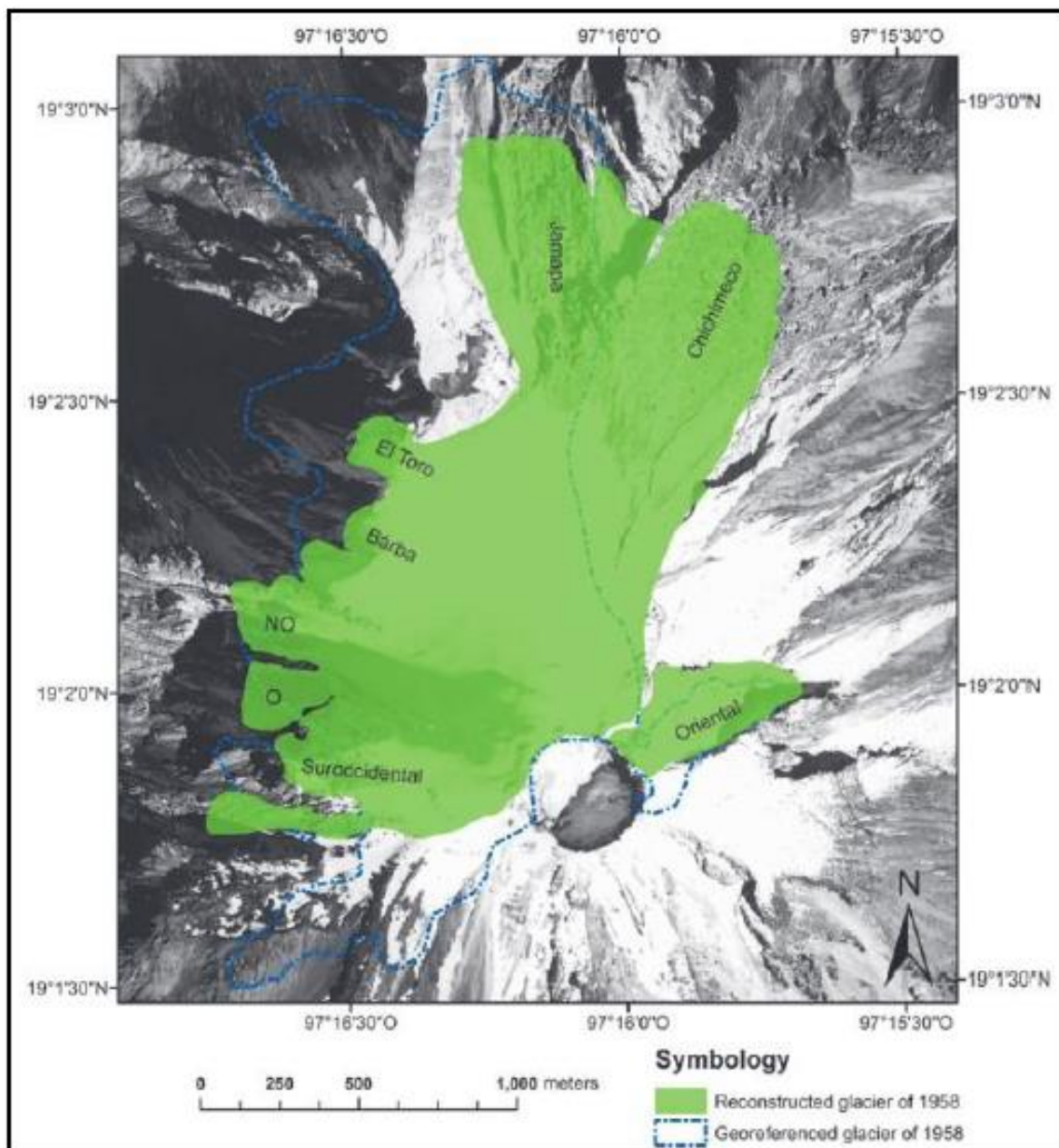


Figura 6. Corrección a la cartografía de Lorenzo. Fuente: Cortes-Ramos y Delgado-Granados (2015).

2.4 Glaciares

Un glaciar es un cuerpo de hielo originado en tierra de manera natural y con un movimiento pendiente abajo que transporta hielo desde un área de acumulación hasta un área de ablación (Sharp, 1988).

La formación de nuevo hielo glacial comienza con la caída de nieve (materia proveniente de la congelación de partículas de agua en suspensión en la atmósfera) sobre una superficie glacial y es un proceso que requiere de la fusión (recongelamiento) de esta nieve en un proceso que minimiza la cantidad de aire que se encuentra mezclada con el agua en estado sólido. Los copos de nieve, desde que caen, pasan por distintas formas como la nieve granular, y la neviza hasta llegar a formar hielo glacial (Paterson, 1994). El proceso mismo de la formación de hielo glacial y el tiempo en que esta tarde en desarrollarse dependen de la temperatura. Para los glaciares situados en regiones templadas, el proceso de transformación de nieve en hielo es más rápido que para aquellos ubicados, por ejemplo, en la Antártida central; para este caso la temperatura se mantiene bajo el punto de fusión durante todo el año, mientras que los primeros existen periodos de alternancia en que la nieve se derrite y se congela (Ontiveros, 2018).

2.4.1 Conceptos básicos de glaciología

Un glaciar puede perder o ganar masa por diferentes medios; en condiciones ideales existe un equilibrio entre la cantidad de masa ganada y perdida cada año. Idealmente, un glaciar también puede dividirse en zonas, una de mayor altitud en la que ocurren los fenómenos que lo llevan a ganar masa y que se llama zona de acumulación y otra de menor masa que se llama zona de ablación; la línea imaginaria que separa estas zonas se llama línea de equilibrio (ver Figura 7) (Ontiveros, 2018).

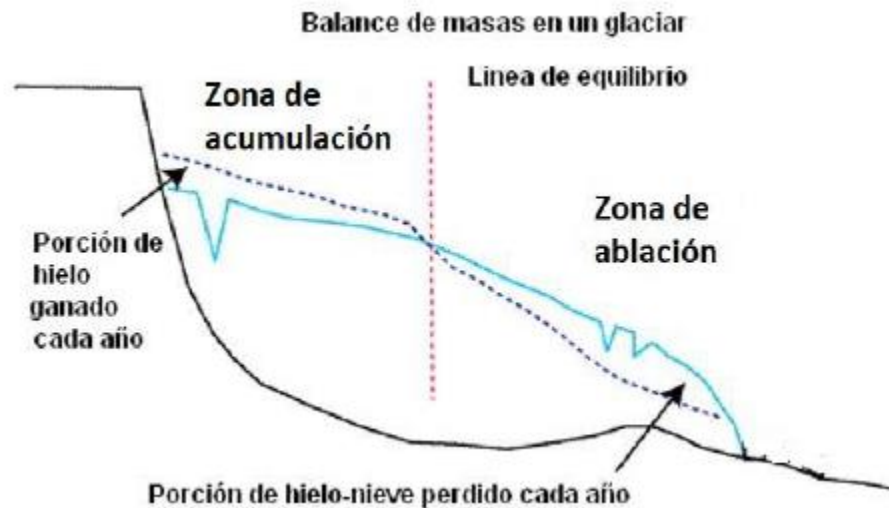


Figura 7. Estructura de un glaciar. Fuente: Ontiveros (2018).

Acumulación

Efecto de todos los procesos que agregan masa a un glaciar. La masa obtenida por la operación de cualquiera de estos procesos expresado como un número positivo (Hock, 2010; Ostrem y Brugman, 1991). Los componentes de la acumulación son:

- Caída de nieve
- Deposición de escarcha
- Ganancia de nieve arrastrada por el viento
- Avalanchas (debajo de los límites climáticos)
- Hielo superpuesto y/o acumulación interna (filtraciones de agua a través de una capa de nieve que vuelven a congelarse)

Ablación

Efecto de todos los procesos que reducen masa de glaciar, es decir, se refiere a la masa perdida por el funcionamiento de cualquiera de estos procesos, expresada como un número negativo (Hock, 2010). Los componentes de la ablación son:

- Fusión (hielo que se derrite)
- Perdida de nieve arrastrada por el viento que sopla
- avalanchas

- Sublimación (hielo que pasa al estado gaseoso)
- Precipitación (los sedimentos transportados por agua derretida, tránsito o depósito, se consideran fuera del glaciar).
- Agua de deshielo y escurrimiento

Se llama balance a la acumulación neta a la suma de acumulación más ablación, que es idéntica al balance de masa en el caso de que el balance sea positivo. Es igual a cero en el caso de que el saldo sea negativo (Hoke, 2010; Ontiveros, 2018).

Se llama balance de masa anual al balance final de un año; cuando un balance de masa se divide por el área glacial se obtiene el balance de masa específico. Los balances de masas se expresan en término de equivalentes de agua (water equivalent o WE) (Hoke, 2010), de modo que se pueden hacer comparaciones entre los diferentes glaciares y diferentes años. El equivalente de agua representa el volumen de agua que se obtendría a partir de la fusión de la nieve o el hielo. El valor en metros equivalentes de agua se obtiene a través de la división del volumen por el área, es decir que el balance de masa se determina que tanto el glaciar se ha hecho más grueso o delgado (en profundidad de agua) si la ganancia o pérdida de masa se distribuye en toda la superficie del glaciar (Hock, 2010; Ontiveros, 2018).

La acumulación y ablación se registran por lo general estacionalmente, por lo que el balance de masa se somete a un ciclo anual de crecimiento y disminución. En las altitudes medias, nieva sobre todo durante el invierno y se derrite durante el verano, pero en las regiones tropicales, la fusión del hielo y la acumulación se produce al mismo tiempo (Ontiveros, 2018).

Till

Son sedimentos glaciares sin consolidar también conocidos como drift o arrastre glaciar; es depositado directamente por el glaciar y su composición es muy variada desde arcillas hasta mezclas con otros materiales más gruesos como arena, grava y canto rodado. Es quizá el tipo de sedimento más variable conocido bajo un solo término genético (Flint, 1971), ya que los glaciares tienen un comportamiento sedimentario distinto a otros tipos de ambientes. Presentan una competencia absoluta para transportar sedimento, con independencia de su tamaño (Shaw, 1987). Además, se reitera que cualquier material previo puede ser incorporado por el glaciar y ser re-sedimentado, conservando frecuentemente características de su ambiente deposicional anterior. Por otra parte, la litología, la textura, el tamaño del grano y la forma de los clastos están en gran medida controlados por el origen de los derrubios (Lundqvist, 1988, Winkler y Mathews, 2010) y por lo tanto los glaciares de montaña tienen un carácter local, al que es muy difícil aplicarle normas generales. Pero también, es cierto, que el transporte ejerce gran influencia en la forma de las partículas y en el tamaño de estas. En resumen, Benn y Evans (1998) señalan que la estructura y características de los depósitos glaciares depende básicamente de tres factores: el área fuente de los sedimentos (en nuestro caso el glaciar viaja sobre el mismo volcán), que controla la litología (para la zona de estudio andesitas y dacitas) y también puede ser importante para la morfología de la partícula y el tamaño del grano (los tamaños del material que presentan van desde arenas a gravas), el transporte del sedimento que puede ser utilizado por varios agentes, no solo el hielo, desde su entrada en el sistema glaciar hasta su depósito final. Y por último los procesos deposicionales, que controlan específicamente las propiedades sedimentarias (Valcárcel, 2018).

Se clasifican según el mecanismo de formación en 3 tipos de tills:

- De flujo: depositados a partir de un flujo masivo de material saturado en agua que desliza sobre la superficie del glaciar.
- De acreción: cuerpo de sedimento blando que ha sido transportado en masa justo bajo la base del glaciar (mediante un arrastre por cizalladura). El

material es depositado en masa contra obstáculos del sustrato contra “parches hielo”.

- De fusión: sedimento transportado en el interior sobre el glaciar y depositado por la fusión del hielo, sea en la superficie del glaciar o la base del mismo.

Se clasifican también en función de su posición respecto al glaciar:

- Supraglaciales
- Subglaciales

También se clasifican según deposición:

- Tills de asentamiento: sedimento que ha sido depositado mediante aplicación de presión sobre los sedimentos por el deslizamiento del glaciar por su lecho.
- Tills de deformación: sedimento que se ha disgregado y por lo general homogeneizado mediante procesos de fricción en el lecho deformado por el glaciar.
- Tills de derretimiento: Liberados por la fusión de hielo del glaciar con gran contenido de fragmentos minerales que se desplaza lentamente o está detenido y que es depositado sin que luego sea transportado o sufra procesos de deformación. Este tipo se subdivide en till de derretimiento glaciar (derretimiento de hielo con altos contenidos de rocas en la parte inferior del glaciar) y till de derretimiento supraglaciar (derretimiento de hielo en la superficie del glaciar).
- Tills de sublimación: Similar al till por derretimiento, excepto en que el hielo en lugar de derretirse se pierde por un proceso de sublimación. Esto ocurre a menudo en condiciones de frío extremo y gran aridez, principalmente en la Antártida o cima de montaña.

Morrenas

Las morrenas son acumulaciones de tills (fragmentos rocosos de diversos tamaños que arrastra la lengua del glaciar) se clasifican de acuerdo a su posición:

- Morrena frontal: montículo de till que se forma al final de un glaciar, su tamaño depende de la carga de material que transporta el glaciar. Cuando aumenta las temperaturas y desaparece el glaciar, la superficie anteriormente cubierta por el hielo aparece cubierta por un manto de materiales conocido con el nombre de tillita.
- Morrena lateral: este tipo de morrena se produce por el deslizamiento del glaciar respecto a las paredes del valle en que este confinado, de esta manera los sedimentos se acumulan en forma paralela a los laterales del valle
- Morrena central: este tipo de morrenas es exclusiva de los glaciares alpinos y se unen para formar una sola corriente de hielo.

Capítulo 3. Marco teórico

El fundamento de los métodos geofísicos utilizados en esta investigación se basa en el comportamiento y aprovechamiento de dos tipos de ondas: las electromagnéticas y las mecánicas. Las primeras sientan las bases del método de GPR, y las segundas el método de sísmica de refracción. Ambos métodos comparten ciertos principios y comportamiento de las ondas, como el principio de Fermat, el principio de Huygens, y la Ley de Snell, los cuales se explicarán más adelante en términos de cada método, así como los fenómenos de difracción, reflexión y transmisión. Es por ello, que en este capítulo se expondrán algunos conceptos y principios físicos necesarios de cada método para comprender su funcionamiento.

3. 1 Fundamentos físicos de las ondas

El movimiento ondulatorio puede considerarse como un transporte de energía y cantidad de movimiento desde un punto del espacio a otro, sin transporte de materia. En ese sentido, las ondas pueden clasificarse en dos grupos según Verges (2013):

A) Según la vibración de las partículas:

- Longitudinales: el sentido de propagación y la dirección de las partículas del medio es en forma perpendicular al origen la vibración.
- Transversales: El sentido de propagación y la dirección de vibración de las partículas coinciden.

B) Según la naturaleza de propagación:

- Mecánicas: necesitan un medio para su propagación la cual puede ser sólido, líquido o gas.
- Electromagnéticas: no necesitan un medio para propagarse, este tipo de ondas pueden propagarse en el vacío gracias a los campos eléctricos y magnéticos.

- Viajeras: se realiza en un sentido único, viajan hacia un mismo lugar sin devolverse, se propagan libremente en el espacio.
- Estacionarias: resultan de dos ondas viajeras que viajan en sentidos opuestos. Se forma cuando una onda viajera incide sobre un punto fijo, obligándola a devolverse, pero con polaridad invertida respecto a la primera.
- Armónicas: Se combinan en forma precisa dando origen a una onda que pareciera que está detenida con lugares de vibración nula (nodos) y lugares de vibración máxima (antinodos).

En las ondas viajeras hay propagación de energía y esta se mueve con el tiempo a través del medio, mientras que las estacionarias, la energía asociada a la onda permanece confinada entre dos fronteras y se hace posible la reflexión de la onda sobre su propia trayectoria.

Los parámetros que se utilizan para describir los movimientos de las ondas son: la amplitud, la cual es la máxima separación de la onda desde su punto de equilibrio, la frecuencia (1), que es el número de oscilaciones de la partícula por segundo, frecuencia angular (2), la cual es utilizada para movimientos cíclicos, el periodo que es el tiempo que tarda en efectuarse una onda u oscilación completa, el número de onda (3), que indica el número de veces que se repite un fenómeno periódico por unidad de distancia y la longitud de onda, que es la distancia que recorre una onda en un periodo de tiempo T . a partir de las siguiente ecuaciones se pueden definir los parámetros anteriores (Bauer, 2011):

$$f = \frac{1}{T} \quad (1)$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (2)$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (3)$$

Donde:

f es la frecuencia (ciclos/s)

T es el periodo

ω es la frecuencia angular

k es el número de onda (ciclos/m)

λ es la longitud de onda

3.2. Ondas electromagnéticas

Las ondas electromagnéticas no necesitan un medio material para propagarse, pueden realizarlo en el vacío a una velocidad de 300,000 km/s. Estas ondas se producen cuando una corriente oscila de ida y vuelta en un cuerpo conductor, generando de esta manera un campo magnético inducido (Kraus, 1950; Rojansky, 1971). Las ondas generadas se propagan hacia afuera de la fuente, con la parte eléctrica de la forma de onda moviéndose perpendicularmente con respecto a la parte magnética (Figura 8). Si cualquier componente eléctrico o magnético de la onda se atenúa o se absorbe, la misma dejará de propagarse.

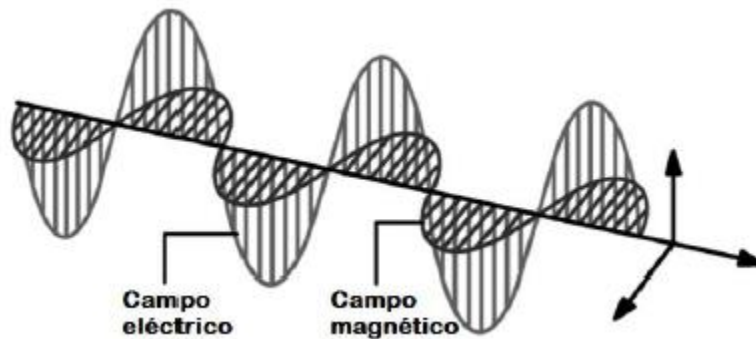


Figura 8. Propagación de onda electromagnética. Se constituye de dos ondas, magnética y eléctrica perpendiculares en la propagación. Fuente: Conyers (2013).

3.3 Velocidad de propagación de las ondas

La propagación de las ondas electromagnéticas se encuentra regidas por las ecuaciones de Maxwell (Lapazaran, 2004):

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (6)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (7)$$

Dónde:

E es el vector de intensidad del campo eléctrico

D es el vector inducción eléctrica

H es el vector intensidad de campo magnético

B es el vector inducción magnética

J es el vector densidad de corriente

ρ es la densidad de carga eléctrica

La ecuación 4 representa la ley de Faraday-Henry, que describe la relación entre las variaciones de los campos eléctrico y magnético. La ley de Ampere-Maxwell viene expresada por la ecuación 5 y muestra la existencia de un campo magnético asociado al desplazamiento de cargas eléctricas, ya sea en forma de corriente eléctrica o por la polarización dieléctrica. La ecuación 6 representa la ley de Gauss para el campo eléctrico que describe la relación de la densidad de flujo eléctrico y la densidad de carga. La ecuación 7 es la ley de Gauss para el campo magnético, en la cual describe que en una superficie cerrada no sale, ni entre flujo magnético, por lo tanto, el campo magnético no diverge (Lapazaran, 2004).

3.4 Parámetros electromagnéticos

Para conocer el funcionamiento del Georradar es necesario tener en cuenta los parámetros electromagnéticos (permeabilidad magnética, conductividad y constante dieléctrica) ya que son los que definen a un medio al paso de una onda electromagnética (Pérez, 2001).

3.4.1 Efectos de la Conductividad eléctrica en el método GPR

Un campo eléctrico tiende a mover a los portadores de carga positiva en un sentido, y a los portadores de carga negativa en sentido contrario. Si cada uno o ambos se mueven, el resultado es una corriente eléctrica en el sentido de la intensidad de campo eléctrico ($\vec{E}$), en la mayoría de sustancias y en un amplio intervalo de intensidades del campo eléctrico, encontramos que la densidad de corriente ($\vec{J}$) es proporcional a la intensidad del campo eléctrico que las causa (Purcell, 1969).

La relación lineal entre la densidad de corriente y el campo se expresa por:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (8)$$

Dónde:

$\vec{J}$ es la densidad de corriente (amperes/m²)

σ es la conductividad (siemens/m)

$\vec{E}$ es la intensidad de campo eléctrico (volts/m)

A la variable σ se le llama conductividad del material, el cual depende del material mismo en cuestión; es muy grande para conductores metálicos y pequeño para buenos aisladores. En la ecuación 8, σ puede considerarse una magnitud escalar, lo que implica que la dirección de $\vec{J}$ siempre es la misma que la de $\vec{E}$.

La conductividad de un medio σ se expresa en S/m, en otras palabras, nos proporciona una medida de la capacidad de un material de conducir una corriente eléctrica. También puede expresarse de la siguiente manera:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \left(\frac{1}{\Omega m} \right) \text{ ó } \left(\frac{s}{m} \right) \quad (9)$$

Dónde:

σ es la conductividad (siemens/m)

ρ es la resistividad (ohm-m)

3.4.2 Permeabilidad Magnética

Una forma de conocer este parámetro (μ), es el que relaciona la inducción magnética con la intensidad de campo magnético. Se mide en Henri/metro y se puede escribir como el producto entre la permeabilidad magnética del vacío ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$) y la permeabilidad relativa del material.

$$\vec{\beta} = \mu_0 \mu_r \vec{H} = \mu_0 (1 + x_m) \vec{H} = \mu \vec{H} \quad (10)$$

Dónde:

$\vec{\beta}$ es la inducción magnética (T=Wb/ m^2)

μ_0 es la permeabilidad magnética al vacío (H/m)

μ_r es la permeabilidad relativa del material (H/m)

$\vec{H}$ es la intensidad del campo magnético (A/m)

x_m es la susceptibilidad magnética

En la mayoría de los materiales sobre los que se realizan estudios mediante GPR, con excepción de aquellos que contienen componentes ferromagnéticos, se determina que la permeabilidad magnética es próxima a 1 (Roa, 2015).

3.4.3 Velocidad de las ondas de radio

De acuerdo a Reynolds (1997) la velocidad de las ondas de radio en los materiales (v_m) está definida por:

$$v_m = \frac{c}{\sqrt{\frac{\epsilon_r \mu_r}{2} [(1+p^2)+1]}} \quad (11)$$

Dónde:

c es la velocidad de la luz en el espacio libre

ε_r es una constante dieléctrica relativa

μ_r es la permeabilidad magnética relativa (1 para no magnéticos)

p es un factor de pérdida tal que $p = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon}$ siendo:

σ es la conductividad

$\omega = 2\pi f$ donde f es la frecuencia

ε es la permitividad = $\varepsilon_r \varepsilon_0$

ε_0 es la permitividad en el espacio libre (8.854×10^{-12} F/m)

En materiales de baja pérdida dieléctrica, $p \approx 0$, y por lo tanto

$$v_m = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (12)$$

Entonces tenemos que para constante dieléctrica ε_r es igual a:

$$\varepsilon_r = \left(\frac{c}{v_m}\right)^2 \quad (13)$$

3.4.4 Constante Dieléctrica

Es una constante (ε_r) que proporciona un valor de la respuesta estática del medio cuando está en presencia de un campo eléctrico externo (Pérez, 2001). Para el vacío por definición vale uno, para el agua en estado líquido y temperatura ambiente el valor es aproximadamente 80, pero en estado sólido disminuye a poco menos de 2, lo que señala que la polarizabilidad tiene también que ver con la movilidad de las moléculas. Para el aire es muy pequeño (0.0003), lo que a menudo justifica tratar al aire como si fuese vacío (Cordero, 2011).

3.4.5 Características de algunos medios geológicos

Respecto a la conductividad eléctrica (σ), en las rocas se pueden observar tanto la conductividad electrónica (producida como su nombre lo indica por el flujo de

electrones) como la iónica (producida en soluciones que rellenan los poros de las diferentes litologías) (Annan, 2009).

La conductividad de los materiales depende de numerosos factores. Esta crece bruscamente con el aumento del contenido de minerales conductores. El valor de la conductividad del agua en las rocas es muy relevante y está en función de la concentración de sales, debido a que estas tienden a aumentar la conductividad. Es así, que con un incremento de la mineralización del agua de 0.1 hasta 10 g/l, la conductividad puede experimentar un aumento de 10^{-2} s/m hasta 1 s/m. Por otro lado, las rocas de origen ígneo poseen generalmente, una conductividad baja, del orden 10^{-4} mS/m a $2 \cdot 10^{-3}$ mS/m. En cambio, entre las rocas sedimentarias que poseen una conductividad baja destacan las calizas con valores entre 10^{-5} mS/m y 10^{-2} mS/m y el mineral halita con un valor próximo a 10^{-3} s/m. Las rocas sedimentarias no consolidadas se caracterizan por presentar menos conductividad cuanto mayor sean las dimensiones de los granos que las constituyen (Pérez, 2001).

Se observa un aumento de la conductividad con respecto al incremento de la temperatura, correspondiendo aproximadamente al doble al aumentar ésta en 40° C.

El hielo de agua dulce prácticamente representa un aislador, ya que la congelación del agua libre produce una disminución de la conductividad entre 10 y 1000 veces. Por lo tanto, la conductividad depende en gran medida de la frecuencia, la temperatura y las inclusiones presentes.

Tabla 1. Propiedades electromagnéticas de algunas rocas y suelos. Fuente: Pérez (2001); Roa (2015).

Tipo de material	Material	Constante Dieléctrica	Conductividad (mS/m)	Velocidad de Propagación(cm/ns)
Rocas	Arenisca	6 - 8	0.00001– 10	10.6 – 11.2
	Basalto	8	-	10.6
	Caliza	4 - 9	0.00001- 25	14
	Carbón	4 - 5	-	13.4-15

	Cuarzo	4.3	0.001 – 3.3	14.5
	Granito	5-15	0.00001- 1	0.00001- 0.6
	Mármol	8.3 - 13	-	8.3 – 10.4
	Rocas ígneas extrusivas	4 - 7	0.0001-0.002	-
Suelos	Aluvial	9 - 23	10 - 100	6.3 - 10
	Arcilla	3 - 15	0.25 - 1000	11 – 17.3
	Arcilla Limosa	30 - 50	> 1000	-
	Arena	3 - 30	0.01 - 1	5.5 - 17
	Limos	3 - 40	1 - 100	7 – 9.5
	Gravas	< 8	< 0.8	> 10.6
	Gravas arenosas	15 - 22	< 0.8	6.4 – 7.7
	Turba	50 - 78	1 - 2	3.4 - 4.2
Agua en diferentes condiciones	Agua dulce	80-81	–0.1-10	3.3
	Agua salda (mar)	81-88	4000	-
	Nieve polar	1.4-3	-	19.4-25.2
	Hielo polar	3-3.15	0.02-0.003	16.8
	Hielo tempano	3.2	8-10.6	16.7
	Hielo puro	3.2	8-10.6	16.7
	Lago dulce helado	4		15
	Hielo marino	2.5-8		7.8-15.7
	Permafrost	1-8	1-0.1	10.6-30

3.4.6 Efecto Pelicular (Skin Depth)

La profundidad nominal de penetración o Skin Depth (δ) define la distancia de propagación vertical a la cual la amplitud de una onda electromagnética se reduce en un factor de $1/e$, es decir, a un 37% de su amplitud original. Por definición, el skin depth es el recíproco de la constante de atenuación (Geosci, 2017).

$$\delta = \frac{1}{\alpha} \quad (14)$$

Si usamos las aproximaciones que se encuentran arriba y asumimos que la tierra no es magnética (*permeabilidad magnética* (μ_r) = 1), el efecto pelicular viene dado por:

$$\delta = \begin{cases} 503 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} & \text{para } \omega\epsilon \gg \sigma \\ 0.0053 \sqrt{\frac{\epsilon_r}{\sigma}} & \text{para } \sigma \ll \omega\epsilon \end{cases} \quad (15)$$

Dónde:

f es la frecuencia de la onda

σ es la conductividad

ω Frecuencia angular

ϵ constante dieléctrica

Se observa que en las expresiones anteriores que:

- En general, la profundidad nominal de penetración es menor si la frecuencia de las ondas electromagnéticas es mayor.
- Para la aproximación del régimen de ondas ($\sigma \ll \omega\epsilon$), el efecto pelicular alcanza un límite que no depende de la frecuencia.
- El efecto pelicular es mayor en conductividades más bajas.

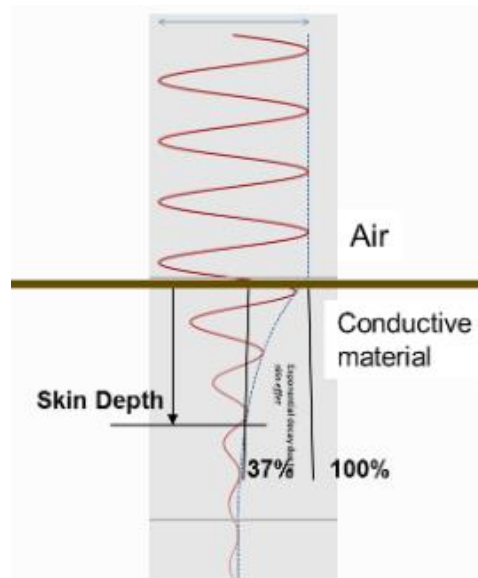


Figura 9. Se muestra la atenuación de las ondas de radio en el aire versus en un medio conductor. Fuente: Geosci (2017).

Se muestra un ejemplo de la atenuación de las ondas electromagnéticas en aire en contraste con el interior de un material conductor (figura 9), donde se observa que en el aire la onda experimenta poca o ninguna pérdida de amplitud a medida que se propaga. Sin embargo, en el material conductor, la amplitud de la onda disminuye notablemente a medida que se propaga.

3.5 Georradar

El sistema se conoce generalmente como Georradar o GPR (Ground Penetrating Radar), es una técnica de exploración del subsuelo que pertenece a los métodos electromagnéticos de muy alta frecuencia, por lo que su régimen de propagación es el régimen radar. Generalmente opera en una onda de monopolio a frecuencias entre los 10 y los 1000 MHz (Davis y Annan, 1989) actualmente hasta los 3000 MHz (Pérez, 2001).

Dicho instrumento consiste un radar diseñado como método de exploración, el cual, mediante una antena de emisión de pulsos electromagnéticos de corta duración, enfocados a propagarse en el subsuelo o cualquier otro medio material heterogéneo u homogéneo. La incidencia de esta energía propagada, ayuda a identificar cambios de materiales dieléctricos provocando eventos de reflexión, refracción y difracción,

que pueden ser detectados por una antena receptora que capta la energía electromagnética posterior a su propagación por el material.

La unidad básica de información del GPR, es llamada radargrama, la cual es un registro en el tiempo de la variación de la amplitud de energía reflejada (Espinoza, 2012). Los radargramas pueden ser presentados de las siguientes tres formas (tabla 2):

Tabla 2. Tipos de radargramas. Fuente: Gómez y Rivera (2008).

TIPO	DESCRIPCIÓN
SCAN A	Equivalente a una traza (1D)
SCAN B	Equivalente a un perfil (2D)

De acuerdo a García (2004), el método de georradar es similar a la sísmica de reflexión, y los fenómenos asociados con la propagación de la energía son básicamente los mismos, diferenciándose en el rango de frecuencias de onda utilizadas. El Georradar utiliza ondas de frecuencias mucho mayores que las empleadas en sísmica de reflexión, variando entre los 10 MHz y los 3000 MHz, mientras que el rango de trabajo en prospección sísmica se sitúa entre los 10 Hz y los 1000 Hz. A diferencia de la prospección sísmica, en la cual son las propiedades mecánicas de los materiales las que rigen la propagación de las ondas, con el Georradar, las propiedades determinantes serán las electromagnéticas: la permitividad eléctrica, la conductividad y la permeabilidad magnética (García, 2004). Las reflexiones se producen debido a los contrastes de estas propiedades. Por otro lado, las frecuencias que se utilizan en este método permiten una alta resolución en estudios superficiales de un medio (Stewart et al., 1994).

3.4.5 Resolución vertical y horizontal

La resolución vertical permite conocer la sensibilidad del equipo para poder diferenciar entre dos señales adyacentes, en el tiempo como eventos diferentes. La resolución horizontal indica la distancia mínima que debe de existir entre dos reflectores situados uno junto al otro horizontalmente (paralelos a la superficie del medio analizado) para que el aparato los detecte como eventos separados (Pérez, 2001).

Resolución vertical

Es la sensibilidad del equipo para distinguir señales adyacentes en el tiempo como eventos separados, depende de la frecuencia de emisión utilizada y de la dirección del pulso (Pérez, 2001). Este concepto se aplica a la identificación de interfaces asociadas, entre más cercanas se encuentren, más corto debe ser el pulso (Bonomo & De la Vega, 2006).

La anchura de banda (Hz) es inversamente proporcional a la duración del pulso (en ns), de manera que cumple:

$$\Delta t = \frac{1}{\Delta f} \quad (16)$$

Dónde:

Δt es el diferencial de tiempo (periodo del pulso)

Δf es el diferencial de la frecuencia

De acuerdo a Reynolds (1997) la resolución puede tomarse como como un cuarto de la longitud de onda (λ) de la radiación incidente.

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (17)$$

Dónde:

v es la velocidad de radio

f es la frecuencia

Por ejemplo tomado de Reynolds (1997), en un suelo húmedo se presenta una $V=0.03$ m/ns y con una antena de GPR de 100 MHz ($\Delta t = 10$ ns), la longitud del pulso (onda) es de 0.6 m, entonces la resolución vertical teórica es de 0.15 m.

Resolución horizontal

Se define como la capacidad del aparato para resolver un reflector y su geometría, y depende de la velocidad de desplazamiento de la antena y del número de pulsos emitidos por segundo de la geometría del haz emitido, de la sección eficaz y la profundidad del reflector (Pérez, 2001). Se asocia con el ancho de la huella emitida por la antena emisora, cuanto más angosta es la huella más pequeña es la resolución horizontal y por lo tanto la distancia de entre dos objetos que pueden ser discriminados y viceversa (Bonomo & De la Vega, 2006).

La velocidad de la antena y el número de trazas por segundo son dos factores que se pueden controlar. No ocurre lo mismo con la energía que se ha emitido, que depende de las características de la antena y de las del medio.

Son varios los criterios que se pueden considerar para determinar la resolución horizontal. Según Reynolds (1997), la resolución horizontal también es inversamente proporcional a $\alpha^{1/2}$ siendo α el factor de atenuación. Esto indica que el valor de la resolución horizontal es mayor en un medio altamente atenuante, mientras que empeora en los no atenuantes.

Otro criterio, el que es proporcionado por Conyers y Goodman (1997), la cual es una zona de un reflector, dependiente de la frecuencia y del rango, desde la cual retorna la mayor parte de la energía de una reflexión y los tiempos de arribo difieren en menos de la mitad de un periodo (Glossary of Schlumberger, sf.).

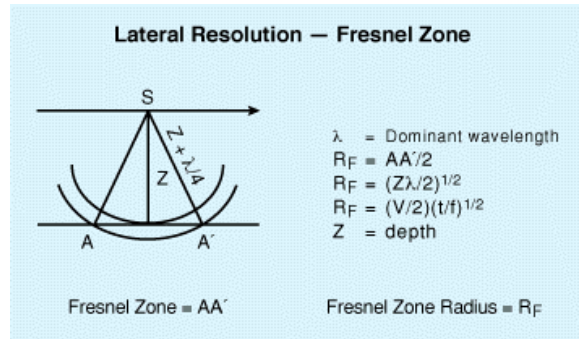


Figura 10. Zona de Fresnel fuente: Oilfield Glossary of Schlumberger.

Con este concepto se define la huella de antena como la intersección entre el cono de energía radiado y la superficie reflectora, es decir, como el área es iluminada por la antena (figura 11), a la que define un radio como:

$$r = \frac{\lambda}{4} + \frac{h}{\sqrt{\epsilon_r + 1}} \quad (18)$$

Dónde:

r es la huella de la antena

h es la distancia vertical entre la antena y la superficie reflectora

ϵ_r es la Permitividad promedio del material comprendido entre ambas

λ es la longitud de onda

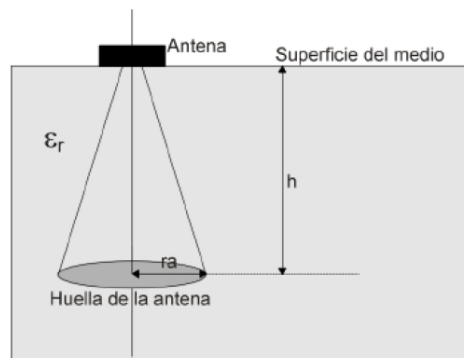


Figura 11. Se muestra el área iluminada por la antena a una profundidad h desde la superficie del medio.
Fuente Conyers y Goodman (1997).

Por último, Pérez (2001) establece que la resolución se ve afectado por el tratamiento realizado sobre la señal. Por ejemplo, si se realiza una suma de trazas

(apilamiento), se mejora la relación señal/ruido, pero la resolución horizontal empeora.

3.4.6 Herramientas utilizadas

Para el procesamiento de datos GPR se utilizó la aplicación de filtros y correcciones, los cuales permiten eliminar las señales no deseadas (ruido) generadas por diferentes factores, al momento de su adquisición (interferencias con señales de más alta frecuencia, movimientos bruscos, capa de aire, etc.) por ello a continuación se definen algunas de las herramientas utilizadas:

Corrección del tiempo cero:

Se aplica para definir el tiempo cero de referencia de la imagen (nivel del terreno), y para ello se utiliza la herramienta pulso retrasado (Pulse Delay), con la cual se selecciona una muestra de la parte superior del programa, así como también el movimiento de los valores de la profundidad (dependiendo la etiqueta que este seleccionada para el eje y). Lo que se pretende con esta herramienta es hacer coincidir el valor de cero en la parte superior del radargrama. Posteriormente, se utiliza la herramienta aplanamiento cero (Zero flattening), la cual se utiliza para atenuar la onda directa de la superficie sobre todo el perfil. También ayuda disminuir el ruido causado por el “calentamiento” de las antenas y el cambio de producido al elevar la antena (Radar System, SF).

Ganancia

Debido al hecho de que la intensidad de la señal está disminuyendo rápidamente mientras se propaga a través del suelo, la ganancia de la señal debe aumentarse conforme al aumento de profundidad. Por lo tanto, al final de la traza, la ganancia debe ser mayor que al principio, se puede configurar cualquier función de ganancia como una polilínea que conecta hasta 10 puntos, mientras cada uno de ellos se puede ajustar de 0 a 84 dB (Radar System, SF).

Remoción del ruido de fondo

Mayormente conocido en inglés como Background Removsal, es un filtro horizontal, el cual ayuda a reducir el ruido de fondo. Se entiende como ruido las señales que aparecen en algunas trazas y desaparecen en otra, además pueden verse en el perfil como líneas horizontales que no cambian su intensidad y posición de tiempo y pueden enmascarar las señales reales reflejadas. En algunos casos, este procedimiento puede garantizar una supresión del ruido de fondo eficiente (ver apartado 4.2.1) (Radar System, SF).

Filtro Ormsby

Es un filtro pasa banda que actúa a lo largo de la traza, el cual está diseñado para interferencias de baja frecuencia y supresión de componentes de alta frecuencia de señal. El algoritmo que es utilizado se comprende de tres pasos: aplicación de la Transformada Rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés Fast Fourier Transform) para la transición del dominio de tiempo a un dominio de frecuencia; posteriormente se suprimen los componentes de espectro de trazas de bajas y altas frecuencias y por último se aplica FFT inversa para transición desde el dominio de frecuencia a un dominio de tiempo. El filtro está determinado por la aproximación del coseno entre los puntos especificados del eje de frecuencia. La configuración de corte y frecuencia de paso se realiza en el cuadro de dialogo manualmente con su indicación directamente en el espectro promedio del archivo, que se muestra con una línea roja. La respuesta de frecuencia del filtro se muestra con la línea azul y el espectro de señal de salida con una línea de color verde. La configuración de respuesta de frecuencia deseada del filtro se realiza moviendo las frecuencias de corte y ancho de banda del filtro en el eje de frecuencia con el mouse observando la forma del espectro en la salida del filtro (Radar System, SF).

Filtros pasa bajas y pasa altas

Los filtros pasa bajas y pasa altas se aplican de maneral similar, promediando un número de trazas, la diferencia radica en que el pasa bajas es el resultado del

promedio el cual se sustituye al valor central y en el pasa altas el promedio se resta al valor central de la frecuencia. El filtro pasa altas atenúa los cambios horizontales grandes, que pueden ocultar objetivos de interés, especialmente más pequeños y el filtro pasa bajas genera el efecto inverso (Balbuena, 2018).

Migración

Como su nombre lo indica, hace referencia al desplazamiento espacial. La migración es una operación de inversión que reajusta las posiciones de los elementos de los radargramas, para que las reflexiones y difracciones se trasladen a su posición real, incrementando la resolución espacial. Una vez realizada la migración, la longitud de los reflectores vuelve a acotarse, su buzamiento aumenta hacia su valor real y las reflexiones se trasladan, regresando hacia profundidades menores. Además, las hipérbolas de difracción se reducen idealmente a un punto en la posición del difractor y las figuras en forma de “nudo de corbata” se transforman en líneas continuas curvadas, representando los sinclinales que las generaron (Lapazaran, 2004).

3.6 Reflexión, refracción y la transmisión de ondas electromagnéticas en las interfaces

El método de GPR funciona a través de la recepción de la señal reflejada o dispersada. Los límites planos proporcionan el modelo más sencillo para determinar la conducta de dicha señal.

De acuerdo a Jackson (1962), la reflexión de Fresnel (y de los coeficientes de transmisión) permite cuantificar las amplitudes de los campos electromagnéticos que varían a través de una interfaz entre dos materiales. Cuando una onda electromagnética incide sobre una frontera, la onda incidente (I), es parcialmente de transmisión (TI) y en parte se refleja (RI) (figura 12).

También cambia la dirección de viaje, es decir, el frente de onda se refracta, de acuerdo con la ley de Snell (Vargas, 2012):

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (19)$$

Cuando $v_1 > v_2$, el medio 2 tiene un ángulo crítico, más allá del cual la energía no se puede propagar del medio 1 al medio 2. El ángulo crítico se determina mediante el establecimiento de $\theta_2 = 90^\circ$. El ángulo crítico juega un papel en muchas respuestas del GPR.

Las ondas electromagnéticas (EM) son campos transversales de ondas vectoriales y para cualquier dirección de propagación, existen dos campos independientes. Para las interfaces planas, es común analizar las dos ondas, una con el campo eléctrico en el plano de interfaz llamado transversal eléctrico (TE) y uno con el vector de campo magnético en el plano interfaz llamado transversal magnético (TM) (figura 12).

Las intensidades de campo incidentes, reflejadas y transmitidas están relacionadas por la ecuación:

$$I + R \cdot I = T \cdot I \quad (20)$$

R e I están determinados al requerir que se cumpla la ley de Snell, el campo eléctrico y magnético en el plano de la interfaz son continuos, y la corriente eléctrica y la densidad de flujo que cruza la interfaz debe ser igual en ambos lados (Vargas, 2012).

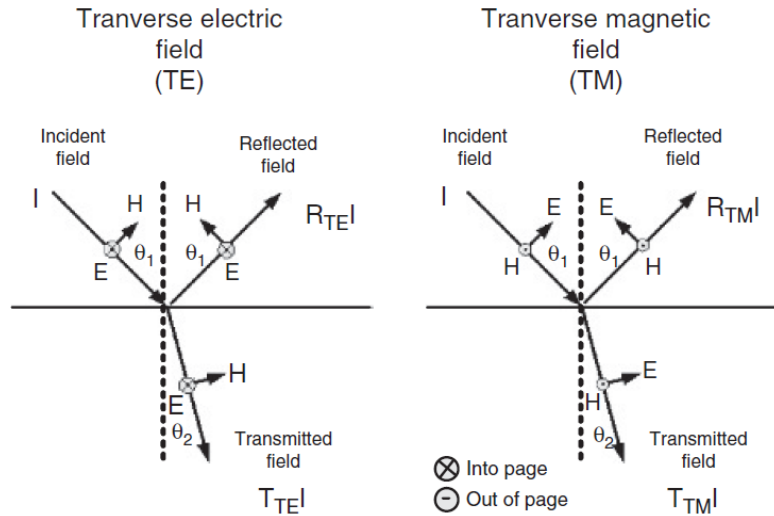


Figura 12. Componentes de ondas electromagnéticas Fuente: Harry (2009).

3.7 Tipos de ondas sísmicas

La teoría de la elasticidad nos dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas (superficiales e internas), las cuales viajan a través de la tierra y son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas; estas ondas pueden ser compresionales o de cizalla (Nava, 1997).

3.7.1 Ondas Internas

Ondas P

Las ondas compresionales son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones (figura 13). Es la onda más veloz de todas las ondas sísmicas (5 km/s en la superficie y 11 km/s en el interior de la tierra (Vargas, 2011). Por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser detectada y registrada en los sismogramas (Nava, 1997).

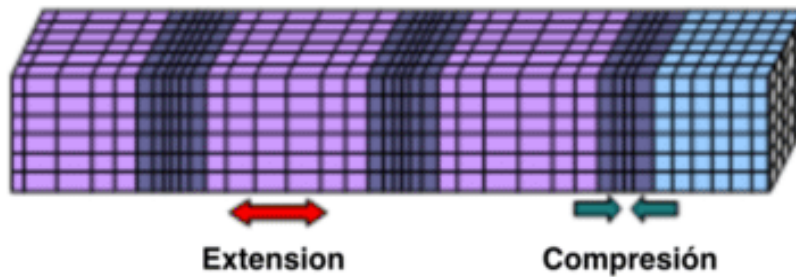


Figura 13. Onda primaria (P). Fuente: Sáenz (2016).

Onda S

La onda S de cizalla, mejor conocida como onda S o secundaria, es aquella, donde las partículas en el medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas a con deformidades del terreno de tipo de cizalla (Nava, 1997).

La onda S es más lenta que la onda P, aunque en una amplia gama de rocas su velocidad (V_s) es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P (V_p), dividida entre $\sqrt{3}$; esa relación también es conocida como la condición de Poisson (Vargas, 2011). Debido a que la onda S es la segunda en llegar, se le llama onda secundaria. Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos (Nava, 1997).

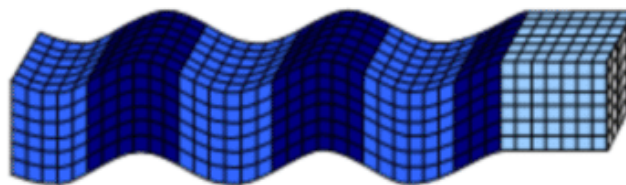


Figura 14. Onda secundaria (S). Fuente: Sáenz (2016).

3.7.2 Ondas superficiales

Nava (1997) menciona que además de las ondas que viajan a través del terreno, existe otro tipo de ondas que viajan por la superficie, con ciertas características tales

como su amplitud, siendo máxima en la superficie y nula en las grandes profundidades; este tipo de ondas son conocidas como ondas Rayleigh y las ondas Love.

Son causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones. En el caso de los terremotos (los que ocurren a as de 1000 km de distancia del receptor), las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y podemos apreciar que presentan dispersión; esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan a diferentes velocidades (Nava, 1997; Vargas, 2011).

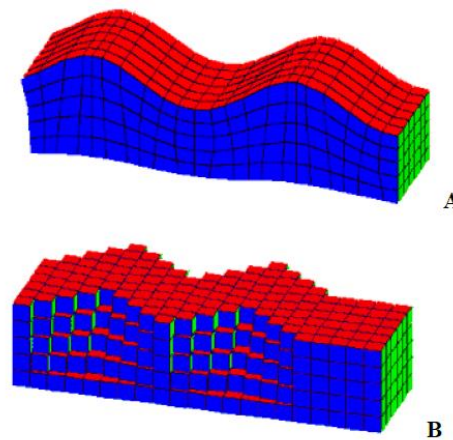


Figura 15. Ondas superficiales, Rayleigh (A) y Love (B). Fuente: García (2008).

3.8 Ley de Snell

Aunque ya se definió en el método de GPR para explicar el comportamiento de las ondas electromagnéticas (reflexión, refracción y absorción), esta ley también aplica para las ondas mecánicas.

3.9 Principio de Fermat

Este principio establece que: *“El trayecto seguido por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es un mínimo”* (Vargas, 2011). El principio fue enunciado en el siglo XVII por el matemático Pierre de Fermat. Por otra parte, Vargas (2011) menciona que este enunciado no está completo y no cubre todos los casos, por lo que existe una forma moderna del principio de Fermat.

Este dice que: *“El trayecto seguido por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es estacionario respecto a posibles variaciones de la trayectoria”* (Cifre et al., 2010).

3.10 Principio de Huygens

Es un método de análisis aplicado a los problemas de propagación de ondas, afirmando que *“todo punto de un frente de onda inicial puede considerarse como una fuente de ondas secundarias que se extienden en todas las direcciones como la misma velocidad, frecuencia y longitud de onda que el frente de onda del que procede”* (Vargas, 2011).

Sin embargo, es a menudo más simple considerar la propagación de la onda por lo que se refiere a los rayos, aunque ellos no pueden explicar un poco de efectos como la difracción en las zonas de sombra. El principio de Huygens y el de Fermat pueden usarse para explicar la reflexión, refracción y difracción de ondas (Sheriff y Geldart, 1995).

Conociendo la forma del frente de onda inicial AB (figura 16), se sitúa sobre el frente varias fuentes de ondas secundarias señaladas por puntos de color rojo y azul. Se observa la propagación en el punto donde está situada la fuente secundaria de la onda. Para determinar la forma del frente de onda A'B' en el instante t, se traza una circunferencia de radio vt . Centrado en cada una de las fuentes de color rojo. La envolvente de todas las circunferencias es el nuevo frente de onda en el instante t (Vargas, 2011).

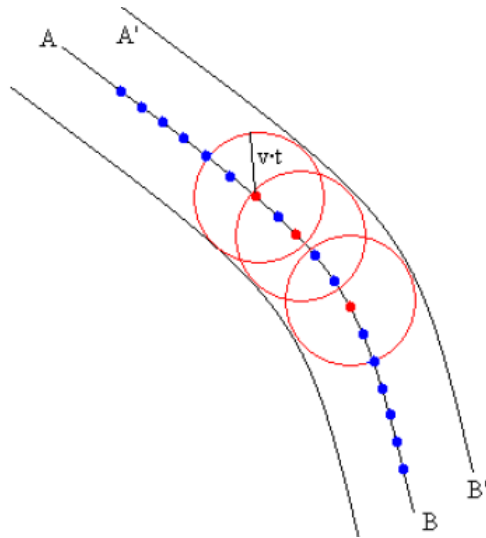


Figura 16. Forma de la onda inicial AB y A'B' Fuente: Vargas (2011).

3.11 Velocidades de ondas sísmicas

Las variaciones de la velocidad se relacionan con las propiedades de las rocas o los suelos a través de los cuales las ondas se propagan, esto puede ser mostrado en medios, homogéneos isotrópicos, las velocidades de las ondas P y S son obtenidas por las expresiones (Thomas, 2002):

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(\frac{4}{3}\mu + K\right)}{\rho}} \quad (21)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (22)$$

Donde

V_p es la velocidad de la onda P

V_s es la velocidad de la onda S

ρ es la densidad del medio

μ es el módulo de cizalla

K es el módulo de Bulk

3.12 Sísmica de refracción

El método de sísmica de refracción es de utilidad para la estimación de velocidades sísmicas. Con esta técnica, a través de la elaboración y análisis de las relaciones tiempo-distancia en los estratos por los que se propagan las ondas sísmicas, se determina la velocidad de propagación de las mismas. A partir de esto, se estiman

los espesores de los estratos y la ubicación a profundidad. Dicha información, puede a su vez, ser asociada a la litología de los estratos que constituyen el subsuelo (Mendoza, 2015).

El método consiste en colocar una serie de geófonos sobre una línea recta con puntos de tiro colocados normalmente en los extremos y la parte central del tendido (véase figura 17). A partir del punto de tiro se generan, mediante impactos en el suelo, ondas sísmicas compresionales; una vez producido el disparo, unas ondas se desplazan directamente por la superficie (ondas directas), mientras que otras atraviesan el terreno experimentando fenómenos de reflexión y refracción en las interfaces entre capas. Algunas de las ondas refractadas viajan a través de las interfaces presentes en los distintos medios y vuelven a la superficie. A partir de cierta distancia las ondas refractadas llegan antes que las directas a los geófonos. El primer rayo que llega a los geófonos más próximos a la fuente será el directo (Gesto, 2002). Sin embargo, como menciona Vargas (2012) “en los geófonos más distantes, el rayo que llega en primer lugar será el refractado, porque recorre su camino con la mayor velocidad V_2 y así se adelanta al rayo directo”.

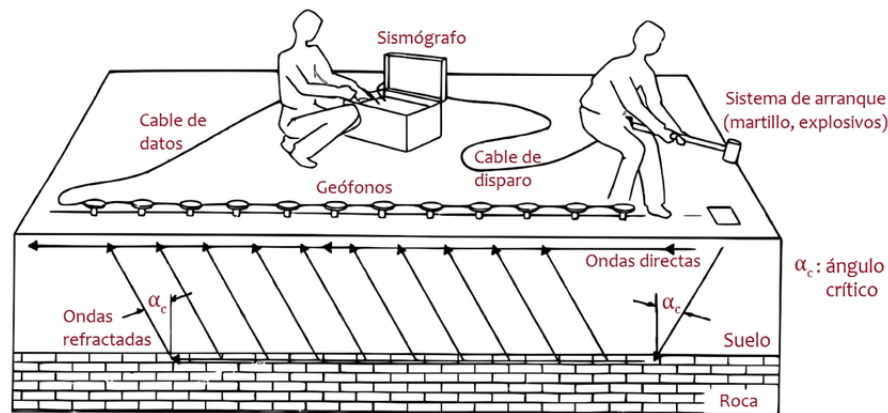


Figura 17. Esquema de adquisición del método de refracción sísmica. Fuente: Arias et al. (2017).

Por consiguiente, si representamos gráficamente los tiempos de las primeras llegadas, caerán sobre una recta y el resto sobre otra recta, cuyas pendientes (figura 18) dependerán respectivamente de las velocidades V_1 y V_2 , es decir, las pendientes

respectivas de los segmentos son iguales a las inversas de las velocidades de los respectivos medios que separa la interface (Sheriff y Geldart, 1995; Vargas, 2012).

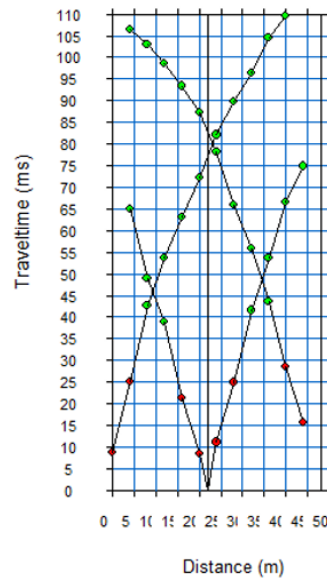


Figura 18. Ejemplo de dromocrona. Fuente: Propia.

Una vez determinadas de este modo las velocidades, el espesor de la capa superior puede hallarse a partir del “punto de ruptura” en que se cortan las dos líneas si x_c es la distancia de dicho punto al punto de tiro, de acuerdo a Vargas (2012) puede demostrarse que el espesor viene dado por:

$$h = \frac{x_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{\sqrt{V_2 + V_1}} \quad (23)$$

Dónde:

h es el espesor de la capa

x_c es el punto de intersección entre pendientes

V_1 es la velocidad promedio del medio 1

V_2 es la velocidad promedio del medio 2

En el método de refracción, una vez producido el disparo, unas ondas se desplazan directamente por la superficie (ondas directas), mientras que otras atraviesan el terreno experimentando fenómenos de reflexión y refracción en las distintas interfaces presentes (figura 19; Gesto, 2002).

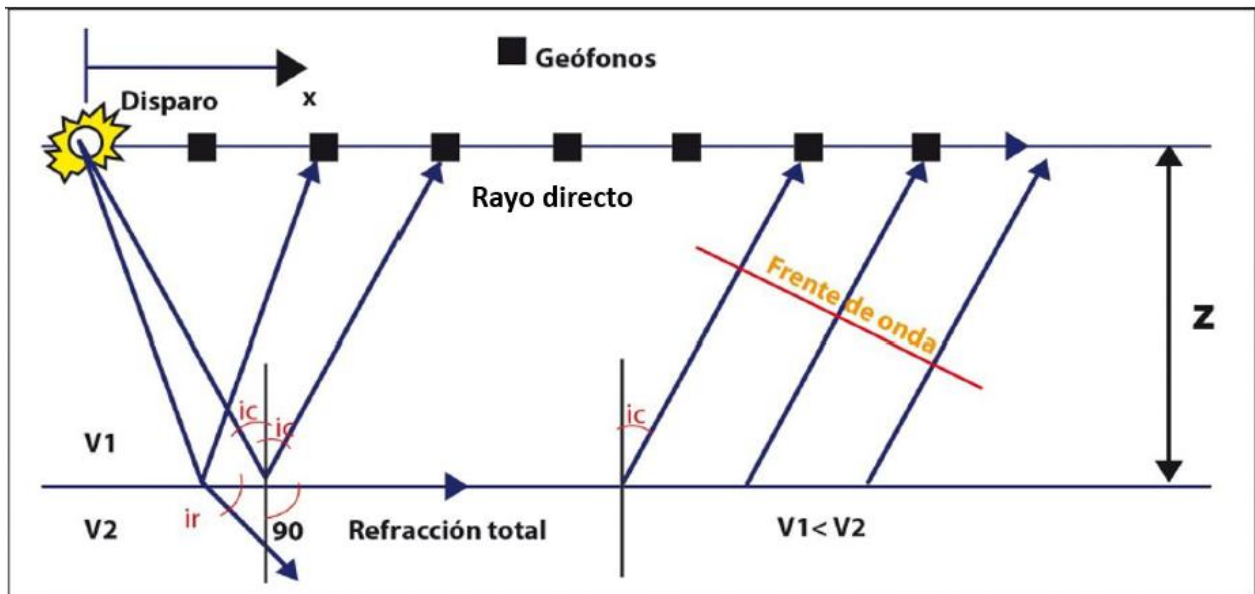


Figura 19. Técnica de refracción sísmica, en un modelo de dos capas. Fuente: Gesto (2002).

Este método, se adapta en forma más adecuada a aquellos problemas donde las discontinuidades o cambios de formación están más próximas a la superficie del terreno y más particularmente donde se desea determinar la profundidad de la roca basal, o de alguna formación bien consolidada.

Si el ángulo del rayo incidente toma un valor particular i_c , se tiene que:

$$\text{sen } i_c = \frac{V_2}{V_1} \quad (24)$$

$\text{sen } i_2 = 1$ por lo que $i_2 = 90^\circ$. En este caso el rayo refractado viaja a lo largo del contacto y el ángulo de incidencia i_c se llama ángulo crítico. Dichas refracciones de ángulo crítico son la que nos aportan información de las interfaces entre materiales geológicos a partir de esta técnica.

Conociendo el tiempo de recorrido y distancia entre fuente y geófonos, se puede determinar la velocidad de propagación del medio situado entre ambos.

Tabla 3. Velocidades de onda P para distintos materiales. Fuente: Terra solutions Perú (2016); Standard guide for using the seismic refraction method for surface investigation D 5777-00 (2011).

Descripción	Vp (m/s)
Suelo vegetal	100-500
Grava, cascajo, arena seca	100-600

Material superficial meteorizado	240-610
Arena humedad	300-900
Aire (en función de temperatura, presión y vientos)	310-360
Grava o arena seca	460-915
Depósitos aluviales	500-2010
Arcilla (saturada)	915-2750
Morrena fluvio-glacial	1200-2700
Arcilla	1200-2800
Arena (saturada)	1220-1830
Agua (en función de su temperatura y salinidad)	1430-1530
Agua	1430-1665
Agua de mar	1460-1525
Arenisca friable	1500-2500
Arenisca compacta	1800-4000
Arenisca	1830-3960
Caliza de creta	1830-3960
Marga	2000-3500
Caliza	2134-6100
Caliza, dolomita compacta	2500-6000
Esquisto arcilloso	2700-4800
Lutita	2750-4270
Roca metamórfica	3050-7000
Hielo	3100-4200
Tufo-brecha	4000-4900
Granito	4000-5700
Sal de roca	4200-3500
Anhidrita, yeso	4500-6500
Granito	4575-5800
Rocas metamórficas	4600-6800
granodiorita	5700-6400
Diorita	5950-6500
Anfibolita	6500-7200

3.13 Inversión en términos de tiempo

La técnica de término temporal es un enfoque lineal de mínimos cuadrados para determinar la mejor solución de capa discreta para los datos (Seisimager, 2009). Los fundamentos matematicos se pueden explicar tomando como referencia a la figura 20:

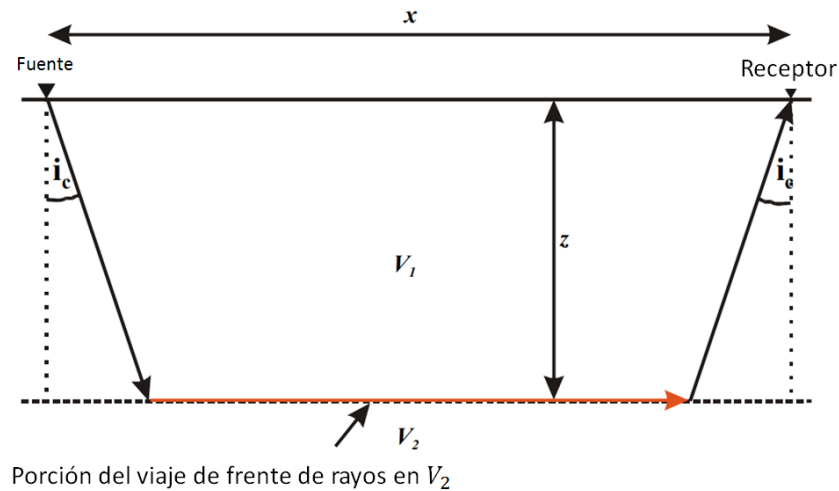


Figura 20. Refractor paralelo a la superficie. Fuente: Seisimager (2009).

Donde;

x es la distancia entre la fuente y el receptor

z es el espesor del medio 1

i_c es el ángulo critico

V_1 es la velocidad del medio 1

V_2 es la velocidad del medio 2

se define a la "lentitud" S como la velocidad inversa:

$$S_1 = \frac{1}{V_1} \quad (25)$$

$$S_2 = \frac{1}{V_2} \quad (26)$$

De la ley de Snell se obtiene:

$$\text{Sen}(i_c) = \frac{S_2}{S_1} \quad (27)$$

Donde el tiempo de viaje total t desde la fuente al receptor es:

$$t = 2S_1 \cos(i_c)z + xS_2 \quad (28)$$

Para simplificar utilizamos:

$$C = 2S_1 \cos(i_c) \quad (29)$$

Entonces z y S_2 son desconocidas

$$t = cz + xS_2 \quad (30)$$

El ejemplo anterior supone que el refractor es paralelo a la superficie del suelo. Si expandimos esto al caso general donde las superficies son curvas y no paralelas, como se muestra en la figura 21, entonces se obtienen tres incógnitas en lugar de dos (z_1 , z_2 y S_2).

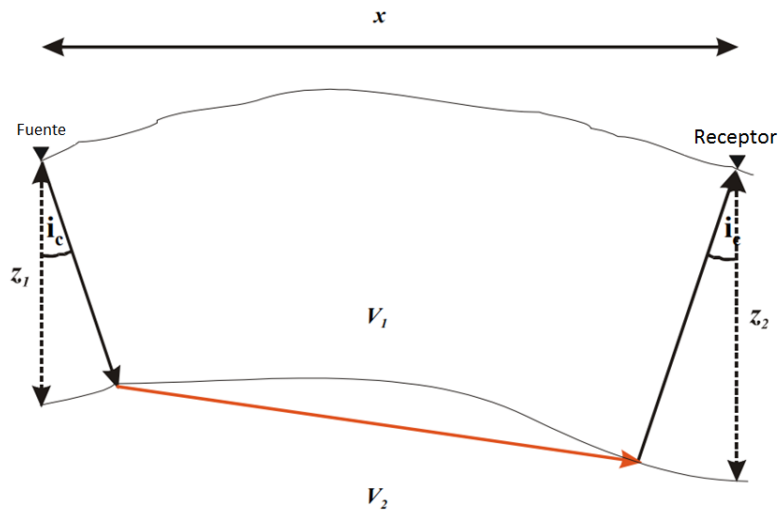


Figura 21. Refractor con superficie curva. Fuente: Seisimager (2009).

Ahora tenemos

$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2 \quad (31)$$

Generalizando para el numero de medios n se obtiene

$$t_j = \sum_{k=1}^n C_{jk} z_k + X_j S_2 \quad (32)$$

Capítulo 4. Metodología

4.1 Campaña de campo

Antes de realizar la expedición a la zona de estudio, se investigó sobre la litología presente en la zona, para obtener una idea de las respuestas que se podrían obtener de los materiales presente y de esta manera poder hacer una preevaluación de los datos al momento de la adquisición. Posteriormente se realizó una primera campaña de adquisición de datos con fecha del 11 al 16 de marzo del 2019; en esta salida a campo se realizó una inspección del terreno y se realizaron únicamente dos perfiles con GPR de 60 metros de longitud sobre el área del albergue (figura 25) con la unidad Zond 12e de la marca Radar Systems Inc., la cual se encuentra conformado por un sistema de control de radiación, unidad de almacenamiento (laptop) misma que permite observar los datos conforme se van adquiriendo, fuente de alimentación (batería de 12V), y una antena de 300 MHz. Como equipo complementario se empleó un GPS de mano marca Garmin y dos cintas métricas de 50m.

También se realizaron dos perfiles de refracción sísmica con una longitud de 44 m en la zona del albergue, con una separación de 4 metros entre geófonos (figura 33); dichos perfiles se adquirieron con el sismógrafo GEODE de la marca GEOMETRICS®, conformado por 12 geófonos uniaxiales de 14 Hz, un cable de refracción de 12 canales, un sistema de disparo (trigger), un cable de extensión del sistema de disparo, un marro de 12 lbs, una placa de acero y una unidad de almacenamiento y control (laptop), además del equipo complementario compuesto por un GPS de mano marca Garmin, y 2 cintas de 50m (figura 24).

Los perfiles de refracción sísmica se realizaron sobre la misma ubicación de los perfiles de GPR. Debido a las dimensiones de la antena del Georradar (94 x 53 x 13 cm y un peso de 13.5 kg) y a las condiciones del terreno (ver anexo 5 y 6) particularmente complicadas, se decidió realizar una segunda expedición con un equipo de menor tamaño para poder realizar los trabajos sobre el glaciar Jamapa.

Uno de los objetivos propuestos para la segunda salida, fue el realizar perfiles con el método de GPR sobre el glaciar Jamapa, por lo que uno de los factores determinantes para la realización fue el clima. En consecuencia, se decidió realizar la segunda expedición se realizó del 03 al 06 de junio del 2019, ya que para esas fechas se pronosticaban las primeras lluvias en la zona, lo que provocaría la formación de nieve en el glaciar, facilitando así el ascenso al mismo. Para llegar al glaciar, se necesita equipamiento de alta montaña (botas de alta montaña con forro térmico, lentes o goggles con protección UV del 100%, casco, polainas, bastones, piolets, bloqueador solar mínimo de protección 50, y crampones).

En la segunda visita a campo, se contaba con un Georradar GSSI Utility Scan 350hs, el cual es de menores dimensiones (33.5 x 31 x 15 cm y peso de 5 kg) y más fácil de transportar, así como con el sismógrafo GEODE. En esta visita se realizaron dos perfiles de sísmica de refracción en la zona de rampa proglacial (figura 33) y 6 perfiles de Georradar, 2 de los cuales se ubicaron en la rampa proglacial y 4 en la zona del Glaciar (figura 25).

Posteriormente, una vez realizada la adquisición de datos, se continuó investigando sobre trabajos realizados en la zona de estudio, así como información acerca de la metodología de procesamiento para ambos métodos y de información necesaria para su interpretación.

A continuación, se muestra en la tabla 4 la comparación de algunas de las características más sobresalientes de los equipos de GPR utilizados durante el trabajo en campo.

Tabla 4. Comparación de equipos utilizados en la adquisición. Fuente: Elaboración propia.

Equipo	Zond 12e + Antena 300 MHz	GSSI Utility Scan 350 Mhz
Dimensiones	36x50x5.5 cm y 94x53x13 cm	33.5x31x15 cm
peso	3.2 kg + 13.5 kg	5 kg
Profundidad alcanzada	0-15m	0-12m
Capacidad de almacenamiento	Depende de la memoria disponible del ordenador Portátil	64 Gb
Muestras por escaneo	128,256, 512, 1024	256, 512, 1024, 2048, 4096, 8192, 16384
Intervalo de tiempo	1 – 2,000 ns	0 – 20,000 ns
Filtros en tiempo real	• Pasa altas: débil, fuerte, super fuerte, filtro digital personalizado • Remoción de ruido de fondo	• Respuesta de impulso infinito (IIR) • Respuesta de impulso finito (FIR) • Pasa bajas y pasa altas • Migration • Seguimiento de posición de superficie • Seguimiento del ruido de la señal del terreno • Adaptación del ruido de fondo



Figura 22. Equipo Zond 12e 300 Mhz, utilizado para la adquisición de datos GPR. Fuente: Propia.



Figura 23. Equipo GSSI Utility Scan 350HS, utilizado para la adquisición de datos GPR. Fuente: Fotografía tomada por Sieron K.



Figura 24. Equipo Geode de la marca Geometrics con sus herramientas. Fuente: Ulloa (2008).

4.2 Adquisición y procesamiento Georradar

La adquisición de datos mediante este método consistió en el levantamiento de un total de 8 perfiles distribuidos en 3 zonas: zona albergue, zona rampa proglacial y zona glaciaria (figura 22). Estos perfiles fueron tomados con 2 equipos diferentes). En la primera campaña de campo, se adquirieron datos con GPR Zond 12e con una antena de 300 MHz en la zona del albergue Piedra Grande, para la segunda campaña se utilizó el georradar GSSI con antena de 350 MHz para las dos zonas restantes.

La adquisición de datos con este método en las zonas del albergue y en la rampa proglacial, se obtuvieron espesores de los horizontes de material no consolidado provenientes de diferentes procesos. Así como también con la adquisición de los perfiles realizados en el glaciar Jampa, se logró obtener los espesores del mismo bajo los perfiles realizados, mediante el contraste de propiedades electromagnéticas entre el hielo y el flujo de lava que lo subyace.

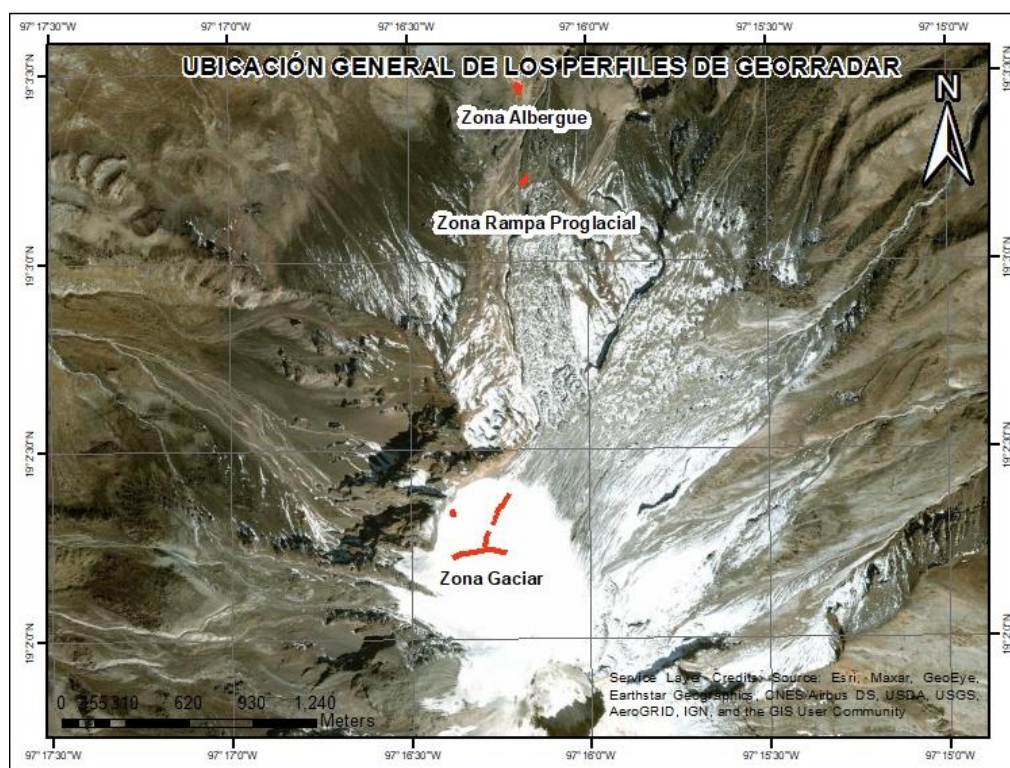


Figura 25. Localización de perfiles GPR en la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1 Software de adquisición y procesamiento

PRISM2™ de Radars Systems, Inc.

Los archivos generados con la unidad Zond 12e se guardaron en extensión .SGY para poder ser procesados en el software Prism2™, ya que además de estar diseñado para la adquisición y el control de parámetros del Georradar, se puede realizar el procesamiento de los radargramas adquiridos. Durante el procesamiento, por lo general se aplican filtros, los cuales permiten eliminar las señales no deseadas (ruido), generadas por diferentes factores al momento de su adquisición (interferencias con señales de más alta frecuencia, movimientos bruscos, capa de aire, etc.) así como se pueden aplicar correcciones que permiten hacer un ajuste espacial a las estructuras presentes en los radargramas.

4.2.2 Secuencia de procesamiento del método de Georradar

De manera general se utilizó el diagrama de flujo disponible en el anexo 3 para aplicación de diferentes filtros y correcciones necesarias. Dependiendo de la respuesta obtenida en el radargrama, se realizaron los ajustes correspondientes para poder realizar la interpretación de cada registro.

A continuación, se describe el proceso realizado en el perfil 7 para la obtención del espesor del hielo glaciar, donde el objetivo fue el delimitar y observar la estructura del glaciar Jamapa sobre el perfil realizado con GPR y así determinar el espesor del hielo glaciar que contrasta con el sustrato rocoso.

A continuación, en la figura 26 se muestra la imagen de radargrama sin ningún tipo de procesamiento.

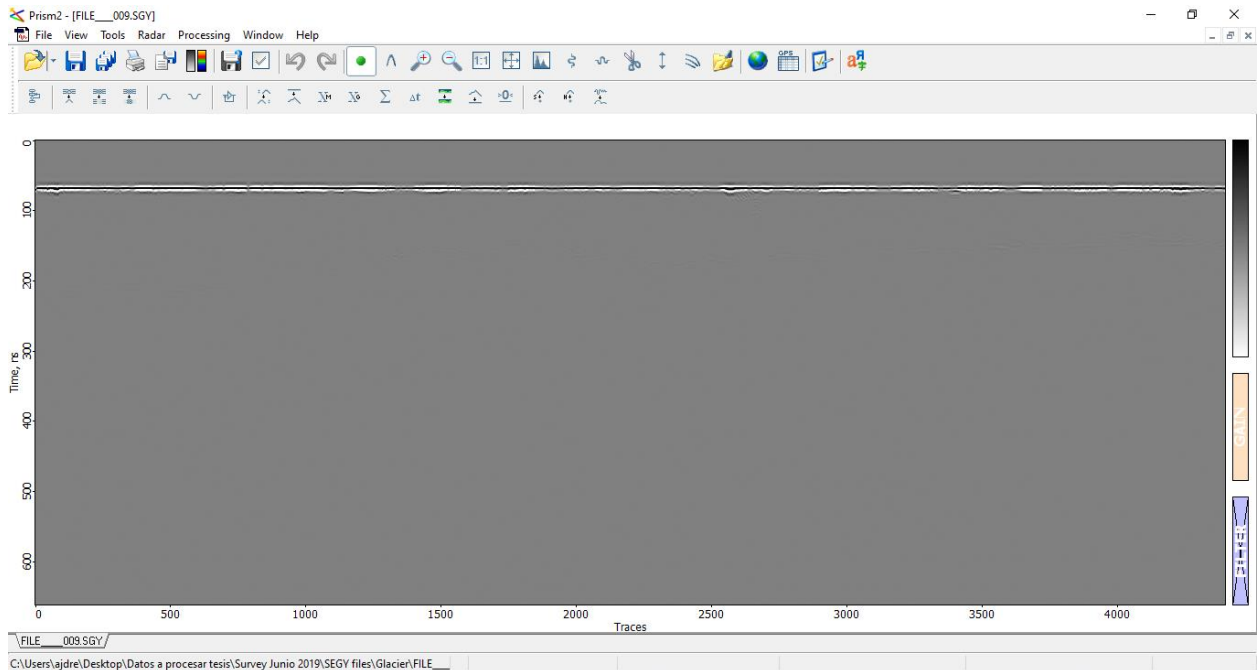


Figura 26. Radargrama sin procesar. Fuente: Propia.

Como primer paso se realizó la corrección estática con la herramienta “Retraso de pulso” para definir el cero de referencia en el radargrama (nivel de terreno), pretendiendo hacer coincidir el valor cero en la parte superior del mismo. Posteriormente se utilizó la herramienta “Aplanamiento Zero” para atenuar la onda directa de la superficie sobre todo el perfil, así como para disminuir el ruido causado por el “calentamiento” de la antena y el cambio producido al elevarla (figura 27).

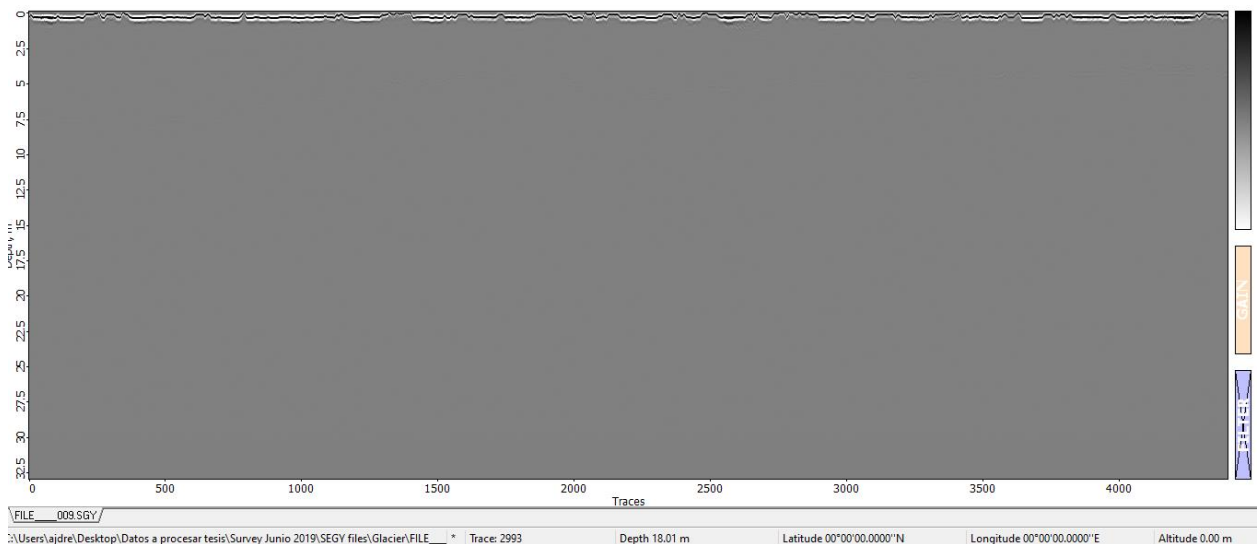


Figura 27. Radargrama con aplicación de retraso de pulso + aplanamiento cero. Fuente: Propia.

Después se aplicó el filtro “Remoción de ruido de fondo”, el cual ayuda a reducir el ruido que comúnmente se manifiesta como líneas horizontales que no cambian su intensidad y posición en el tiempo y pueden enmascarar señales de interés. Posteriormente, se utilizó la herramienta “Ganancia” para poder resaltar los contactos de la capa de hielo con el sustrato rocoso, y además poder observar con mayor detalle su geometría; este procedimiento se realiza debido a que la señal se disminuye mientras se propaga en el subsuelo, por lo que la ganancia debe aumentarse conforme va aumentando la profundidad (figura 28).

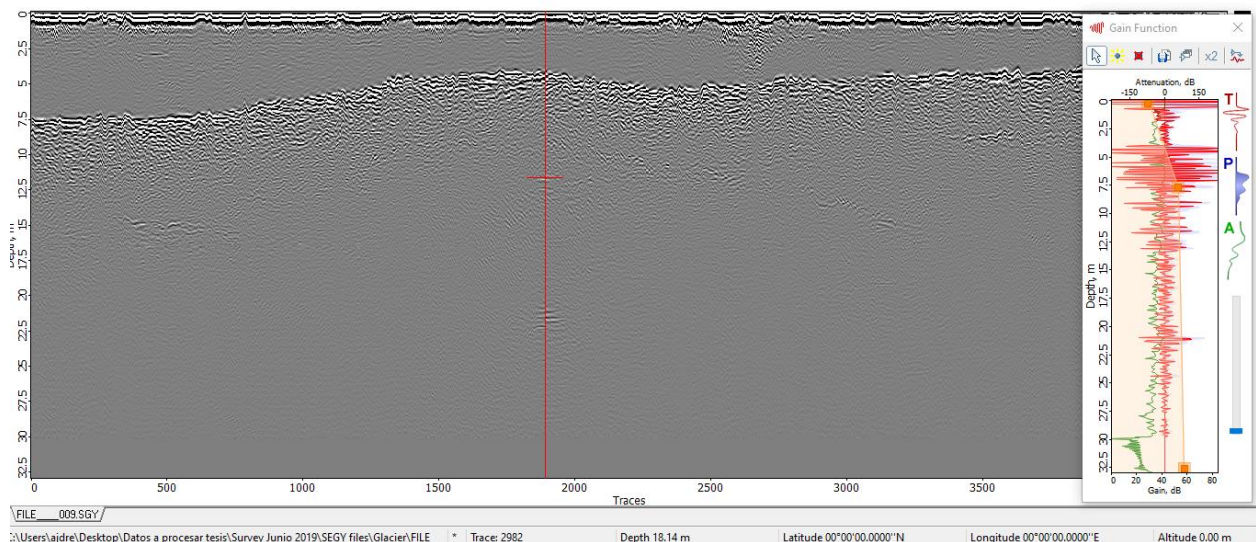


Figura 28. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo+ Ganancia. Fuente: Propia,

Para el procesamiento de datos de los radargramas se utilizan filtros, los cuales permiten atenuar la señal ruidosa, generada por distintos factores en campo. Se utilizó un filtro “Ormsby” (figura 29) debido a que preserva en un rango específico de las frecuencias de interés, obteniendo una ventana en forma trapezoidal, donde los vértices indican el rango de frecuencias que se preservarán (figura 30).

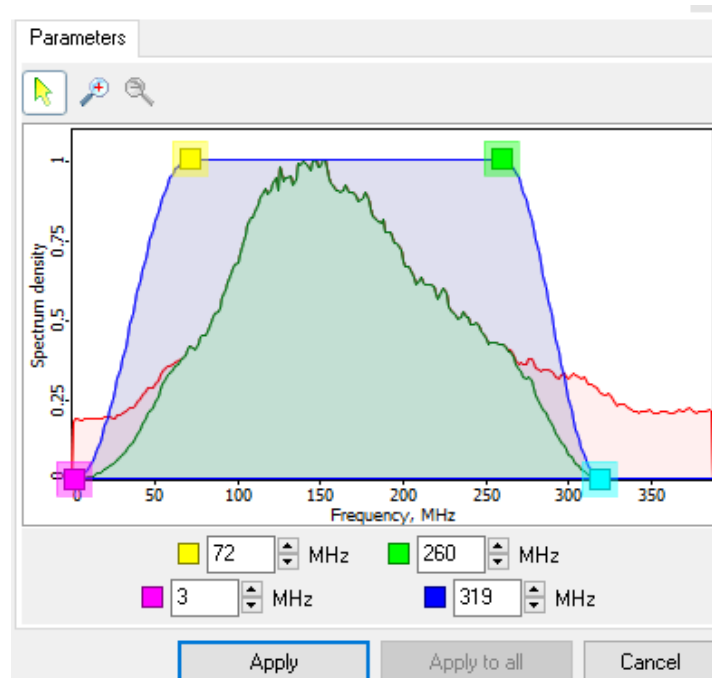


Figura 29. Aplicación de filtro Ormsby al radargrama. Fuente: propia.

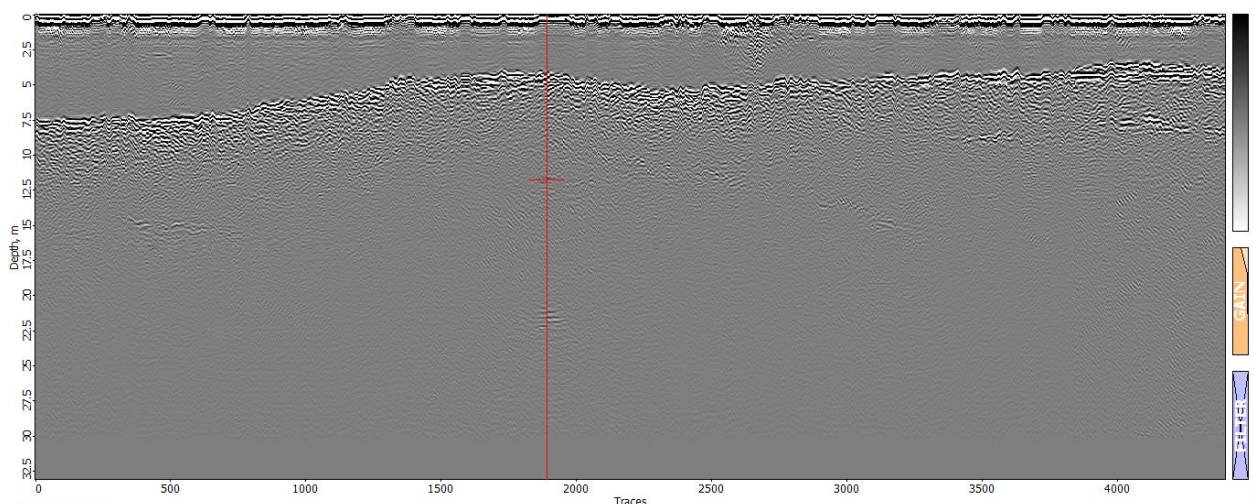


Figura 30. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro ormsby Fuente: Propia.

Una vez realizados los ajustes necesarios para el mejoramiento de la imagen, se puede modificar la escala de colores para una mejor visualización e interpretación. Lo siguiente es aplicar un suavizado, el cual consiste en aplicar un filtro de frecuencias pasa bajas, donde disminuye la disparidad entre los valores registrados en el radargrama, promediándolo con valores cercanos (figura 31).

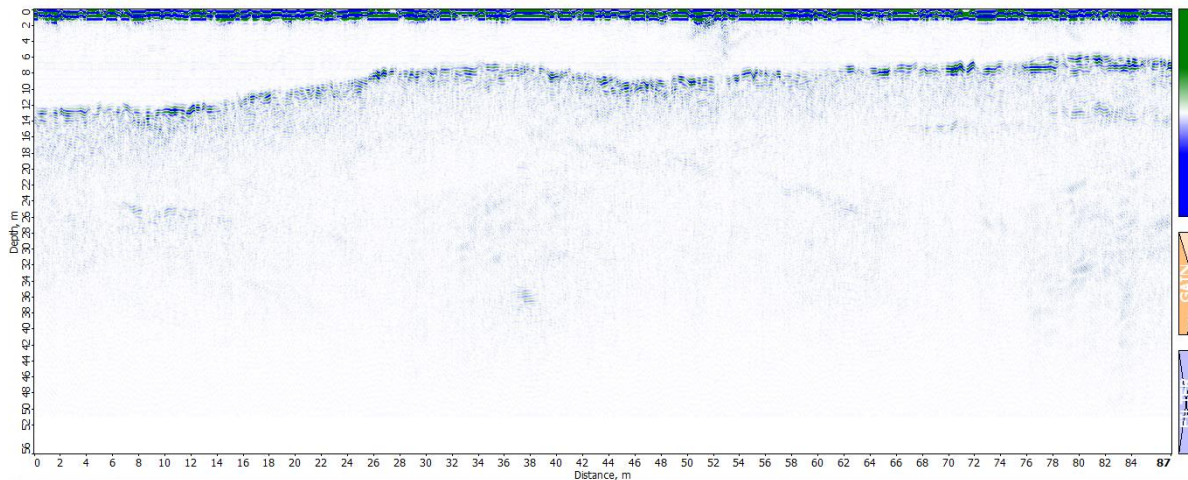


Figura 31. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro Ormsby+ filtro pasa bajas. Fuente: Propia.

Como último paso, se realiza la adaptación de la topografía de la superficie del terreno y se adecúa la permitividad correspondiente al hielo en los ajustes generales para obtener la profundidad real (figura 32).

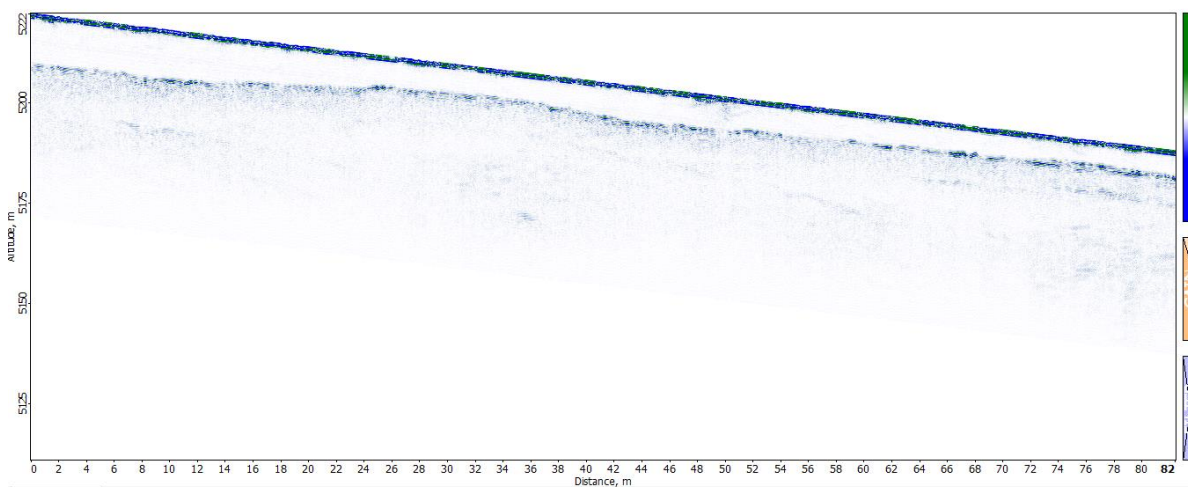


Figura 32. Radargrama con aplicación de retraso de pulso+ aplanamiento cero+ remoción del ruido de fondo + ganancia + filtro ormsby+ filtro pasa bajas + topografía + cambio de permitividad. Fuente: Propia.

4.3 Adquisición y procesamiento sísmica de refracción

De manera general se utilizó el diagrama de flujo disponible en el anexo 4 para la aplicación de filtros y correcciones necesarias para la obtención de un modelo de velocidades.

La aplicación de este método consistió en el levantamiento de 2 perfiles con longitud de 44 metros (Zona albergue) para la primera expedición y otros 2 perfiles con longitud de 55 metros (Zona rampa proglacial) para la segunda expedición (figura 33).

La adquisición de los perfiles de la zona albergue se realizó con 12 geófonos uniaxiales con una separación cada 4 metros teniendo una longitud resultante de 44 metros. Se emplearon apilamientos de 8 golpes en 3 puntos de tiro, con una localización a lo largo del tendido a los -4 m, 22m y 48 m. Los perfiles en la zona de rampa proglacial, al igual que los perfiles de la zona del albergue, se realizaron con 12 geófonos uniaxiales con una separación cada 5 metros, obteniendo perfiles de 55 metros de longitud, con apilamiento de 8 golpes, pero con mayor número de puntos de tiro, y con la siguiente distribución: a 72.5 m., 57.5m., 50.5m., 42.5 m.,35m., 27.5m., 20m., 12.5m., 5m, -2.5 m. y -17.5 m. Se realizó esta configuración para obtener una mejor resolución horizontal del levantamiento realizado en la zona, así como también para obtener una mejor calidad de los datos evitando señales con ruido y como consecuencia obtener mejores resultados en el perfil sísmico. Posteriormente se levantaron los puntos GPS de inicio y final del perfil para georreferenciar el levantamiento, y poder ingresar la topografía durante el procesamiento.

La realización de estos perfiles tuvo el objetivo de complementar y correlacionar con la información obtenida con el georradar y poder hacer una interpretación más certera sobre el tipo de material que se encuentra en la zona de estudio (Imágenes de la adquisición se encuentran disponibles en el anexo 5 y 6).

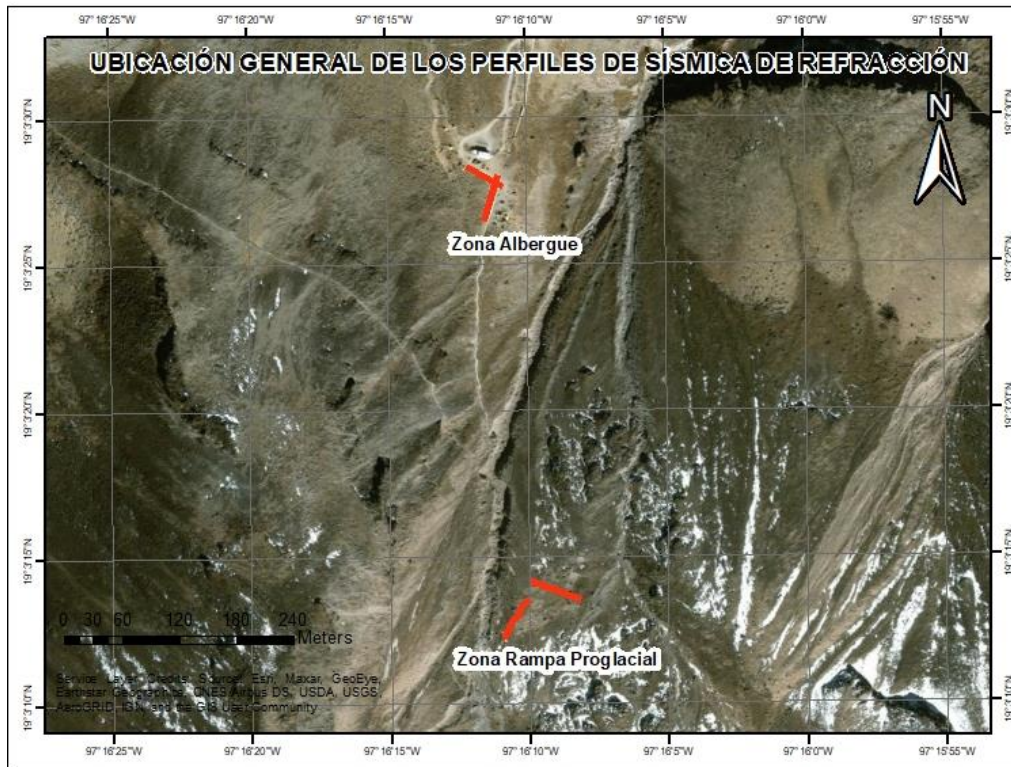


Figura 33. Distribución de perfiles sísmicos en la zona albergue y zona till subglacial. Fuente: elaboración propia.

4.3.1 Software de adquisición y procesamiento para sismica de refracción

Para los datos adquiridos mediante esta metodología, se utilizan distintos softwares para las diferentes etapas del proyecto: para la adquisición se utilizó Geometrics Seismodule Controller™, para el procesamiento del arribo de las ondas P se utilizó el software PickWin™ y para el análisis de refracción se utilizó Plotrefa™, dichos softwares pertenecen a la paquetería de Seisimager®.

4.3.2 Secuencia de procesamiento para sismica de refracción

Una vez finalizada la adquisición de los datos con el software Geometrics Seismodule Controller™, se prosiguió al procesamiento en el software Pickwin™, en el cual se introdujeron los archivos generados en cada punto de tiro correspondiente de cada perfil. Conforme se agregaba cada archivo, se revisó la

relación señal/ruido con el fin de obtener una buena calidad de datos y poder observar de manera más precisa el arribo de la onda P; en caso contrario se aplicaba filtro pasa altas o pasa bajas según fuera el caso. En ocasiones el geófono solo registraba ruido, por lo que se procedía a eliminar la traza de dicho geófono (figura 34).

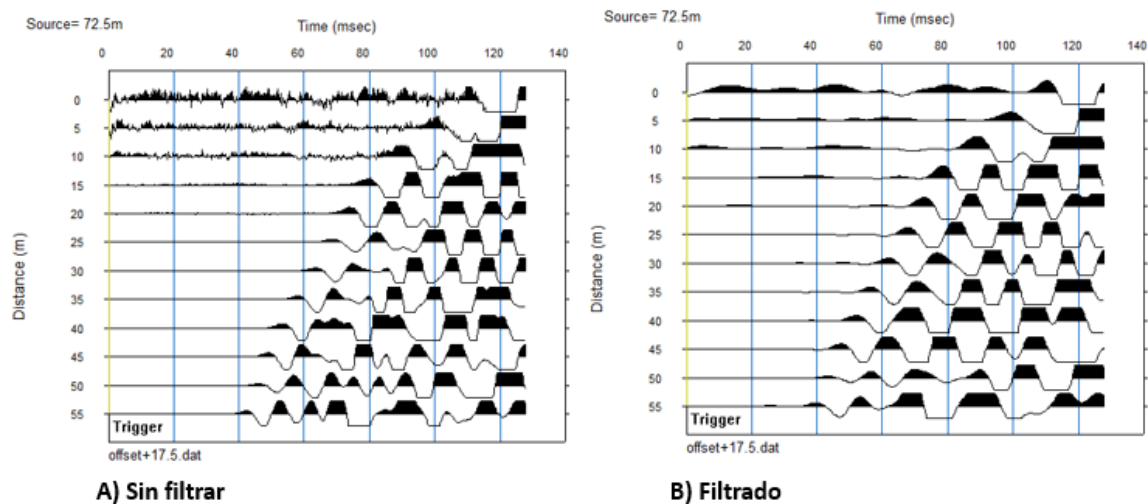


Figura 34. A) Sismograma crudo sin filtrar ruido, Imagen B) Aplicación de filtro pasa bajas para la atenuación del ruido. Fuente: elaboración propia.

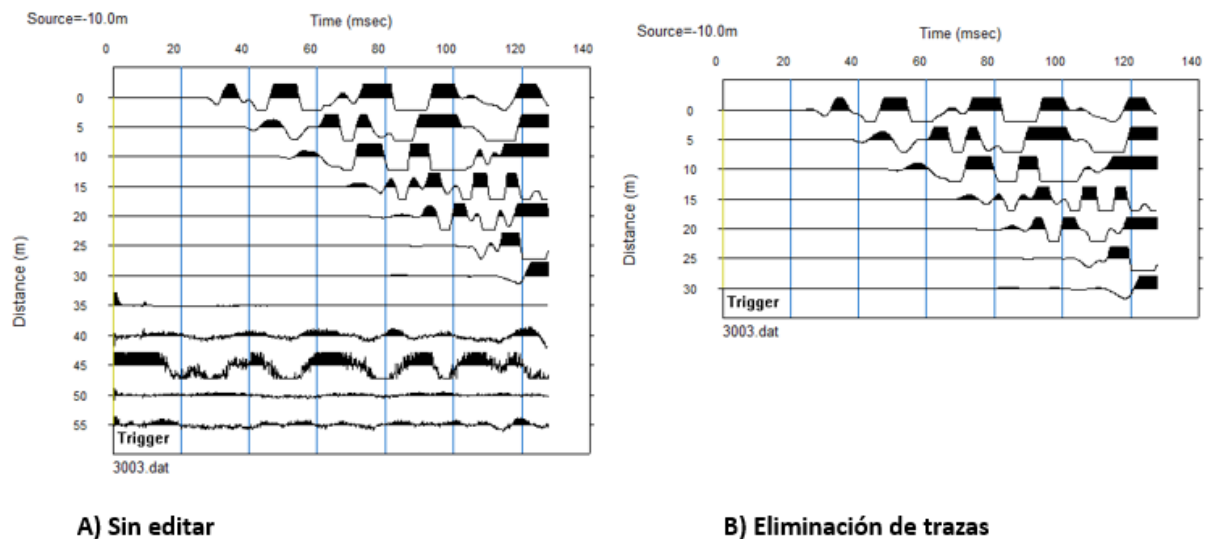


Figura 35. A) sismograma completo ya filtrado, Imagen B) sismograma filtrado con eliminación de trazas sísmicas. Fuente: Elaboración propia.

Una vez que el registro estuviera filtrado y mostrando sólo señales útiles, se procedió a indicar en cada registro el arribo de la onda P, repitiendo este proceso

para todos los registros del perfil. Una vez hecho esto, se guardó con una extensión .vs para poder observar las curvas del tiempo de viaje en el software Plotrefa™.

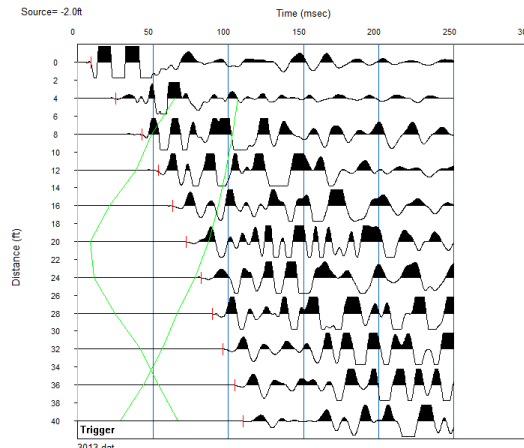


Figura 36. Sismograma con identificación de onda P, las pequeñas líneas rojas indican la llegada de la onda p para cada geófono, las líneas verdes indican la unión de cada llega de la onda P de perfiles pasados. Fuente: elaboración propia.

En Plotrefa™ se realiza el análisis de refracción de acuerdo a las curvas del tiempo de viaje de las ondas propagadas. Se indicó al inicio de cada curva (directa e inversa) un cambio de pendiente como se observa en la figura 37; posterior a esto se procedió a realizar la inversión de datos en términos de tiempo, en este punto se integró la topografía sobre la cual fue realizado el perfil sísmico, y como resultado se obtiene un modelo de dos capas en termino de velocidades de onda P (ver figura 42).

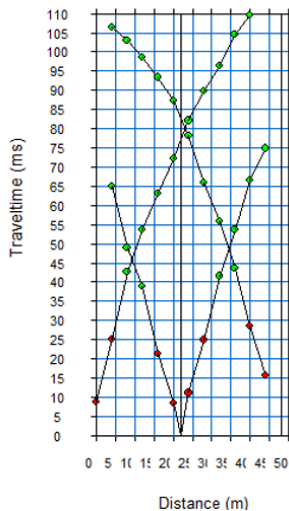


Figura 37. Identificación de cambio de pendientes en las líneas de tiempo de viaje. Fuente. Elaboración propia.

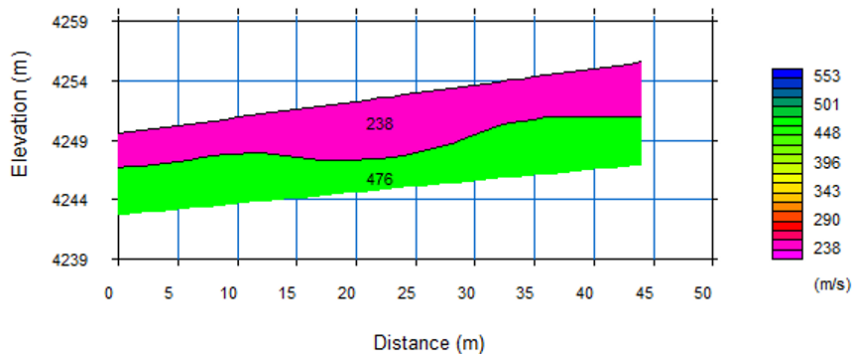


Figura 38. Modelo de 2 capas de velocidad de onda P obtenido a través de la inversión de datos. Fuente: Elaboración propia.

Capítulo 5. Resultados

En esta sección se analizan los resultados obtenidos después del procesamiento de los datos de georradar y sísmica de refracción, en cada perfil analizado se muestra su ubicación, así como sus coordenadas.

En el caso de los datos adquiridos con georradar, cada perfil se presenta con una imagen con la ubicación del perfil realizado, una tabla de coordenadas de dicho perfil, y una imagen con la interpretación del perfil. Para los perfiles en la zona del glaciar se agrega una tabla con las coordenadas y el espesor en ese punto de los perfiles realizados sobre el glaciar Jamapa. Además, en el anexo 1 se encontrará disponible información obtenida con la herramienta para inversión: *hodograph*.

En el caso de los datos provenientes de la Refracción sísmica, se muestra en cada perfil una imagen de la ubicación del mismo, una tabla de coordenadas del perfil realizado, y una imagen con la interpretación del mismo.

Finalmente se muestra una comparación de la información obtenida en perfiles de GPR y sísmica de refracción en ubicaciones donde se realizaron ambos métodos.

Cabe mencionar que las coordenadas establecidas en los perfiles, así como la las elevaciones se obtuvieron a partir de archivos KMZ, dichos archivos se proyectaron en Google Earth, por lo que las elevaciones pueden estar sujetas a ciertas “exageraciones”.

5.1 Resultados Georradar

Zona albergue Perfil 1

El perfil 1 se encuentra localizado en la zona del albergue “Piedra grande” (figura 39, Tabla 5), presenta una orientación SO-NE y una longitud de 60 m, y una pendiente del 30%; se utilizó una permitividad con valor de 5 para la adquisición, debido a que corresponde con el material observado en la superficie referente a suelo seco (arenas, gravas y sedimentos no consolidados) proveniente de diferentes eventos y factores como lo son la meteorización e intemperismo de zonas más altas del volcán, así como por la remoción de masas por lahares ocurridos, depósito de material piroclástico y retroceso del glacial.

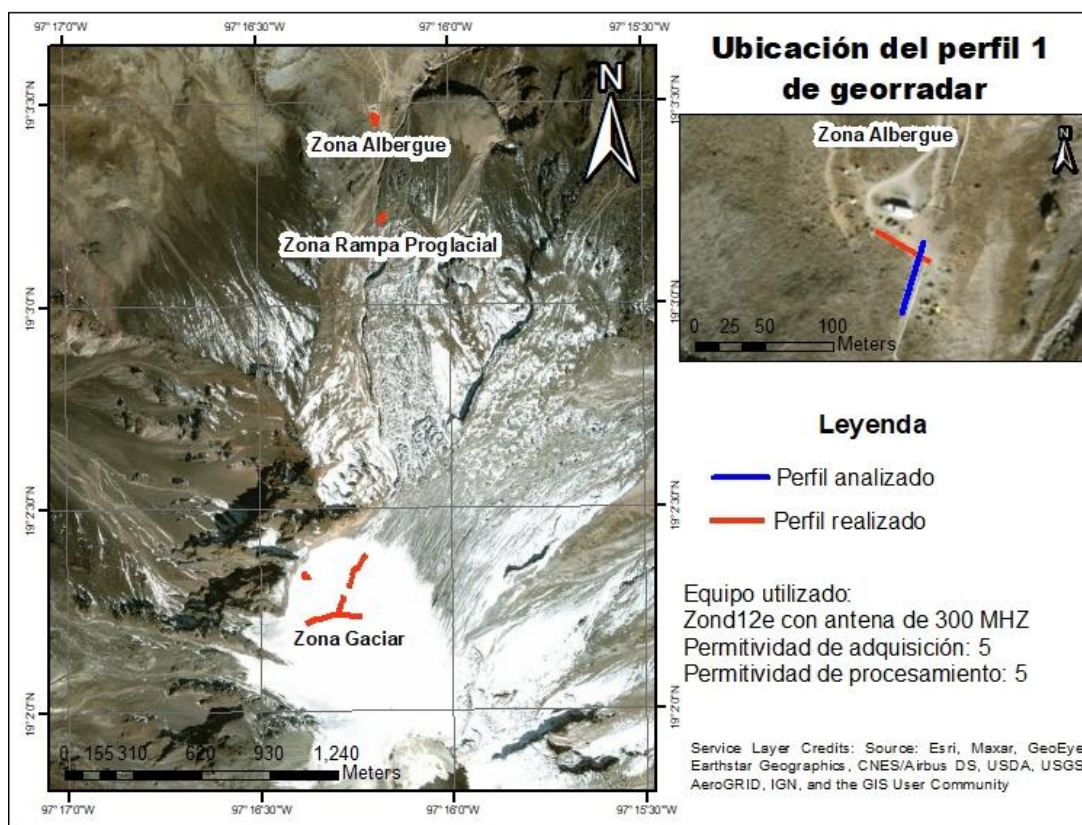


Figura 39. Ubicación del perfil 1 de georradar.

Tabla 5. Ubicación de perfil 1 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'26.48"	97°16'11.72"	4265
Final	19° 3'28.01"	97°16'11.21"	4247

En la figura 40, se muestra el radargrama obtenido con la topografía de donde se realizó. El perfil 1 se dividió en 3 horizontes, de los cuales el primero (visto desde la superficie hacia abajo) tiene un espesor promedio de 1.30 m (más o menos constante) que se encuentra distribuido a lo largo de todo el perfil. El segundo horizonte, sin embargo, sólo se encuentra en la parte SO del perfil (a lo largo de 29m) donde presenta un espesor inicial de 1.50 m, el cual disminuye gradualmente hacia el NE hasta desaparecer (la última detección del mismo se muestra 0.40 m) (Figura 40). El tercer horizonte también se puede observar a lo largo del perfil, pero tiene la característica de aumentar gradualmente del SO al NE con un espesor inicial de 4 m y un espesor final de aproximadamente 6.5 m. Dentro de este horizonte (3), además se observa un posible contacto litológico que se muestra a partir de los 33 m de distancia hasta los 50 m, dicho contacto se da con una zona homogénea respecto a materiales, contra una zona donde se observan distintos cambios de nitidez en el radargrama a lo que se atribuye a una mezcla de diferentes materiales. (Figura 40).

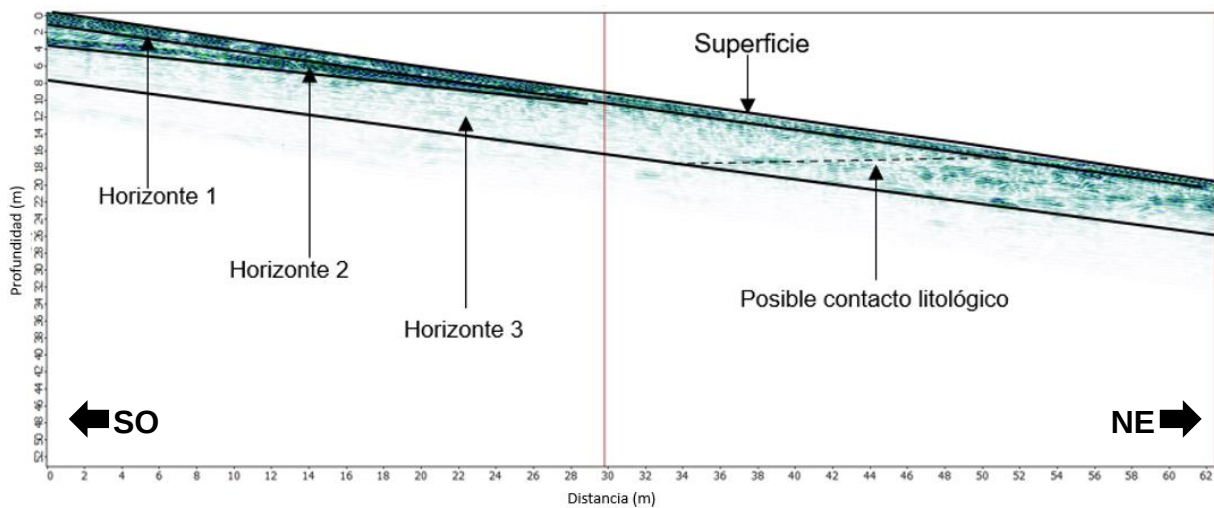


Figura 40. Perfil 1 de georradar en el área "albergue" con topografía incluida, la marca 1 representa un movimiento brusco de la antena sobre el terreno. Fuente: propia (2019).

Perfil 2

El perfil 2 se encuentra localizado en la zona del albergue “Piedra grande” (figura 41, tabla 6) presenta una orientación SE – NO y una longitud de 60 m, y muestra una pendiente del 5% (figura 41). Se utilizó una permitividad para la adquisición con un valor de 5, debido a que corresponde con el material observado en la superficie referente a suelo seco (arenas, gravas y sedimentos no consolidados) proveniente de distintos eventos y factores que ya se mencionaron en el perfil anterior. En el radargrama se pueden observar marcas (líneas rojas con numeración 0,1 y 2) que se deben a inconsistencias del terreno que ocasionaron un movimiento brusco de la antena.

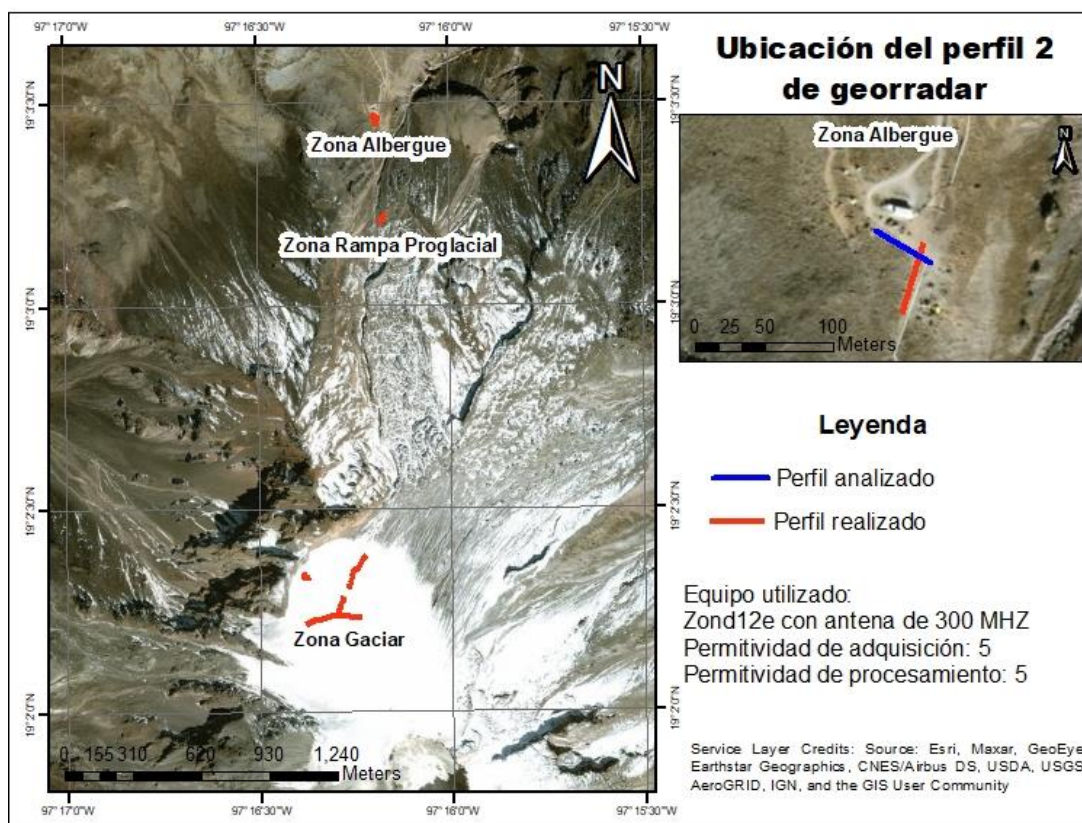


Figura 41. Ubicación del perfil 2 de georradar.

Tabla 6 Ubicación de perfil 2 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'27.55"	97°16'11.07"	4250
Final	19° 3'28.65"	97°16'12.29"	4253

En la figura 42 se muestra el radargrama obtenido con la topografía de donde se realizó. El perfil 2 se dividió en 3 horizontes, de los cuales el primero (visto desde la superficie hacia abajo) presenta una disminución gradual hacia el NO con un espesor inicial de 1.50 m y un espesor final de aprox. 0.20 m. El segundo horizonte presenta una disminución gradual con la misma orientación que el anterior, el cual desaparece a la distancia de 25 m respecto al inicio del perfil, presenta un espesor inicial de 2.50 m y un espesor final de aprox. 0.20 m. El tercer horizonte también se puede observar lo largo de todo el perfil con espesores variables, de los 0.00 a los 10.00 m con un espesor de 3.50 m, de los 10.00 a 26.00 m un espesor promedio de 5.00 m, de los 26.00 a los 52.00 m un espesor promedio de 7.00 m, a partir de ese punto va disminuyendo hasta presentar un espesor final de 2.00m.

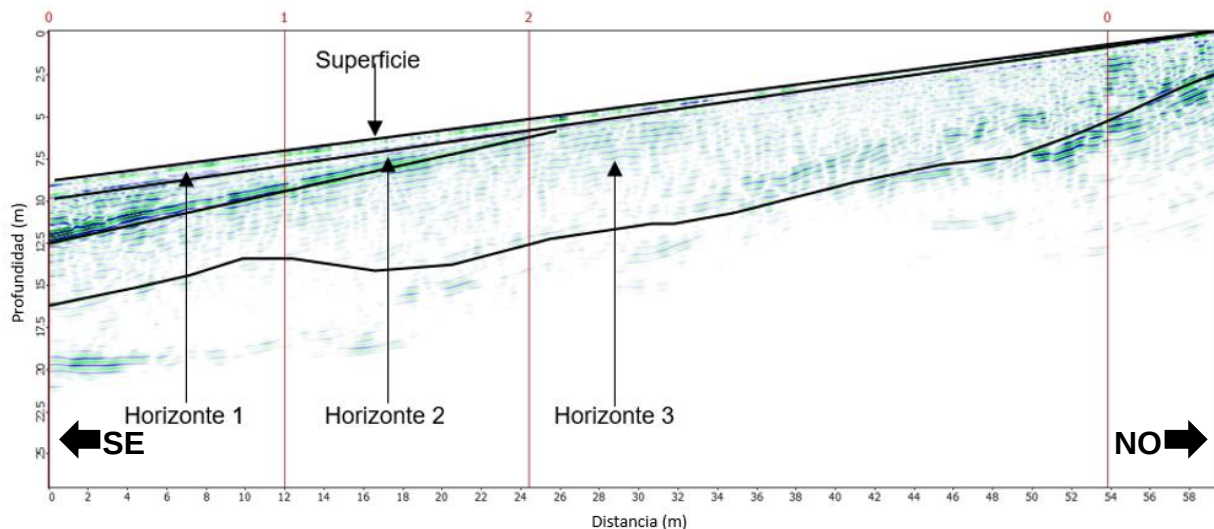


Figura 42. Perfil 2 de georradar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph.
Fuente: elaboración propia (2019).

Zona de Rampa Proglacial Perfil 3

El perfil 3 se encuentra localizado en la zona conocida como “Rampa Proglacial”, (figura 43, tabla 7) presenta una orientación NE-SO y una longitud de 49 m, y una pendiente del 40%. El perfil se encuentra en una zona donde ha ocurrido una acumulación de material que ha sido transportado y depositado por el hielo, ya fue un área cuberita por glaciares apenas hace 3 siglos. Por ello, dicho material se encuentra compuesto por derrubios de roca mal clasificados (de todos los tamaños, desde ceniza a bloques grandes) provenientes de material meteorizado por la dinámica del glaciar y procesos posteriores de erosión. Debido a que se encuentra en un medio donde la mayoría de los fragmentos corresponden al tamaño de gravas, se utilizó una permitividad para la adquisición con un valor de 8 (ver tabla 1).

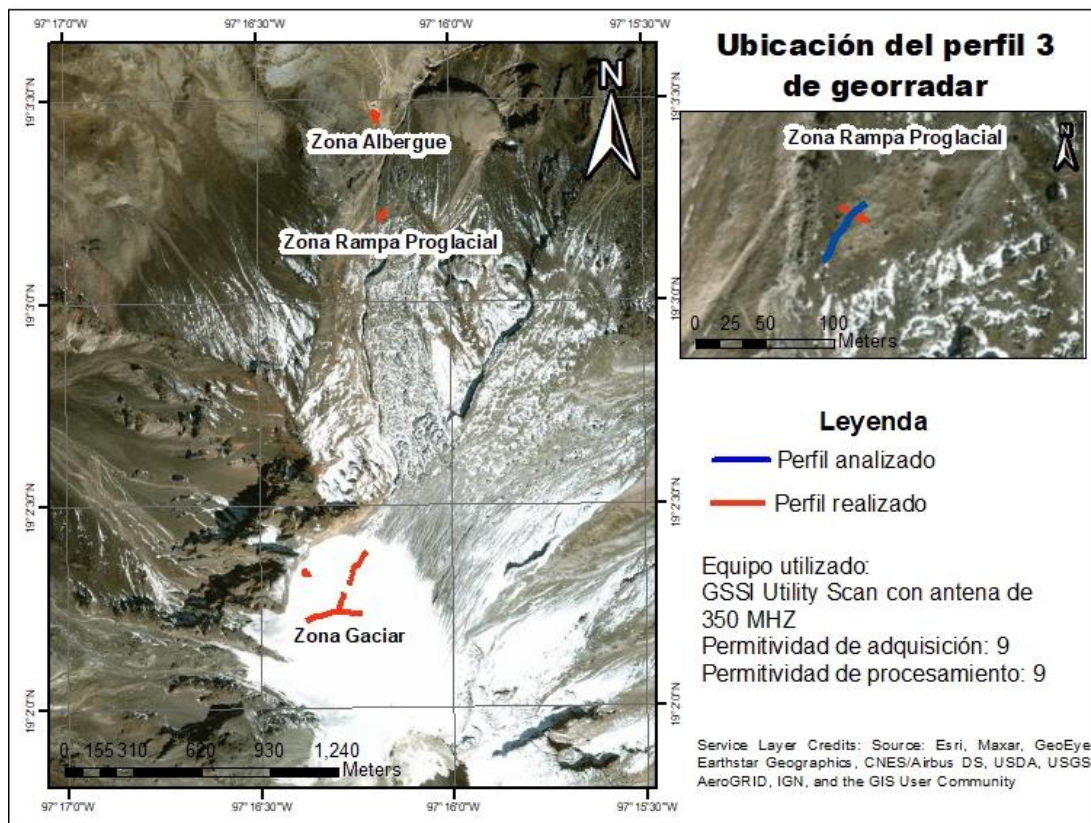


Figura 43. Ubicación del perfil 3 de georradar.

Tabla 7. Ubicación de perfil 3 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'13.47"	97°16'10.16"	4427
Final	19° 3'12.21"	97°16'11.15"	4447

En la figura 44 se muestra el radargrama obtenido con la topografía del lugar donde se realizó la adquisición; El perfil 3 se dividió en 3 horizontes: el primer horizonte con un espesor constante de 0.50 m se encuentra a lo largo de todo el perfil, y se nota bastante homogéneo en cuanto a sus características electromagnéticas y su estructura. El segundo horizonte presenta un espesor variable de 1 ± 0.50 m, está presente sobre todo el perfil realizado, pero en la distancia de 31 a 35 m presenta un cambio en cuanto a su estructura produciendo un aumento de su espesor pendiente abajo. El tercer horizonte, en el radargrama presenta una disminución de su nitidez por lo que posiblemente sea zona de transición entre litologías (medio no consolidado-consolidado) por lo que la señal del GPR (GSSI 350Hs) se empezó a atenuar a mayor profundidad después de este horizonte.

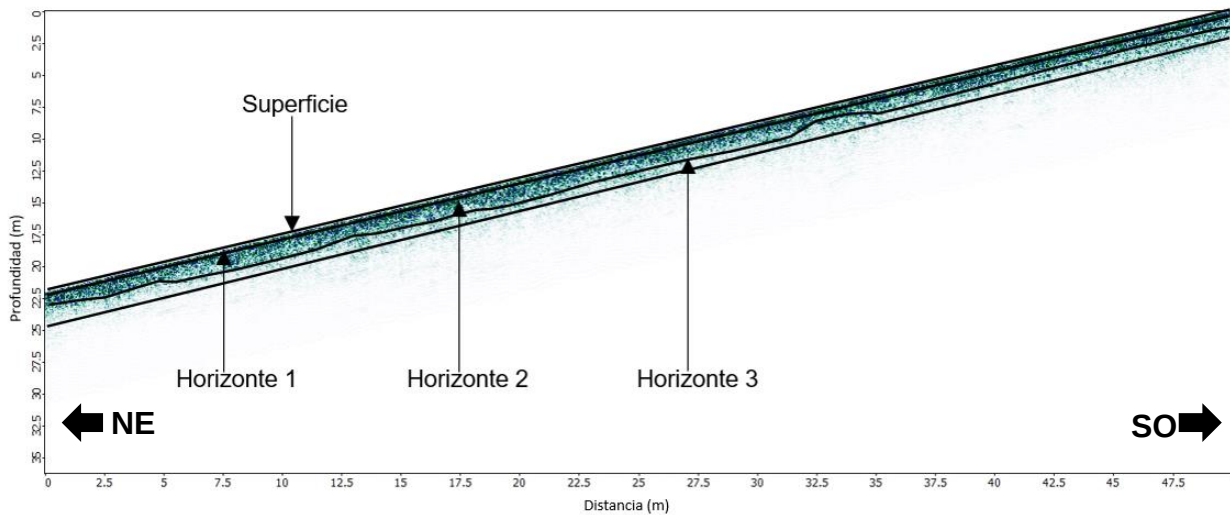


Figura 44. Perfil 3 de georradar en el área "Zona de till subglacial " con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Perfil 4

El perfil 4 se encuentra localizado en la zona conocida como “Rampa Proglacial” (figura 45, tabla 8), presenta una orientación NO-SE y una longitud de 20.00 m., y una pendiente del 5%. Este perfil se encuentra en una zona donde ha ocurrido una acumulación de material que ha sido transportado o depositado por el hielo (anteriormente cubierto por glaciar); dicho material se encuentra compuesto por derrubios de roca provenientes de material meteorizado por la dinámica del glaciar, así como de una meteorización e intemperismo del área. Debido a que se encuentra en un medio donde la mayoría de los fragmentos corresponden al tamaño de gravas, se utilizó una permitividad de 8 (tabla 1).

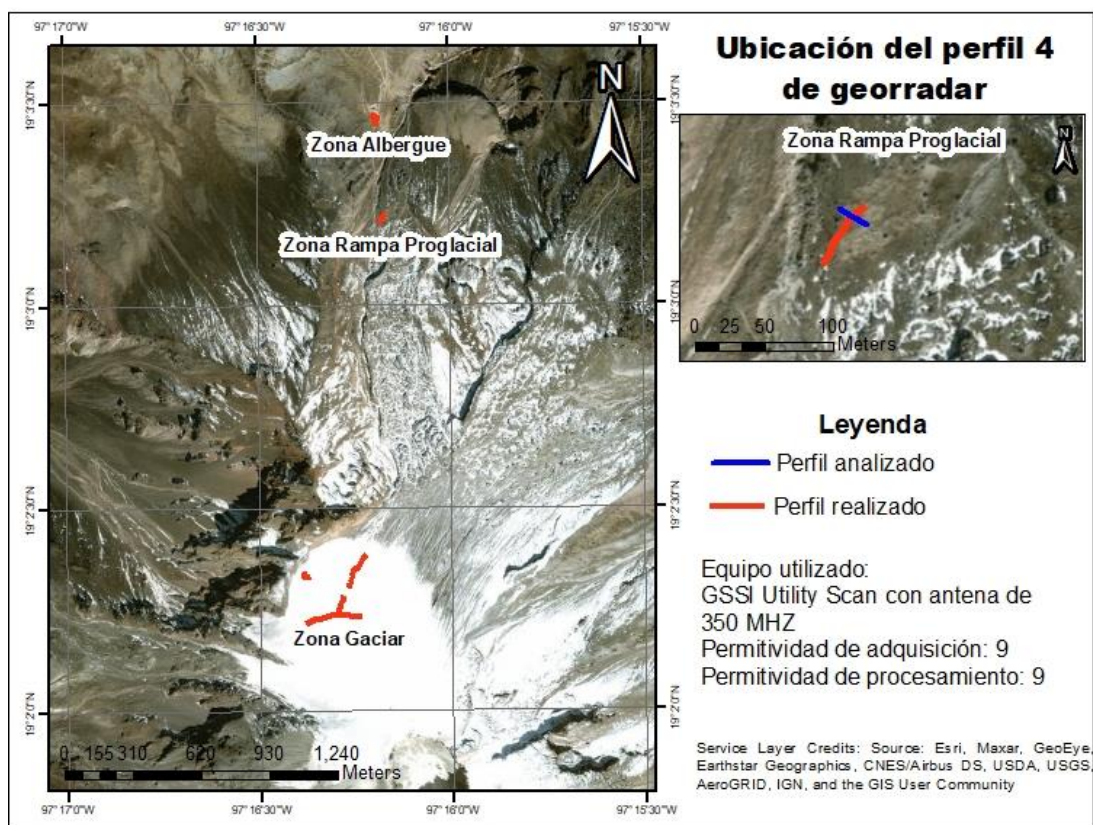


Figura 45. Ubicación del perfil 4 de georradar.

Tabla 8. Ubicación de perfil 4 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'13.07"	97°16'10.12"	4431
Final	19° 3'13.41"	97°16'10.77"	4430

En la figura 46 se muestra el radargrama obtenido con la topografía del sitio de adquisición. En este perfil se observa el primer horizonte bastante homogéneo en sus propiedades electromagnéticas con un espesor de 1.00 m. Sin embargo, el segundo horizonte se muestra variable en cuanto a su espesor teniendo un espesor promedio de 1.50 m entre la distancia de 0.00 a 6.00 m, después en la distancia de 6.00 a 8.00, aparece un aumento de 2.00 m de espesor, en seguida de esa distancia hasta los 19.00 m presenta un espesor variable de 3 ± 0.50 m y finalmente de los 19.00 a los 21.00 m presente un espesor de 1.50 m. Para el tercer horizonte no es muy certero delimitar su espesor, ya que a partir de los 4.50 m de profundidad la señal registrada empieza atenuarse y para los 5.50 m la señal ya es casi nula, por lo que posiblemente sea zona de transición entre litologías (medio no consolidado-consolidado) por lo que la señal del GPR (GSSI 350Hs) se empezó a atenuar a mayor profundidad después de este horizonte.

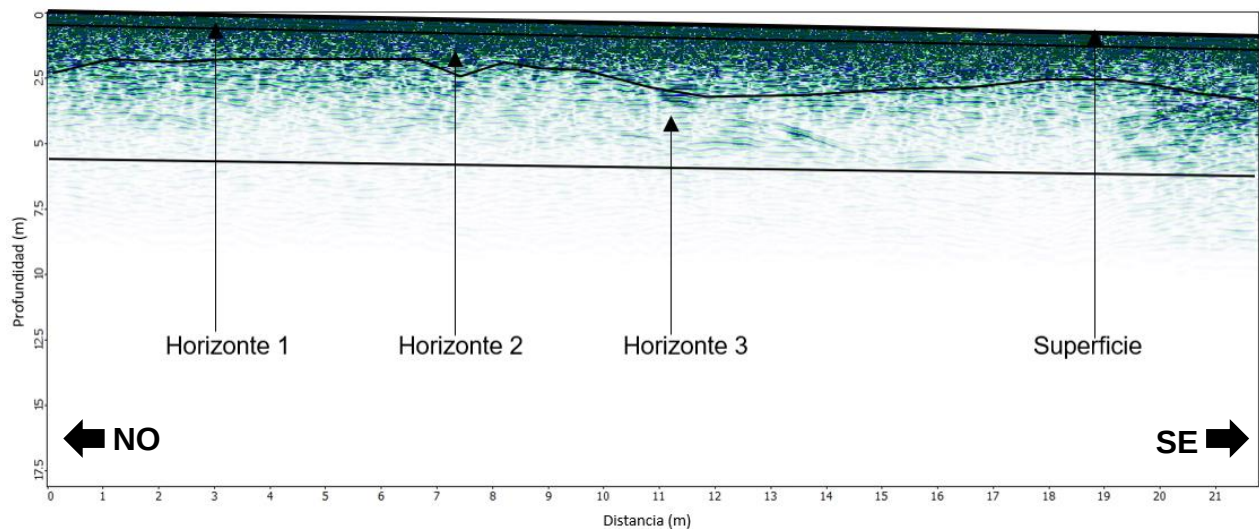


Figura 46. Perfil 4 de georradar en el área "Zona Rampa Proglacial" con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Zona Glaciar

Perfil 5

El perfil 5 se encuentra localizado al inicio en la zona del glaciar Jamapa (figura 47, tabla 6), presenta orientaciones E-O en los primeros 21m y S-N en el resto del perfil con una longitud total de 47.00 m; en la primera orientación presenta una pendiente del 4% y para la segunda orientación presenta una pendiente del 28%.

El primer horizonte mostrado corresponde a hielo templado (el cual esta cercano al punto de fusión de 0° c) con un espesor de aprox. 0.70 m, mientras que el segundo horizonte que se presenta corresponde a hielo puro, del cual se conforma el glaciar Jamapa, y subyaciendo se identifica el contacto entre el glaciar y la roca base.

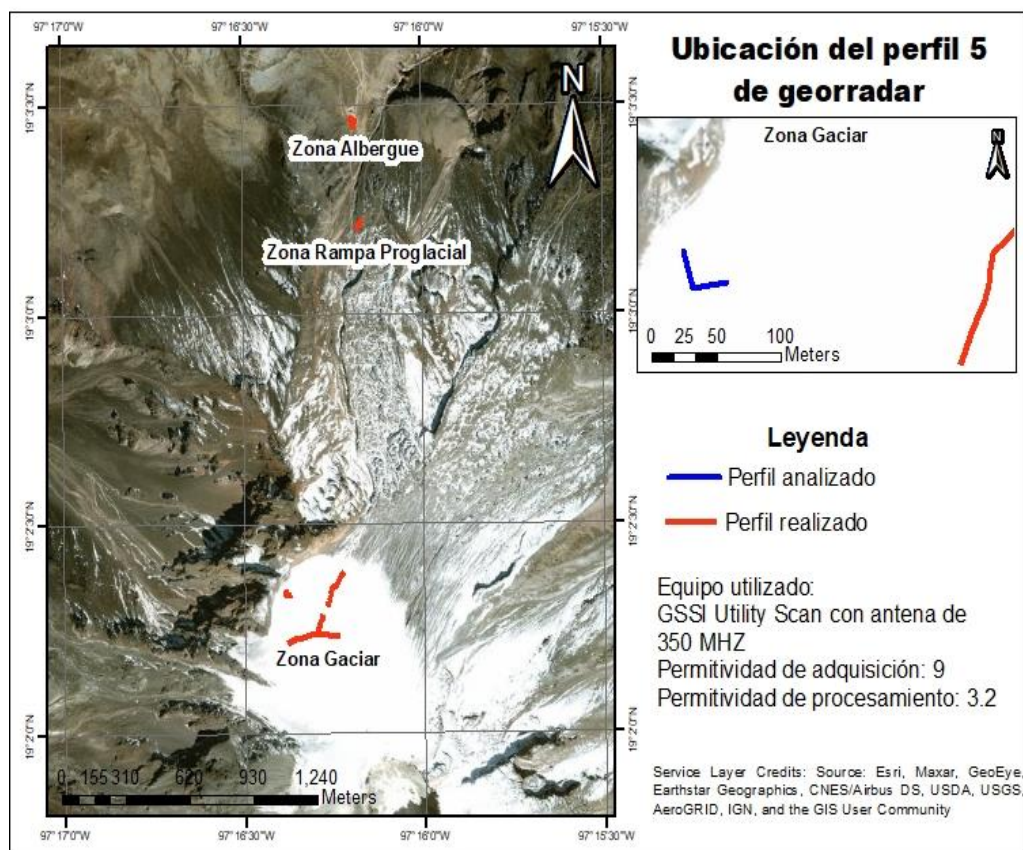


Figura 47. Ubicación del perfil 5 de georradar.

Tabla 9. Ubicación de perfil 5 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 2'19.76"	97°16'22.54"	5160
Medio	19° 2'19.66"	97°16'23.40"	5159
Final	19° 2'20.44"	97°16'23.61"	5152

En la tabla 10 se muestran los espesores del glaciar obtenidos de este perfil con un muestreo de cada 5.00 m, siendo el espesor máximo de 14.00 m y el mínimo de 2.00 m; dichos espesores se midieron desde el contacto con el lecho rocoso, hasta la superficie del glaciar. En la primera orientación (N-S) presenta un aumento en su espesor hacia el S, en el cambio de dirección (E-O) el aumento continua en dirección E donde se registra el máximo espesor del perfil.

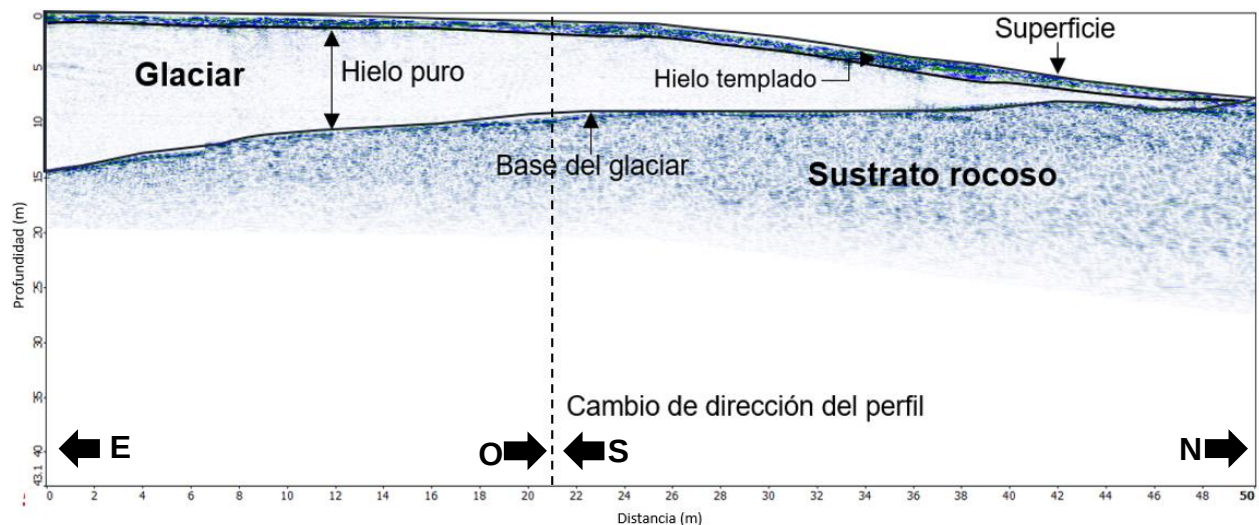


Figura 48. Perfil 5 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 10. Coordenadas en UTM en la zona 14Q de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 5 m iniciando a partir de los 50 m sobre el perfil 5 realizado con GPR.

Este	Norte	Altitud (msnm)	Espesor (m)
681722.04	2106037.57	5151	2.00
681723.21	2106033.24	5153	2.50
681724.36	2106028.98	5154	3.00
681725.93	2106023.15	5156	5.00
681727.74	2106016.46	5158	7.00
681729.8	2106019.3	5158	8.00
681734.68	2106019.84	5159	9.00

681738.46	2106015.35	5159	10.00
681746.05	210615.9	5159	11.00
681748.68	210616.59	5159	13.00
681753.06	21017.12	5159	14.00

Perfil 6

El perfil 6 se encuentra localizado en la parte media de la zona del glaciar Jamapa (figura 49, tabla 11), presenta una orientación E-O y una longitud de 257.7 m., y una pendiente del 2.79%.

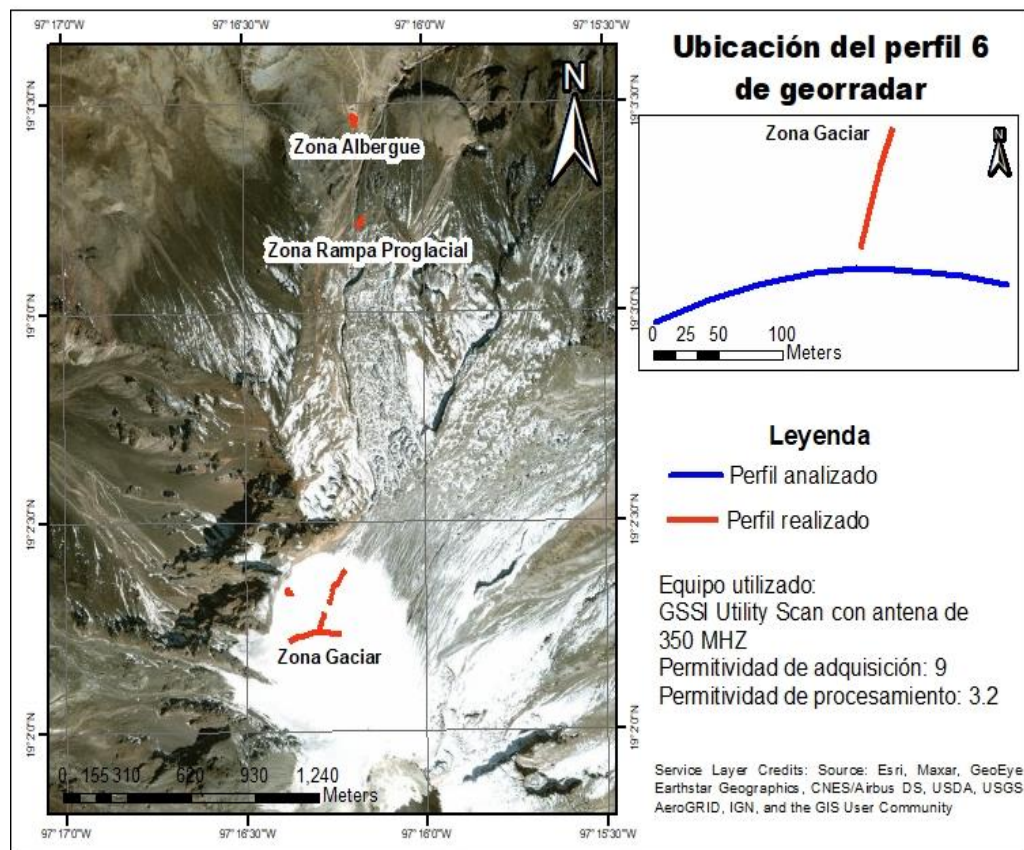


Figura 49. Ubicación del perfil 6 de georradar.

Tabla 11. Ubicación de perfil 6 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 2'12.85"	97°16'23.25"	5218
Final	19° 2'13.57"	97°16'14.41"	5228

El primer horizonte mostrado corresponde a hielo templado con un espesor de aprox. 1.00 m, mientras que el segundo horizonte que se presenta corresponde a hielo puro, del cual se conforma el glaciar Jamapa, y subyaciendo a este último se encuentra el contacto entre el glaciar y la roca base correspondiente a una colada de lava.

En la tabla 12 se muestran los espesores del glaciar obtenidos de este perfil con un muestreo de cada 15.00 m, siendo el espesor máximo de 17.20 m y el mínimo de 12.58 m; dichos espesores se midieron desde el contacto con el lecho rocoso, hasta la superficie del glaciar.

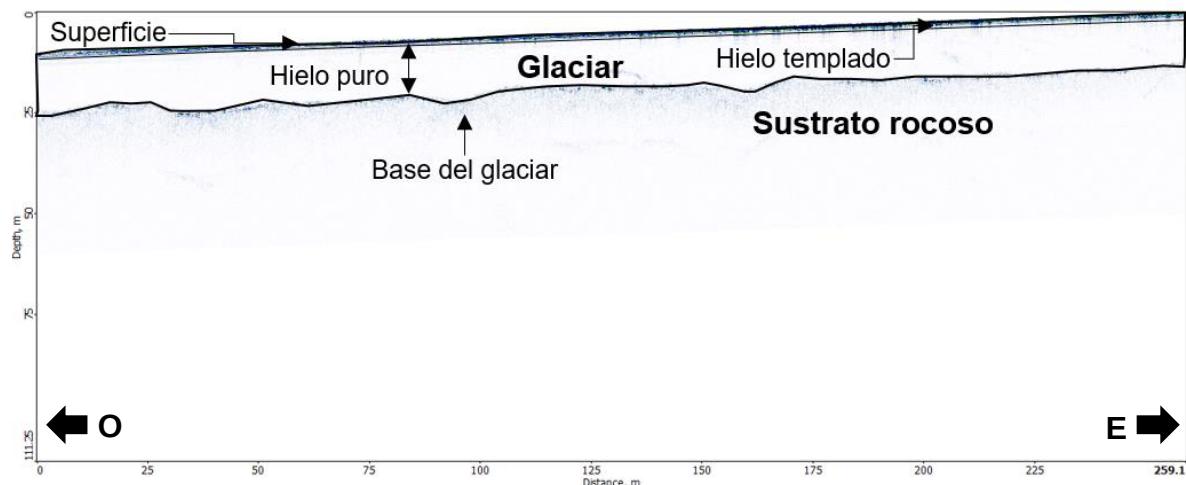


Figura 50. Perfil 6 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 12. Coordenadas en UTM en la zona 14Q de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 15 m iniciando a partir de los 0 m sobre el perfil 6 realizado con GPR.

Este	Norte	Altitud (msnm)	Espesor (m)
681735.31	2105803.27	5128.58	14.65
681750.09	2105804.92	5219.23	14.22
681766.64	2105806.77	5220.10	17.20
681780.25	2105808.27	5220.54	15.52
681795.03	2105809.9	5221.84	14.76
681810.03	2105811.62	5221.89	14.84
681824.86	2105813.27	5222.05	13.90
681839.59	2105814.92	5222.49	13.46
681854.77	2105816.62	5223.39	13.03
681864.76	2105818.29	5224.23	13.90

681884.54	2105819.94	5224.44	13.46
681899.25	2105821.66	5225.09	14.54
681914.71	2105823.31	5225.74	13.90
681929.48	2105824.44	5226.40	13.50
681944.28	2105826.62	5226.40	13.20
681954.25	2105828.29	5227.05	13.20
681974.24	2105829.97	5227.91	12.58
681989.22	2105831.64	5228.35	12.60

Perfil 7

El perfil 7 se encuentra localizado en la parte media de la zona del glaciar Jamapa (figura 51, tabla 13), presenta una orientación SO-NE con una longitud de 87 m., y una pendiente del 39.09%.

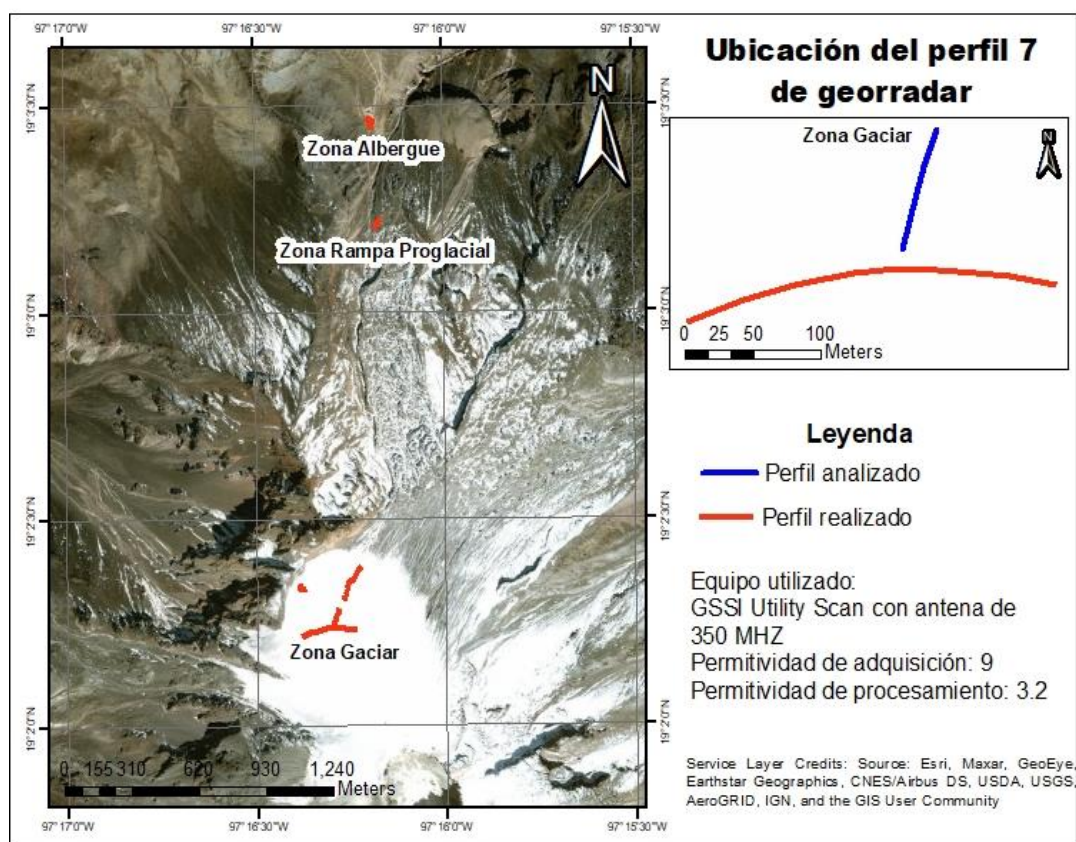


Figura 51. Ubicación del perfil 7 de Georradar.

Tabla 13. Ubicación de perfil 7 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 2'14.44"	97°16'18.08"	5222
Final	19°2'17.00"	97°16'17.29"	5188

El primer horizonte (en la superficie) corresponde a hielo templado con un espesor de aprox. 0.90 m. El segundo horizonte de acuerdo a las variaciones en la velocidad de propagación de la onda electromagnetica y en la permitividad (ver anexo 1, perfil 7) corresponde a hielo puro, del cual se conforma el glaciar Jamapa; debajo de horizonte 2 se identifica el contacto entre el glaciar y la roca base.

La tabla 14 muestra los espesores del glaciar obtenidos de este perfil con un muestreo de cada 5.00 m, siendo el espesor maximo de 13.00 m y el minimo de 6.79 m presentando el aumento en dirección SO; dichos espesores se calcularon desde el contacto con el lecho rocoso, hasta la superficie del glaciar.

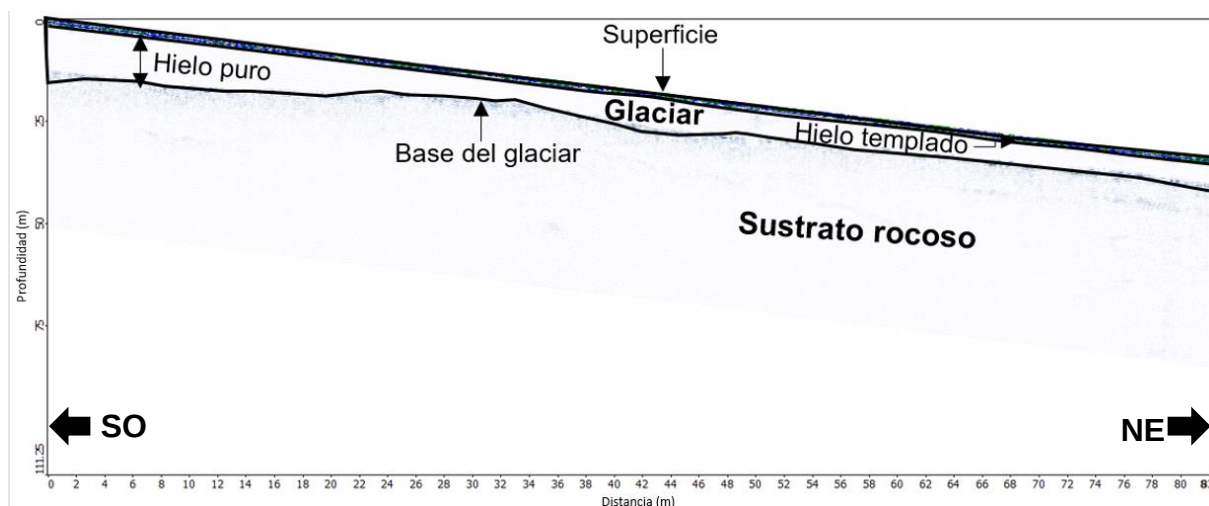


Figura 52. Perfil 7 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 14. Coordenadas en la zona 14Q en UTM de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 5 m iniciando a partir de los 0 m sobre el perfil 7 realizado con GPR.

Este	Norte	Altitud (msnm)	Espesor (m)
681886.79	210585.4	5222.4	13.00
681888.03	2105858.81	5220.7	13.00
681889.7	2105864.83	5217.8	12.40
681890.34	2105867.33	5216.9	11.40
681891.75	2105872.22	5515	10.60
681893.48	2105878.48	5211.9	7.60
681894.69	2105882.86	5210.2	7.00
681896.46	2105899.25	5206.9	7.00

68189768	2105893.65	5205.4	10.00
681898.72	2105897.4	5203.5	8.00
681900.45	2105903.66	5200.3	8.20
681901.56	2105907.08	5198.8	8.20
681903.02	2105912.93	5196.8	7.80
681904.24	2105917.32	5194.7	6.80
681905.66	2105922.45	5192.9	7.40
681907.18	2105927.97	5190.9	8.00
681908.16	2105931.48	5188.8	6.79

Perfil 8

El perfil 8 se encuentra localizado en la parte media de la zona del glaciar (figura 54, tabla 16), presenta orientaciones SO-NE y una longitud de 167 m., y una pendiente del 39.52%.

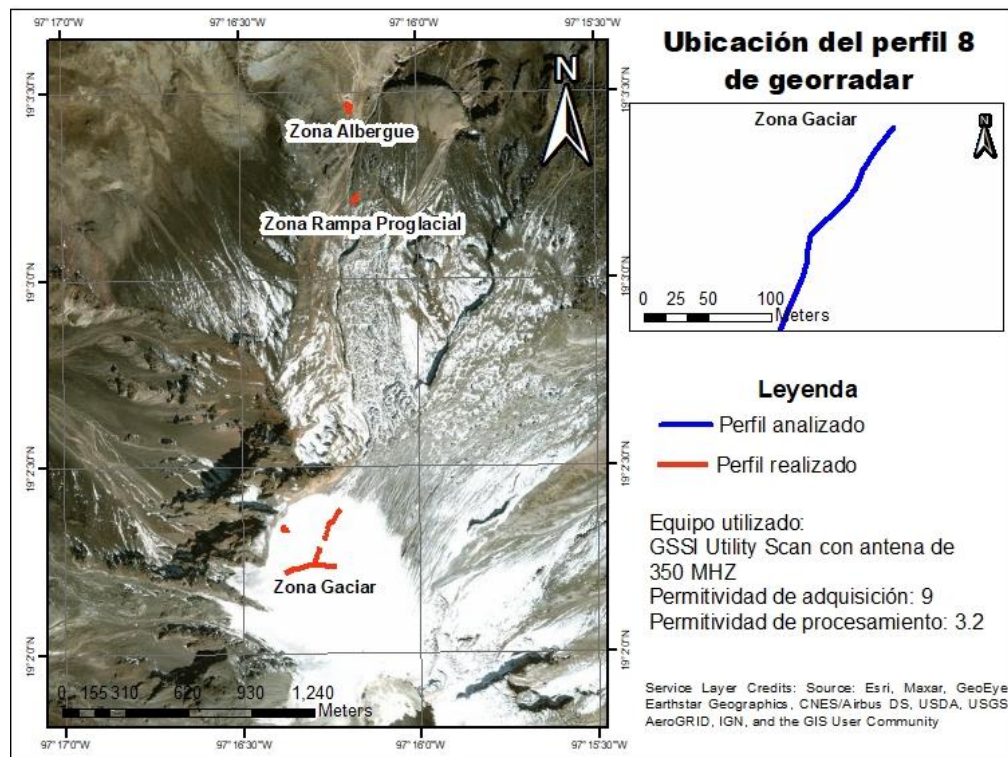


Figura 53. Ubicación del perfil 8 de Georradar.

Tabla 15. Ubicación de perfil 8 de GPR en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 2'18.03"	97°16'16.65"	5174
medio	19° 2'20.33"	97°16'15.83"	5146
Final	19° 2'22.99"	97°16'13.70"	5108

El primer horizonte corresponde a hielo templado con un espesor de aprox. 1.00 m, seguido por el segundo horizonte que corresponde a hielo puro (ver anexo 1, perfil 8), del cual se conforma el glaciar Jamapa; debajo del horizonte 2 se puede identificar el contacto entre el glaciar y la roca base.

En la tabla 16 se muestran los espesores del glaciar obtenidos de este perfil con un muestreo de cada 12.5 m, siendo el espesor máximo de 8.45 m y el mínimo de 0.80 m; dichos espesores se calcularon desde el contacto con el lecho rocoso, hasta la superficie del glaciar.

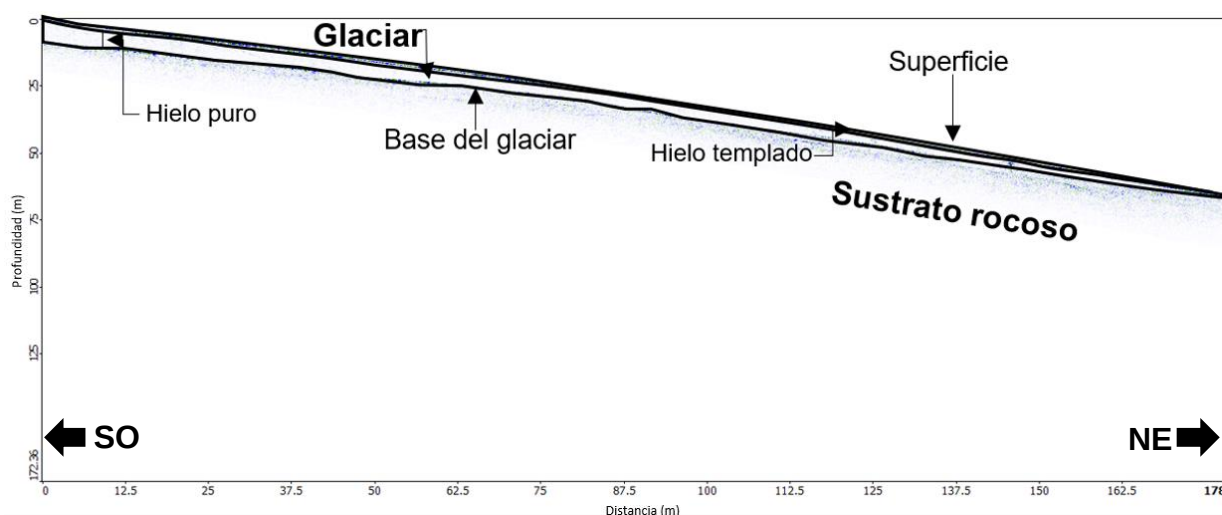


Figura 54. Perfil 8 de georradar en el área "Zona glaciar" con topografía incluida. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 16. Coordenadas en la zona 14Q en UTM de espesores del glaciar Jamapa con muestreo cada 12.5 m. sobre el perfil 8 realizado con GPR.

Este	Norte	Altitud (msnm)	Espesor (m)
681918.2	2105964.24	5175.3	8.45
681923.56	2105972.62	5171.6	8.11
681931.15	2105984.49	5166.9	7
681937.77	2105994.84	5162.2	7.4
681945.2	2106006.46	5157.1	7
681951.08	2106015.65	5153.4	6.3
681957.25	2106025.3	5148.7	6.4
681964.92	2106037.3	5144.2	6.4
681971.76	2106047.99	5138.9	5.7
681979.27	2106059.73	5134.1	5.45
681986.84	2106076.32	5129	4.37
681992.36	2106080.2	5125	4.3

681998.91	2106090.45	5120.2	3.7
682004.63	210694.34	5116.5	3.4
682011.85	2106110.68	5111.1	0.8

5.2 Resultados Sísmica de refracción

Zona albergue

Perfil 1

El perfil 1 se encuentra localizado en la zona del albergue “Piedra grande” (figura 55, tabla 17) presenta una orientación SE – NO y una longitud de 44 m., y una pendiente del 13.63%. Se empleó una separación de 4 metros utilizando 12 canales para la adquisición del perfil, con 3 puntos de tiro a distancias de -4 m, 22 m y 48 m respecto al primer geófono con un apilamiento de 8 golpes. La profundidad alcanzada es de 10 metros aproximadamente.

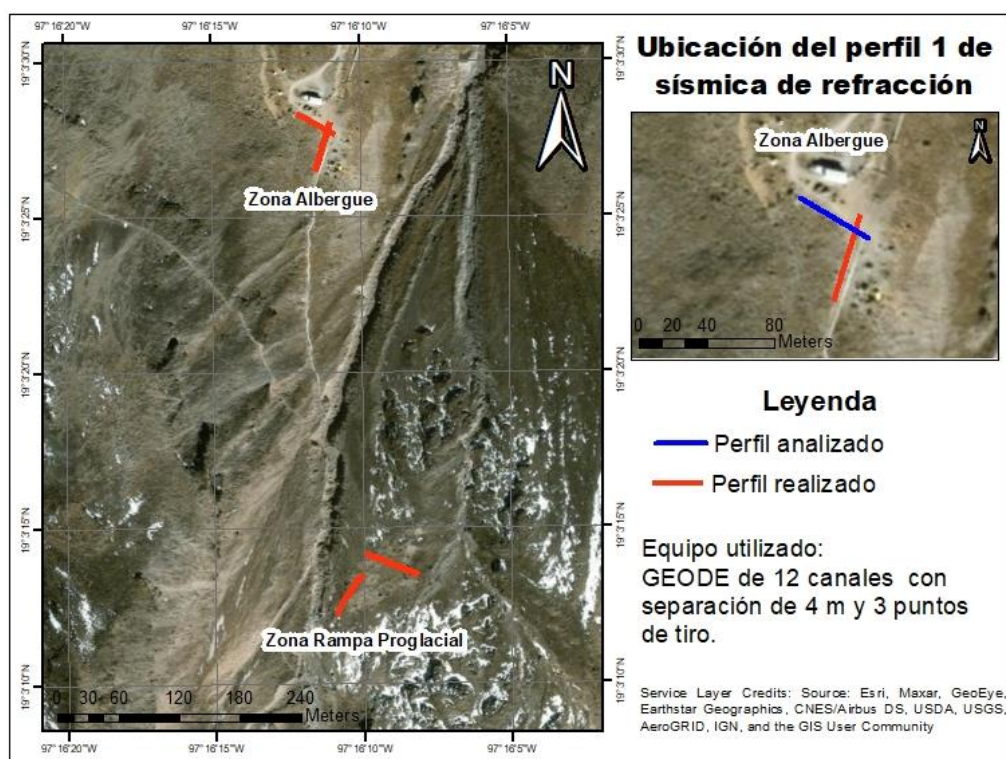


Figura 55. Ubicación del perfil 1 de sísmica de refracción.

Tabla 17. Ubicación de perfil 1 de sismica de refracción en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'27.55"	97°16'11.07"	4250
Final	19° 3'28.65"	97°16'12.29"	4256

En la figura 56, se observa el primer horizonte con un espesor promedio de 6 metros, el cual presenta una velocidad de 238 m/s que probablemente se asocia a material intemperizado de las partes altas del volcán, así como de material proveniente de Procesos de Remoción en Masa (PRM), material piroclástico y till. Posteriormente se presenta el segundo horizonte con una velocidad de 476 m/s que se podría atribuir a gravas o arenas secas, las cuales, podrían provenir de los últimos eventos eruptivos del Citlaltépetl, los materiales a los que se asociaron las velocidades se muestran en la tabla 3, con tendencia al aumentar el grado de compactación del material conforme aumenta la velocidad de propagación de a onda p.

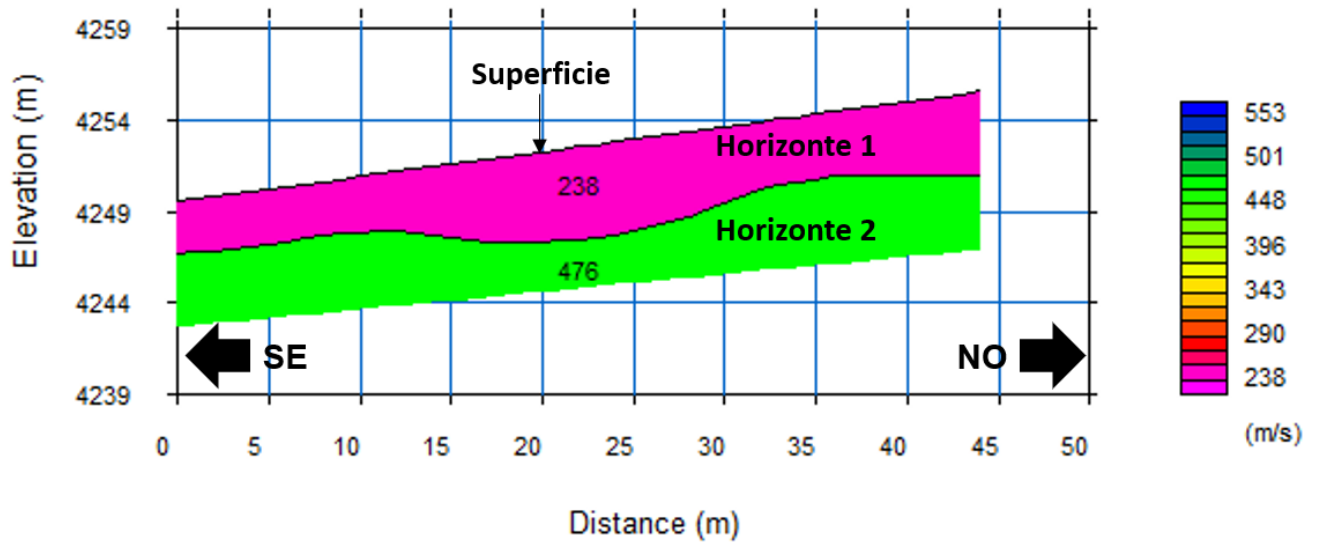


Figura 56. Modelo de velocidades del Perfil 1 con topografía incluida.

Perfil 2

El perfil 2 se encuentra localizado en la zona del albergue “Piedra grande” (figura 57, tabla 18) presenta una orientación SO-NE y una longitud de 44 m., y una pendiente del 40.90%, se empleó una separación de 4 metros utilizando 12 canales para la adquisición del perfil con 3 puntos de tiro a distancias de -4 m, 22 m. y 48m respecto al primer geófono con un apilamiento de 8 golpes. La profundidad alcanzada es de 10 metros aproximadamente.

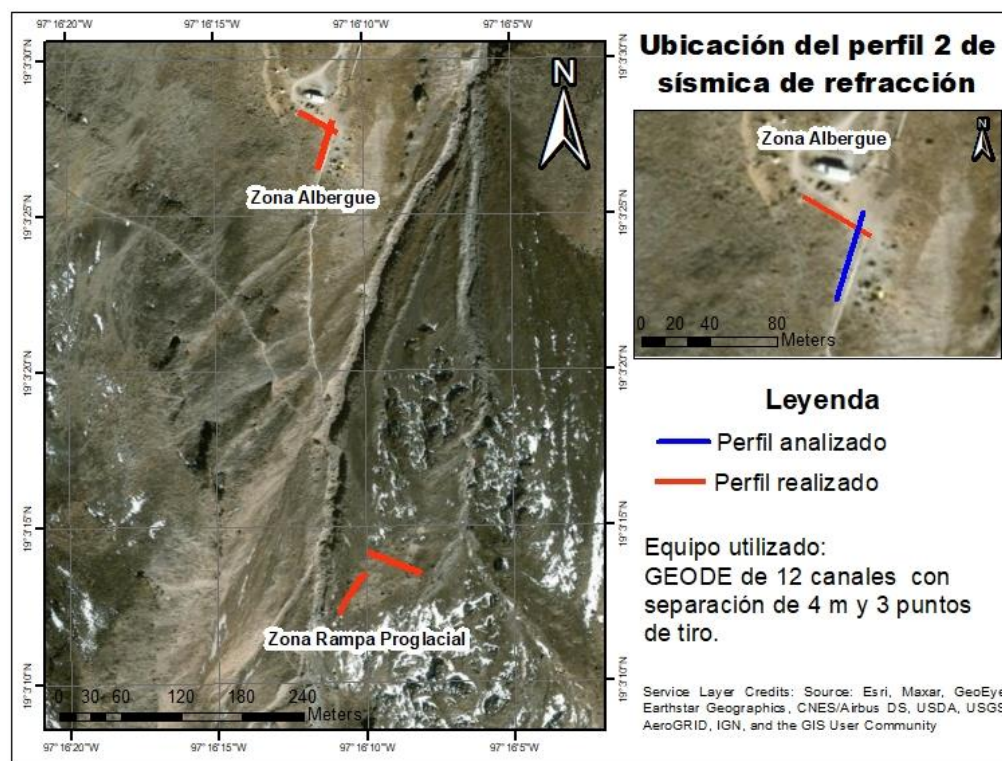


Figura 57. Ubicación del perfil 2 de sismica de refracción.

Tabla 18. Ubicación de perfil 2 de sismica de refracción en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'26.48"	97°16'11.72"	4265
Final	19° 3'28.01"	97°16'11.21"	4247

En la figura 58, se observa el primer horizonte con un espesor promedio de 8 metros, el cual presenta una velocidad de 324 m/s que probablemente corresponde a material intemperizado de las partes altas del volcán, así como material proveniente de Procesos de Remoción en Masa (PRM), material piroclástico y till. En el segundo horizonte se registró una velocidad de 521 m/s que se podría atribuir a gravas o arenas secas las cuales son evidencia de los últimos eventos eruptivos del Citlaltépetl, los materiales a los que se asociaron las velocidades corresponden a la tabla 3.

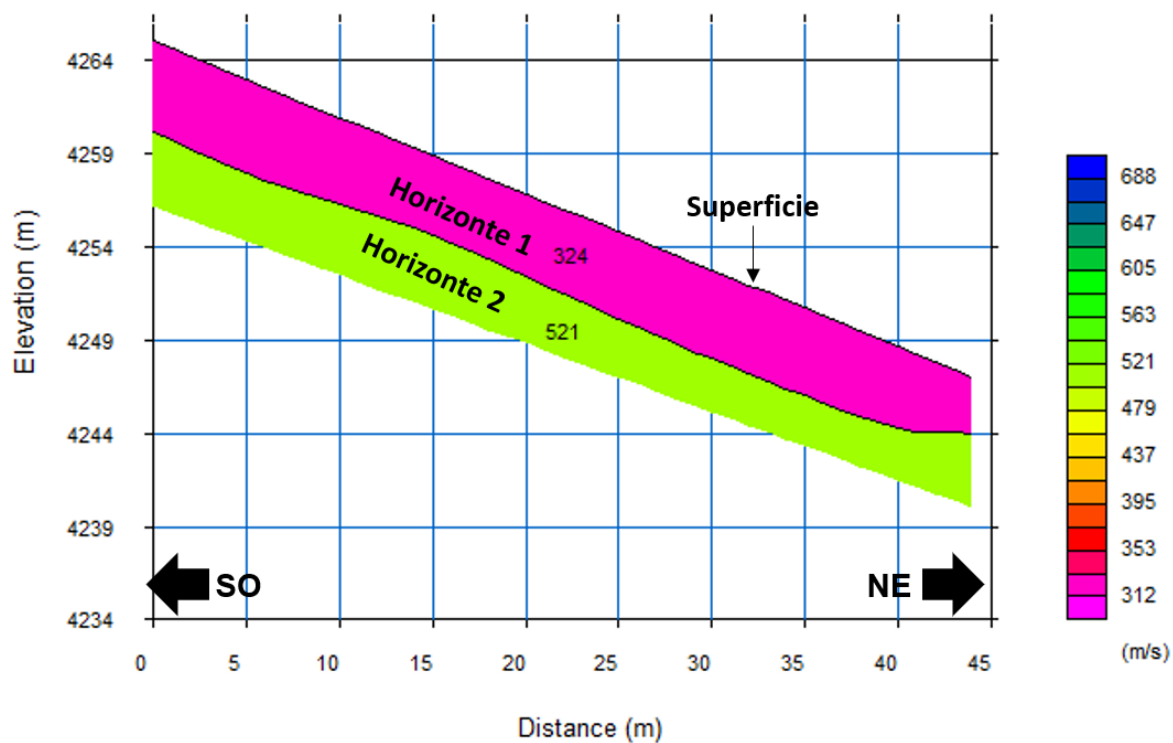


Figura 58. Perfil 2 de sismica de refracción con topografía incluida.

Zona de Rampa Proglacial

Perfil 3

El perfil 3 se encuentra localizado en la zona de la rampa proglacial (figura 59, tabla 19) presenta una orientación NE-SO y una longitud de 55 m., y una pendiente del 36.36%. Se utilizó una separación de 5 metros utilizando 12 canales para su adquisición con 9 puntos de tiro cada 7.5 m más dos puntos de tiro extra a 17.5 m de la distancia al primer y último geófono con apilamiento de 8 golpes. La profundidad alcanzada es de 10 metros aproximadamente

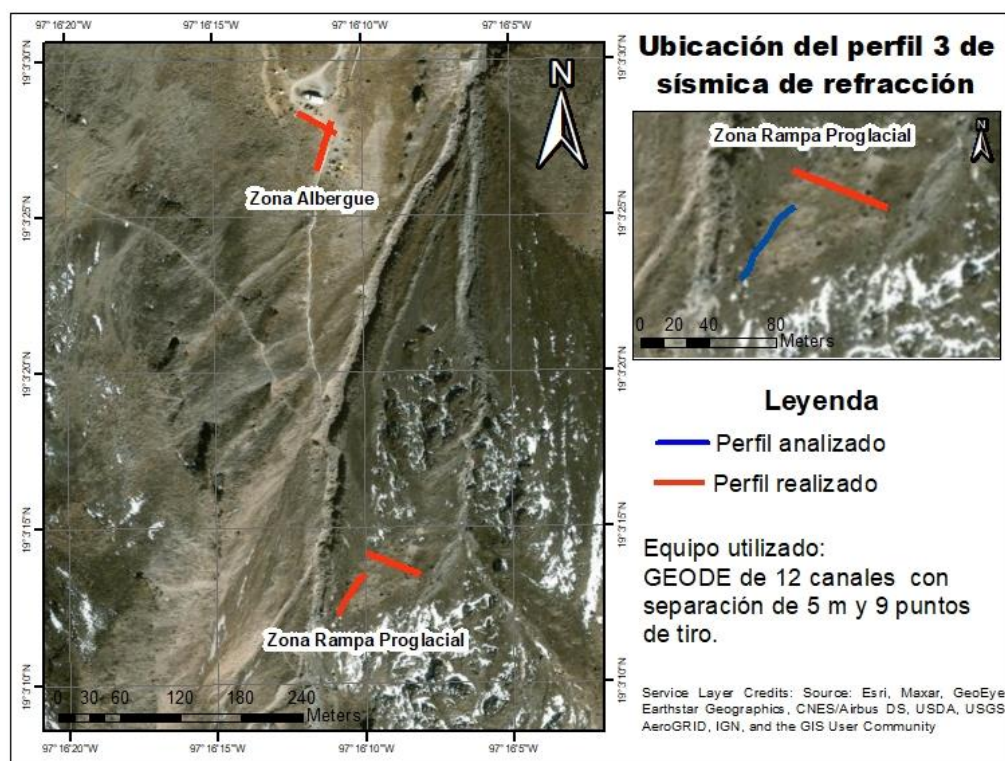


Figura 59. Ubicación del perfil 3 de sismica de refracción.

Tabla 19. Ubicación de perfil 3 de sismica de refracción en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'13.47"	97°16'10.16"	4427
Final	19° 3'12.21"	97°16'11.15"	4447

En la Figura 60, se observa el primer horizonte con un espesor variable, presentando en la parte inicial espesores que van de 2 hasta 5 metros, en la parte media van de los 5 a los 8 metros y en la parte final de los 3 a los 5 metros, dicho horizonte presenta una velocidad de 315 m/s, el cual podría corresponder a suelo intemperizado por la dinámica del glaciar Jamapa así como material proveniente de Procesos de Remoción en Masa (PRM), material piroclástico y till. Se presenta el segundo horizonte con espesores irregulares que van desde los 2 a los 5 metros y una velocidad de 577 m/s que corresponde probablemente a gravas o arenas secas las cuales son evidencia de los últimos eventos eruptivos del Citlaltépetl, los materiales a los que se asociaron las velocidades corresponden a la tabla 3.

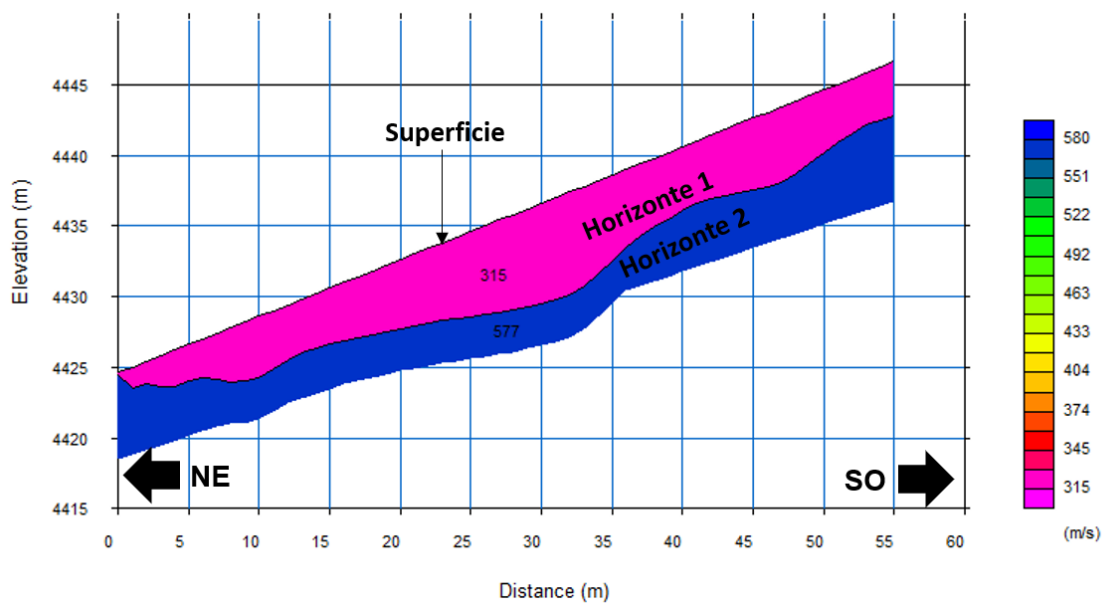


Figura 60. Perfil 3 de sismica de refracción con topografía incluida.

Perfil 4

El perfil 4 se encuentra localizado en la zona de la rampa proglacial (figura 61, tabla 20) presenta una orientación NO-SE y una longitud de 55 m, y una pendiente del 9.09%, se empleó una separación de 5 m utilizando 12 canales para su adquisición con 9 puntos de tiro cada 7.5 m más dos puntos de tiro extra a 17.5 m respecto al primer y último geófono con apilamiento de 8 golpes. La profundidad alcanzada es de 10 metros en promedio.

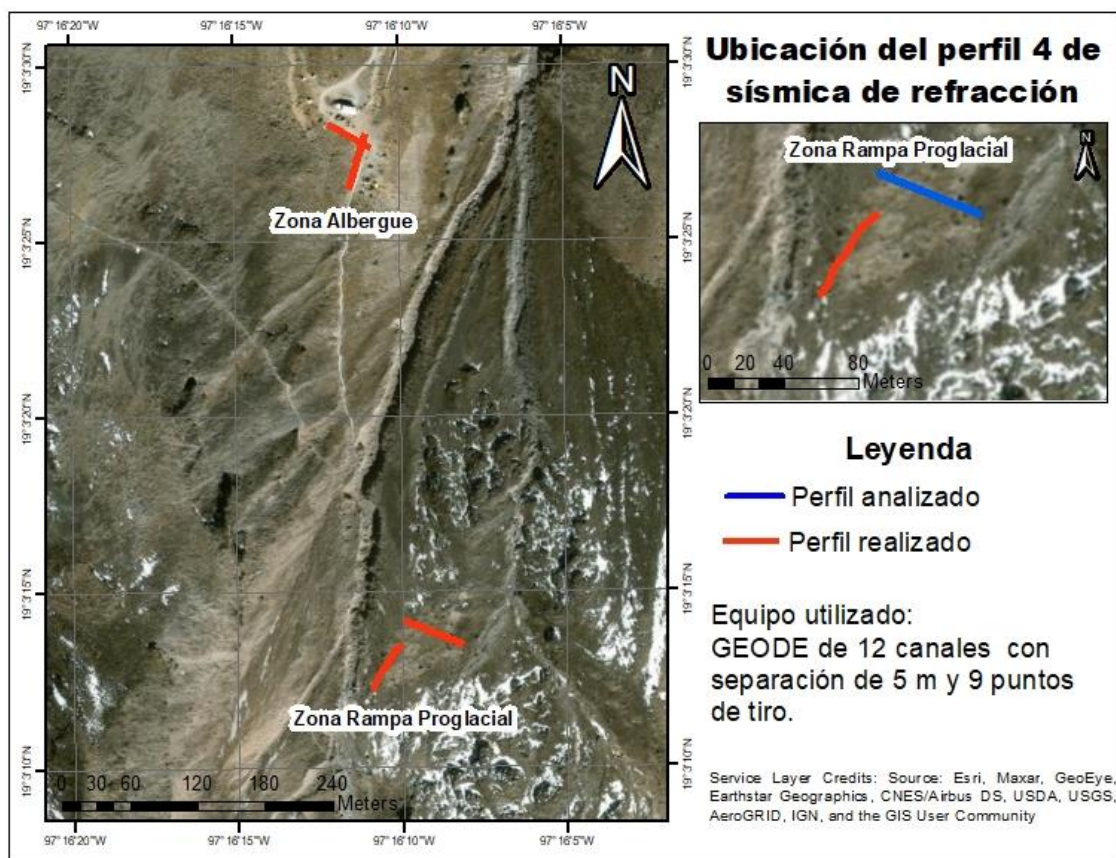


Figura 61. Ubicación del perfil 4 de sismica de refracción.

Tabla 20. Ubicación de perfil 4 de sismica de refracción en grados, minutos y segundos.

Punto	Latitud	Longitud	Elevación (m)
Inicial	19° 3'14.18"	97°16'10.19"	4417
Final	19° 3'13.51"	97°16'08.37"	4422

En la figura 62, se observa el primer horizonte con un espesor irregular presentando profundidades de hasta 5 m en los extremos y en la parte central cuenta con espesores de 1 a 2 m, dicho horizonte presenta una velocidad de 380 m/s, el cual probablemente corresponda a suelo intemperizado por la dinámica del glaciar Jamapa, así como material proveniente de Procesos de Remoción en Masa (PRM), material piroclástico y till. Posteriormente se presenta el segundo horizonte con espesores irregulares que van hasta los 5 metros en los extremos y en la parte media van de 6 a 8 metros con una velocidad de 749 m/s, que se pudiera atribuir a gravas o arenas secas, las cuales son evidencia de los últimos eventos eruptivos del Citlaltépetl, los materiales a los que se asociaron las velocidades corresponden a la tabla 3.

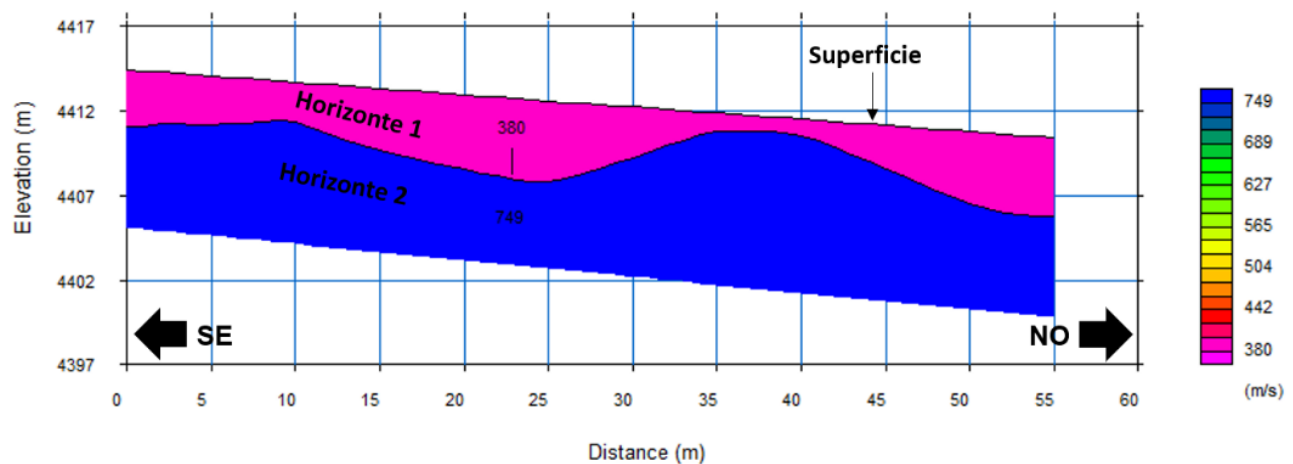


Figura 62. Perfil 4 de sismica de refracción con topografía incluida.

5.3 Comparación de ambos métodos

En este apartado se analizan los perfiles realizados en la misma ubicación con los métodos de georradar y de sísmica de refracción, con el fin de complementar la interpretación de los resultados.

Perfil de comparación 1

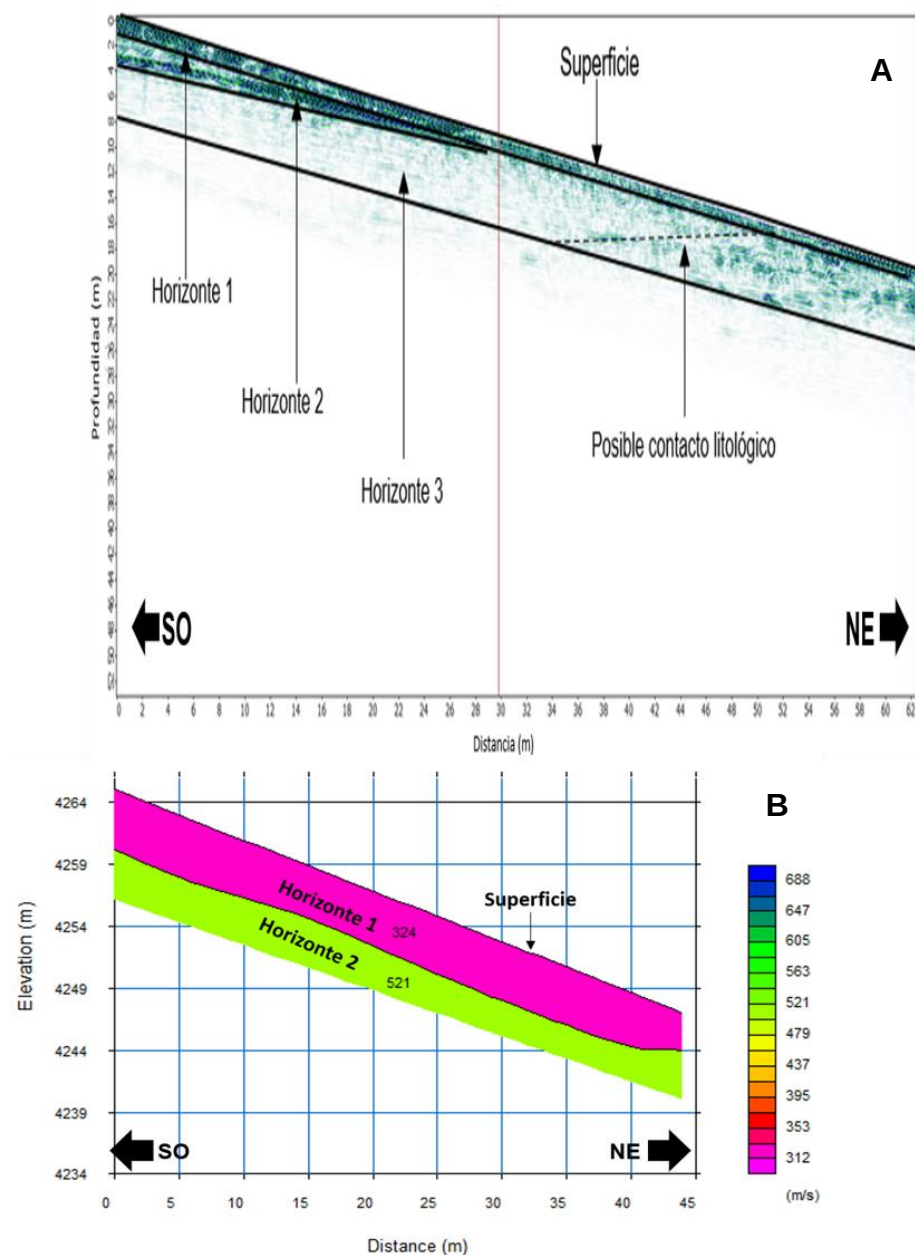


Figura 63. Perfil de comparación 1 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B). Elaboración propia.

En este perfil se analiza el perfil 1 de georradar y el perfil 2 de sísmica de refracción, en dicha localización se observa que, en cuanto a profundidad, se obtuvo un mejor resultado con el método de sísmica de refracción obteniendo una profundidad de 10 m, en cambio con la antena de 300 MHz del georradar Zond 12e solamente se logró alcanzar una profundidad de señales interpretables a 8 m. Después de esta profundidad, las señales ya no son legibles, tal es el caso la señal que se encuentra a 11 m y después de la mitad del radargrama desaparece.

Por otra parte, el método de GPR resulta de mayor utilidad para definir contactos litológicos o geometría de los depósitos de materiales, así como las interfaces que se observan de los diferentes materiales menores a 3 m. Aunque la inversión en los modelos de velocidades de onda sísmica se realizó a 2 capas debido a que se planeaba contrastar los materiales no consolidados contra el sustrato rocoso, pretendiendo obtener velocidades bajas para los materiales no consolidado y altas para los consolidados. En cambio, si se hubiese querido observar a mayor detalle la distribución de los materiales con este método, se habría realizado un procesamiento para una tomografía de refracción sísmica y así poder observar la distribución de las velocidades a lo largo del perfil realizado.

En cuestión de los resultados obtenidos en cada método, en el perfil de sísmica de refracción en el horizonte 1 parece cubrir a los 3 horizontes identificados en el radargrama, debido a que se encuentran el mismo rango de profundidad. Para el horizonte 2 del perfil de sísmica de refracción, las señales registradas a la misma profundidad, para el GPR, se observa la presencia de señales que podrían confirmar la presencia de la interface identificada con sísmica, sin embargo, no se podría estimar el espesor de dicho horizonte.

Perfil de comparación 2

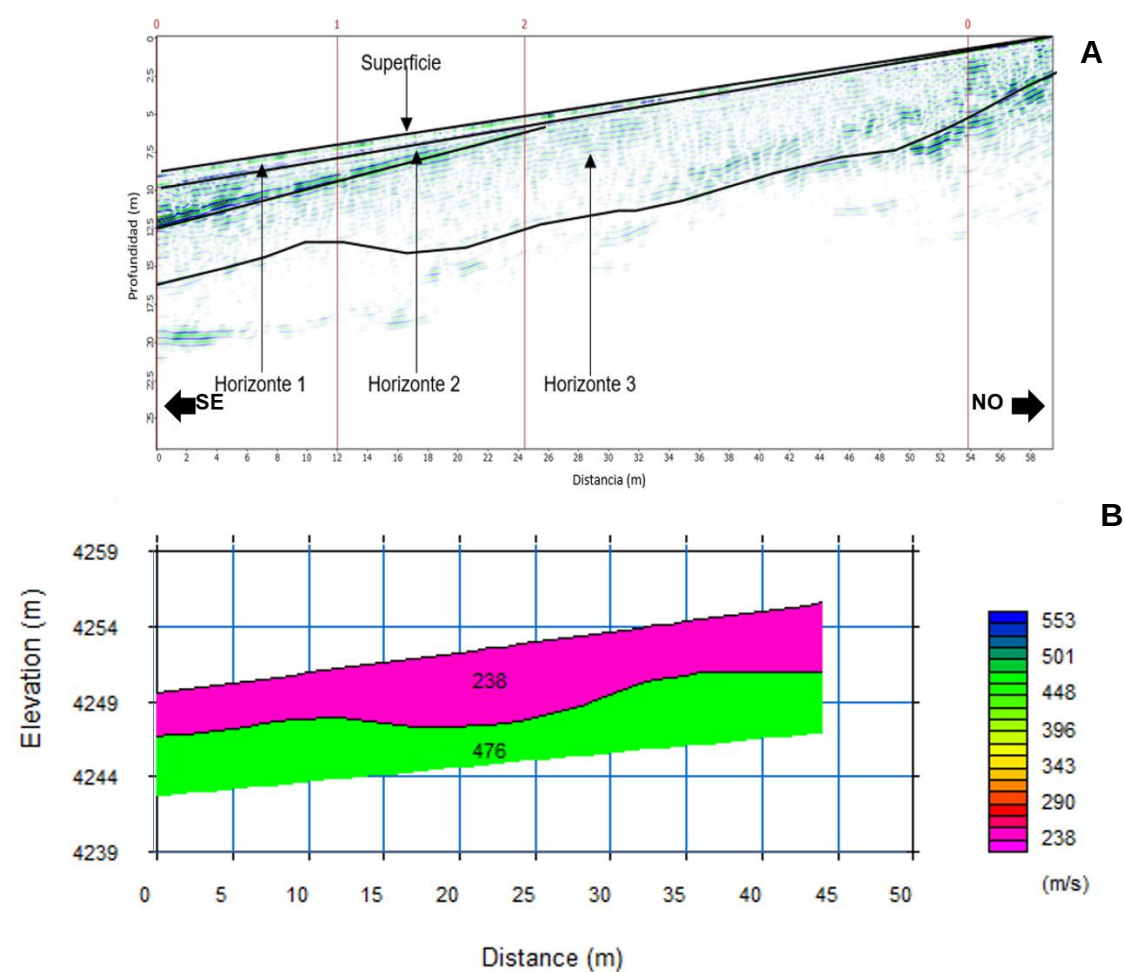


Figura 64. Perfil de comparación 2 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B). Elaboración propia.

En este perfil se analizaron el perfil 2 de georradar y el perfil 1 de sísmica de refracción, se obtuvieron resultados similares a la comparativa anterior, en el horizonte 1 parece cubrir a los 3 horizontes detectados en el radargrama debido a que también se encuentran en el mismo rango de profundidad. Para el segundo estrato del modelo de velocidades, a comparación con lo observado en el radargrama a la misma profundidad aparecen ciertas señales a esa profundidad, sin embargo, no se consideraron para la identificación de horizontes debido a que no es claro el límite del mismo, lo que se marcó como el final del horizonte 3 del radargrama se puede asociar al inicio del segundo estrato del modelo de velocidades. En cambio, la geometría de esta interface varia, debido a que su longitud de los perfiles es diferente.

Perfil de comparación 3

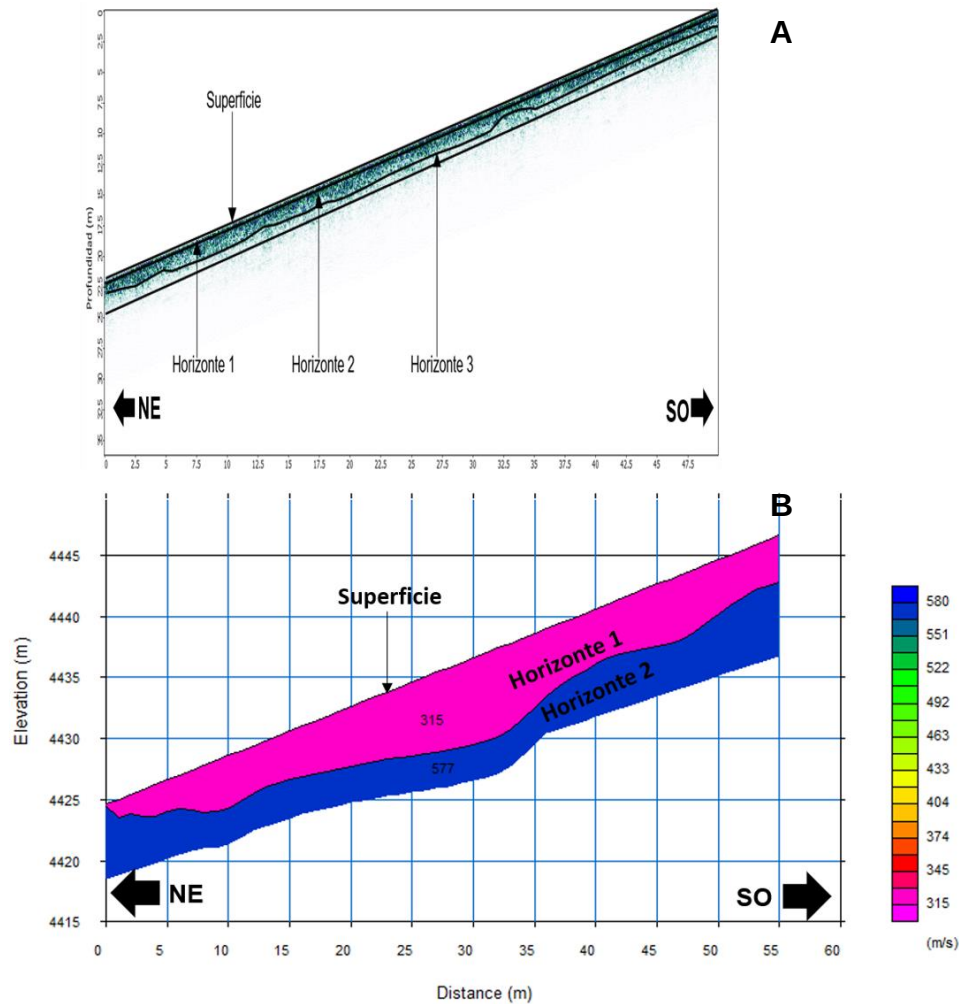


Figura 65. Perfil de comparación 3 con método de georradar (A) vs Sísmica de refracción (B). Elaboración propia.

En esta zona de estudio en comparación con las anteriores, se utilizó el GPR GSSI Utility Scan con antena de 350 MHz, mientras que en el método de sísmica de refracción se aumentó el número de puntos de tiro y de apilamientos, analizándose el perfil número 3 de GPR y el perfil 3 de sísmica de refracción. Se obtuvo en el método de georradar un mejor registro para definir interfaces en los primeros 5 m de profundidad y en sísmica de refracción para definir mejor la geometría entre la interface que se presenta.

En cuanto a profundidad, se obtuvo mayor alcance con el método de sísmica de refracción, logrando alcanzar 10 metros de profundidad, en cambio el GPR GSSI

con la antena de 350 MHz el registro muestra 9.5 metros de profundidad, pero la señal se empezó atenuar desde los 4 m (figura 65 A). Comparando el radargrama contra el perfil de sísmica de refracción, la zona de atenuación corresponde con la geometría de la interface entre el horizonte 1 y el horizonte 2 del perfil de velocidades de onda P.

Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

Se realizó la caracterización geofísica en las zonas del albergue Piedra Grande, Rampa Proglacial y Glaciar Jamapa mediante perfiles realizados con los métodos de georradar y sísmica de refracción, los resultados obtenidos en cada zona se describen a continuación:

- En la zona del albergue Piedra Grande con el método de GPR en los dos perfiles realizados se logró identificar un espesor de 8 metros de materiales no consolidados los cuales se encuentran conformados por 3 horizontes cuyas dimensiones se mencionan en el capítulo de resultados. Aparentemente estos tres horizontes forman parte de un abanico, en el cual se han estado acumulando materiales provenientes de glaciaciones y erupciones anteriores, así como del constante aporte por proceso de erosión de las partes más altas (mayor pendiente) que se encuentran justamente al S de los perfiles realizados.
- Con el método de sísmica de refracción se identificaron dos estratos. El primer estrato va de los 6 a los 8 metros, el cual corresponde a los 3 horizontes mencionados en el punto anterior. Para el segundo, de acuerdo a las velocidades de onda P que presenta, también pudiera tratarse de materiales no consolidados, y los espesores que se registraron en los perfiles van de los 2 a los 4 metros, aunque podría tener más profundidad dicho horizonte, ya que con la profundidad alcanzada en este estudio no se logró identificar la base del mismo (o el contacto con la unidad subyacente).
- En la zona de la Rampa Proglacial con el método de GPR se identificó la zona de material no consolidado conformada por 3 horizontes. En dicha zona se alcanzó un espesor de hasta 6 metros debido a que posterior a esa profundidad la señal se atenúa y no es posible identificar con certeza los demás horizontes.
- Con el método de sísmica de refracción se identificaron dos horizontes; el primero que corresponde a lo registrado con el georradar con una geometría

irregular que va de los 2 hasta los 5 metros. Para el segundo horizonte probablemente el espesor sea más grande al que se registró (de los 2 a los 5 metros), ambos espesores presentar un rango de velocidades que se pudieran atribuir a materiales no consolidados.

- Los espesores del material no consolidado junto con otros parámetros obtenidos mediante los diferentes estudios realizados en el proyecto bajo el cual se realizó esta investigación podrán utilizarse como valores mínimos del aporte de material no consolidados en el modelado de lahares.
- El glaciar Jamapa, en los extremos analizados en el perfil 8 y 5, presenta espesores mínimos que van de los 0.80 hasta los 2 metros. Por otra parte, en el perfil número 6 (el cual fue al que mayor altitud se realizó y se localiza en la parte media del glaciar) presenta un espesor máximo de 17.20 metros; de manera general el glaciar presenta espesores en el orden de los 10 metros.

6.2 Recomendaciones

Se recomienda para próximas campañas en el Citlaltépetl, utilizar antenas de menor frecuencia de no más de 100 MHz, para poder observar el sustrato rocoso y determinar de manera más precisa el espesor de los sedimentos no consolidados.

Para el caso de sismica de refracción no se recomienda utilizar algún otro tipo de fuente para alcanzar mayor profundidad, tales como mecanismos de carga, debido a que el peso a utilizar es superior a los 40 kg; del mismo modo la utilización de una fuente explosiva, podría provocar, lahares o avalanchas y terminar perjudicando vidas humanas. Es así que este método, no se recomienda para este tipo de ambiente, por lo que se sugiere la utilización del método magnetoteléurico debido al poco equipo que utiliza, así como el esfuerzo empleado para realizar la adquisición de los datos es menor en comparación con los métodos utilizados considerando la altura a la que se trabaja. También con este método debido a la gran profundidad de estudio que presenta, se garantiza la identificación del contacto litológico entre los materiales no consolidados con el lecho rocoso que subyace.

Puesto que las variaciones respecto a la altura del Citlaltépetl varían desde 5610 m.s.n.m, de acuerdo a INEGI, y hasta 5685 m.s.n.m según Carrasco-Núñez (2006), la posición del frente del glaciar Jamapa (mostrado en la figura 2) no es del todo preciso, por lo que recomienda la instalación de puntos de control geodésicos, para poder obtener resultados más fiables y así las futuras investigaciones tengan un mismo punto de partida lo cual favorecerá a un monitoreo más confiable del glaciar Jamapa.

Respecto a estudios realizados por el Dr. Blake Weissling en el año 2010, no se dispone de la información respecto a las coordenadas de los perfiles que se realizaron para poder comparar las mediciones de espesores directamente. En cambio, la zona es aproximada mediante imágenes satelitales de Google Earth, y se puede observar que en dicha zona el espesor promedio es de 20 metros,

teniendo como resultado una disminución del espesor de 6.72 metros en un periodo de 9 años.

Los espesores obtenidos en el glaciar Jamapa junto con la fotogrametría adquirida en el proyecto en el que se participó servirán para la actualización del mapa del espesor del hielo realizado en 2010.

Los perfiles obtenidos en cada método realizado servirán a los geocientíficos involucrados en el proyecto para la realización de perfiles estratigráficos los cuales ayudarán ampliar el panorama del subsuelo de las zonas estudiadas en el volcán.

Capítulo 7. Bibliografía

- Alcalá-Reygosa, J., Vázquez-Selem, L., & Zamorano, J. J. (2020). Fechamiento de flujos de lava del Holoceno tardío en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y liquenometría e implicaciones para la cronología eruptiva. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- Annan, P. (2009). Chapter 1. Electromagnetic Principles of Ground Penetrating radar. 10.1016/B978-0-444-53348-7.0001-6.
- ARIAS, Jorge & Mendoza Alfonso, Nestor Alirio. (2017). Obtención de propiedades mecánicas a partir de la relación Vp/Vs para depósitos superficiales de ceniza volcánica en Manizales Colombia Obtaining mechanical properties from Vp/Vs ratio of superficial volcanic ash soils in Manizales city Colombia.
- Balbuena M. (2018). Aplicación de métodos geofísicos en el proyecto de restauración de la noria de la hacienda de San Roque, Tepeyahualco de Hidalgo, Puebla. Tesis de licenciatura. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Bauer, W., & Westfall, G. D. (2011). Física para ingeniería y ciencias. Vol. 1. McGraw-Hill Interamericana.
- Benn, D.I., & Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and glaciations*. London:, Arnold.
- Bonomo, N., & De la Vega, M. (2006). El método de Georadar. *Arqueogeofísica: Una metodología interdisciplinaria para explorar el pasado*, edited by Osella, A. y Lanata.
- Carrasco-Núñez, G., & Rose, W. I. (1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5–9.0 ka. *Journal of volcanology and geothermal research*, 69(3), 197-215.
- Carrasco-Núñez, G. (1999). Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(1-2), 47-66.

- Carrasco-Núñez, G., (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am. Bull. 334, 247–262.
- Carrasco-Núñez, G., and Gómez-Tuena, A. (1997). Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico. Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern México—a Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions, 131-151.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., & Rodríguez, S. R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1), 151-176.
- Cifre, at. al. (2010). Un curso de geometría diferencial: teoría, problemas, soluciones y prácticas con ordenador (Vol. 47). Editorial CSIC-CSIC Press.
- Conyers, L.B. (2013). Ground-Penetrating radar for Archeology. Altamira press.
- Cordero, P. (2011). Apuntes de Electromagnetismo. Facultad de ciencias físicas y matemáticas. Universidad de Chile.Chile.
- Cortés-Ramos, J., y Delgado-Granados, H. (2012). The recent retreat of Mexican glaciers on Citlatepetl volcano detected using ASTER data. *The Cryosphere Discussions* (6): 3149-3176.
- Davis J. & Annan P. (1989). Ground-Penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting*, 37, 531-551.
- Delgado Granados, H., (2007) “Climate change vs. Volcanic Activity: Forcing Mexican Glaciers to Extinguish and Related Hazards. Proceedings of the First Internacional Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain Systems”, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia, pp. 153-168.
- Delgado, H. (2018). El futuro de los glaciares. Entrevista con Hugo Delgado realizada el 18 de abril del 2018.Ciencia UNAM- DGDC. Recuperado de

<http://ciencia.unam.mx/leer/733/el-futuro-de-los-glaciares-entrevista-con-hugo-delgado>

- Espinoza, J. (2012). Adquisición y procesamiento de datos de radar de penetración terrestre en una estructura conocida, y su comparación con datos modelados (Tesis licenciatura). Instituto Politécnico Nacional, México.
- Flint, R. F. (1971). Glacial and Quaternary Geology. New York: John Wiley & Sons
- García F. (2004). La técnica geofísica de ground penetrating radar (Georradar) aplicada al patrimonio. Actas de los XIV cursos Monográficos sobre el Patrimonio Histórico (Reinosa)(pp.175.196). Universidad politécnica de Valencia, España.
- García, H (2008). Procesado e interpretación de secciones sísmicas al Oriente de la sierra de la Silla N.L. (Tesis de posgrado). Universidad Autónoma de Nuevo León. México.
- Gaya, M. (2005). Procesado de sísmica de reflexión superficial en la cuenca de Ainsa (Tesis de posgrado). Universidad Simón Bolívar. España
- Geometrics, (2018). Geode explortion seismograph manual, consultado 15 diciembre, 2019 de <https://www.geometrics.com/resource/geode-exploration-seismograph-manual/>
- Geophysical (2019).Utility Scan. GSSI 350Hs, recuperado el 24 diciembre, 2019 de <https://www.geophysical.com/wp-content/uploads/2019/11/GSSI-UtilityScanBrochure-2019.pdf>
- Geosci Developers (2017). Skin Depth. recuperado el 4 octubre, 2019 de: https://gpg.geosci.xyz/content/GPR/GPR_fundamental_principles.html
- Gómez, R (2008) Aplicación de radar de penetración en tierra a la exploración no destructiva en yacimientos arqueológicos (Tesis de posgrado). Patronato de la Alhambra-España. España.
- Glossary of Schlumberger (sf). Zona de Fresnel. https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/f/fresnel_zone.aspx
- Heine, K. (1988). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. Die Geowissenschaften, 7: 197-205.

- Hock, Regine. 2010. Glacier Mass Balance. Summer school in Glaciology. Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks /McCarthy 7-17 June 2010
- Hoskuldsson, A., & Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55(8), 571-587.
- Jackson, D. (1962). *Classical Electrodynamics*, John Wiley and sons.
- Jol, H. (ed). (2008) *Ground Penetrating radar theory and applications*. Elseiver.
- Kraus . J. D (1950). *antennas*. McGraw-Hillland. Capítulos 2, 4 y 10.
- Lapazaran, J. (2004). *Técnicas de procesamiento de datos de georradar y sus aplicaciones al estudio del régimen termodinámico de los glaciares fríos y politérmicos (tesis doctoral)*. Universidad Politecnica de Madrid.España
- Lopez, J. et.al. (2008). *Aplicación del método de refracción sísmica para la determinación de velocidades de ondas P (Tesis de licenciatura)*. Universidad del Salvador. El Salvador
- López, F. (2016). *Aplicación del Radar de Penetración en la zona arqueológica de Teotihuacán (Tesis doctoral)*. Universidad Autónoma de México. México.
- Lorenzo J. (1959). *Los glaciares de México. Monografías del instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México.*
- Lorenzo, E. (1994). *Prospección geofísica de alta resolución mediante georadar, aplicación a obras civiles (tesis doctoral)*. Universidad complutense de Madrid. España
- Lorenzo, J. L. (1964). *Los glaciares de México (segunda edición)*. Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lozada, M. (2010) *Notas del curso de prospección electromagnética. ESIA Unidad Ticomán, Ciencias de la tierra. Instituto Politécnico Nacional. México.*
- Lundqvist, J. (1988). Glacigenic processes, deposits and landforms. In R. P. Goldthwait & C. L.

- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379
- Macías, J.L., (2007), Geology and eruptive history of some active volcanoes of México, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, p. 183–232, doi: 10.1130/2007.2422(06).
- Mendoza, J. (2015). Uso de refracción sísmica y análisis multicanal de ondas superficiales para la determinación de módulos elásticos, en la finca Vicente Blanco, San Vicente Pacaya, Escuintla”. Universidad de San Carlos de Guatemala. Guatemala.
- Nava, A. (1997). La ciencia para todos, Ciencia de la tierra: Terremotos. Texinfo ed. 3ra edición. Fondo de Cultura Económica S.A. de C.V. Distrito Federal, México.
- Ontiveros, G. (2008). Balance de energía en la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl (Tesis de posgrado). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ontiveros, G. (2018). Estudios d la dinámica glacial del “Glaciar Norte” del volcán Citlaltépetl (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Ontiveros-González, G., Delgado-Granados, H., & Cortés-Ramos, J. (2015). Surface Energy Balance model for high-altitude glacial system at 19° N on Glaciar Norte, Mexico. *Geofísica internacional*, 54(4), 299-314.
- Ostrem G and Brugman M (1991) Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work. (NHRI Science Report 4) National Hydrology Research Institute, Environment Canada,
- Palacios, D., & Marcos, J. D. (1998). Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico’s active volcanoes, 1994—95. *Journal of Glaciology*, 44(146), 63-67.

- Palacios, D., and Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic Effects of the Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 78, No. 1 pp. 19-34.
- Palacios, D., Parrilla, G., & Zamorano, J. J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28(1-2), 95-118.
- Paterson W.S.B., 1994. The physics of glaciers 3rd edition Pargamon. Oxford, Oxford Eng-
- Pérez, V. (2001). Radar del subsuelo. Evaluación para aplicaciones en arqueología y en patrimonio histórico-artístico (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Purcell, E. (1969). Electricidad y Magnetismo Berkeley Physics Course–Vol. 2. Editorial Reverté, Barcelona.
- Radar Systems (S.F.). PRODUCTS. Zond-12e GPR, recuperado el 24 diciembre,2019 de <http://www.radsys.lv/en/products-soft/products/prod/7>
- Reynolds, M. (1997) An introduction to applied and environmental geophysics. Ed: John Willey & sons.
- Rivera, M. (2008), Un algoritmo de Transformada Hough para el análisis de radargramas (Tesis de posgrado). Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Roa, A. (2015). Evaluación de la técnica de prospección mediante el uso de Georradar. Universidad Nacional de Colombia. Colombia.
- Rosales, C. (2001). Comportamiento sísmico de los depósitos de suelos del área del canaveralajo, Cali, Colombia. Universidad del valle de Santiago de Cali. Colombia.
- Rozanskij, V., & Rojansky, V. B. (1971). Electromagnetic Fields and Waves.
- Saez, Miguel. (2016). Correlación cruzada de ruido sísmico para la obtención de perfiles profundos de velocidad de onda de corte en la cuenca de Santiago. 10.13140/RG.2.2.22808.24325.

- Seisimager [™] (2009). Manual version 3.3. disponible en https://geometrics.com/wp_content/uploads/2019/05/SeisImager2D_Manual_v3.3.pdf
- Sharp R. P. 1988. Living ice, Understanding Glaciers and Glaciation. Cambridge university
- Shaw, J. (1987). Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. *Sedimentology*, 34(1), 103–116.
- Sheriff R. y Geldart P. (1995). Exploration seismology. Second edition. Cambridge University press. Inglaterra
- Soto, H. (2019). Estudios periglaciares en el volcán citlaltepétl: Búsqueda de evidencias de permafrost entre los años 2015-2017.(Tesis Doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Standard, A. S. T. M. D5777-00, 2011, “Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation,” ASTM International, West Conshohocken, PA, 2011, DOI: 10.1520/D5777-00R11E01.
- Thomas, M. (2002). Exploración sísmica serie 1 de 6; Traducción directa del curso de Refraction Seismic. Colorado School of mine. U.S.A.
- Ulluo & Díez (2008). Ensayos sísmicos. REFRACCIÓN SÍSMICA, consultado el 10 diciembre, 2019 de <https://sites.google.com/a/ulloaydiez.com/www/ensayos-sismicos>
- TerraSoluciones Perú (2016). Estudio de ampliación y mejoramiento de los sistemas de agua potable y alcantarillado para el esquema José Gálvez sector 315 distrito de villa Matías del triunfo y esquema villa Alejandro distrito de Lurin. Consultado el 21 marzo, 2020 de <http://www.sedapal.com.pe/Contenido/licitaciones/CP%200057-2018-SEDAPAL/INF-JGALVEZ/INFORME%203-APROBADO/3.%20ESTUDIO%20DE%20MECANICA%20DE%20SUELOS/ANEXO%207%20-%20ENSAYO%20GEOFISICO/ENSAYO%20GEOFISICO.pdf>
- Valcárcel, M. (2018). Tills y otros depósitos relacionados con la dinámica glaciar en la Sierra de Xistral: interpretación de litofacies y reconstrucción

paleoglaciario. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 79, 2523, 1–28. <http://dx.doi.org/10.21138/bage.2523>

- Vargas, F. (2011). Integración de métodos potenciales de alta resolución y sísmica migrada en profundidad para la evaluación de posibles plays subsalinos en un área del Golfo de México (Tesis de posgrado). Universidad Autónoma de Nuevo León. México.
- Vargas, O. (2012). Criterio de interpretación estratigráfica en trazas de muestreo con el método geofísico de GPR (Ground Penetrating Radar) por medio de análisis de imágenes (Tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de Querétaro. México
- Vázquez-Selem, L. (2004). Investigaciones de los glaciares y del hielo de los polos. en SEMARNAT, Cambio Climático: una visión desde México. México, D.F.
- Vázquez-Selem, L. and Heine, K., (2011) "Late Quaternary Glaciation in Mexico" in J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (ed.), Developments in Quaternary Science. Vol.15. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Verma, S. P. (2015). Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. Turkish Journal of Earth Sciences, 24(2): 111-164.
- Verges, A (2013). Clasificación de ondas. Física de la Buena, Diapositiva de clases. Consultado el 14 junio, 2020 en: <https://www.ipn.mx/assets/files/cecyt13/docs/inicio/noticias/FIS5.pdf>
- Weissling, B., et.al.(2010).Assengind glacial ices mass an temporal change of the gran glaciar norte (Jamapa Glacier) Pico de Orizaba, México. UTSA Mexico center.
- Waissling, B., et. al (2019). Hydrometeorologic and geologic hazards at Pico de Orizaba Volcano, México. Recuperado De https://seg.org/Portals/0/SEG/About%20SEG/GWB/Projects/GWB_Volcano_MEXICO_CCT_Progress_Report.pdf

- Winkler, S., & Matthews, J. A. (2010). Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology*, 116, 87–106.

Anexo 1. Resultados obtenidos con la herramienta hodograph
Perfil 1

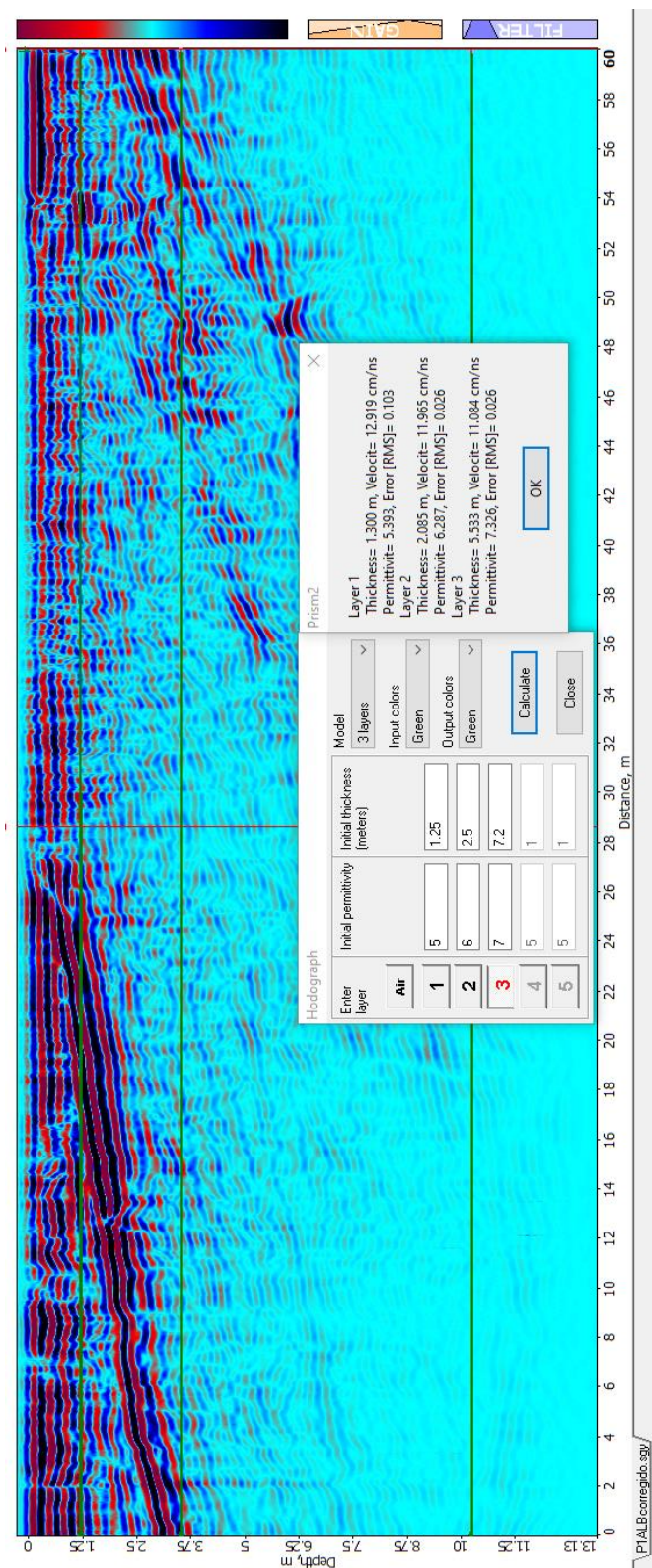


Figura 66. Perfil 1 de georradar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 21. Correspondiente a los parámetros del perfil 1 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	1.300	12.919	5.39
2	2.085	11.965	6.287
3	5.533	11.084	7.326

Perfil 2

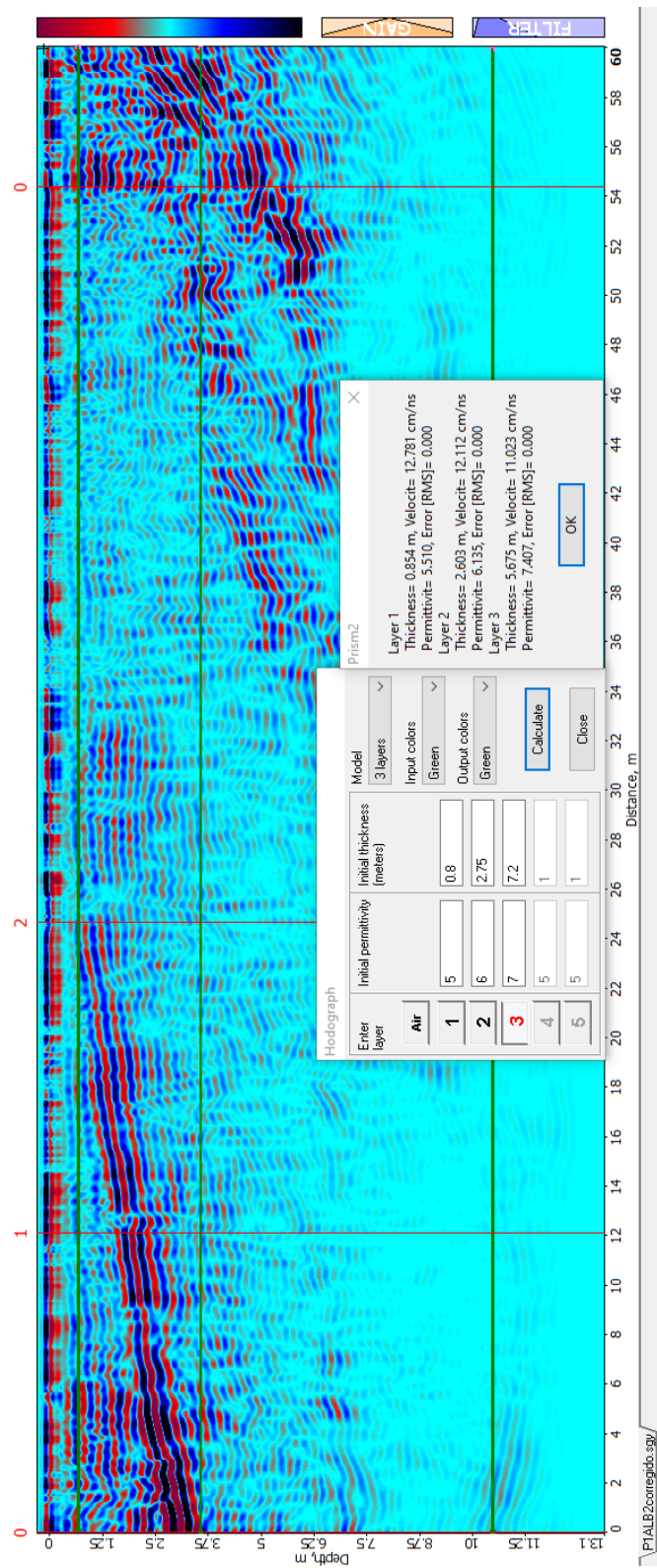


Figura 67. Perfil 2 de georadar en el área "albergue" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 22. Correspondiente a los parámetros del perfil 2 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.854	12.781	5.510
2	2.603	12.112	6.135
3	5.675	11.023	7.407

Perfil 3

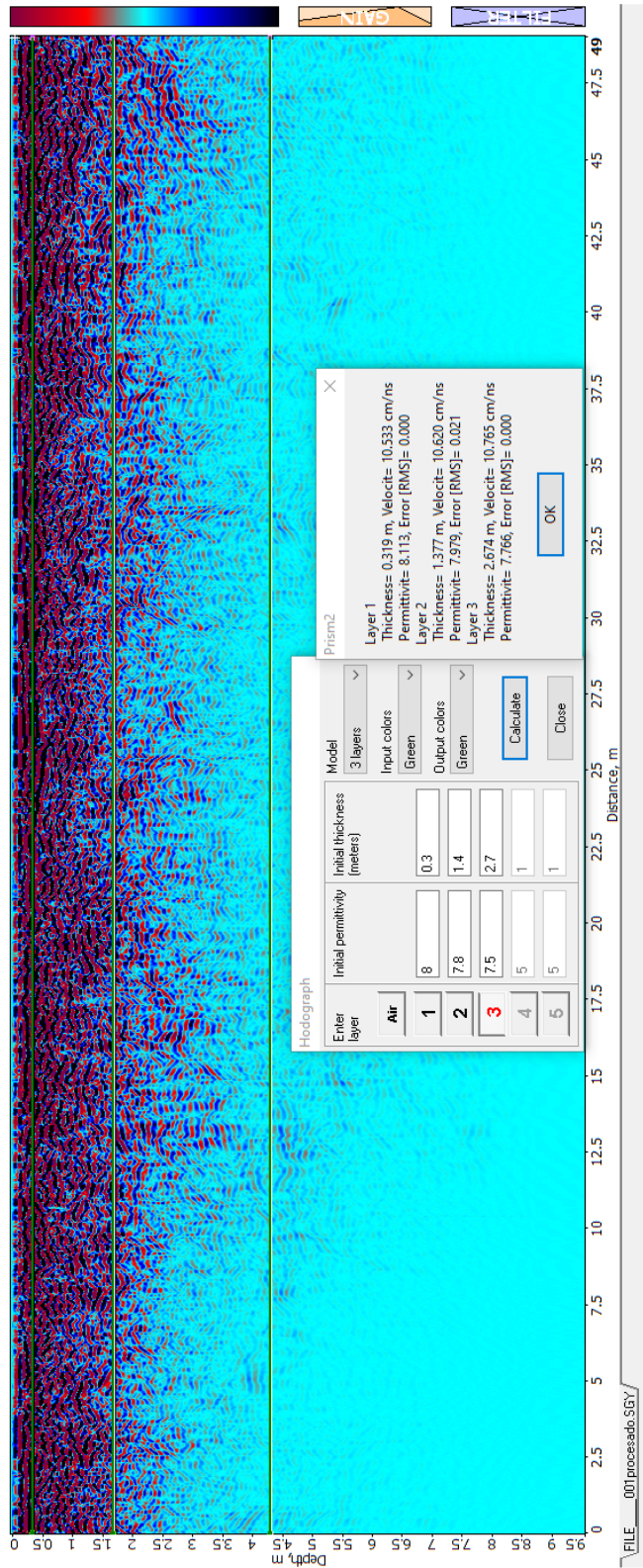


Figura 68. Perfil 3 de georadar en el área "Rampa Proglacial " sin topografía incluida y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019),

Tabla 23. Correspondiente a los parámetros del perfil 3 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.319	10.533	8.113
2	1.377	10.62	7.979
3	2.674	10.765	7.766

Perfil 4

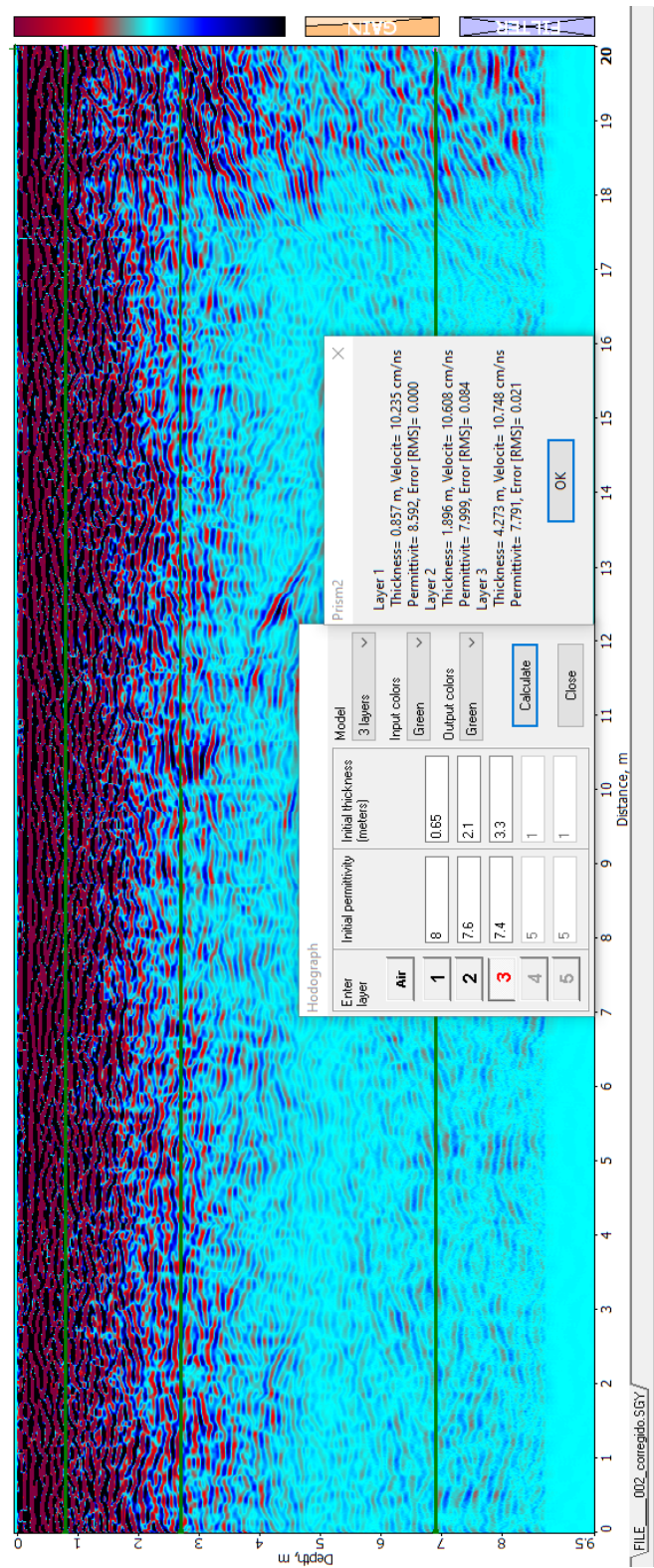


Figura 69. Perfil 4 de georradar en el área "Rampa Proglacial" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 24. Correspondiente a los parámetros del perfil 4 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.857	10.235	8.592
2	1.896	10.608	7.999
3	4.273	10.748	7.791

Perfil 5

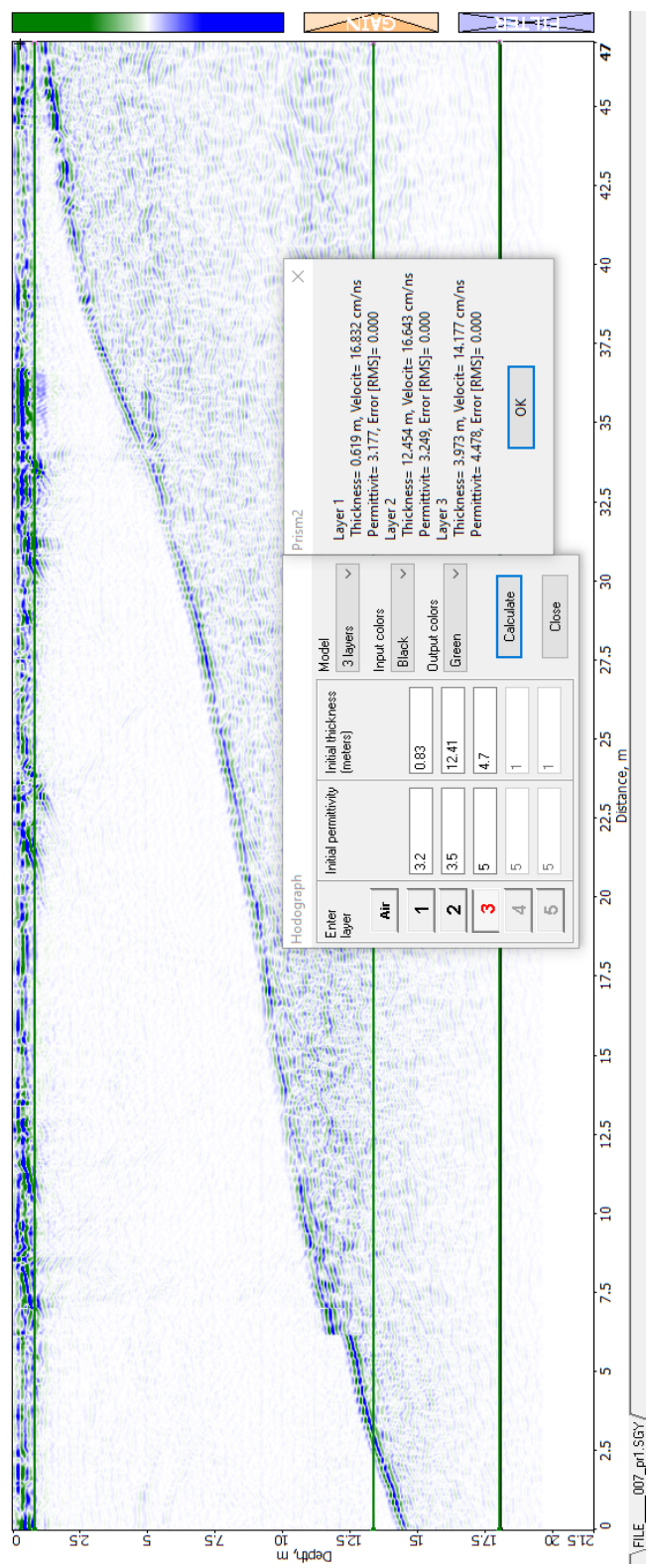


Figura 70. Perfil 5 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 25. Correspondiente a los parámetros del perfil 5 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.619	16.832	3.177
2	12.787	16.643	3.249
3	3.973	14.177	4.478

Perfil 6

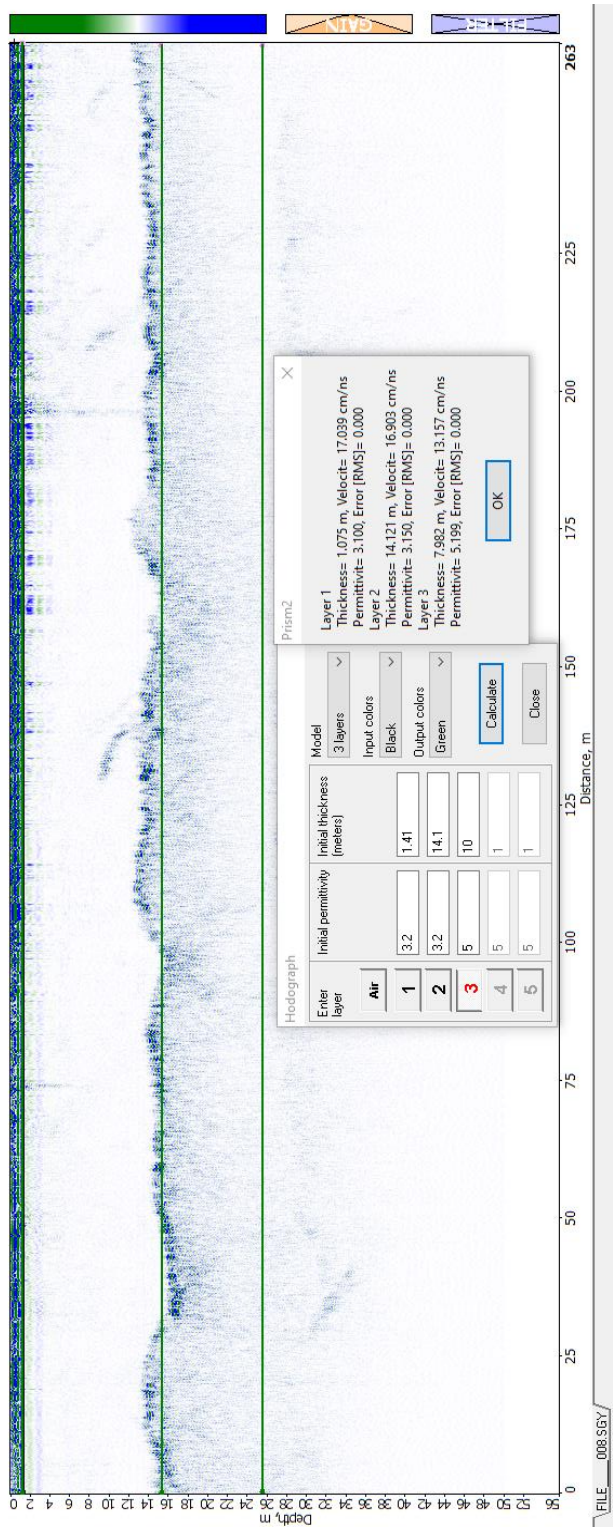


Figura 71. Perfil 6 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 26. Correspondiente a los parámetros del perfil 6 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	1.075	17.039	3.100
2	14.121	16.903	3.15
3	7.982	13.157	5.199

Perfil 7

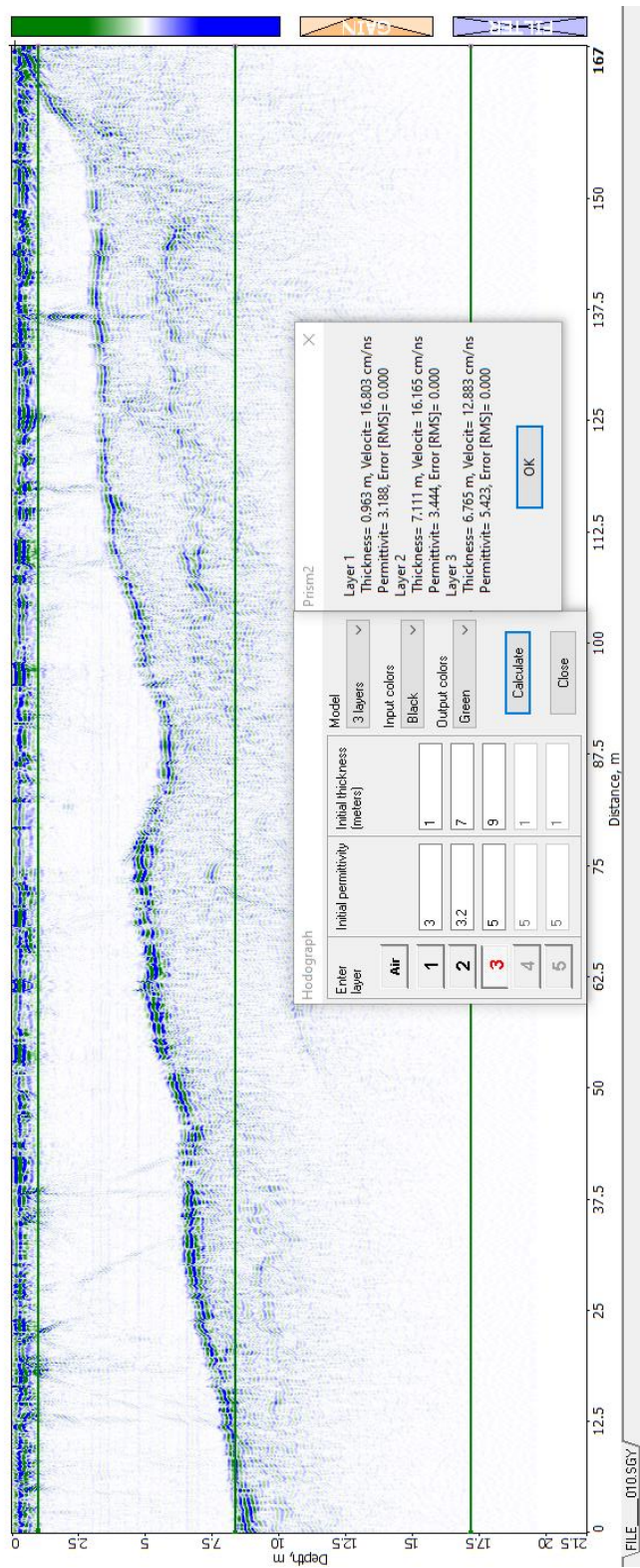


Figura 72. Perfil 7 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 27. Correspondiente a los parámetros del perfil 7 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019.)

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.913	16.176	3.440
2	6.435	16.147	3.452
3	9.372	12.604	5.665

Perfil 8

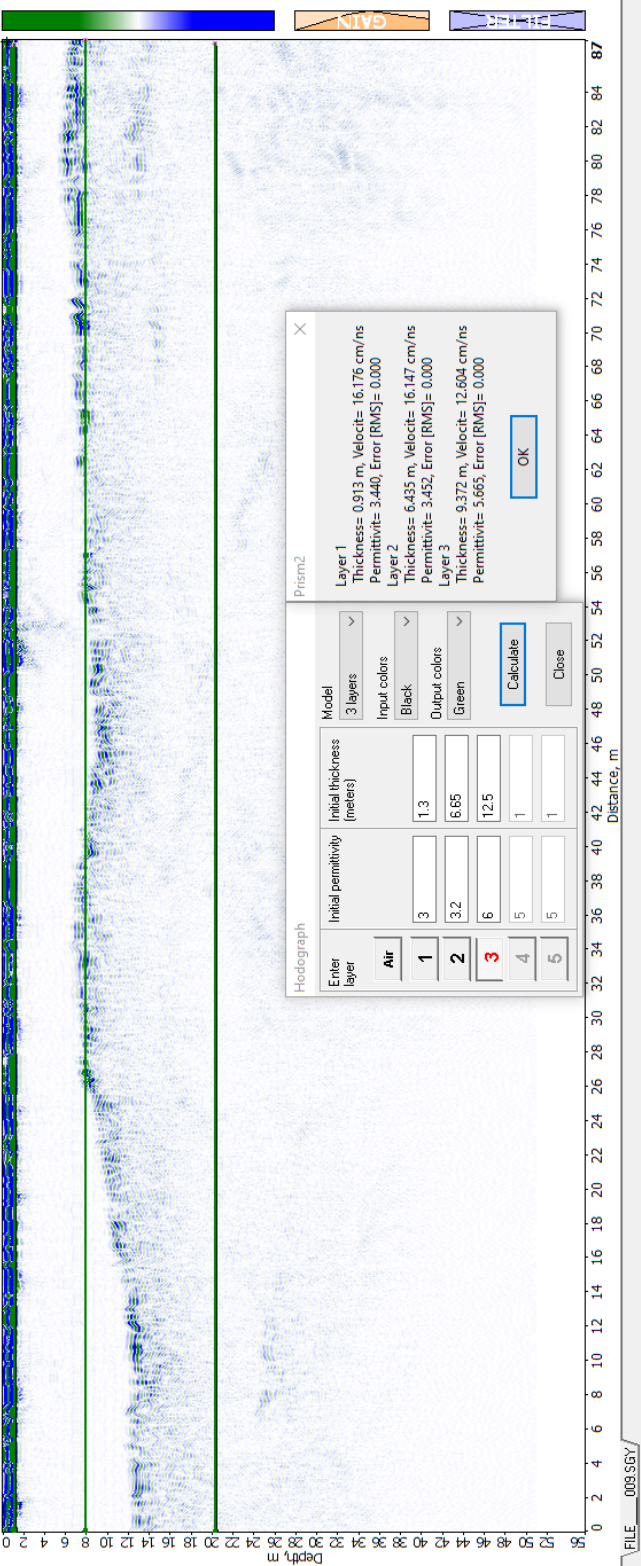


Figura 73. Perfil 8 de georradar en el área "Zona glaciar" sin topografía y con aplicación de la herramienta hodograph. Fuente: elaboración propia (2019).

Tabla 28. Correspondiente a los parámetros del perfil 8 obtenidos con la herramienta hodograph. Fuente: Elaboración propia (2019).

CAPA	ESPESOR (m)	VELOCIDAD (cm/s)	PERMITIVIDAD
1	0.963	16.803	3.188
2	7.111	16.165	3.444
3	6.765	12.883	5.423

Anexo 2. Dromocronas de los perfiles de sismica de refracción

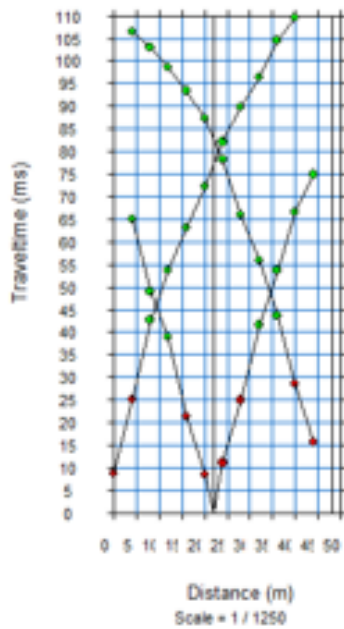


Figura 74. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 1 de sismica de refracción.

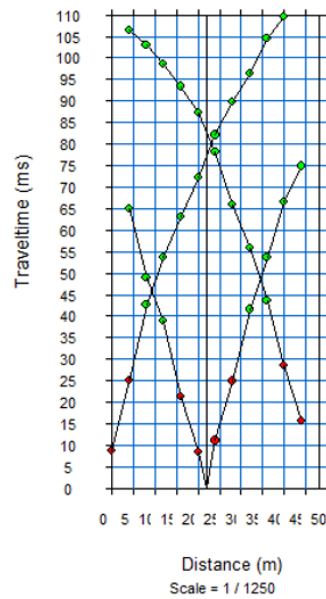


Figura 75. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 2 de sismica de refracción.

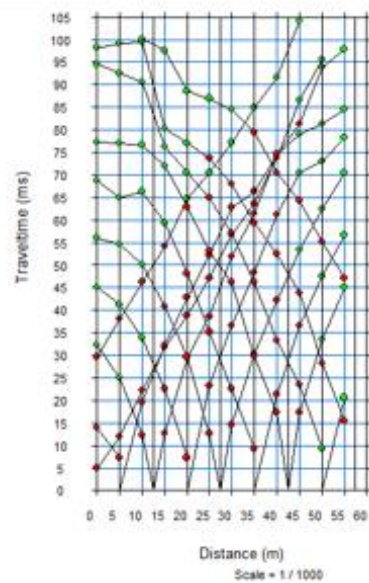


Figura 76. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 3 de sismica de refracción.

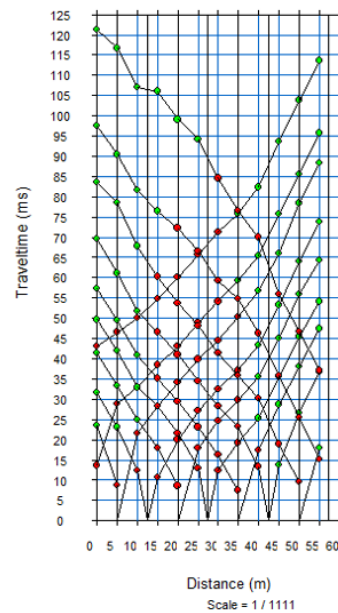


Figura 77. Curva tiempo – distancia para disparos directo y reverso del perfil 4 de sismica de refracción.

Anexo 3. Diagrama de flujo GPR

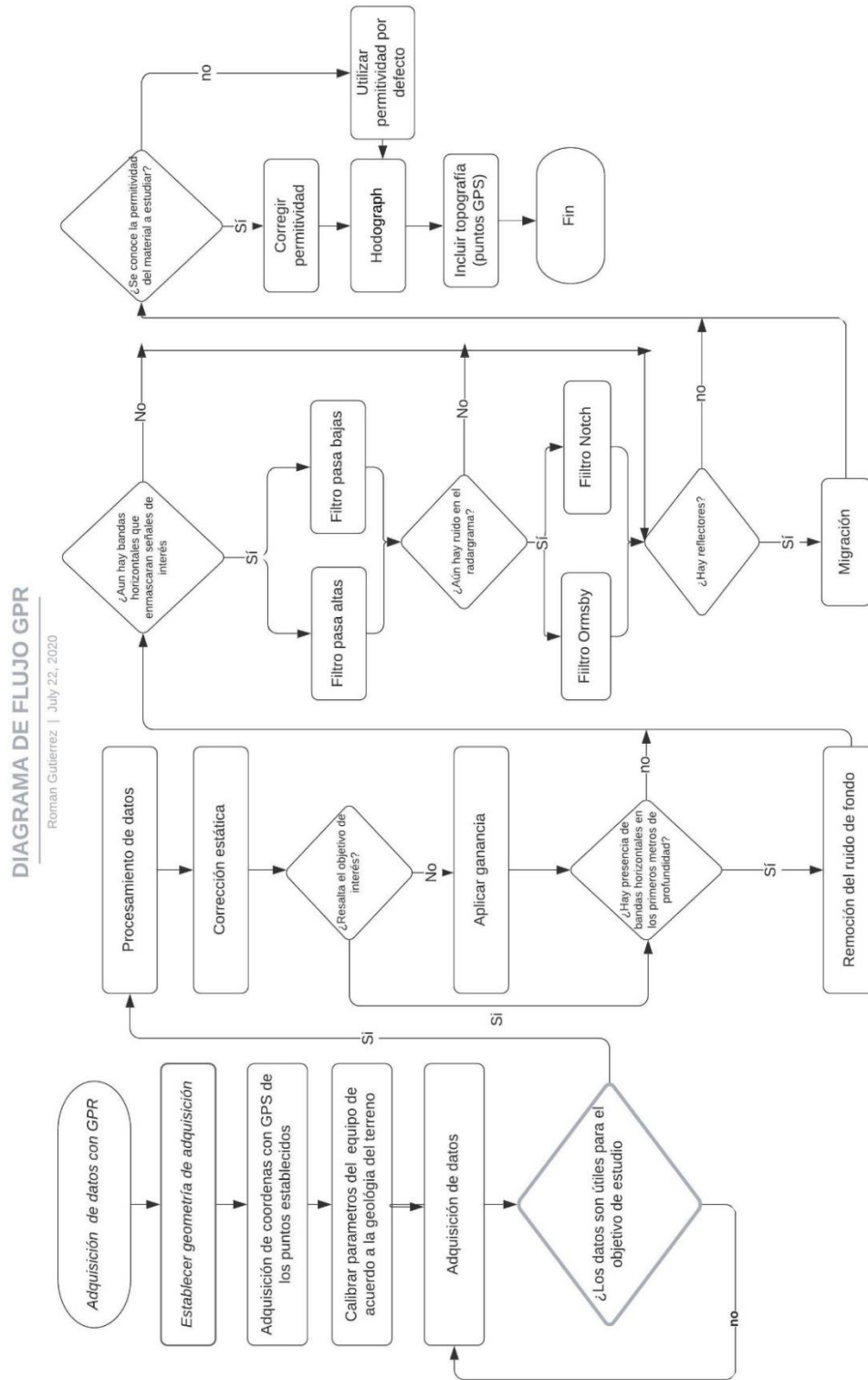


Figura 78. Diagrama de flujo del método GPR. Elaboración propia.

Anexo 4. Diagrama de flujo sísmica de refracción

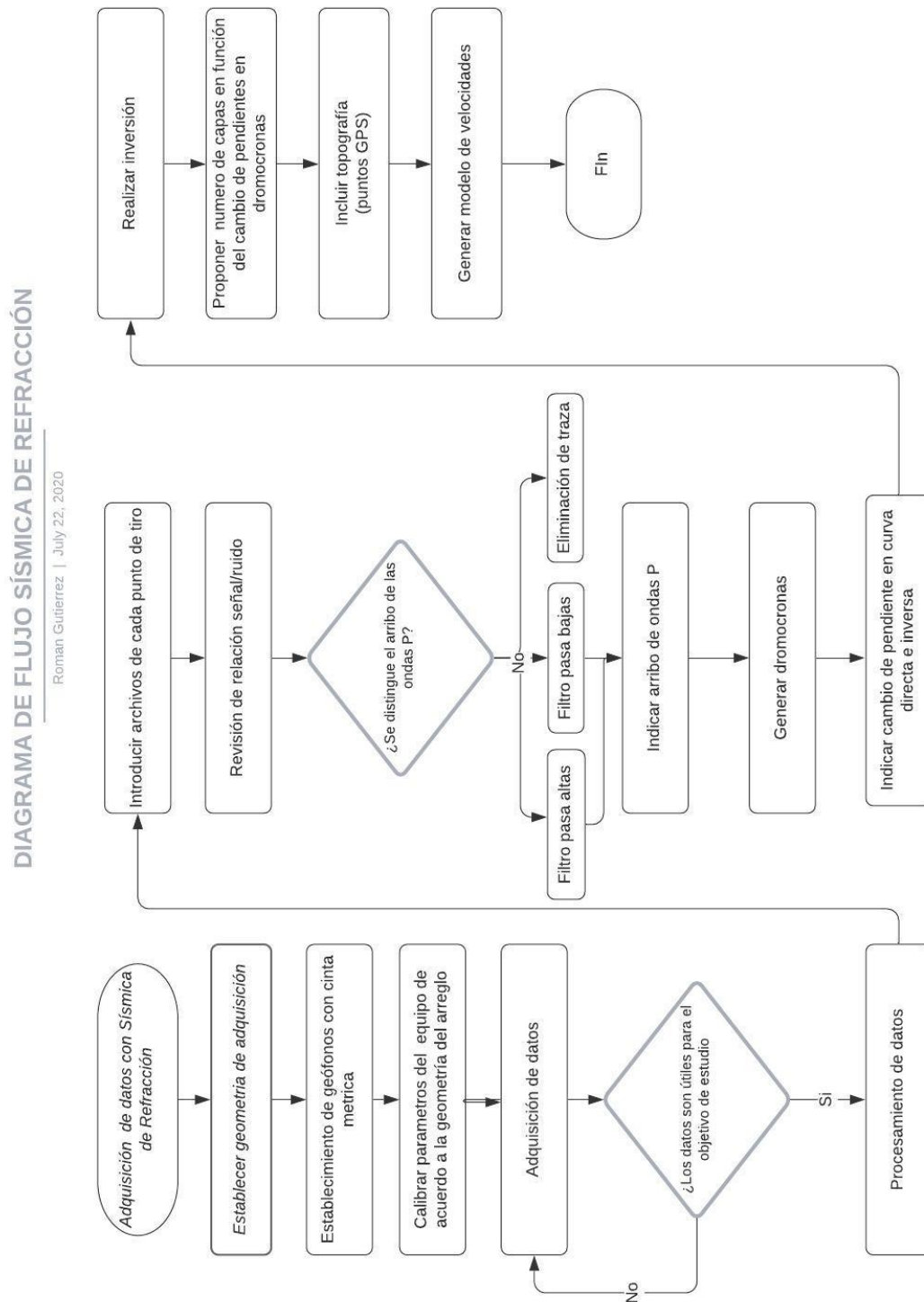


Figura 79. Diagrama de flujo del método de sísmica de refracción. Elaboración propia.

Anexo 5. Fotografías del trabajo en campo del mes de marzo del 2019



Figura 80. Volcan Citlaltépetl en el mes de marzo del año 2019,
Fuente: Fotografía tomada por Ortigoza, J. (2019).



Figura 81. Albergue piedra grande. fuente:
fotografía tomada por Ortigoza, J. (2019).



Figura 82. Realización de sísmica de refracción en
la zona albergue. Fuente: fotografía tomada por
Sieron, K. (2019).



Figura 83. Reconocimiento de la zona.
Fuente: fotografía tomada por Sieron, K.
(2019).



Figura 84. Adquisición de datos con GPR
en la zona albergue. Fuente: fotografía
tomada por Gutiérrez, R. (2019).

Anexo 6. Fotografías del trabajo en campo del mes de junio del 2019



Figura 85. Preparación de terreno para levantamiento con GPR. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 86. Adquisición de datos de sísmica de refracción. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 87. Preparación del tendido sísmico en la zona de till subglacial. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 88. Adquisición de datos de sísmica de refracción en la zona de till subglacial. fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 89. Configurando parámetros de adquisición con el GPR GSSI 350 Mhz. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 90. Till supraglacial así mismo se logran ver espesores de hielo glaciar de aprox. 1.6 metros. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 91. Adquisición de perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019),



Figura 92. Adquisición de perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).



Figura 93. Adquisición de coordenadas sobre perfil GPR realizados por el Dr. Weissling en 2019 sobre el glaciar Jamapa. Fuente: fotografía tomada por Morales, M. (2019).