

Universitat Politècnica de València

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CARTOGRÁFICA, GEODESIA Y
FOTOGRAMETRÍA

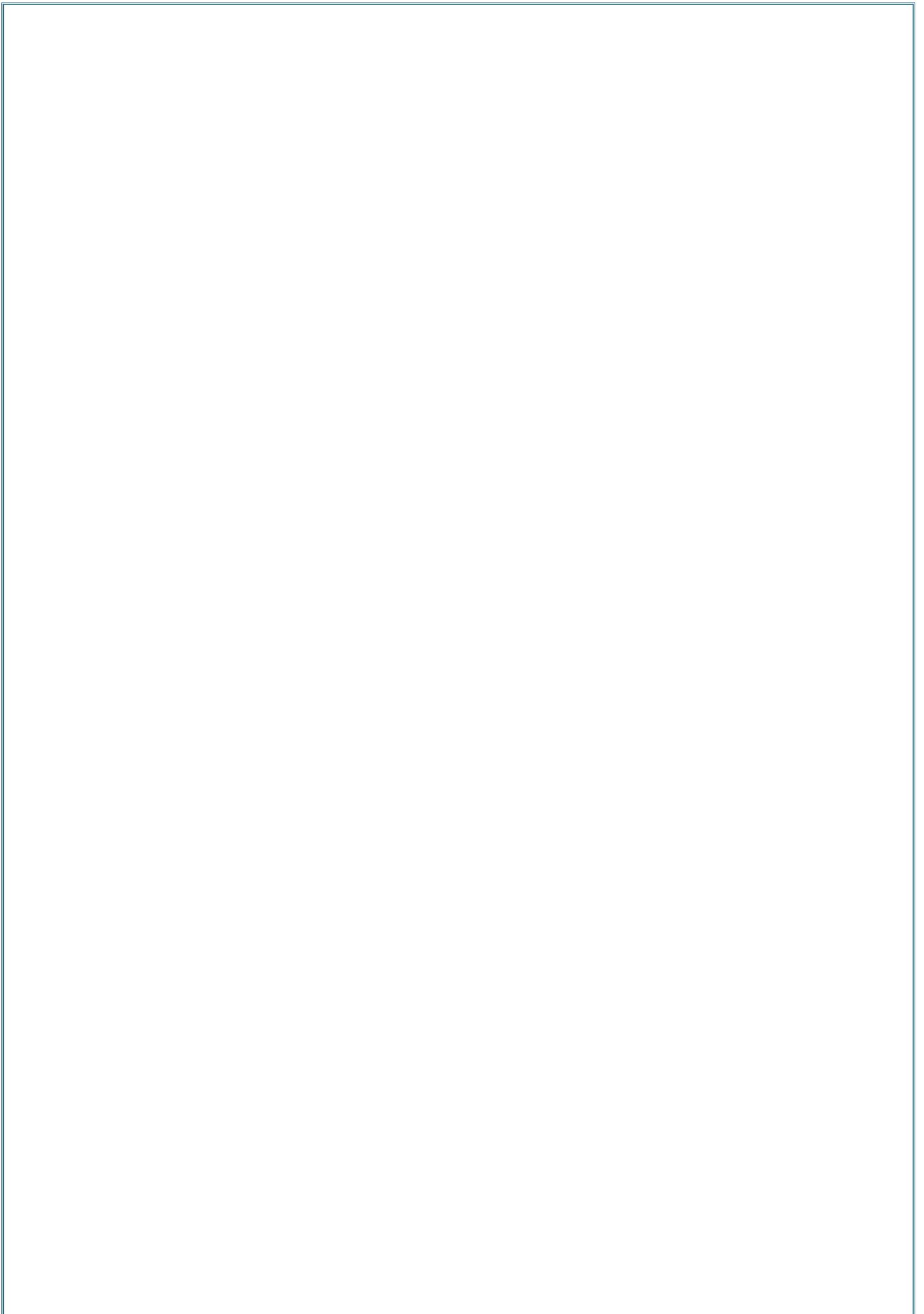


TESIS DOCTORAL

*Cartografiado de la morfología subglaciar de La
Maladeta y Aneto mediante georradar*

Autor: Caridad Jiménez Vaquero
Director: Dr. Francisco García García

ENERO 2016



A mis padres, hermano y sobrinos por su comprensión, ayuda y apoyo.

En cada rincón de mi corazón estás tú, papa.

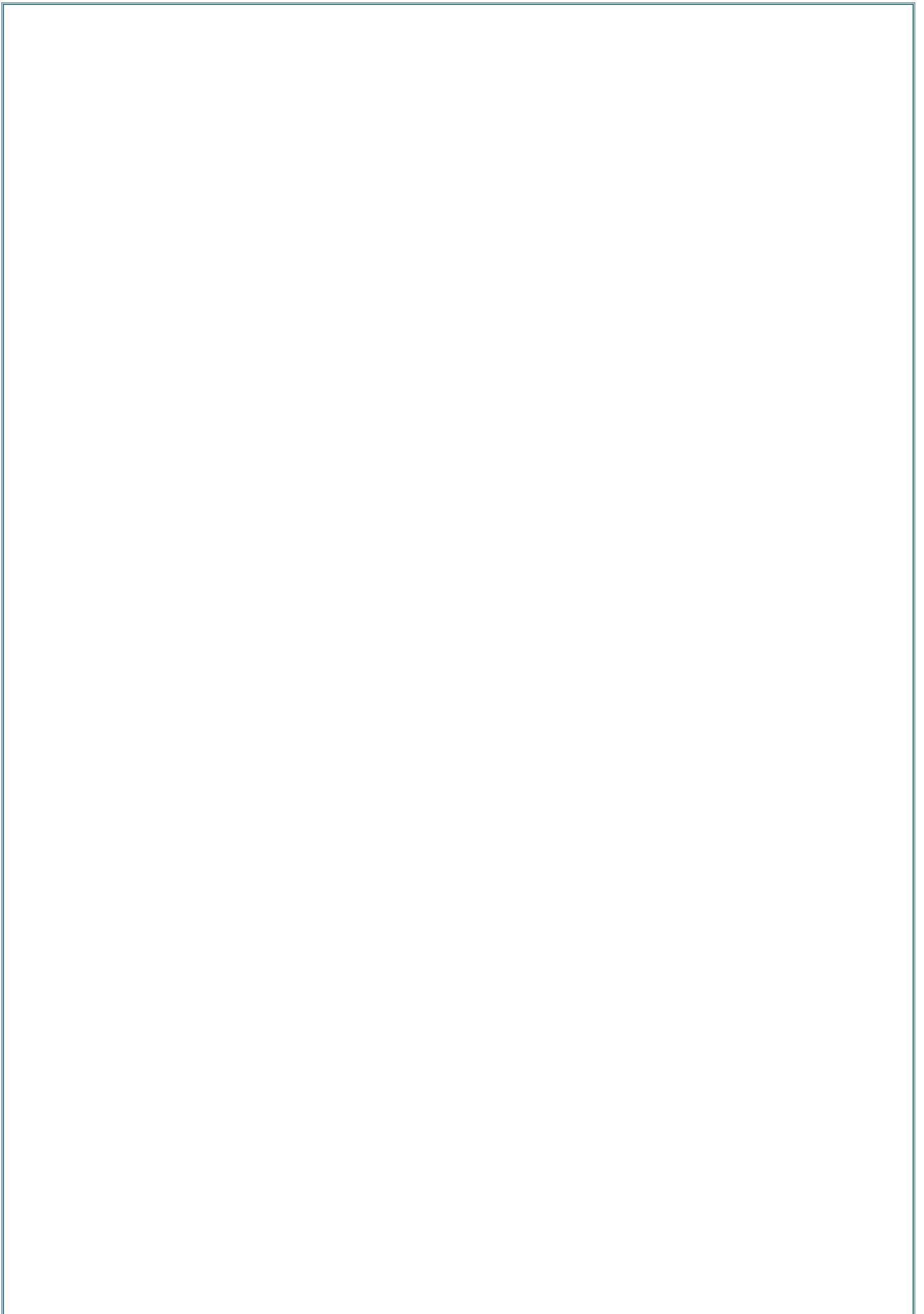
Agradecimientos

Deseo expresar mi sincera gratitud a mi director de tesis Dr. Francisco García García, por haber asumido la responsabilidad de la dirección de la misma, así como por su ayuda, consejos y dedicación a lo largo del desarrollo de este trabajo.

Agradezco la inestimable ayuda de Ricardo S. Alonso Rincón y Miguel Ángel Romero Reche, que me han aportado el software necesario para la maquetación de la información.

Finalmente deseo dar las gracias a mi familia y amigos por su apoyo continuado e incondicional durante esta etapa tan dura de mi vida.

Mil gracias de todo corazón.



Resumen

En esta tesis se aborda el cartografiado y estudio de los dos glaciares templados más importantes del pirineo español mediante la aplicación de la técnica no destructiva de prospección geofísica: georradar.

El georradar mediante la emisión de pulsos electromagnéticos captura todas las reflexiones internas producidas por los elementos endoglaciares y subglaciares que conforman los cuerpos helados. Se han elaborado unos procedimientos de trabajo propios concatenados, para procesar el conjunto de datos georradar y obtener los parámetros electromagnéticos característicos de dichas formaciones.

El cartografiado de la superficie de los glaciares es la base, para crear toda una estructura de datos interrelacionados desde la capa más superficial hasta concluir con el cartografiado del lecho basal. El principal objetivo es la obtención de la cartografía glaciar georreferenciada, de modo que permita establecer la ubicación, orientación y conectividad de todos los elementos estructurales a nivel supraglaciar, endoglaciar y subglaciar con la geomorfología de la zona pirenaica. Con el fin de cumplir este objetivo, durante la toma de datos con el georradar, éstos se complementan con puntos de control tomados sobre el trazado de los perfiles geofísicos con la tecnología GPS y por topografía clásica.

Primeramente se localizan las interfaces de contacto entre materiales con distintas características electromagnéticas, la interfaz entre la neviza/firn y el hielo templado, y la interfaz de éste con el lecho glaciar. Con los datos del tiempo de recorrido de la onda desde la antena emisora hasta alcanzar cada interfaz, se determinan los espesores de la neviza/firn y la profundidad del hielo templado.

Analizando exhaustivamente las trazas y espectros de los datos georradar, que se generan por las reflexiones de la onda electromagnética al atravesar medios con distintas propiedades dieléctricas, se obtienen los valores de la velocidad de la onda electromagnética, la amplitud, la frecuencia, la polaridad, la constante dieléctrica del medio, la densidad del medio, contenido o grado de humedad, presencia de burbujas de aire, etc... estos parámetros se encuentran relacionados entre ellos.

El segundo objetivo propuesto es la clasificación de los elementos estructurales detectados, para ello se combina el conjunto de datos cuantificables (parámetros físicos de la onda), con los datos visuales de las secciones georradar o radargramas (patrón de reflexiones en las interfaces electromagnéticas, reflectores internos y singularidades). Esta combinación desvela la estructura interna, la hidrología formada por los canales de drenaje (endoglaciar y subglaciar), las grietas/fracturas (tanto en el zócalo granítico como en el hielo), las zonas de dispersión endoglaciar, las formaciones de till o sedimentos subglaciares, las morrenas (laterales, centrales y finales), la rimaya y los reflectores internos puntuales, entre otras formas de convergencia, de los cuales se obtendrá la localización precisa dentro de las estructuras glaciares.

Una vez determinada toda la estructura interna de ambos glaciares, estaremos en posición de cuantificar el volumen de agua aproximado que se obtendría después del deshielo de los glaciares, que pasaría a los recursos hídricos mediante la escorrentía superficial y la subterránea.

El último objetivo que se desea conseguir con la realización de esta tesis es realizar el modelado 3D y las secciones de los perfiles de los glaciares de La Maladeta y Aneto con los programas AutoCad y ArcGis. En estos se observa la diferencia en cota entre la superficie del glaciar y el lecho basal, así como una morfología del sustrato muy irregular como consecuencia de la actuación conjunta de los fenómenos de arranque glaciar, abrasión y empuje.

Abstract

This thesis is going to deal with the mapping and study of the two most important temperate glaciers in the Spanish Pyrenees by applying a non-destructive geophysical survey technique: GPR.

The GPR by emitting electromagnetic pulses capture all internal reflections produced by subglacial and englacial elements that make up the icy bodies. It has been developed its own working procedures concatenated to process the GPR data set and get the electromagnetic parameters characteristic of these formations.

The mapping of the surface of the glaciers is the base to create a whole structure of interrelated data from the uppermost layer to conclude the mapping of the basal bed. The main objective is to obtain georeferenced mapping glacier, allows us to set the location, orientation and connectivity of all structural elements supraglacial, englacial and subglacial with the geomorphology of the Pyrenees level. In order to achieve this objective, while taking the GPR data, they are supplemented by control points taken on the route of geophysical profiles with GPS technology and classic topography.

Firstly, we locate the contact interfaces between materials with different electromagnetic characteristics, the interface between firn and temperate ice, and the interface thereof with the glacier bed. With data from the travel time of the wave from the transmitting antenna to reach each interface, the thickness of the firn and the depth of temperate ice are determined.

Comprehensively analyzing traces and spectra of the GPR data, which is generated by the reflections of the electromagnetic wave passing through media with different dielectric properties, the values of the velocity of the electromagnetic wave is obtained, the amplitude, frequency, polarity, the dielectric constant of the medium, the density of the medium, or moisture content, presence of air bubbles, etc ... these parameters are related to each other.

The second objective is proposed classification of the detected structural elements, for which the set of quantifiable data (physical parameters of the wave) is combined with the visual data or GPR radargrams (pattern reflections in electromagnetic interfaces, internal reflectors and singularities). This combination reveals the internal structure, hydrology formed by drainage channels (englacial and subglacial), cracks/fractures (in the granite plinth and ice), englacial dispersion areas, till formations or subglacial sediments, moraines (lateral, central and final), the bergschrund and specific internal reflectors, among other forms of convergence, which will get the precise location within the structures glaciers.

After determining the entire internal structure of the two glaciers, we will be in a position to quantify the approximate volume of water that would be obtained after the melting of glaciers, which would go to water resources through surface runoff and groundwater.

The last objective to be achieved with the completion of this thesis, it is performed a 3D modeling and sections profiles glaciers of La Maladeta and Aneto with AutoCAD and ArcGIS programs. In these it can be observed the difference in height between the surface of the glacier and basal bed and a very irregular morphology of the substrate as a result of the joint action of glacial phenomena start, abrasion and pressure.

Resum

En aquesta tesi s'aborda el cartografiat i estudi de les dues glaceres temperades més importants dels Pirineus espanyols mitjançant l'aplicació de la tècnica no destructiva de prospecció geofísica: el georadar.

El georadar, mitjançant l'emissió de polsos electromagnètics, captura totes les reflexions internes produïdes pels elements endoglacials i subglacials que conformen els cossos gelats. S'han elaborat uns procediments de treball propis concatenats, per a processar el conjunt de dades del georadar i obtenir els paràmetres electromagnètics característics d'aquestes formacions.

El cartografiat de la superfície de les glaceres és la base per a crear tota una estructura de dades interrelacionades, des de la capa més superficial fins a concloure amb el cartografiat del llit basal.

El principal objectiu és l'obtenció de la cartografia glacial georreferenciada ens permet establir la ubicació, l'orientació i la connectivitat de tots els elements estructurals a nivell supraglacial, endoglacial i subglacial amb la geomorfologia de la zona pirinenca. Amb la finalitat de complir aquest objectiu, durant la presa de dades amb el georadar, aquestes es complementen amb punts de control presos sobre el traçat dels perfils geofísics amb la tecnologia GPS i per topografia clàssica.

Primerament es localitzen les interfícies de contacte entre materials amb diferents característiques electromagnètiques, la interfície entre la neu de glacera (firn) i el gel temperat, i la interfície d'aquest amb el llit glacial. Amb les dades del temps de recorregut de l'ona des de l'antena emissora fins a assolir cada interfície, es determinen els gruixos de la neu de glacera i la profunditat del gel temperat.

Analitzant exhaustivament les traces i espectres de les dades del georadar –que es generen per les reflexions de l'ona electromagnètica en travessar mitjans amb diferents propietats dielèctriques– s'obtenen els valors de la velocitat de l'ona electromagnètica, l'amplitud, la freqüència, la polaritat, la constant dielèctrica del mitjà, la densitat del mitjà, el contingut o el grau d'humitat, la presència de bombolles d'aire, etc. Aquests paràmetres es troben relacionats entre si.

El segon objectiu proposat és la classificació dels elements estructurals detectats, per a això es combina el conjunt de dades quantificables (paràmetres físics de l'ona) amb les dades visuals de les seccions del georadar o les imatges de radar (patró de reflexions en les interfícies electromagnètiques, reflectors interns i singularitats). Aquesta combinació desvela l'estructura interna, la hidrologia formada pels canals de drenatge (endoglacial i subglacial), les esquerdes/fractures (tant en el sòcol granític com en el gel), les zones de dispersió endoglacial, les formacions de til o sediments subglacials, les morrenes (laterals, centrals i terminals), la rimaia i els reflectors interns puntuals, entre altres formes de convergència, dels quals s'obtindrà la localització precisa dins de les estructures glacial.

Una vegada determinada tota l'estructura interna d'ambdues glaceres, estarem en posició de quantificar el volum d'aigua aproximat que s'obtindria després del desglaç de les glaceres, que passaria als recursos hídrics mitjançant el vessament superficial i subterrani.

L'últim objectiu que es vol aconseguir amb la realització d'aquesta tesi es realitza el modelatge en 3D i les seccions dels perfils de les glaceres de la Maladeta i l'Aneto amb els programes AutoCad i ArcGis. En aquests s'observa la diferència en cota entre la superfície de la glacera i el llit basal, així com una morfologia del substrat molt irregular com a conseqüència de l'actuació conjunta dels fenòmens d'arrencada glacial, abrasió i empenta.

Estructura de la tesis

Esta memoria está estructurada en seis capítulos del siguiente modo:

En primer lugar, el capítulo 1 está dividido en dos partes. En la primera parte se intenta introducir al lector en el mundo de la glaciología. Como consecuencia del inminente cambio climático a nivel planetario que se está dando, se ha producido una sensibilización social por conocer las repercusiones en el medio y los problemas que puedan derivarse de éste. En el siglo XX, la preocupación de los investigadores por determinar los efectos del cambio, en las masas de hielo a nivel planetario y sobre el nivel medio del mar, va en aumento. Como consecuencia, los investigadores ven una clara relación de la evolución de los glaciares con la predicción del clima. Los estudios de grandes masas de hielo, glaciares polares y subpolares y de alta montaña, así como el estudio de suelos helados se intensifican. En esta parte de la tesis se hace una descripción de la importancia del estudio de los glaciares, la evolución de los glaciares conservados en la cadena pirenaica para posteriormente centrarnos en los glaciares Aneto y La Maladeta objeto de estudio de esta tesis, describiendo su ubicación dentro de la cordillera pirenaica, su morfología y su evolución en el tiempo. En la segunda parte del capítulo se hace referencia a los estudios de prospección geofísica que se han realizado anteriormente en los dos glaciares (Aneto y La Maladeta). También se hace un repaso por las técnicas no invasivas de prospección del subsuelo, justificando la elección de la prospección con georradar para la toma de datos de partida de esta tesis.

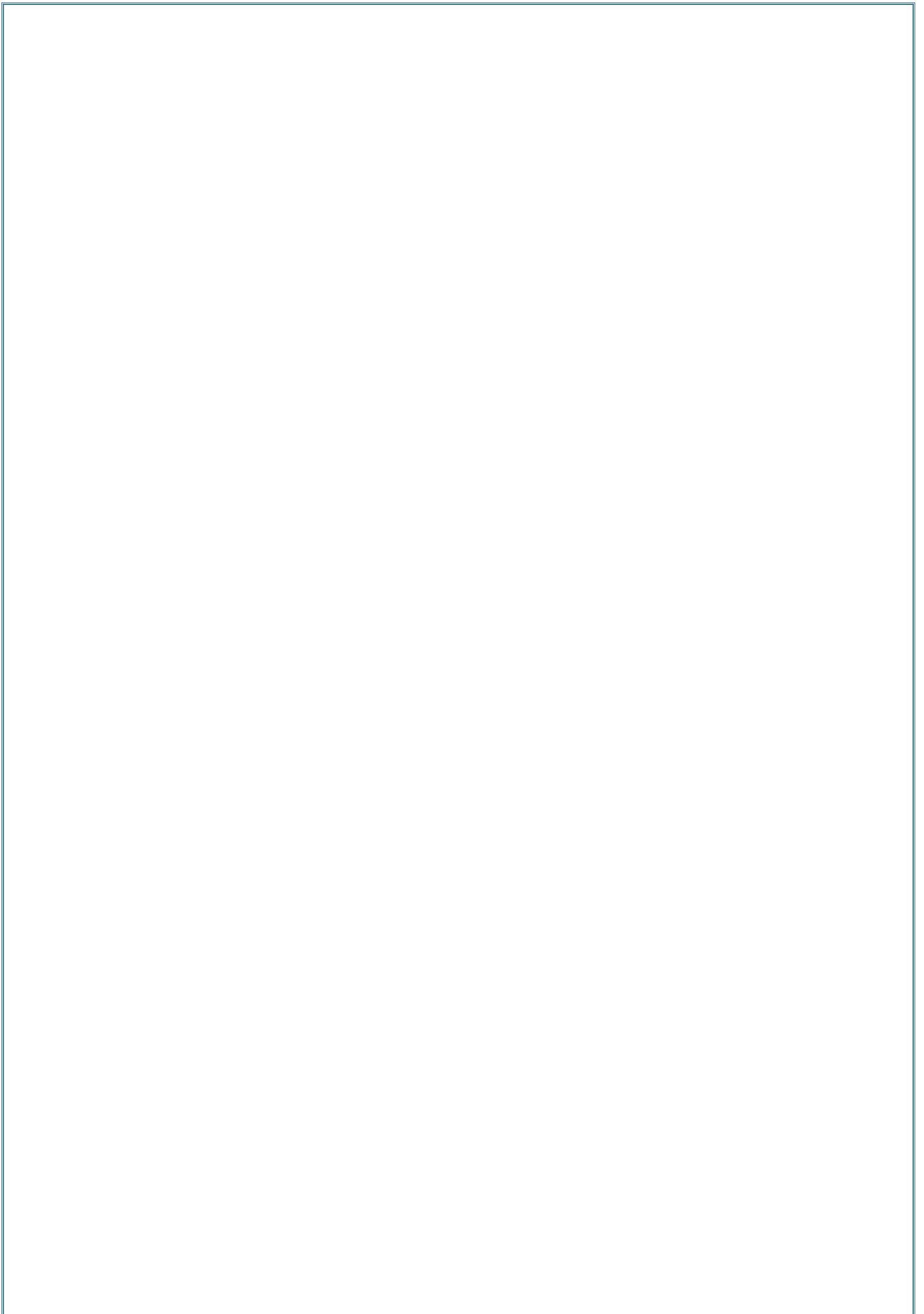
En el capítulo 2, se muestran los fundamentos de la prospección con ondas electromagnéticas. Los campos electromagnéticos se definen por las ecuaciones de Maxwell. Estas ecuaciones enlazan los campos eléctricos y magnéticos con las fuentes que los producen, a partir de una serie de parámetros constantes para cada medio de estudio. En este capítulo se expresan las fórmulas para obtener estos parámetros del medio (permitividad dieléctrica, conductividad, permeabilidad, y su relación con los parámetros de propagación de la onda en el medio (atenuación, velocidad, etc...)).

En el capítulo 3, se estudian las características de propagación de la onda electromagnética en el medio. Se describen aquellos fenómenos asociados con la propagación de la onda electromagnética en el medio y que influyen notablemente en los resultados de los estudios georradar. Estos fenómenos son: la reflexión y transmisión de la onda, la pérdida de la energía en las ondas por procesos internos al medio (dispersión geométrica del frente de ondas, absorción, dispersión de la energía, atenuación y profundidad pelicular de penetración. En este capítulo también se realiza un balance energético teniendo en cuenta los factores que interviene desde la emisión de la onda hasta la recepción de su reflexión. También se define la resolución vertical y horizontal y los datos característicos de la toma de medidas con el georradar.

En el capítulo 4, se hace una recopilación de los métodos de cálculo y la formulación utilizada por diversos investigadores, en la determinación de la velocidad de la onda electromagnética y relacionado con este valor, el contenido de agua o grado de humedad. Se expone la formulación aplicada para obtener la porosidad en la nieve, neviza o hielo en el medio seco (glaciares fríos) y la nieve, neviza o hielo en el medio húmedo (glaciares templado y politérmicos). El valor de porosidad en el medio seco se corresponde con el valor de contenido en aire, mientras que en el medio húmedo bajo unas suposiciones se corresponden con el contenido de agua. Se realiza el estudio en ambos medios, debido a que para determinar el contenido de agua en los glaciares templados objeto de estudio, varios autores adoptan la consideración de un medio seco con infiltraciones esféricas de agua o bien lo consideran como hielo puro saturado de agua. También se muestran varias fórmulas para obtener la profundidad del hielo.

En el capítulo 5 se expone la metodología de captura de datos GPS y GPR y los instrumentos utilizados. Se relata el procedimiento seguido para el tratamiento de los datos GPR y visualización de los radargramas, así como el método aplicado para determinar la velocidad de la onda electromagnética en un punto (método de la hipérbola de difracción) y la velocidad media en las interfaces. También se comentan los problemas surgidos por las limitaciones del programa de tratamiento de los datos georradar (Radan 6.5) y la metodología seguida para el cálculo de coordenadas georreferenciadas de la estructura interna de los glaciares y las singularidades endoglaciares y subglaciares, con el objetivo de realizar las secciones y el modelado 3D de sendas estructuras glaciares.

En el último capítulo se aplican los métodos descritos, para determinar los parámetros electromagnéticos en las interfaces y singularidades en los glaciares Aneto y La Maladeta, con el objetivo de cartografiar la superficie glaciar y toda la estructura endoglaciar hasta obtener el relieve subglaciar del lecho. Se analizan los parámetros físicos de la onda electromagnética que permiten caracterizar las anomalías identificadas mediante el análisis de la traza y el espectro de la onda, concretamente determinando: su velocidad, la amplitud, la frecuencia y la polaridad. Se representan los resultados georreferenciados tras el procesado, en forma de secciones y modelos en 3D.



<i>CAPÍTULO 1: ESTADO DEL ARTE</i>	1
I. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Introducción a la glaciología.....	3
1.2 Importancia del estudio de los glaciares.....	3
1.3 Evolución de los glaciares del pirineo español.....	7
1.4 Glaciares estudiados Aneto – La Maladeta. Su evolución.....	13
II. ESTUDIO GEOFÍSICO.....	19
1.5 Técnicas geofísicas utilizadas.....	19
1.5.1 Técnicas geofísicas que se utilizan para el estudio de los glaciares.....	19
1.5.2 Estudios realizados anteriormente en el glaciar Aneto y La Maladeta.....	21
1.5.2.1 Período 1991-1992, prospección geofísica por sísmica de reflexión en el glaciar La Maladeta.....	21
1.5.2.2 Período 1994, prospección geofísica con georradar de ultra-alta frecuencia en los glaciares del Aneto y La Maladeta.....	24
1.5.2.3 Período 2008, prospección geofísica con georradar en los glaciares del Aneto y La Maladeta.....	29
1.6 Técnica geofísica GPR.....	32
1.6.1 Elección de la técnica GPR.....	32
1.7 Validación de los resultados obtenidos en esta tesis.....	34
 <i>CAPÍTULO 2: ECUACIONES DE LAS ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS</i>	 37
2.1 Introducción.....	39
2.2 Ecuaciones de Maxwell.....	40
2.3 Parámetros electromagnéticos de un medio.....	43
2.3.1 Conductividad. σ	43
2.3.2 Permitividad dieléctrica. ϵ	44
2.3.2.1 Relación entre la constante dieléctrica y conductividad.....	46
2.3.3 Permeabilidad magnética. μ	49
2.4 Parámetros de propagación del medio.....	51
2.5 Velocidad de propagación de una onda electromagnética en un medio material.....	54
2.6 Longitud de onda en un medio diferente del vacío.....	55
2.7 Atenuación.....	56
2.8 Determinación del contenido en agua.....	58
2.9 Polaridad de las ondas.....	59

<i>CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS DE LA PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS</i>	61
3.1 Introducción.....	63
3.2 Reflexión y transmisión de ondas electromagnéticas.....	64
a. Reflexión en una capa homogénea.....	69
3.3 Perdida de la energía en las ondas radar por procesos internos al medio.....	73
3.3.1 Dispersión geométrica del frente de ondas.....	74
3.3.2 Absorción.....	75
3.3.3 Dispersión de la energía (“scattering”).....	80
3.3.4 Atenuación y profundidad pelicular de penetración.....	82
3.4 Rango del radar.....	85
3.5 Resolución vertical y horizontal.....	87
3.5.1 Resolución vertical.....	88
3.5.2 Resolución horizontal.....	89
3.6 Toma de medidas.....	90
3.6.1 Rango o tamaño de la ventana temporal de un registro.....	90
3.6.2 Puntos por traza.....	92
3.6.3 Frecuencia de muestreo.....	92
3.6.4 Superposición de trazas. Stacking.....	93
3.6.5 Posición de inicio de la señal.....	93
 <i>CAPÍTULO 4: DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO EN AGUA</i>	 95
4.1 Introducción.....	97
4.2 Velocidad de la onda RWV.....	97
4.2.1 Métodos para determinar la velocidad del medio.....	102
4.2.2 Método de las hipérbolas de difracción.....	103
4.3 Atenuación, conductividad, resistividad en el hielo.....	104
4.4 Densidad y contenido en agua.....	105
4.4.1 Hielo, neviza o nieve secos/fríos.....	112
4.4.2 Hielo, neviza o nieve húmedas.....	113
4.5 Fórmula para calcular el espesor del hielo.....	120
 <i>CAPÍTULO 5: PROCESADO DE DATOS GPS Y GPR</i>	 123
5.1 Datos GPS.....	125
5.1.1 Toma de datos GPS.....	125
5.1.2 Equipo utilizado.....	125
5.1.3 Metodología de adquisición de datos.....	127

5.1.3.1	Procesado	130
5.2	Datos GPR	132
5.2.1	Toma de datos GPR.....	132
5.2.1.1	Equipo utilizado.	132
5.2.1.2	Realización de medidas.	133
5.2.2	Procesado de los radargramas.....	137
A)	Visualización de los radargramas.	138
B)	Procesado de los radargramas.....	143
C)	Corrección topográfica.....	147
D)	Filtros.....	150
D.1)	Filtros verticales.....	151
D.2)	Filtros horizontales.....	152
D.3)	Transformada de Hilbert.....	152
D.4)	Ganancias.....	155
D.5)	Migración.....	156
D.6)	Deconvolución.....	158
5.2.3	Determinación de la velocidad mediante las hipérbolas de difracción.....	160
5.2.4	Determinación de las capas que forman la estructura interna del glaciar.....	162
5.3	Proceso para realizar el modelo 3D.....	164
5.3.1	Obtención de coordenadas UTM.....	165
5.3.2	Tratamiento de las trazas georreferenciadas en AutoCad.....	166
5.3.3	Modelado en 3D.....	167
5.4	Precisión y sensibilidad del instrumental utilizado.....	167
5.4.1	Errores y precisión en los puntos registrados con la estación total Sokkia set630rk.....	167
5.4.1.1	Errores en los puntos registrados.....	168
5.4.1.2	Precisión en la planimetría y altimetría en la radiación de puntos.....	172
5.4.2	Errores y precisión en los puntos registrados con la tecnología GPS, Trimble 4000ssi.....	173
5.4.3	Errores y precisión en los puntos registrados con georradar SIR 3000.....	174
 <i>CAPÍTULO 6: APLICACIÓN A LOS GLACIARES ANETO Y LA MALADETA</i>		177
6.1	Introducción.....	179
I.	GLACIAR ANETO.....	180
I.1	Toma de datos.....	180
I.2	Obtención de la topografía del glaciar.....	184
I.3	Secciones composición modelado 3D.....	186
I.4	Análisis de las capas que conforman la estructura interna del Aneto.....	189

I.4.1 Estrato neviza/firn.....	191
I.4.2 Hielo templado	196
I.4.2.1 Análisis de las trazas.....	198
I.4.2.2 RWV y W en el glaciar Aneto.....	201
I.4.3 Análisis de los elementos endoglaciares.....	206
I.4.3.1 Reflectores puntuales.....	206
I.4.3.2 Estudio de reflectores lineales (grietas colmatadas).....	211
I.4.3.3 Estudio de casos especiales (zonas anómalas).....	215
I.4.4 Lecho del glaciar Aneto.....	219
I.4.4.1 Sedimentos subglaciares.....	221
I.5 Relieve subglaciar del glaciar Aneto en 3D.....	225
II. GLACIAR LA MALADETA.....	227
II.1 Toma de datos.....	227
II.2 Obtención de la topografía del glaciar La Maladeta.....	230
II.3 Secciones composición modelado 3D.....	231
II.4 Análisis de las capas que conforman la estructura interna de La Maladeta.....	233
II.4.1 Estrato neviza/firn.....	233
II.4.2 Hielo templado.....	236
II.4.3 Análisis de los elementos endoglaciares.....	238
II.4.3.1 Reflectores puntuales y reflectores lineales.....	238
II.4.3.2 Grietas superficiales.....	242
II.4.4 Lecho del glaciar.....	243
II.4.4.1 Cavidad subglaciar.....	244
II.5 Relieve subglaciar del glaciar La Maladeta.....	244
<i>CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y FUTURAS INVESTIGACIONES</i>	247
7.1 Conclusiones.....	249
7.2 Futuras líneas de investigación.....	256
<i>BIBLIOGRAFÍA</i>	259
<i>ANEXO I: Perfiles topográficos de la superficie y zócalo granítico de los glaciares Aneto y La Maladeta</i>	269
<i>ANEXO II: Tablas</i>	287

CAPÍTULO 1

Figura 1.1. Situación de la red mundial de glaciares según WGMS (www.wgms.ch).	5
Figura 1.2. Situación de la red mundial de glaciares del Proyecto GLACKMA.	6
Figura 1.3. Contornos de los glaciares Aneto y La Maladeta del programa ERHIN (1984-2008).	13
Figura 1.4. Situación de los glaciares del Aneto y La Maladeta en el mapa de España y dentro del macizo Aneto-Maladeta.	14
Figura 1.5. Esquema geomorfológico del macizo Aneto- La Maladeta, los contornos y perfiles de geofísica del 2008 digitalizado a partir del realizado por Martínez Pisón (1986).	15
Figura 1.6. Cartografía de la evolución del glaciar de la Maladeta en las nueve etapas analizadas. Leyenda: 1) Cordales de divisoria entre circos; 2) Picos principales; 3) Cordones morréicos de la PEH; 4) Hielo glaciar. (Chueca et al., 2003).	18
Figura 1.7. Plano de los perfiles de sísmica del glaciar La Maladeta, se incluyen los contornos del glaciar en los años 1992, 1994 y el límite del glaciar en el año de la toma de datos de partida de esta tesis doctoral (2008). Estos contornos son aportados por el programa ERHIN.	24
Figura 1.8. Ejemplos de registros con el georradar por pulsos TGU en el glaciar La Maladeta: (A) solo una reflexión del sustrato subglaciar; (B) dos reflexiones: una del sustrato subglaciar y otra del reflector interno R1; (C) tres reflexiones: una del sustrato subglaciar y dos de los reflectores internos R1 y R2.	26
Figura 1.9. Ejemplos de registros con el georradar por pulsos TGU en el glaciar Aneto: (A) solo una reflexión del sustrato subglaciar; (B) dos reflexiones: una del sustrato subglaciar y otra del reflector interno R1.	26
Figura 1.10. Plano perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 1994.	28
Figura 1.11. Plano perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 1994.	28
Figura 1.12. Ejemplos de registros con el georradar modelo SIR 3000 en el glaciar La Maladeta año 2008: Radargrama perfil M27-10, donde se aprecia la línea de la superficie del glaciar, sustrato subglaciar y una capa de reflexión interna, debida a un reflector interno.	29
Figura 1.13. Ejemplos de registros con el georradar modelo SIR 3000 en el glaciar Aneto año 2008: Radargrama perfil 29A-07, donde se aprecia la línea de la superficie del glaciar, sustrato subglaciar y una capa de reflexión interna, debida a un reflector interno.	29
Figura 1.14. Plano perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008. Se representan los perfiles geofísicos y los espesores.	31

Figura 1.15. Plano perfiles de georradar en el glaciar del Aneto en el año 2008. Se representan los perfiles geofísicos y los espesores.	31
---	----

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. La reflexión y transmisión de una onda plana se describe por los rayos en una interfaz planar, correspondiente a una polarización horizontal (a) y polarización vertical (b)	64
Figura 3.2. Reflexión de una onda electromagnética en una capa homogénea.	69
Figura 3.3. El cono elíptico de la señal GPR en el subsuelo (Conyers y Goodman, 1997).....	74
Figura 3. 4. Representación esquemática de los procesos de polarización que se manifiestan en función de la frecuencia y su efecto en ϵ' y ϵ''	76
Figura 3.5. Efecto ideal de la relajación dieléctrica dado por la ecuación de Debye. Muestra las partes real e imaginaria normalizadas de la permitividad dieléctrica. La frecuencia está normalizada a la frecuencia característica de relajación f_e (modificado a partir de Bogorodsky et al., 1985).....	77
Figura 3.6. Espectro de relajación del agua y del hielo (Waldner et al., 2001).	79
Figura 3.7. Dependencia respecto a la frecuencia de la permitividad dieléctrica del agua y del hielo: (1) ϵ' del hielo a $-40\text{ }^\circ\text{C}$; (2) ϵ' del hielo a $-1\text{ }^\circ\text{C}$; (3) ϵ' del agua a $25\text{ }^\circ\text{C}$; (4) ϵ'' del agua a $25\text{ }^\circ\text{C}$ (Finkelshtein et al., 1986).....	79
Figura 3.8. Modos de vibración de la molécula de agua. ω_{M1} , ω_{M2} y ω_{M3} son la frecuencias propias de cada uno de los modos. Para las frecuencias de la banda de las microondas los procesos de orientación de las moléculas de agua entran en resonancia, de forma que la molécula absorbe energía del pulso incidente, transformándola en calor. (Pérez-Gracia 2001).	80
Figura 3.9. Diagrama de cómo sucede la dispersión de la energía.	80
Figura 3.10. Variación de la velocidad con la frecuencia en el rango de frecuencias de trabajo del GPR para un medio con permitividad relativa = 10. a) Conductividad de 10 S/m, 1 S/m y 0,8 S/m. b) Conductividad de 0,8 S/m, 0,5 S/m, 0,2 S/m y 0,1 S/m. c) Conductividad de 2 mS/m, 1 mS/m y 0,0008 S/m. (Pérez-Gracia, 2001).	82
Figura 3.11. Variación de la profundidad pelicular de penetración d en función de la conductividad (en mS/m) para dos valores extremos de la constante dieléctrica relativa: la que presenta el aire, $\epsilon_r=1$ y la del agua, $\epsilon_r=81$, (Pérez-Gracia, 2001).	85
Figura 3.12. Esquema que muestra la relación entre la potencia generada por una antena y la potencia captada por un receptor tras una reflexión (Reynolds, 1997).	87

Figura 3.13. Esquema del registro obtenido en un medio en el que existen dos reflectores cuya distancia entre ellos varía (Lorenzo, 1994). A partir de una cierta distancia entre ambos, las anomalías pueden separarse en el registro como eventos diferentes. 89

Figura 3.14. Selección del valor de la ventana temporal TW si la profundidad máxima de un posible blanco a detectar es D máx. 91

CAPÍTULO 4

Figura 4.1. Geometría usada para obtener la ecuación de la hipérbola generada para un blanco. 103

Figura 4.2. Izquierda: Geometría y parámetros que intervienen en el cálculo de la orientación de grietas ocultas. Derecha: Plantillas realizadas para determinar la orientación de las anomalías. Hipérbolas teóricas para difractores lineales a profundidades de 10 m (arriba) y 48 m (abajo), atravesados con ángulos de 15°, 30°, 60° y 90° (Clark y Bentley, 1994). 104

Figura 4.3. El gráfico muestra la relación entre los valores de la permitividad dieléctrica del agua a diferentes frecuencias de operación del georradar en MHz, obtenida por la ecuación (4.18), (Lapazaran, 2004). 110

Figura 4.4. La dependencia de los factores de forma $G1w$ y $G2w$ de saturación de agua líquida S . Las regiones con cambios significativos en el factor de forma están marcados con flechas, Denoth (2003). 115

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Equipo de medida con la tecnología GPSD y Topografía clásica. 126

Figura 5.2. Equipo de medida con la tecnología GPSD y Topografía clásica. 126

Figura 5.3. Medida de los puntos de la superficie del glaciar del Aneto, según el diseño de perfiles geofísicos con GPS diferencial, en la foto de la derecha se observan los puntos tomados en la rimaya. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN. 129

Figura 5.4. Medida de los puntos de la superficie del glaciar La Maladeta según el diseño de perfiles geofísicos con GPS diferencial y el perímetro. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN. 130

Figura 5.5. Pantalla de la unidad central del georradar. 132

Figura 5.6. Perfil de calibración en el glaciar Aneto (A28_02). 134

Figura 5.7. Medida in situ del espesor del glaciar mediante sondeo por sonda de vapor, para calibrar el georradar. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN. 134

Figura 5.8. Perfil de calibración en el glaciar La Maladeta. Medida in situ del espesor del glaciar en una grieta de la parte baja del glaciar. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN.....	135
Figura 5.9. Registro de datos GPR, con pendientes entorno a los 50°.....	136
Figura 5.10. Ejemplo de scan/traza, donde se aprecia el inicio de registro, la onda directa y la reflexión.	138
Figura 5.11. Radargrama A29_14, con escala de colores correspondientes a la amplitud en modo LineScan. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el eje izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).	139
Figura 5.12. Pantalla de parámetros de la visualización en modo LineScan.....	140
Figura 5.13. Radargrama A29_14, visualizado en modo Wiggle. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el eje izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).....	140
Figura 5.14. Pantalla de parámetros de la visualización en modo Wiggle.....	141
Figura 5.15. Correspondencia de la amplitud con los colores, modo LineSacn y Wiggle. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el eje izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).	141
Figura 5.16. Representación de un scan/traza, por ejemplo el scan 546 del perfil A29_14, del radargrama en modo O-scope. En el eje de abscisas la profundidad (m), en el eje de ordenadas la amplitud normalizada. a) se presentan los valores positivos de la amplitud, b) valores negativos de la amplitud y c) valores absolutos de la amplitud.	142
Figura 5.17. Representación de un scan/traza, por ejemplo el scan 546 del perfil A29_14, del radargrama en modo O-scope. Se representa el espectro de la onda. En el eje de abscisas la frecuencia nominal en Decibelios (Db), en el eje de ordenadas la amplitud normalizada.....	143
Figura 5.18. Cabecera del perfil A29_14.	143
Figura 5.19. Pantalla de normalización de la superficie topográfica, con los diversos valores de escala.	147
Figura 5.20. a) Radargrama A29_14, sin corrección topográfica. b) Radargrama A29_14, después de la corrección topográfica, con escala 1:2.....	149
Figura 5.21. Zona del radargrama A29_14, con corrección topográfica con escala vertical 1:1, observamos que el radargrama queda por encima del eje de abscisas.	150

Figura 5.22. Comparación de la traza 6145 del perfil M27_13, a) traza antes de aplicar el filtro Hilbert. b) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro magnitud. c) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro fase y d) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro frecuencia con 500 MHz.	153
Figura 5.23. Zona del radargrama M27_13, a) radargrama original antes de aplicar el filtro Hilbert. b) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro magnitud. c) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro fase y d) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro frecuencia con 500 MHz.	154
Figura 5.24. Aplicación de la migración de kirchhoff en el perfil M27_13. a) acoplamiento de los ejes de la hipérbola de referencia a la hipérbola de difracción visualizada en el radargrama. b) visualización del blanco, después de la migración. En el eje de ordenadas por defecto usando la opción de migración se expresa en tiempo de recorrido de la onda (ns).	158
Figura 5.25. Pantalla de parámetros del filtro de deconvolución.	159
Figura 5.26. Zona del radargrama A29_13, a) radargrama original antes del aplicar el filtro deconvolución. b) resultado tras aplicar el filtro deconvolución con parámetro del 10%.	159
Figura 5.27. Opción del programa del Radan, para estimar la velocidad de propagación por el método de migración de Kirchhoff. Se aplica al perfil 29_14, en la hipérbola de difracción aislada.	160
Figura 5.28. Diagrama de la estimación de velocidad del perfil A29_14.	161
Figura 5.29. Pantalla de interpretación interactiva.	162
Figura 5.30. Pantalla de opciones de las capas.	163
Figura 5.31. Pantalla principal con la digitalización de la interpretación interactiva. Digitalización final del perfil A29_14, se digitalizan las capas: superficie, interfaz neviza/firn-hielo, roca y un reflector interno, en color rojo, azul, verde y marrón respectivamente. También se muestran las opciones de la interpretación interactiva del programa.	163

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 2008. Fotografía tomada en campo.	182
Figura 6.2. Perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 2008, con los puntos de calibración de la sonda de vapor simbolizados en verde, los puntos GPS representados en azul y la flecha negra indica la dirección de los perfiles geofísicos.	183
Figura 6.3. Bases topográfica utilizadas para la toma de datos GPS y coordenadas UTM.	184
Figura 6.4. Integrantes del equipo de trabajo, tomando mediante GPS puntos de control en el Aneto.	184

Figura 6.5. Topografía superficial del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:3.700.....	185
Figura 6.6. En la parte superior se muestran las secciones del lecho rocoso en color verde del glaciar Aneto, en perspectiva isométrica. En la representación inferior se muestra la información anterior incluyendo la digitalización de la superficie en color rojo. Se aprecia las cubetas o artesas excavadas en la roca madre resultado de la actuación de los fenómenos de arranque glaciar, abrasión, empuje.....	187
Figura 6.7. Sección del perfil longitudinal, en la dirección de la máxima pendiente 29_02 y 29_15, del lóbulo occidental del glaciar Aneto, en perspectiva isométrica mostrando: el lecho rocoso, dispersión endoglaciar, estrato neviza/firn y superficie topográfica, representados por trazos verdes, naranja, amarillo y rojo, respectivamente.....	188
Figura 6.8. Sección del final del perfil longitudinal 29_02 y el perfil 29_15, en la dirección de la máxima pendiente del lóbulo occidental del glaciar Aneto incluyendo los perfiles transversales que enlazan con los anteriores, en perspectiva isométrica mostrando el lecho rocoso, dispersión endoglaciar, estrato neviza/firn y superficie topográfica, representados por trazos verdes, naranja, amarillo y rojo, respectivamente. La zona de estudio se muestra en cyan en el plano de localización.	188
Figura 6.9. Identificación de los medios existentes en la morfología de un glaciar mediante las trazas (modo wiggle) del radargrama del perfil 27_10 del glaciar La Maladeta. Los medios 1, 2 y 3 se corresponden con la neviza/firn, hielo templado y zócalo respectivamente.	190
Figura 6.10. Comparación de las trazas en el estrato neviza/firn en el glaciar Aneto estudiando distintas trazas.	192
Figura 6.11. Interpolación de la gráfica característica de la amplitud de la onda en el estrato neviza/firn (color negro), en función de las trazas analizadas en el glaciar Aneto.	192
Figura 6.12. Comparativa de los espectros de varias trazas elegidas en el estrato neviza/ firn en sendos glaciares.	194
Figura 6.13. Topografía del estrato neviza/firn del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:3.700.	194
Figura 6.14. Mapa de espesores de la capa neviza/firn del glaciar Aneto. Se representan los perfiles de geofísica y las curvas de contorno de espesor cada 0,5 m. Escala 1:3.700.	195
Figura 6.15. Imagen de la formación de cristales a distintas profundidades. (A) a 5 metros de profundidad. (B) a 30 metros. (C) a 50 metros. Los puntos negros son los espacios llenos de aire.	197
Figura 6.16. Trazas de varios perfiles del glaciar Aneto, en la cuales se aprecia el valor de la amplitud de la onda en el hielo casi libre de impurezas. Se distinguen las tres zonas que cruza la onda en su viaje, rosa el estrato neviza /firn, gris la zona hielo y en verde el zócalo.	199

Figura 6.17. Trazas de varios perfiles del glaciar Aneto, en la cuales se aprecia el valor de la amplitud de la onda en el hielo casi libre de impurezas. Se distinguen las tres zonas que cruza la onda en su viaje, rosa el estrato neviza /firn, gris la zona hielo y en verde el zócalo.....	199
Figura 6.18. Muestra de hielo, encontrado en la superficie del glaciar, durante la campaña de campo.	200
Figura 6.19. Comparativa de los espectros de varias trazas en la zona hielo en sendos glaciares.....	200
Figura 6.20. Comparativa de los espectros de varias trazas en la zona hielo con contenido de agua en sendos glaciares.	200
Figura 6.21. Ubicación de los puntos de medida RWV, en el glaciar Aneto. Los puntos de color verde tienen una velocidad de $14 \pm 5\%$ cm/ns , los de color azul de $15 \pm 5\%$ cm/ns y los rojos son los puntos que tienen una velocidad de $16 \pm 5\%$ cm/ns.	202
Figura 6.22. Comparación de los resultados de W (%) obtenidos mediante el uso de las expresiones: en rojo Looyenga (4.54) con $\epsilon_i = 3,19$, en verde Paren (4.56) con $\epsilon_i = 3,19$, en color azul se representa Looyenga (4.49) con $\epsilon_d = 3,65$ y en último lugar en color lila se representa Paren (4.55) con $\epsilon_d = 3,65$	204
Figura 6.23. Mapa de profundidades del hielo en el glaciar Aneto. Se representan las curvas de contorno cada 5 m de profundidad y los perfiles de geofísica. Escala 1:3.700.....	205
Figura 6.24. Representación del perfil geofísico 28_06 del Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo, hielo-lecho en color rojo, cyan y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.....	207
Figura 6.25. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de varias trazas del perfil geofísico 28_06 del Aneto, donde se localizan reflectores internos puntuales remarcados en color lila.....	208
Figura 6.26. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza 1693 del perfil geofísico 28_15 del Aneto, donde se localiza un reflector interno puntual remarcados en color lila.....	209
Figura 6.27. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 29_03_2 del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo y el lecho en color rojo, cyan y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.	210
Figura 6.28. Representación del radargrama del perfil de prospección 28_15 del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo y lecho en color rojo, cyan y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.....	212
Figura 6.29. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 28_15 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.....	212

Figura 6.30. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 29_03 del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo, lecho y la zona de dispersión endoglaciar en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.	213
Figura 6.31. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 29_03 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.	214
Figura 6.32. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 29_08 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciar en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.	214
Figura 6.33. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 29_08 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.	215
Figura 6.34. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_01 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciar en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.	216
Figura 6.35. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 28_01 del Aneto, donde se localiza el cambio en el valor de la amplitud normalizada de la onda.	216
Figura 6.36. GPRMOD modelo de un túnel de aire y agua (Powers y Olhoeft, 1995; Campbell, 1995).	217
Figura 6.37. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_05 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciar en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.	217
Figura 6.38. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de las trazas del perfil geofísico 28_05 del Aneto, donde se localizan los cambio del valor de la amplitud normalizada de la onda.	218
Figura 6.39. Puntos de velocidades, obtenidos por el método de la hipérbola de difracción en la zona de estudio en el perfil 28_05.	219
Figura 6.40. Piedras erráticas que se desplazan en la superficie del glaciar, hasta depositarse en el frente del glaciar.	219
Figura 6.41. Modelo TIN del lecho rocoso del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 50 m. Escala 1:3.700.	220
Figura 6.42. Gráfico comparativo de los espectros de varias trazas del zócalo en sendos glaciares.	221

Figura 6.43. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_14 del glaciar Aneto, en este perfil se identifican las principales capas de análisis y una cuarta capa que discurre casi paralela al lecho del glaciar de posibles depósitos de sedimentos. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.	222
Figura 6.44. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 28_14 del Aneto, donde se localizan la dispersión de la onda. Se identifican los patrones de cambio en el valor de la amplitud normalizada de la onda en las dos interfaces (en azul la interfaz lecho y en lila la interfaz de la formación de posibles sedimentos).	222
Figura 6.45. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 28_14 del Aneto, donde se localizan los cambios en el valor de la amplitud normalizada de la onda.	224
Figura 6.46. Representación en 3D del zócalo granítico del glaciar Aneto. a) representación del relieve subglaciar, b) representación del relieve subglaciar incluyendo los contornos de profundidad del hielo, identificando cubetas de acumulación.	226
Figura 6.47. Perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008. Fotografía tomada en campo.	228
Figura 6.48. Perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008, con los puntos de calibración de la sonda de vapor en verde y los puntos GPS representados en azul y la flecha negra indica la dirección de los perfiles geofísicos.	229
Figura 6.49. Bases topográfica utilizadas para la toma de datos GPS y coordenadas UTM por Topografía Clásica.	230
Figura 6.50. Topografía superficial del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:2.100.	231
Figura 6.51. Secciones del lecho rocoso del glaciar La Maladeta en perspectiva isométrica. En la figura de la izquierda se representa únicamente el lecho del glaciar, mientras que en la figura de la derecha se muestran todas la interfaces electromagnéticas registradas.	232
Figura 6.52. Gráfica de ajuste obtenida tras la interpolación de varias trazas en el estrato neviza/firn del glaciar Aneto.	233
Figura 6.53. Comparación de la gráfica de ajuste obtenida tras la interpolación de varias trazas en el estrato firn/neviza, con las trazas del glaciar La Maladeta.	233
Figura 6.54. Topografía del estrato neviza/firn del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Realizada con ArcGis. Escala 1:2.100.	234
Figura 6.55. Modelado TIN del espesor de la capa neviza/firn del glaciar La Maladeta. Se representan los perfiles de geofísica y las curvas de nivel. Escala 1:2.100.	235

Figura 6.56. Plano del perfil 27_10 del glaciar La Maladeta, identificando las interfaces (en rojo la interfaz aire-firn, en cian la interfaz firn-hielo y en verde la interfaz hielo-roca) y las zonas con mayor dispersión de la energía de la onda en amarillo.	236
Figura 6.57. Modelado TIN, de la profundidad del hielo en el glaciar La Maladeta. Escala 1:2.100. ...	237
Figura 6.58. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 27_13_1 del glaciar La Maladeta. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho, en color rojo, cian, verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica las trazas de localización de las anomalías o singularidades.	238
Figura 6.59. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 27_13_2 del glaciar La Maladeta. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho, en color rojo, cian, verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica las trazas de localización de las anomalías o singularidades.	239
Figura 6.60. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.	240
Figura 6.61. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.	241
Figura 6.62. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.	241
Figura 6.63. Grieta abierta, medida mediante flexómetro.	242
Figura 6.64. Modelo TIN del lecho rocoso del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 50 m. Escala 1:2.100.	243
Figura 6.65. Cueva subglaciar. Localizada en el final de la zona de ablación del glaciar La Maladeta, durante la toma de medidas en campo.	244
Figura 6. 66. Representación del zócalo granítico del glaciar La Maladeta. a) representación del relieve subglaciar, b) representación del relieve subglaciar incluyendo los contornos de profundidad del hielo, identificando cubetas de acumulación.	245

CAPÍTULO 7

Figura 7.1. Mapa de ubicación de los elementos endoglaciares y subglaciares identificados en sendos glaciares (Aneto y La Maladeta).....	255
--	-----

CAPÍTULO 1

Tabla 1.1. Datos de superficies ocupadas por los aparatos glaciares para distintos períodos, aportados por diferentes organismos y programas. 9

Tabla 1.2. Clasificación de los aparatos glaciares, en diferentes períodos. Obteniendo la superficie total y el volumen aportados por diferentes organismos y programas..... 10

Tabla 1.3. Detalle de la extensión que ocupan los aparatos localizados en el macizo Aneto-Maladeta para los períodos de estudio. Datos aportados por diversos organismos/programas. 11

Tabla 1.4. Resultados de los espesores obtenidos en la prospección geofísica de 1992-1994, en La Maladeta..... 23

Tabla 1.5. Características técnicas del georradar de ultra-alta frecuencia (UHF) utilizado en las campañas de toma de datos en 1994..... 25

Tabla 1.6. Metodología seguida para la adquisición de datos georradar en ambos glaciares..... 25

Tabla 1.7. Resultados de los espesores obtenidos en la prospección geofísica de 1994, en La Maladeta y Aneto..... 27

CAPÍTULO 2

Tabla 2.1. Valores de v y de γ para diferentes comportamientos del medio (Marshall et al., 1982)..... 55

CAPÍTULO 3

Tabla 3.1. Tabla de coeficientes de reflexión sobre discontinuidades de impedancia producidas por cambio de medio, obtenida por (3.49) a partir de las permitividades medias aportadas por (Anna 2001).
..... 73

CAPÍTULO 4

Tabla 4.1. Tabla de velocidades de propagación de las ondas en distintos medios glaciares modificada a partir de (Lapazaran, 2004; Ramac, 2003; Annan, 2001; Pérez, 2001; Martínez y Byrnes, 2001; Benson et al., 1984; y Bogorodsky et al., 1985).	99
Tabla 4.2. Tabla de velocidades de propagación de las ondas en distintos medio glaciares ampliada, (Reynolds, 1997; Annan, 2005).	100
Tabla 4.3. Valores de densidad y porosidad para distintos medios glaciares. Valores de densidad tomados principalmente de Seligman (1936, p. 144), se enumeran las densidades de los distintos materiales. Citado por (Paterson, 1994, cap2, p.12). Valores de porosidad obtenidos de la (4.12) para el medio seco.	109
Tabla 4.4. Recopilación de los resultados obtenidos del contenido de agua para glaciares templados y politérmicos usando diferentes técnicas. W_a es el contenido medio del agua.	119

CAPÍTULO 5

Tabla 5.1. Coordenadas UTM de los puntos de calibración por la sonda de vapor en ambos glaciares (Aneto y La Maladeta)	135
Tabla 5.2. Valores de la ventana temporal, en las medidas de los perfiles con una visualización borrosa.	145
Tabla 5.3. Tabla de marcas inicial del perfil A29_14.	147
Tabla 5.4. Cálculo de las coordenadas que le corresponde a cada marca del perfil A29_14.	148
Tabla 5.5. Tabla de marcas después de insertar los datos de las marcas del perfil A29_14.	148
Tabla 5.6. Tabla de velocidades de propagación de las ondas del perfil A29_14, se marca en rojo un punto desechado, con fiabilidad por debajo del valor aceptable.	161
Tabla 5.7. Tabla del fichero .lay del perfil A29_14.	164

CAPÍTULO 6

Tabla 6.1. Valores del Contenido en Agua, obtenidos mediante la aplicación de las ecuaciones del modelo looyenga (4.54), (4.49) y la ecuaciones del modelo Paren (4.56), (4.55).	203
---	-----

CAPÍTULO 1: ESTADO DEL ARTE

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción a la glaciología

La glaciología es la rama de un conjunto de varias disciplinas como la geografía, geología y geofísica, que estudian varios fenómenos actuales y de edad geológica, relacionados con la extensión, distribución, causas, características, procesos, dinámicas, clasificaciones e implicancias del agua en estado sólido, en todas las manifestaciones en las cuales puede presentarse en la naturaleza. Esto incluye desde los mantos de grandes dimensiones de hielo de la Antártida y Groenlandia, hasta los glaciares de alta montaña, la nieve, granizo, y el hielo tanto marino como lacustre y fluvial. Mientras que el estudio del permafrost, o suelos congelados que se congelan y descongelan periódicamente, pertenece al campo de la Geocriología.

Un glaciar es toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualquiera que sea sus dimensiones y formas. El glaciar fluye lentamente por deformación, deslizamiento basal y deslizamiento de sedimentos subglaciares según la definición dada por Lliboutry (1956).

1.2 Importancia del estudio de los glaciares

El calentamiento global que sufre el planeta generado por el efecto invernadero, se traduce en un aumento gradual de la temperatura ambiente. Como consecuencia de este aumento de la temperatura, la masa de hielo de los grandes casquetes glaciares disminuye por fusión y el nivel del mar aumenta. Un ejemplo claro se da en el caso de las capas de hielo del este y del oeste de la Antártida, que al producirse el derretimiento de las mismas podrían elevar el nivel de los océanos de la Tierra en 55 m. De ahí la importancia de analizar si el balance de masa es negativo o positivo en grandes zonas heladas como la Antártida (Jacobs, 1992).

Los glaciares han sufrido también las variaciones propias del clima de la Tierra. Estas variaciones climáticas han sometido a los glaciares a variaciones en su dinámica como son: aumento de longitud, masa, extensión o por el contrario un retroceso del glaciar, llevándolo a ocupar latitudes más altas y reduciendo tanto su superficie como su espesor. Por este motivo se pueden considerar los glaciares, como los elementos clave que mejor reflejan el calentamiento global de origen antropogénico que se está dando en la Tierra. Por lo tanto la evolución del calentamiento se podrían medir usando cualquiera de las dos variables intermedias del proceso de deglaciación: temperatura ambiente y descarga líquida glaciar.

El informe de la ONU del año 2002 exponen las tendencias de las reservas de agua dulce del planeta. El 40% de la población mundial enfrentará escasez de agua. Por otro lado el 71% de la superficie del planeta está cubierto de agua, del cual solo el 3,46% es agua potable y solo el 1,76% corresponde a reservas de agua dulce en forma de hielo y nieve. Para poder evaluar estas reservas es necesario contar con instrumentos que permitan determinar sus volúmenes.

Los glaciares son sensores naturales del calentamiento global, el estudio del balance de masa de hielo y su evolución en el tiempo, permite elaborar modelos globales de predicción del clima. La determinación de la profundidad de la corteza de hielo tiene gran trascendencia para el estudio de la climatología, además de otras disciplinas científicas.

Como consecuencia de la importancia de realizar estudios geofísicos para determinar el efecto del calentamiento global sobre el planeta se realiza el primer Año Internacional de Geofísica en 1957, en el período 1 de julio del 1957 al 31 de diciembre de 1958, durante estos 18 meses se tomaron medidas continuas a nivel planetario. La Comisión Especial para el Año Geofísico Internacional (CSAGI) tuvo su primera sesión plenaria en Bruselas desde el 30 de junio al 3 de julio de 1953, otras reuniones sucesivas se realizaron en 1954, 1955 y 1956, para elaborar el programa definitivo de actuaciones. El objetivo era realizar las observaciones cubriendo toda la superficie del planeta, cosa que resultó en un primer momento imposible. Como no se podían establecer estaciones de observación uniformemente por toda la superficie que se pretendía estudiar, se optó en primera instancia por establecer bases en tres regiones principalmente: en las regiones del Ártico y la Antártida y la zona ecuatorial, que se correspondían con las áreas geográficas y geomagnéticas de interés para todas las disciplinas. También se incorporan los meridianos correspondientes a las zonas: continente americano (70° a 80° W), el continente Euro-Africano (10° E) y una región que cubre el Lejano Oriente con Asia y Oceanía (140° E).

La CSAGI, estaba compuesta desde el principio con representantes de las uniones científicas y participantes de Organización Meteorológica Mundial (WMO), formada por al menos 30 miembros en la cual se crearon varias sub-ramas de la geofísica. Las sub-ramas creadas eran: meteorología; geomagnetismo; aurora y la luminiscencia atmosférica; ionosfera; actividad solar; radiación cósmica; longitud y latitud; glaciología; oceanografía; cohetes y satélites; sismología; gravimetría. Un decimocuarto en el área radiación nuclear, se incluyó principalmente bajo la meteorología. La CSAGI fue la primera empresa científica internacional formada a escala planetaria.

Para la publicación y difusión de la observación de los datos registrados durante el Año Geofísico Internacional, se crearon tres centros mundiales de datos en 1957: los centros A y B se encuentran respectivamente, en los EE.UU. y los países de la antigua unión soviética, respectivamente, donde se almacenan los datos de todas las disciplinas; mientras que los centros C recogieron datos para cada una de las disciplinas, estos centros se encuentran separados y en diferentes países.

Las contribuciones más importantes del Año Internacional Geofísico fueron: reunir los resultados, coleccionarlos y publicarlos, así como asegurar un continuo establecimiento de las estaciones permanentes de observación. Muchas de estas estaciones están instaladas en la Antártida, las cuales se han convertido en permanente, lo cual llevo a la creación de un programa de cooperación científica en la Antártida con la consiguiente firma del Tratado Antártica.

En 1957 se creó el Comité Científico de Investigación Oceanográfica (SCOR), en 1958 se creó el Comité Científico de Investigaciones Antárticas (SCAR) y en 1969 el Comité Científico sobre Problemas del Medio Ambiente (SCOPE).

El Servicio Mundial de Vigilancia de las Glacières (WGMS), es el organismo encargado de la vigilancia de la geodinámica evolutiva de los glacières, éste se crea en 1986 con funciones muy concretas: concentrar y normalizar la recogida de datos, analizarlos, elaborar informes y sugerir estrategias referentes a los glacières en el mundo. Realizando publicaciones periódicas de los resultados obtenidos cada dos años.

El objetivo fundamental, es detectar el cambio climático a largo plazo mediante sus consecuencias en los glacières. Para ello se dispone de una red mundial terrestre de glacières como se muestra en la figura 1.1, red que usa la WGMS para obtener datos como: la altitud de la línea de equilibrio, creación de diagramas de balance-altitud, áreas de acumulación, balances acumulativos, etc...

La mayoría de las observaciones se concentran sobre todo en el hemisferio norte. En España existe un glaciar de referencia en esta red: el glaciar La Maladeta en el Pirineo español, con registros continuos de balance de masa desde 1992.

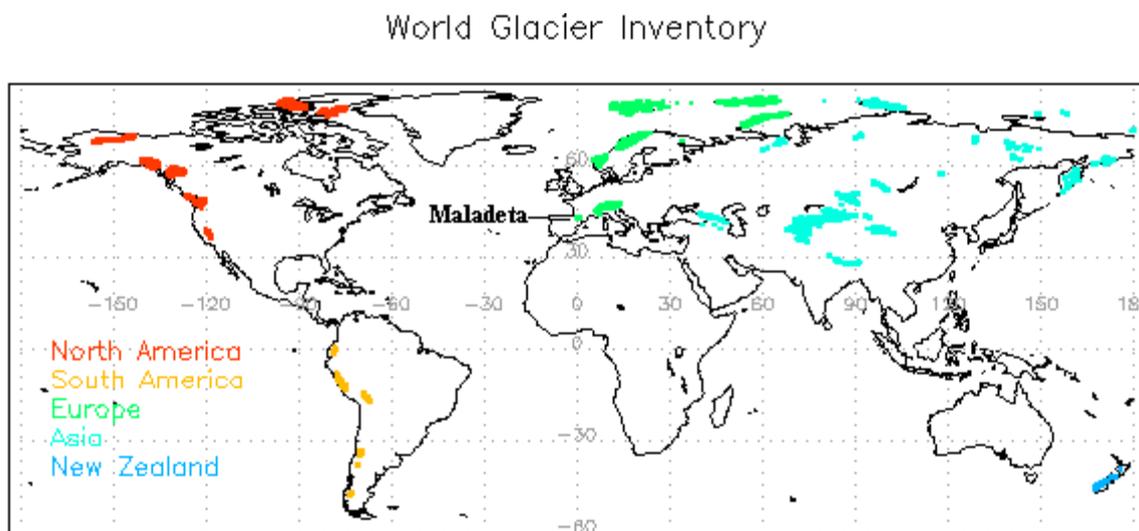


Figura 1.1. Situación de la red mundial de glacières según WGMS (www.wgms.ch).

También con éste fin nació el proyecto GLACKMA, que utiliza como variable para medir la evolución del calentamiento global, la descarga líquida glaciar, ya que esta variable es más estable que el aumento de temperatura. Dicho proyecto se pone en marcha en 2001, con el objetivo de medir en cuencas glacières concretas la evolución del calentamiento global. Se tienen implementadas seis cuencas piloto experimentales

(CPE) trabajando a tiempo continuo, tres en el hemisferio norte y tres en el sur (8670 datos por año y por parámetro medido en cada estación). Estas seis estaciones registran series temporales con intervalos horarios, entre otros parámetros, de la descarga glaciar. Ninguna de estas estaciones están en el pirineo español.

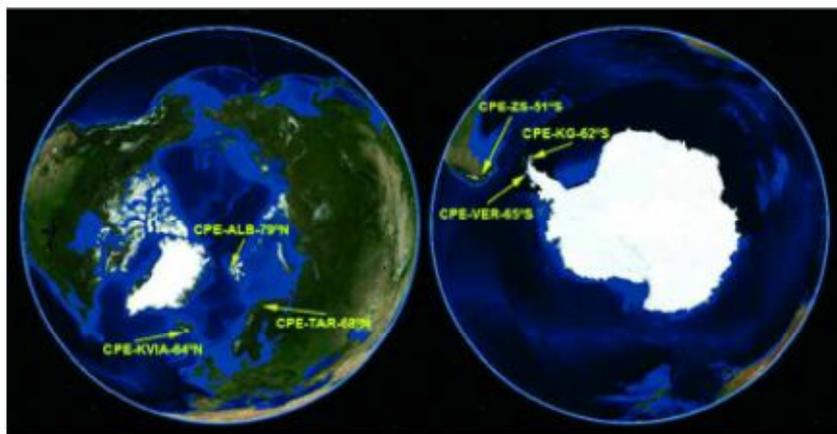


Figura 1.2. Situación de la red mundial de glaciares del Proyecto GLACKMA.

Hay países donde se han aprobado leyes de protección de los glaciares “Ley de protección de glaciares”, como en Argentina y Chile que además dispone de un inventario y clasificación de los glaciares de su territorio en google earth.

En otros países se han creado organismos con el objetivo de dimensionar los recursos hídricos contenidos en los glaciares de sus países y sus variaciones en respuesta del cambio climático, entre otros factores que los afectan; como son por ejemplo: el programa ERHIN en España desde 1984 y La Dirección General de Aguas (DGA) creó la Unidad de Glaciología y Nieves en Chile.

El estudio más tradicional para el seguimiento de la evolución de un glaciar es mediante el “balance de masa”, donde se establece cuanta “masa” gana el glaciar en invierno (generalmente en forma de nieve), y cuanta masa pierde (por fusión), generalmente en verano. Un parámetro clave para obtener una aproximación de la masa glaciar es conocer su espesor, el cual puede ser determinado mediante un sistema de radar utilizando técnicas de geofísicas basado en la emisión de ondas electromagnéticas.

La determinación de las áreas glaciares es muy sencilla y económica, se pueden calcular usando las imágenes remotas sin necesidad de ir a campo, pero también ésta es una forma errónea de evaluar los recursos hídricos. Un ejemplo claro se reseña en el estudio geofísico, publicado en el periódico Diario de Cuyo de San Juan, en el cual se demostró que el Glaciar de Agua Negra en Argentina, muy conocido por ser el más destacado que se observa por el único paso internacional de San Juan (Paso de Agua Negra), no mostró gran reducción de la superficie en los últimos 10 años, pero sí de su espesor. El espesor es una de las variables que define justamente el volumen y por ello la cantidad de reservas hídricas contenidas en estos cuerpos de hielo.

Por lo tanto es necesario complementar las mediciones tomadas en campo directamente como son: la superficie del glaciar, la longitud, la cantidad de nieve acumulada durante el invierno, y la pérdida de espesor en verano, mediante las mediciones en las estaciones de aforo, y en las balizas. Por todo lo expuesto, es recomendable complementar estas medidas con un estudio geofísico que permita el cartografiado de la morfología subglaciar.

1.3 Evolución de los glaciares del pirineo español

La cordillera pirenaica tiene una disposición Oeste-Este entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, con unos 450 km de longitud y 150 km de anchura en su sector central. Esta cordillera alberga los últimos glaciares blancos de la península Ibérica y los más meridionales de Europa.

El pirineo aragonés se ubica sobre el territorio septentrional en la provincia de Huesca, sus macizos superan los 3.000 m de altitud.

Estos glaciares son principalmente circos glaciares o banda de pequeños glaciares sobre repisas o terrazas, que se localizan en circos o plateaux al pie de afiladas crestas rocosas, son restos en la vertiente norte y occidental de los pirineos resultados del clima oceánico. Las laderas del sur están influenciadas por el clima mediterráneo, son más secas (Taillefer, 1968). Los vientos predominantes son del oeste, y la radiación solar es más intensa desde el sur. Como resultado, las laderas Norte y Este reciben la máxima deposición de nieve y la máxima protección contra los efectos ablativos del viento y el sol. Favoreciendo preferencialmente la orientación norte-noreste, esta orientación está causada por los efectos combinados del patrón de precipitación, vientos dominantes, y la radiación solar que se da en la zona.

Durante el período 1808-1812, Johann von Charpentier realizó las primeras observaciones aisladas (Charpentier, 1823), identificando algunos de los glaciares más importantes en los picos Monte Perdido, Maladeta, Vignemale, Crabioules y Néouvielle.

En el período 1869-1883, Franz Schrader cartografió a escala 1:100.000 el Pirineo, ésta constituyó el primer intento de determinar la extensión del área de sus glaciares (Schrader, 1895). Estos estudios los continuaría más tarde el príncipe Roland Bonaparte (1891) y Ludovic Gaurier (1921) realizando observaciones periódicas en los glaciares pirenaicos desde 1904 hasta 1931.

Los primeros estudios científicos llevados a cabo en el macizo La Maladeta por Collomb et al., (1875, 1894) y Faura (1923), estudiaron los glaciares de Aneto y La Maladeta donde detectaron un desplazamiento de hasta 35 m por año en el Aneto.

Los estudios en el Glaciar Monte Perdido, fueron realizados por Vidal-Boix (1933); Gómez de Llarena (1936); Vedruna (1956) y Nicolás-Martínez (1981). Las mediciones sobre la distribución y extensión de los

glaciares se llevaron a cabo por van Summern y Morrison (1958); Mercer (1975) de la American Sociedad Geográfica y por Höllermann (1968).

Las informaciones que presentaba WGMS en 1984, de la superficie glaciar del pirineo español, fueron registradas durante sucesivos años de trabajo de campo, comenzando en 1979 por los geólogos y geógrafos del Alpine geomorfológico Grupo de la Universidad de Barcelona (Brù, et al., 1980) con la ayuda de los demás interesados en la investigación de los Alpes (Equipo de Geomorfología Alpina).

Desde la mitad de los años 1800 hasta 1984, muchos glaciares históricos han ido desapareciendo completamente como son: Gran Bachimala, Cambalés, Punta Zarra, Bardamina, y Bessiberri. En el macizo Balaïtous en la vertiente sur los glaciares Frondellas y Brecha de Latour se convirtieron entre 1948 y 1957 en campos de nieve, al igual que en el macizo Maladeta los glaciares Llosás y Salencas.

Durante la Pequeña Edad de hielo (PEH) entre los siglos XVI - XIX, los circos se rellenaron nuevamente de hielo. El glaciar de Pays Baché llegó a la cima de su morrena final en 1856 (Eydoux y Maury, 1907); El glaciar des Oulettes sobre Vignemale alcanzó su morrena en 1857 (Htillermann, 1968), pero todos los glaciares han retrocedido casi continuamente desde ese tiempo. Según Höllermann (1968), los glaciares más grandes habían perdido el 40% de su volumen máximo desde el siglo XIX. Según Barrère (1953) y Taillefer (1981), las recientes fluctuaciones glaciares se pueden agrupar en diferentes períodos:

- El primer período de tiempo abarca la mitad del siglo pasado "Pequeña Edad de Hielo", en la cual los glaciares alcanzaron sus morrenas finales.
- El segundo período comprende desde 1850 a 1905, en éste los glaciares retrocedieron notablemente.
- De 1905 a 1912 se establece el tercer período, en el cual se observa un ligero avance de los glaciares, y se formaron las nuevas morrenas (Glaciar des Oulettes).
- El cuarto período va desde 1912 a 1950, los glaciares se retiraron en general ya que el clima se hizo tanto más cálido y seco. Durante este período, varios glaciares desaparecieron (por ejemplo, Isabé y Arremoulit); otros se dividieron en pequeños remanentes (Sheil dera Baquo o Seil de la Baque); el resto se redujeron tanto en extensión del área y como en volumen.
- El quinto período se establece en 1951, año en el cual se produce un aumento de la precipitación, lo cual se traduce en la estabilización glaciar.

El cartógrafo Schrader en 1894 midió 1.779 ha de superficie glaciar solo sobre la vertiente surpirenaica, cifra cinco veces superior a la otorgada por otros investigadores. En 1980 los aparatos del pirineo español ocupan 562,5 ha (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988). Doce años después concretamente en 1992, se había reducido la superficie en los glaciares hasta 387,4 ha, repartida en 16 aparatos, mientras que los heleros se reducen a 108,3 ha repartidos entre 22 manchas (Chueca y Lapre, 1994); ocupando una superficie total 495,7 ha. Mientras que en el año 2000 ya solo persisten 342,8 ha, repartidas entre 13 glaciares que conjuntamente

suman 292,6 ha y 13 heleros que suponen 50,2 ha. En solo ocho años la reducción de la superficie del hielo en el pirineo de Aragón ha sido del 31% (Cancer et al., 2001).

Los estudios realizados en 1984, por la Secretaría Técnica de Investigación Glaciar Mundial (a partir de 1986 el (WGMS)), y actualizados mediante fotografías aéreas en 1988, revelan que hay 41 glaciares en el pirineos con una superficie total de aproximadamente 810 ha. El glaciar que cuenta como mayor extensión es el Aneto cuenta con 132 ha del total, mientras que el más pequeño tiene 3 ha, que se corresponden con un 0,37% del total de la superficie glaciar. El macizo de Balaïtous, tiene una extensión de 38 ha, repartidas entre dos glaciares (les Néous con 28 ha y Pabat con 10 ha). El Pico de los infiernos cuenta con 15 ha. El macizo de Viñemal con 106 ha, repartidas entre los glaciares (Oulettes, Petit Vignemale, Ossoue y Montferrat). En el macizo de Aneto-Maladeta se estudian 6 glaciares como se muestra en el apartado posterior de este capítulo, las superficie que se obtienen son de 272 ha.

MACIZO	SCHRADER 1894 Sup. (ha)	INEGLA 1982 Sup. (ha)	WGMS 1984 Sup. (ha)	ERHIN 1993 Sup. (ha)	ERHIN 2002 Sup. (ha)	ERHIN 2007 Sup. (ha)
Balaïtus	55	18	38	13	0	0
Infierno	88	45	15	38	24	20
Viñemal	40	20	106	17	2	1
Taillón	-	10	26	2	0	0
Monte Perdido	556	107	60	74	44	38
La Munia	40	12	11	8	0	0
Posets	216	59	44	52	39	25
Perdiguero	92	10		9	0	0
Aneto- Maladeta	692	314	272	249	162	116
Besiberri	-	-		6	6	6
TOTAL PIRINEO	1.779	595	572	468	277	206

Tabla 1.1. Datos de superficies ocupadas por los aparatos glaciares para distintos períodos, aportados por diferentes organismos y programas.

El número de glaciares observados en 1984, no coincide con los observados por los demás organismos, como se muestra en la tabla siguiente:

	SCHRADER 1894 Sup. (ha)	INEGLA 1982 Sup. (ha)	ERHIN 1993 Sup. (ha)	ERHIN 2002 Sup. (ha)	ERHIN 2007 Sup. (ha)
Nº Glaciares	27	25	14	9	9
SD(Sin definir)	-	3	0	0	0
Nº Glaciares rocosos	-	2	3	3	3
Nº Heleros	-	4	14	6	6
Nº Glaciares extintos	-	0	3	16	16
Nº Total de aparatos	27	34	34	34	34
Nº Total de macizo	-	10	10	6	6
Sup. Total (Ha)	1.779	595	468	277	206
Vol. Total (hm3)	886	107	75	45	30

Tabla 1.2. Clasificación de los aparatos glaciares, en diferentes periodos. Obteniendo la superficie total y el volumen aportados por diferentes organismos y programas.

Según las medidas tomadas en el año 2000, la superficie glaciaria en la vertiente española es de aproximadamente 342 ha, está se encuentra repartida entre trece glaciares de grandes dimensiones y varios heleros del pirineo aragonés (Cancer et al., 2001).

Centraremos la atención en el estudio de la evolución que ha sufrido los glaciares objeto de la realización de esta tesis, a lo largo del período de estudio, para ello nos centramos en el macizo Aneto- Maladeta analizando los datos uno por uno para los diversos aparatos que componen el macizo. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 1.3.

Código	Nombre	Coor. UTM	Orient	Año	Tipo aparato	Sup. (ha)	Cotas (m)		Longitud (m)
							máx	mín	
9.1	Alba	31 TCH 055 255	NE	1982	Glaciar	1,5	3.025	2.920	150
				1984	No estudiado				
				1993	Glaciar	1	3.025	2.950	110
				2002/2007	Extinto	-	-	-	-
9.2 A y B	Maladeta	31 TCH 066 250	NE	1982	Glaciar	75	3.180	2.720	1.100
				1984	Glaciar	60	3.240	2.780	900
				1993	Glaciar	65	3.170	2.775	920
				2002	Glaciar	43+8	3.165	2.820	780
				2007	Glaciar	28+5	3.165	2.850	770
9.3	Aneto	31 TCH 075 236	NE	1982	Glaciar	136	3.280	2.800	1.200
				1984	Glaciar	132	3.330	2.780	1.200
				1993	Glaciar	110	3.280	2.870	1.100
				2002	Glaciar	81	3.240	2.950	820
				2007	Glaciar	64	3.310	2.950	680
9.4	Barrancs	31 TCH 083 230	NE	1982	Glaciar	18	3.240	2.870	750
				1984	Glaciar	28	3.290	2.900	900
				1993	Glaciar	17	3.240	2.900	550
				2002	Glaciar	16	3.240	2.960	380
				2007	Glaciar	8	3.260	2.960	500
9.5	Tempestades	31 TCH 089 223	NE	1982	Glaciar	35	3.050	2.780	500
				1984	Glaciar	34	3.050	2.705	500
				1993	Glaciar	30	3.050	2.840	400
				2002	Glaciar	11	3.050	2.920	300
				2007	Glaciar	10	3.050	2.930	280
9.6	Salencas	31 TCH 093 216	E	1982	Glaciar	12	3.140	2.800	380
				1984	Glaciar	5	3.100	2.960	320
				1993	Helero	5	3.140	2.850	200
				2002/2007	Extinto	-	-	-	-
9.7 Ay B	Cregüaña	31 TCH 064 236	SO	1982	Glaciar	15	3.020	2.920	200
				1984	No estudiado				
				1993	Helero	3	3.000	2.950	100
				2002/2007	Extinto	-	-	-	-
9.8	Coronas	31 TCH 075 228	SO	1982	Glaciar	15	3.240	2.990	490
				1984	Glaciar	13	3.250	2.958	700
				1993	Glaciar	8	3.240	2.990	400
				2002	Helero	3,5	3.200	3.050	180
				2007	Helero	1	3.240	3.150	120
9.9	Llosás	31 TCH 080 223	SO	1982	Glaciar	6	3.140	3.020	150
				1984	No estudiado				
				1993/2002 2007	Extinto	-	-	-	-
9.10	La Tallada	31 TCH 138 210	NE	1982	S.D	-	-	-	-
				1984	No estudiado				
				1993	Helero	10	-	-	300
				2002/2007	Extinto	-	-	-	-

Tabla 1.3. Detalle de la extensión que ocupan los aparatos localizados en el macizo Aneto-Maladeta para los períodos de estudio. Datos aportados por diversos organismos/programas.

Desde 1982 hasta 1993, se produce una gran reducción de la superficie del glaciar Aneto, aproximadamente de 2,5 ha/año, el glaciar Cregüeña se reduce a un ritmo de 1 ha/año; el resto de glaciares sufren una pérdidas de menos de 1 ha/año (Maladeta 0,9 ha/año; Tempestades 0,4 ha/año; Coronas y Salenca 0,6 ha/año aproximadamente), mientras que el glaciar Barrancs en este período apenas varía su superficie al igual que el glaciar Alba (0,1 ha/año y 0,04 ha/año respectivamente). El Aneto, es el glaciar que más retrocede debido a que presenta mayores dimensiones y perímetro que el resto de glaciares.

Analizando ahora un período de menos años, pero con una tasa de reducción mayor los resultados que se obtienen comparando los datos aportados para los años entre 1993-2002. La máxima reducción de nuevo se da en los dos glaciares principales del macizo, Aneto se reduce con un ritmo de 3,2 ha/año y La Maladeta con 2,6 ha/año. El glaciar Tempestades se reduce a un ritmo de 2,1 ha/año, el glaciar Coronas se reduce a un ritmo de 0,5 ha/año, la reducción menos significativa se produce en Barrancs con 0,1 ha/año, por otra parte los glaciares que en el anterior período de análisis presentaban menor superficie desaparecen (Salencas, Alba, Cregüeña).

Entre los años 2002 y 2007 el Aneto y La Maladeta presentan una tasa de reducción muy similar de 3,5 ha/año aproximadamente en ambos glaciares.

En 1999, se identifican en el macizo los glaciares (Chueca y Julián, 2002): glaciar La Maladeta fragmentado en dos lóbulos (el occidental con 6,1 ha y el oriental cuenta con 48,4 ha, con una extensión total de 54,5 ha); el glaciar Aneto el primero en dimensiones del macizo tiene una extensión de 90,4 ha; el glaciar Barrancs con 10,8 ha; el glaciar Tempestades se fragmenta en tres cuerpos (glaciar occidental de tempestades con 14,3 ha, helero central con 7 ha y helero oriental de tempestades con 2,1 ha) lo que hacen un total de 23,4 ha; el helero de Salenques dividido en dos occidental (6,5 ha) y oriental (5,6 ha), el helero de Coronas con 3 ha, y los casi residuales heleros – neveros de Alba con 1,1 ha y Cregüeña con 1,9 ha. Todo el conjunto de aparatos glaciares le confieren al macizo una extensión en el año 1999 de 197,2 ha, lo cual supone una reducción del 68% de la extensión alcanzada durante la PEH de 616,2 ha (Chueca y Julián, 2002).

En 2001, se inicia el estudio de la reconstrucción del proceso de deglaciación en el glaciar de Coronas (Chueca et al., 2001).

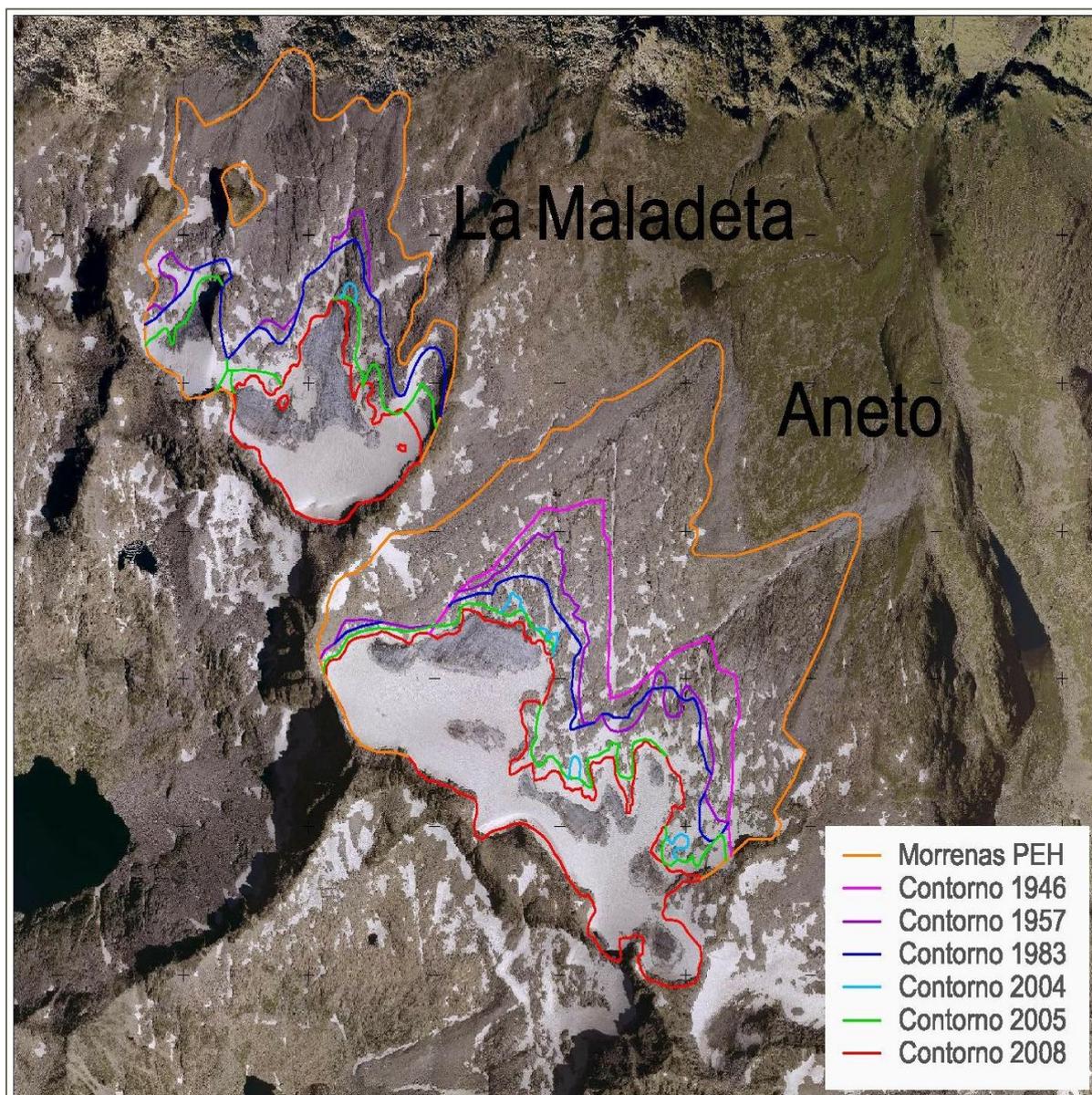


Figura 1.3. Contornos de los glaciares Aneto y La Maladeta del programa ERHIN (1984-2008).

1.4 Glaciares estudiados Aneto – La Maladeta. Su evolución

El complejo glaciar mejor conservado y de mayor extensión de los pirineos se localiza en el valle del río Ésera (marginalmente incluye el valle de Salenques, que vierte a la cuenca de la Noguera Ribagorzana), dentro del macizo Aneto - Maladeta.

Los glaciares de Aneto y La Maladeta son los más importantes por sus dimensiones, con superficies que abarcan los 120 y 55 ha, respectivamente. En este macizo Aneto-Maladeta contiene los picos con mayor altitud del pirineo (el pico de Aneto con 3.404 m.s.n.m, y el pico La Maladeta con 3.308 m.s.n.m).

El macizo granítico de Aneto-Maladeta se localiza en pleno Pirineo axial (figura 1.4), emplazado en el margen izquierdo de la alta cabecera del río Esera (afluente importante del Cinca, en el margen izquierdo del gran Ebro). Este macizo junto con los cercanos de Posets y Perdiguero, teniendo en cuenta otros menores han sido los responsables de la extensión ocupada por los hielos pleistocenos en la zona, dando cobijo a las cabeceras de acumulación que alimentaron al gran glaciar cuaternario del Valle de Benasque (denominación del Alto Esera). Este aparato glaciar llegó a alcanzar las proximidades del Congosto de Ventamillo, formando una lengua de hielo con la mayor longitud estimada en nuestro país (Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Martínez de Pisón et al., 1995).

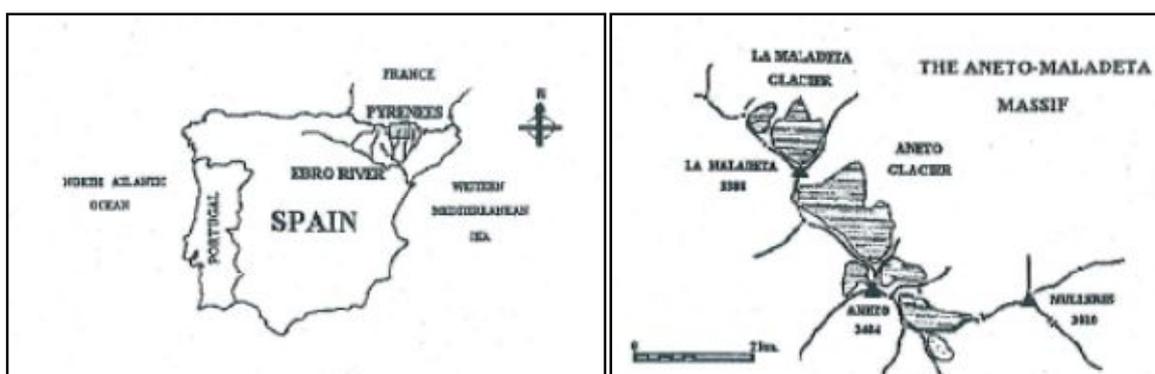


Figura 1.4. Situación de los glaciares del Aneto y La Maladeta en el mapa de España y dentro del macizo Aneto-Maladeta.

El emplazamiento del batolito Aneto-Maladeta de edad tardihercínica, así como algunas de sus principales fallas tienen aproximadamente el mismo rumbo de las estructuras hercínicas. Ello da lugar a que su principal alineación de cumbres sea NW-SE, presentando el macizo dos vertientes de orientación morfoclimática contrastada (NE y SW), siendo la primera muy favorable al glaciario y la segunda bastante desfavorable (Martínez de Pisón, 1986).

El núcleo del macizo está construido en los materiales cristalinos de La Maladeta, cuerpo ígneo alargado en dirección E-O compuesto por masas homogéneas de granodiorita, que en la zona de crestas suelen convertirse en granitos más resistentes a la erosión. La dureza y masividad de estos materiales confieren al macizo su particular morfología, con elevaciones generalizadas por encima de los tres mil, muchas veces labrados a partir de la densa red de fracturación que cruza el macizo.

Los principales aparatos se dan en el flanco septentrional, con orientaciones de N a NE, y que presenta singularidad hidrográfica por el trasvase subterráneo natural existente (a través de materiales calcáreos devónicos), que deriva aguas de la cabecera del río Esera en el Forau d'Aigualluts, y que alumbran luego en el Güell del Jueu, ya en la cuenca del río Garona aranés y colindante. Forma un típico vértice piramidal (horn), entre los circos de erosión glaciar, realzado por crestas graníticas agudas y paredes esculpidas. Este macizo presenta, pues todos los rasgos de la morfología de alta montaña.

Según Charlet (1974), esta unidad granítica está dispuesta en un núcleo central elíptico según la alineación del macizo y en una aureola, y está netamente delimitada por fallas al norte y al este. Internamente las fallas se agrupan en dos familias conjugadas: N-S y E-W, NW-SE y NE-SW.

En la figura 1.5, se presenta el esquema geomorfológico del área glaciaria del macizo, labrada a favor del granito culminante y sobre el que se desarrolla una importante red de fracturación nada ajena al desarrollo de las formas de hielo (Arenillas et al., 2008). Este batolito se encuentra contorneado por materiales de edad paleozoica (fundamentalmente calcáreos y esquistosos) fuertemente metamorfizados.

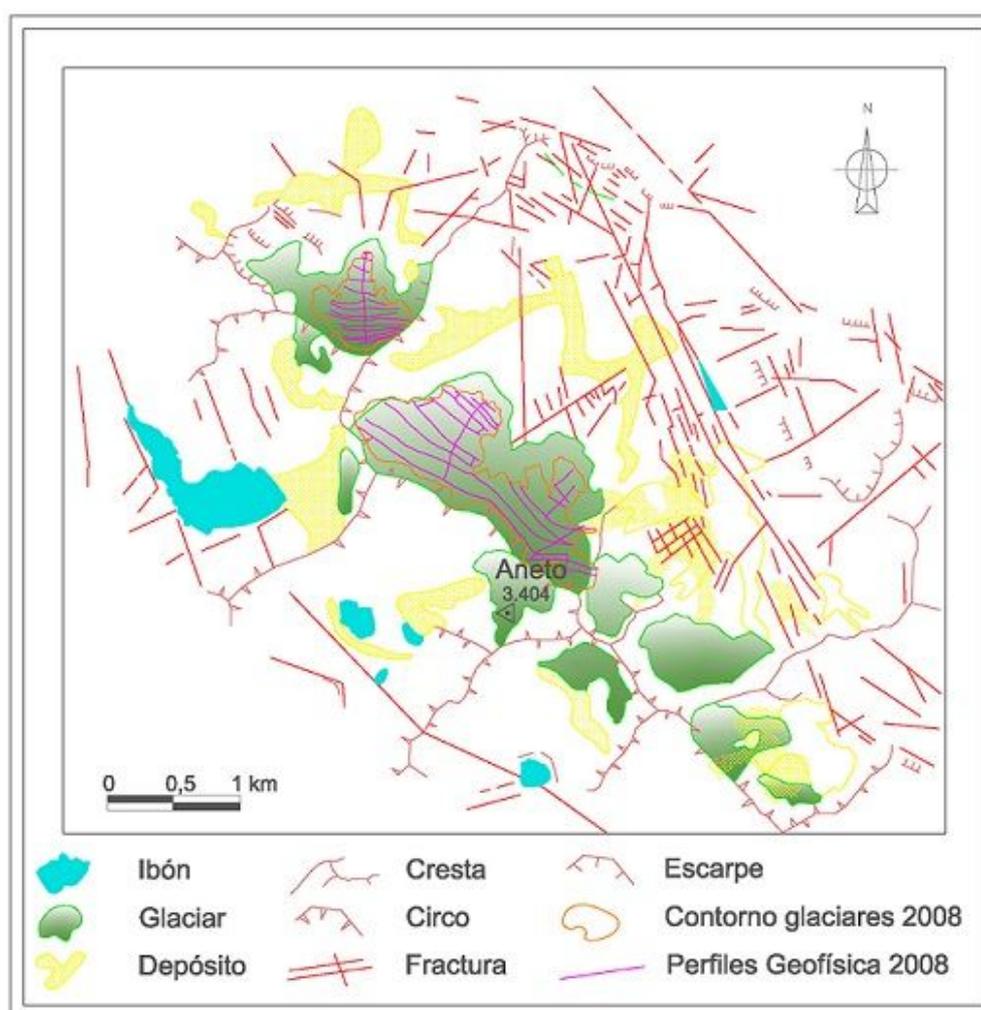


Figura 1.5. Esquema geomorfológico del macizo Aneto- La Maladeta, con los contornos y perfiles de geofísica del 2008 digitalizado a partir del realizado por Martínez Pisón (1986).

Ambos glaciares se encuentran actualmente catalogados por el WGMS (World Glacier Monitoring Service), con los códigos E-09030 para el glaciar del Aneto, y E-09020 para el de La Maladeta.

Las primeras observaciones de los glaciares que nos ocupan, se realizaron midiendo directamente sobre la superficie tomando los datos: la longitud, extensión del glaciar, altura, masa de hielo del sistema, etc..., en diferentes épocas del año. Estas observaciones se complementaban con fotografías periódicas, tanto terrestres como aéreas de los sistemas glaciares. Posteriormente con la utilización de los satélites medioambientales se pudo completar de forma muy significativa los datos de superficie, ya que permitían llegar a sitios que no era accesible llegar por tierra. Como veremos en el *apartado 1.5.2* de ésta tesis, se realizaron varios estudios geofísicos en tres campañas espaciadas en el tiempo.

La recesión ha hecho que los glaciares más grandes se reduzcan y separen en masas de hielo individuales más pequeñas (como es por ejemplo el caso de La Maladeta), desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) hasta la actualidad, han sufrido un proceso de deglaciación, asociado a la evolución climática.

Diversos autores han estudiado la evolución y dinámica glaciar del macizo de Aneto - Maladeta, con mayor o menor precisión desde la PEH hasta la actualidad (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994, 1996; Chueca y Julián, 1996). Se realizó un estudio para el glaciar de La Maladeta por Copons y Bordonau (1997) con más exactitud. También se realizaron levantamientos cartográficos del glaciar por Charles Packe (1867) y Franz Schrader (1890).

Mediante un estudio realizado con técnicas dendroclimáticas, que proporciona la influencia de los parámetros climáticos (evolución de temperatura y precipitación en forma de nieve) en la zona y la evolución del glaciar La Maladeta desde 1820 hasta 1999 (Chueca et al., 2003). Éste cartografía la extensión del glaciar en nueve etapas, apoyándose en los datos in situ (restos morrénicos) y los documentos gráficos de los cuales disponía (fotografías de campo, grabados, cartografía y fotogramas del vuelo americano de 1957).

Estos investigadores analizan 9 etapas evolutivas del glaciar La Maladeta: 1820-30; 1857; 1901-04; 1914-20; 1934-35; 1957; 1981; 1990; 1997-99. Como se muestra en la figura 1.6.

En primera etapa cronología establecida entre 1820-1830, se construyeron los arcos morrénicos que corresponde con la última de las pulsaciones frías importantes que tuvieron lugar durante la Pequeña Edad del Hielo en la cadena pirenaica. Durante esta etapa el glaciar estaba lateralmente unido al glaciar Alba, tenía una superficie de 152,3 ha (incluida la extensión del cuerpo de hielo de Alba), su longitud máxima era de 1.560 m, la cota del hielo se situaba en 3.220 m.s.n.m y la mínima en 2.510 m.s.n.m, mientras que la línea de equilibrio del glaciar (ELA) se encontraba a los 2.840 m.s.n.m.

Durante la etapa de 1857, apenas se produce una reducción de 0,11 ha/año, por lo tanto la extensión en ese momento era de 148,5 ha. El glaciar tenía una longitud máxima de 1.540 m, las cotas máxima y mínima y la línea de equilibrio (ELA) son muy similares que en el período anterior.

En el período de 1901-1904 la reducción que sufre ya se sitúa en 1,03 ha/año desde la etapa anterior, cuenta con una superficie de 100,7 ha, su longitud era de 1.540 m, y la cota máxima y mínima 3.200 y 2.640 m.s.n.m respectivamente, por ende la línea de equilibrio (ELA) se encontraba en los 2.980 m.s.n.m.

La reducción se ralentiza con respecto a la etapa de análisis anterior en 1914-1920, disminuye a 0,55 ha/año, la superficie que presenta el glaciar en esta etapa es de 92,9 ha, con una longitud de 1.340 m, siendo la cotas de hielo máxima y mínima de 3.200 y 2.660 m.s.n.m, respectivamente. La línea de equilibrio (ELA) se ubicaba en esta etapa a 3.005 m.s.n.m.

Entre la etapa de 1934-35 y la anterior, el glaciar de La Maladeta pierde superficie a un ritmo menor (0,18 ha/año), siendo la superficie de 89,7 ha con una longitud de 1.300 m, mientras que sus respectivas cota máxima es de 3.200 m.s.n.m y mínima de 2.670 m.s.n.m. La línea de equilibrio (ELA) se establece en los 3.010 m.s.n.m.

En el año 1957, la superficie es de 74,2 ha se da una reducción por año de 0,68 ha/año, la longitud máxima era de 1.220 m y presentaba una cota máxima y mínima de 3.200 y 2.700 m.s.n.m, respectivamente. La línea de equilibrio se establece alrededor a los 3.030 m.s.n.m.

En el año 1981, se produce la segunda tasa de pérdida más pequeña de todo el período de estudio de la evolución del glaciar con un valor de 0,13 ha/año, se pierden apenas 3,3 ha de extensión. No se producen variaciones significativas en las cotas ni en la línea de equilibrio con respecto a las registradas en 1957.

Durante los 9 años transcurridos hasta 1990, el glaciar experimenta una tasa de reducción elevada de 1,03 ha/año. Dato que coincide aproximadamente con el obtenido para el período 1982-1993 del programa ERHIN, comentado en el apartado anterior de este capítulo. La extensión este año era de 61,6 ha, con una longitud máxima de 1.100 m y presenta cotas máxima y mínima emplazadas en los 3.200 y 2.730 m.s.n.m, respectivamente. La línea de equilibrio del glaciar ascendía varias decenas de metros, hasta situarse en los 3.090 m.s.n.m.

En la última etapa de análisis de este estudio entre 1997 y 1999, el glaciar de La Maladeta se separa en dos cuerpos, la zona occidental con una extensión aproximada de 6,1 ha, mientras que la parte oriental cuenta con una superficie de 48,4 ha, por lo tanto la extensión total es de unas 54,5 ha, la tasas de perdida con respecto a 1990 es de 0,78 ha/año. Si tenemos en cuenta que en el año 2002 el dato tomado dentro del programa ERHIN era de una superficie de 51 ha, por lo cual la reducción se aproxima a la obtenida por Chueca (2003). El lóbulo occidental presenta una longitud de 380 m, con cotas máxima y mínima de presencia de hielo situadas a 3.180 y 2.910 m.s.n.m, respectivamente. En el lóbulo oriental la longitud máxima es de 1.030 m, su altitud máxima

y mínima es de 3.200 y 2.740 m.s.n.m, respectivamente y la línea de equilibrio glaciario se ubica ahora a 3.095 m.s.n.m.

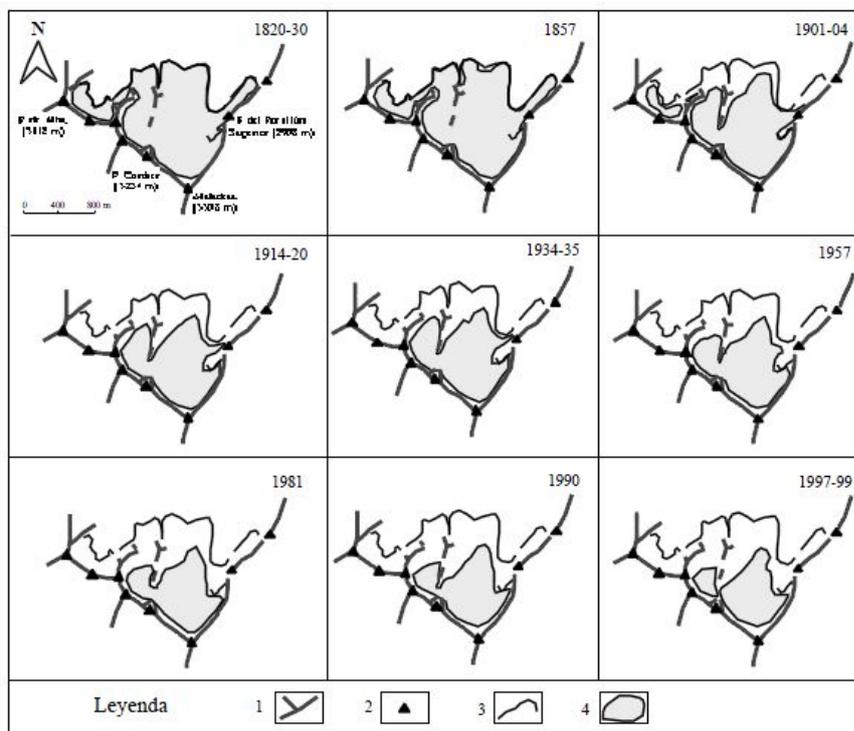


Figura 1.6. Cartografía de la evolución del glaciar de la Maladeta en las nueve etapas analizadas. Leyenda: 1) Cordales de divisoria entre circos; 2) Picos principales; 3) Cordones morrécicos de la PEH; 4) Hielo glaciario. (Chueca et al., 2003).

El glaciar de La Maladeta en la PEH ocupaba una extensión aproximada de 152,3 ha, mientras que en 1999 los dos cuerpos del glaciar suman 54,5 ha, que corresponde al 35,7% de la extensión inicial.

De las medidas tomadas en 2000 (Cancer et al., 2001), se desprende una ocupación glaciaria en el lóbulo occidental de La Maladeta de 11,2 ha, mientras que en el lóbulo oriental es de 38,8 ha, lo cual hace una superficie helada en La Maladeta de 50 ha, valor inferior al obtenido dos años después de 51 ha por el programa ERHIN. Para el glaciar Aneto se otorga una ocupación de 89,9 ha, en este caso es superior al valor aportado para el año 2002 de 81 ha dentro del programa ERHIN.

También se realiza un estudio de reconstrucción con la técnica dendroclimática en el glaciar de Coronas (Chueca et al., 2001) ubicado en el macizo de la Aneto - Maladeta, este tipo de estudios dendroclimáticos también se llevan a cabo en macizos próximos (Chueca y Julián, 2002).

II. ESTUDIO GEOFÍSICO

1.5 Técnicas geofísicas utilizadas

1.5.1 Técnicas geofísicas que se utilizan para el estudio de los glaciares

La ingeniería geofísica proporciona diferentes métodos no destructivos, para desarrollar este tipo de investigación. En función de las profundidades esperadas, son los métodos sísmicos y los métodos georradar o GPR (Ground Penetrating Radar), los que parecen más apropiados.

Estas técnicas geofísicas se han aplicado a los glaciares del Pirineo, concretamente a los glaciares blancos de Aneto y La Maladeta (Alto Ésera, pirineo aragonés). Los objetivos principales de estos estudios fueron: determinar la topografía subglaciar, la profundidad del hielo y la estructura interna de los glaciares, así como las eco-profundidades de los posibles reflectores internos presentes en este tipo de glaciares templados (Björnsson et al., 1996; Macheret et al., 1993; Jacobel y Bidschadler, 1993) y cubicar volúmenes de hielo con mayor exactitud, dentro del programa ERHIN.

La técnica geofísica de georradar, se empezó a utilizar de manera habitual a partir de la década de los años 1930 (Daniels, 2004), siendo sus primeras aplicaciones la estimación del espesor de hielo en glaciares. Es una herramienta que cada vez tiene mayores aplicaciones dentro de las geociencias. Se trata de una técnica cuya principal característica es ser un método de alta resolución no destructivo.

El georradar (Ground Penetrating Radar) está basado en la técnica radar (Radio Detection and Ranging), basada en explorar el subsuelo desde el exterior de su superficie, mediante la emisión y posterior recepción de un pulso electromagnético. Se trata de un tipo de radioecosonda (RES) que habitualmente opera con onda monopulso a frecuencias entre los 10 y los 1.000 MHz (Davis y Annan, 1989).

El georradar constituye una herramienta básica, para la determinación del espesor de hielo de los glaciares y el estudio de la estructura interna y propiedades físicas del hielo glaciar desde la década de 1970 (por ejemplo Arcone et al., 1995). Esta herramienta proporciona datos de entrada muy valiosos para las simulaciones de la dinámica y régimen térmico de los glaciares, y la predicción de su respuesta a los cambios climáticos.

La glaciología desde hace algunos años ha usado esta técnica, para determinar el contacto de hielo-roca en diferentes masas glaciares del mundo, un ejemplo claro de esta aplicaciones es el estudio llevado a cabo en las cuatro cuencas glaciares del Volcán Nevado del Ruiz (Colombia), con el objetivo de realizar mapas de amenazas volcánicas ya que permitiría la determinación de la estructura volcánica y realizar estudios de paleoclima. Es primordial en este tipo de volcanes el conocimiento de los volúmenes y distribución de la nieve y del hielo sobre la superficie de un volcán nevado, para el entendimiento de la dinámica de dichos volcanes y prevenir futuras catástrofes cuando entran en erupción.

En los trabajos específicos de glaciología que se acometen en el marco del programa ERHIN, se realizó una prospección geoelectrica, por sondeos eléctrico verticales (SEV) en el aparato glaciar de Besiberri (glaciar rocoso), en el pirineo catalán en Lleida en 1997. Siendo éste un glaciar rocoso. Con este estudio se pretendía determinar: el espesor de la formación de derrubios sin hielo, localización y caracterización de la capa hielo/derrubio, así como la topografía del zócalo rocoso. Se utiliza esta técnica y no otra en este tipo de glaciares, por el contraste que proporciona la alta resistividad del hielo (entre 2 y 100 $M\Omega\cdot m$). También se ha utilizado esta técnica en el glaciar rocoso activo de Las Argualas en el pirineo aragonés, dentro del programa ERHIN en 1994.

Se realiza otro estudio con la técnica (SEV) en los glaciares negros (semicubiertos), obteniendo muy buenos resultados en los valores de las resistividades y espesores de las diferentes capas (clastos, hielo y zócalo rocoso). Los principales objetivos eran determinar: la capa de hielo y derrubios (H/D9), la capa de hielo, las irregularidades locales topográficas y subsuperficiales (endoglaciares y subglaciares) y el zócalo rocoso. Esta técnica también se uso para registrar el control estructural sobre el desarrollo de un esker endoglaciar formado durante una inundación, en Skeidarárjökull, Iceland.

La exploración del permafrost también usa la aplicación de GPR (por ejemplo Arcone et al, 1998; Berthling et al., 2003; Maurer & Hauck 2007; Mooreman et al., 2007).

Otro ámbito de aplicación de las técnicas de prospección geofísicas es el estudio de la posibilidad de la existencia de suelos helados en la superficie de Marte, se realiza un estudio del permafrost en los pingos Fairbanks, Alaska. Mediante la utilización de seis técnicas de investigaciones geofísicas diferentes: (1) radar de penetración terrestre, (2) DC resistividad del sondeo, (3) sísmica de refracción, (4) electromagnético de muy baja frecuencia (VHF), (5) Helicóptero-Borne transmitida por ondas electromagnéticas (HEM), y (6) electromagnético transitorio (TEM), se emplearon para obtener información sobre las propiedades del cuerpo de hielo. También se compararon los datos superficiales por resonancia magnética nuclear (RMN) tomados en varios sitios similares cerca de uno de los pingos de estudio (Yoshikawa et al., 2006).

1.5.2 Estudios realizados anteriormente en el glaciar Aneto y La Maladeta

Los trabajos llevados a cabo en el glaciar La Maladeta por Martínez y García (1994) y por Martínez et al. (1997), en los cuales mediante la prospección geofísica se analizan los espesores de hielo en ambos cuerpos, proporcionaron valores máximos ligeramente superiores a los 50 m en el caso del glaciar Oriental (en su sector proximal más oriental, al pie del pico de La Maladeta) y a los 30 m en el del glaciar Occidental (en su sector proximal más occidental). En cambio los valores máximo registrados en el glaciar Aneto son ligeramente superiores a 40 m en el lóbulo oriental y a los 50 m en el lóbulo occidental.

La aplicación de técnicas de georradar UHF, en el ámbito de los glaciares del Aneto y La Maladeta, se realizaron con carácter pionero en 1994, con la finalidad de determinar la topografía subglaciar, el espesor del hielo, la estructura interna de los glaciares y las eco-profundidades de los posibles reflectores internos dentro del programa ERHIN. Posteriormente se llevó a cabo una segunda campaña con el georradar SIR 3000 en 2008.

Como antecedente a este tipo de estudios solo se dispone de la prospección por sísmica de reflexión del glaciar de La Maladeta, realizada en 1992.

1.5.2.1 Período 1991-1992, prospección geofísica por sísmica de reflexión en el glaciar La Maladeta

Los resultados que se pretendían obtener con la realización de esta prospección por sísmica de reflexión en el glaciar La Maladeta son: la determinación del espesor de hielo y el cartografiado del zócalo rocoso. Con la toma de estos datos se obtendría una mayor exactitud en la cubicación de los volúmenes de hielo, que hasta el momento han sido calculados por métodos indirectos estimativos.

El estudio fue dirigido por el profesor Dr. Francisco García, especialista geofísico de la Universitat Politècnica de València. Publicado en “*Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas; el programa ERHIN (1984-2008)*”.

El equipo de medición utilizado para la toma de datos se compone de: sismógrafo de 12 canales portátil “Geometrix”, cable sísmico con espaciado de 10 m entre canales, 24 geófonos de 100 Hz, 11 de 40 Hz, y como fuente de energía mazo o pistola. El equipo fue proporcionado por el Servicio Geológico del MOPT, ocupándose también de su operación en campo.

Los trabajos de campo se realizaron durante tres jornadas, durante los días 11, 13 y 14 de septiembre de 1992. Se realizaron tres perfiles principales, como se muestra en la figura 1.7.

- Primera jornada (11/09/92): se realizaron los perfiles P1 y P2 (longitudinal y transversal respectivamente), empleando como fuente de energía el mazo. Las distribuciones relativas de fuente de energía y registradores fueron las siguientes:
 - En el perfil P1, se utilizó un tendido de tipo simétrico desplazado con cobertura continua del subsuelo, con distancia de 10 m entre canales.
 - En el perfil P2, se instaló un único tendido simétrico con distancia de 5 m entre canales.
 En ambos casos cada canal estaba formado por dos geófonos en paralelo posicionados transversalmente con respecto al perfil, y con distancia 1 m entre geófonos del mismo canal.
- Segunda jornada (13/09/92): se realizó el perfil P3 (longitudinal), la fuente de energía fue pistola. Se emplearon dos tipos de tendidos: simétricos desplazados con cobertura discontinua, y laterales desplazados en línea.

En los tendidos con cobertura discontinua los geófonos fueron agrupados del mismo modo que en la primera jornada, con distancia entre canales de 10 m. En los tendidos laterales se empleo un único geófono de 40 Hz por canal.
- Tercera jornada (14/09/92): se repiten los trabajos en P1, empleando como fuente la pistola. Volviendo a realizar tendidos simétricos desplazados en línea, con disposición de geófonos, de 100 Hz, idénticos a la primera jornada.

Se efectuó en todos los perfiles apilamiento de los disparos con el fin de incrementar la relación señal-ruido, y se emplearon diversos valores de control automático de ganancia AGC. En la parte alta-media del glaciar fue necesario realizar pequeños pozos, para el emplazamiento tanto de la fuente de energía- entre 0,50 y 1 m de profundidad; como de los geófonos alrededor de 0,20 m, con el fin de evitar la atenuación de las ondas debida a la absorción en la nieve más superficial. Se procesa un total de 41 registro sísmicos diferentes, con el programa EXPRESS.

Para la interpretación de los datos se confecciono un modelo interno simplificado del glaciar compuesto por tres capas:

- capa superior- firn- velocidad longitudinal 1.000 m/s.
- capa media- hielo- velocidad longitudinal 3.750 m/s.
- capa inferior- zócalo- velocidad longitudinal 1.000 m/s.

De acuerdo con esta estructura se confeccionan tres sismogramas sintéticos (dos simétricos y uno lateral), con el fin de conocer la respuesta teórica del medio: forma de los hodógrafos y tiempos de llegada, tanto para todas las reflexiones y refracciones posibles, como para la onda directa.

Estos registros sintéticos se han empleado para correlacionar y cotejar la interpretación de los sismogramas de campo por comparación con el modelo físico-geológico teórico propuesto. Como resultado, de la buena

correlación observada entre el modelo teórico físico-geológico propuesto y el resultado obtenido de los sismogramas, puede suponerse la existencia de tres capas en la estructura interna del glaciar:

- capa superior- nieve -firn- velocidad longitudinal baja ($V_p= 1.000-1.700$ m/s).
- capa media- hielo- velocidad longitudinal media ($V_p= 3.500-3.700$ m/s).
- capa inferior- zócalo granítico- velocidad longitudinal alta ($>V_p= 5.700$ m/s).

No fue posible realizar un buen cartografiado del zócalo, debido a los problemas de ruido electrónico. Debido a la escasa información que se desprende del tratamiento de los sismogramas se obtienen valores puntuales sobre el espesor del hielo en dos emplazamientos E1-1 y P3-R2, sobre los perfiles P1 y P3.

Una vez determinadas las velocidades y tiempos mínimos de llegada, para el cálculo de espesores mínimos se utiliza la siguiente expresión:

$$h = \frac{1}{2} V t_0 \quad (1.1)$$

donde V es la velocidad promedio, y t_0 el tiempo de propagación correspondiente a un geófono situado en el punto de tiro ($x = 0$, tiempo mínimo en un reflector horizontal). Por lo tanto los espesores mínimos obtenidos son:

	Perfil P1	Perfil P3
Nieve-firn	12,5 m	5 m
Hielo	31,5 m	37 m
Total:	44,0 m	42 m

Tabla 1.4. Resultados de los espesores obtenidos en la prospección geofísica de 1992-1994, en La Maladeta.

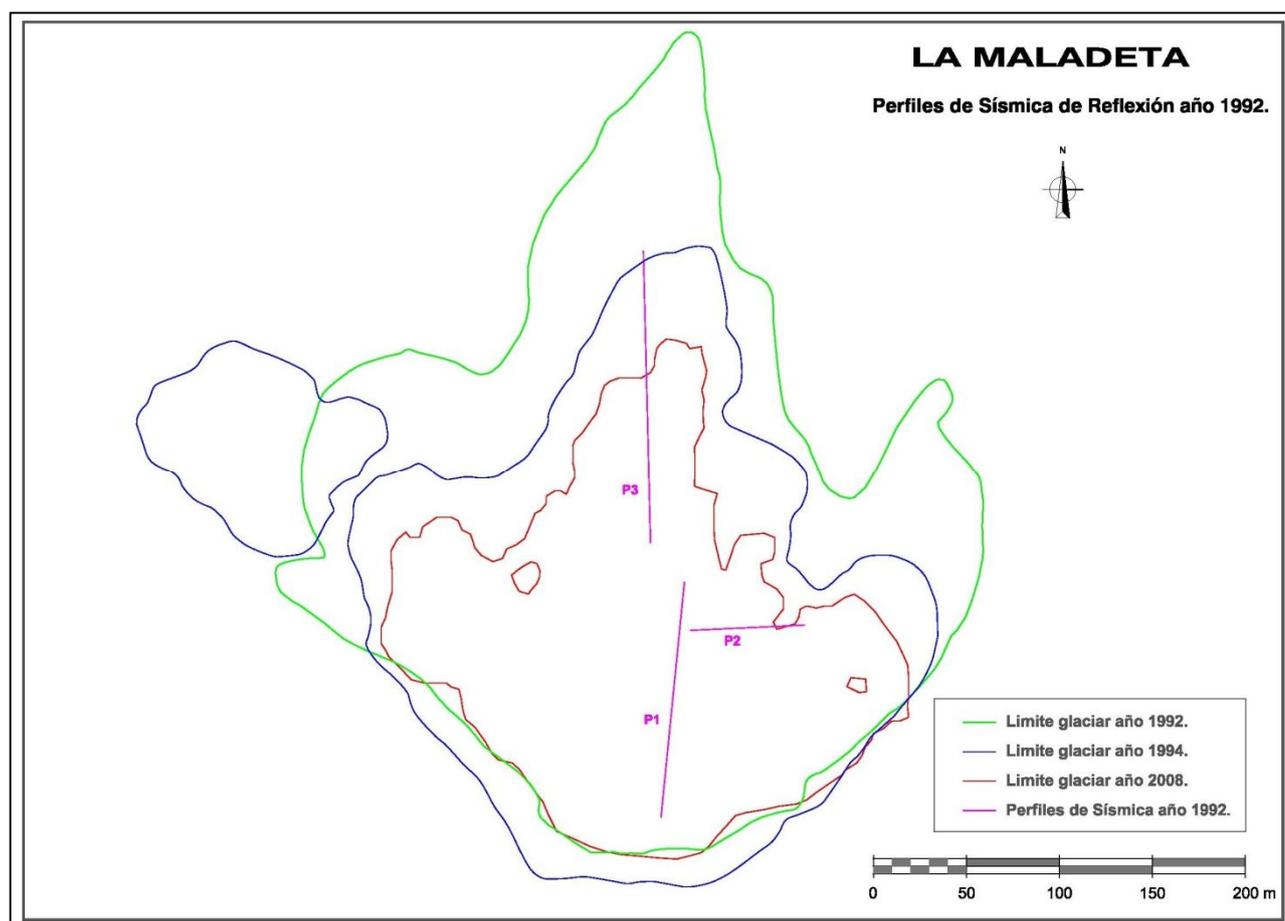


Figura 1.7. Plano de los perfiles de sísmica del glaciar La Maladeta, se incluyen los contornos del glaciar en los años 1992, 1994 y el límite del glaciar en el año de la toma de datos de partida de esta tesis doctoral (2008). Estos contornos son aportados por el programa ERHIN.

1.5.2.2 Período 1994, prospección geofísica con georradar de ultra-alta frecuencia en los glaciares del Aneto y La Maladeta

En el año 1994, se aplica por primera vez en los glaciares de nuestro país la técnica de georradar UHF. Éste tipo de prospección geofísica de alta resolución y no invasiva se usa en los glaciares de Aneto y La Maladeta, con el firme propósito de cartografiar la topografía subglaciar, determinar el espesor del hielo, detectar la estructura interna y las eco-profundidades de los reflectores internos.

El estudio fue dirigido por el profesor Dr. Francisco García, especialista geofísico de la Universitat Politècnica de València, se público en *“Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas; el programa ERHIN (1984-2008)”*.

El equipo de medición, fue el georradar de ultra-alta frecuencia (UHF) por pulsos TGU, sus principales características son:

<i>Características Técnicas</i>	
Frecuencia central	700 Hz
Duración del pulso de emisión	50 ns
Potencial en el impulso	10 W
Sensibilidad unidad receptora	130 dB
Rango dinámico	64 dB
Sensibilidad unidad receptora	126, 252 y 504 m
Intervalo de muestro en profundidad	2, 4 y 8 m
Velocidad de propagación en el hielo	168 m/ms
Amplitud	2 dB
Sistema de registro	Lineal con 56 fotodiodos
Mallado de antenas	4 emisores con diagrama de direccionalidad 30 en los planos E y H. Amplificación aproximada de 15 dB.

Tabla 1.5. Características técnicas del georradar de ultra-alta frecuencia (UHF) utilizado en las campañas de toma de datos en 1994.

La campaña de medida de los datos en los dos glaciares se desarrollo durante la segunda quincena del mes de agosto de 1994. Concretamente la medición de datos en el glaciar La Maladeta se realizó durante los días 15, 16, 18 y 19, los registros en el glaciar Aneto se tomaron en los días 21 y 22 de ese mismo mes. Primeramente se efectuaron las mediciones en el lóbulo occidental y luego en el oriental. La metodología seguida para la adquisición de los datos georradar en ambos glaciares se muestra en la tabla adjunta (tabla 1.6).

	n° de Perfiles	Puntos medidos	Distancia entre perfiles	Espaciado de los puntos	Colocación de las antenas	Distancia entre antenas	Perfiles procesados	Observaciones
La Maladeta	21	177	50-100 m	50 m aprox.	En dirección paralela a la pendiente topográfica	1 m	15	Por problemas instrumentales durante las observaciones se desechan 6 perfiles
Aneto	17	135	100 m	50m aprox.	En dirección paralela y perpendicular a la pendiente topográfica	1 m	16	Por problemas instrumentales, no se obtiene registro en el perfil 1

Tabla 1.6. Metodología seguida para la adquisición de datos georradar en ambos glaciares.

Los perfiles realizados en la campaña de campo para los glaciares La Maladeta y Aneto, se muestran en las figura 1.10 y figura 1.11, respectivamente.

El procesado de los datos se llevó a cabo en dos fases. La primera fase de tratamiento se realizó en el Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Rusia en Moscú, desde el 27 de diciembre de 1994 hasta el 6 de enero 1995, con la participación del equipo español. La segunda fase tuvo lugar íntegramente en España.

La terminológica utilizada es la siguiente: se definió como capa interna una capa física de hielo; eco interno o reflexión interna a la de una señal procedente del hielo interno y una eco-capa interna o reflector interno a una capa características de eco interno o reflexión interna.

En el glaciar La Maladeta generalmente se observan tres tipos diferentes de registros de georradar según las reflexiones obtenidas en la figura 1.8.

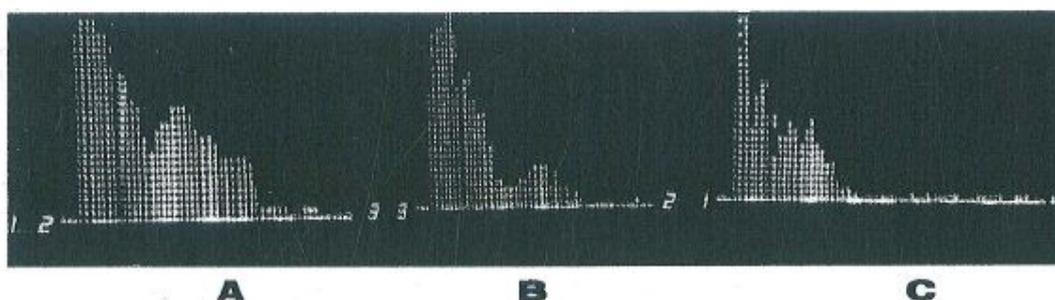


Figura 1.8. Ejemplos de registros con el georradar por pulsos TGU en el glaciar La Maladeta: (A) solo una reflexión del sustrato subglaciar; (B) dos reflexiones: una del sustrato subglaciar y otra del reflector interno R1; (C) tres reflexiones: una del sustrato subglaciar y dos de los reflectores internos R1 y R2.

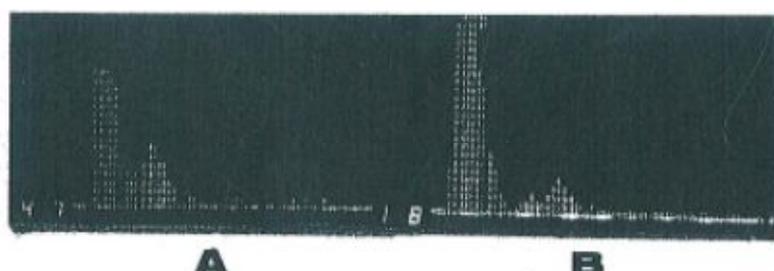


Figura 1.9. Ejemplos de registros con el georradar por pulsos TGU en el glaciar Aneto: (A) solo una reflexión del sustrato subglaciar; (B) dos reflexiones: una del sustrato subglaciar y otra del reflector interno R1.

En los registros del glaciar Aneto, se observaron principalmente dos tipos de registros según las reflexiones obtenidas con georradar por pulsos TGU (figura 1.9). Tras el procesado e interpretación de los datos, los espesores máximos calculados en ambos glaciares, se muestran en la tabla adjunta (tabla 1.7). En el glaciar Aneto el valor máximo de espesor del hielo se registra en la zona central del lóbulo occidental con un valor de 52 m. En el glaciar La Maladeta la zona de acumulación presentaba los mayores valores de espesor del hielo entre los 30 y 52 m.

LA MALADETA	
Zona de acumulación	52 y 50 m
Zona de ablación	46 m
Lóbulo occidental	36 m

ANETO		
	Lóbulo occidental	Lóbulo oriental
Área sur	48 m	-
Zona central	52 m	38 m
Zona oriental	-	42 m
Máx ecoprofundidad detectada	52 m	42 m

Tabla 1.7. Resultados de los espesores obtenidos en la prospección geofísica de 1994, en La Maladeta y Aneto.

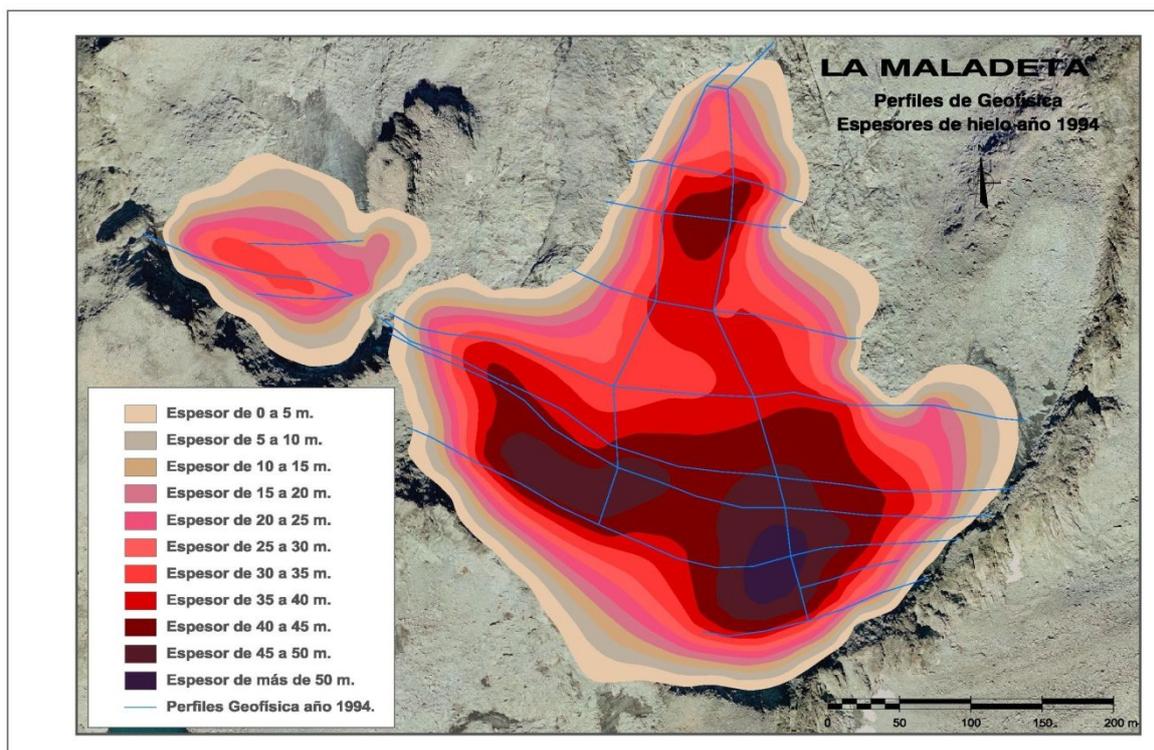


Figura 1.10. Plano perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 1994.

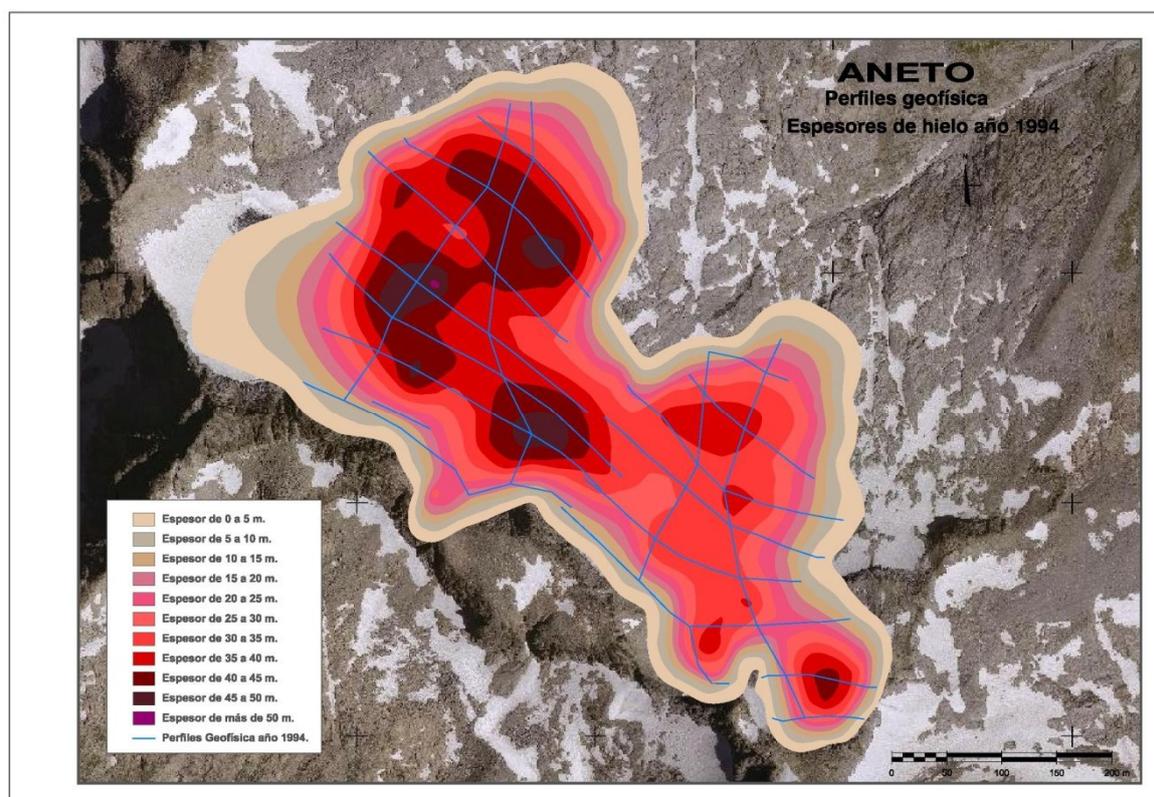


Figura 1.11. Plano perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 1994.

1.5.2.3 Período 2008, prospección geofísica con georradar en los glaciares del Aneto y La Maladeta

En instrumento usado en la prospección geofísica del año 2008 es un georradar modelo SIR 3000. La toma de datos fue dirigida por el profesor Dr. Francisco García García, especialista geofísico de la Universitat Politècnica de València.

Los registros de ambos glaciares (La Maladeta y Aneto), evidencia la existencia de tres tipos diferentes de registros de georradar según las reflexiones obtenidas (figuras 1.12 y 1.13 respectivamente). La campaña de toma de datos, se realizó durante la segunda quincena de Agosto de 2008.

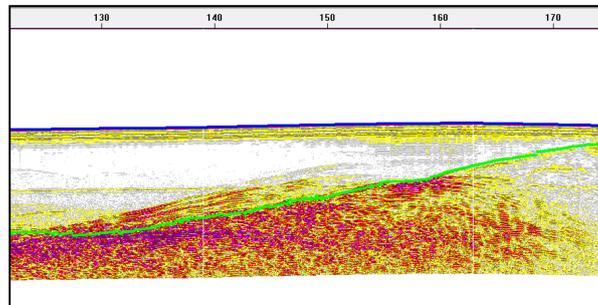


Figura 1.12. Ejemplos de registros con el georradar modelo SIR 3000 en el glaciar La Maladeta año 2008: Radargrama perfil M27-10, donde se aprecia la línea de la superficie del glaciar, sustrato subglaciar y una capa de reflexión interna, debida a un reflector interno.

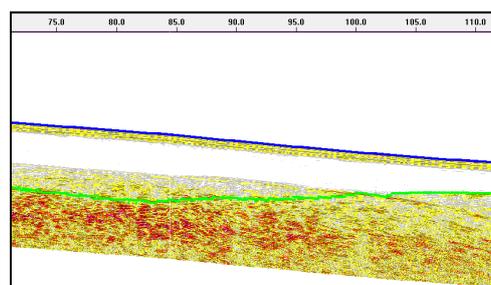


Figura 1.13. Ejemplos de registros con el georradar modelo SIR 3000 en el glaciar Aneto año 2008: Radargrama perfil 29A-07, donde se aprecia la línea de la superficie del glaciar, sustrato subglaciar y una capa de reflexión interna, debida a un reflector interno.

Con el objetivo de analizar la totalidad de la superficie glaciar se diseñaron un total de 18 ejes para el glaciar La Maladeta, de los cuales 14 son transversales a la máxima pendiente topográfica del glaciar y 4 longitudinales. En el glaciar Aneto se definieron un total de 31 ejes, de los cuales 20 son transversales y 11 longitudinales. Éste diseño garantizaba que las señales continuas tomadas con el georradar cubrían la mayor superficie posible de los glaciares y con el diseño de los perfiles entrelazados, se disponía de cruces entre los perfiles, para poder comprobar los datos de espesor proporcionados con el programa Radan 6.5.

Esta forma de trabajo difiere de las utilizadas hasta ahora, debido a que la señal continua que proporciona el instrumento permitió tomar un mayor número de puntos de sondeo, incrementando la calidad de los resultados.

La resolución espacial utilizada depende de las condiciones del terreno, generalmente en la mayoría de los perfiles geofísicos se registra un dato cada 5 cm (es decir que el radargrama proporciona una traza por cada 5 cm de terreno recorrido). Obteniéndose así un conjunto significativo de puntos de sondeo alrededor de 150.000 puntos en el glaciar La Maladeta y 200.000 puntos para el glaciar del Aneto. A continuación se muestra la distribución de los perfiles en la superficie de los glaciares y los espesores obtenidos tras el primer procesado (figuras 1.14 y 1.15).

Una vez completado el cartografiado, se obtienen los primeros los valores máximos del espesor del hielo templado en ambos glaciares, en el glaciar de La Maladeta se determina un espesor máximo de 40 m, mientras que en el glaciar Aneto presenta un espesor menor de 30 m.

Se registraron con GPS diferencial de gran precisión, puntos de control a lo largo de los perfiles geofísicos, determinado de forma precisa las coordenadas de localización sobre los glaciares. Utilizando las bases topográficas definidas anteriormente para otros trabajos de campo llevados a cabo en los glaciares, se han podido determinar las coordenadas absolutas de todos los puntos georradar. Obteniéndose de esta forma los mapas de espesor del hielo sobre las imágenes satélite PNOA del año 2008 de ambos glaciares.

La calibración del georradar se efectuó calculando la profundidad del zócalo granítico en los puntos en los cuales se hicieron prospecciones (ensayos) mediante sonda de vapor y sobre la superficie del glaciar para atestiguar así el dato de la profundidad del glaciar en cada uno de ellos. Se realizaron un total de 4 ensayos en el glaciar de La Maladeta y 4 ensayos en el glaciar Aneto (ver figuras *capítulo 6*).

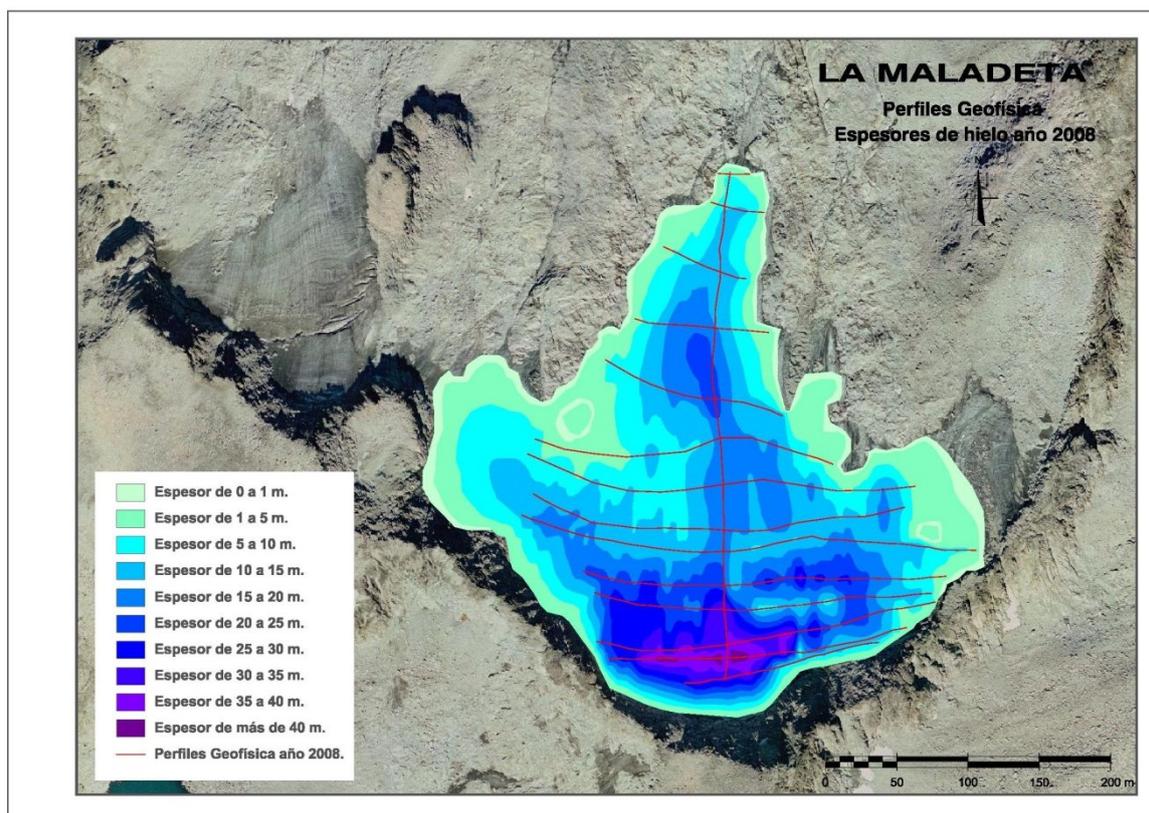


Figura 1.14. Plano perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008. Se representan los perfiles geofísicos y los espesores.

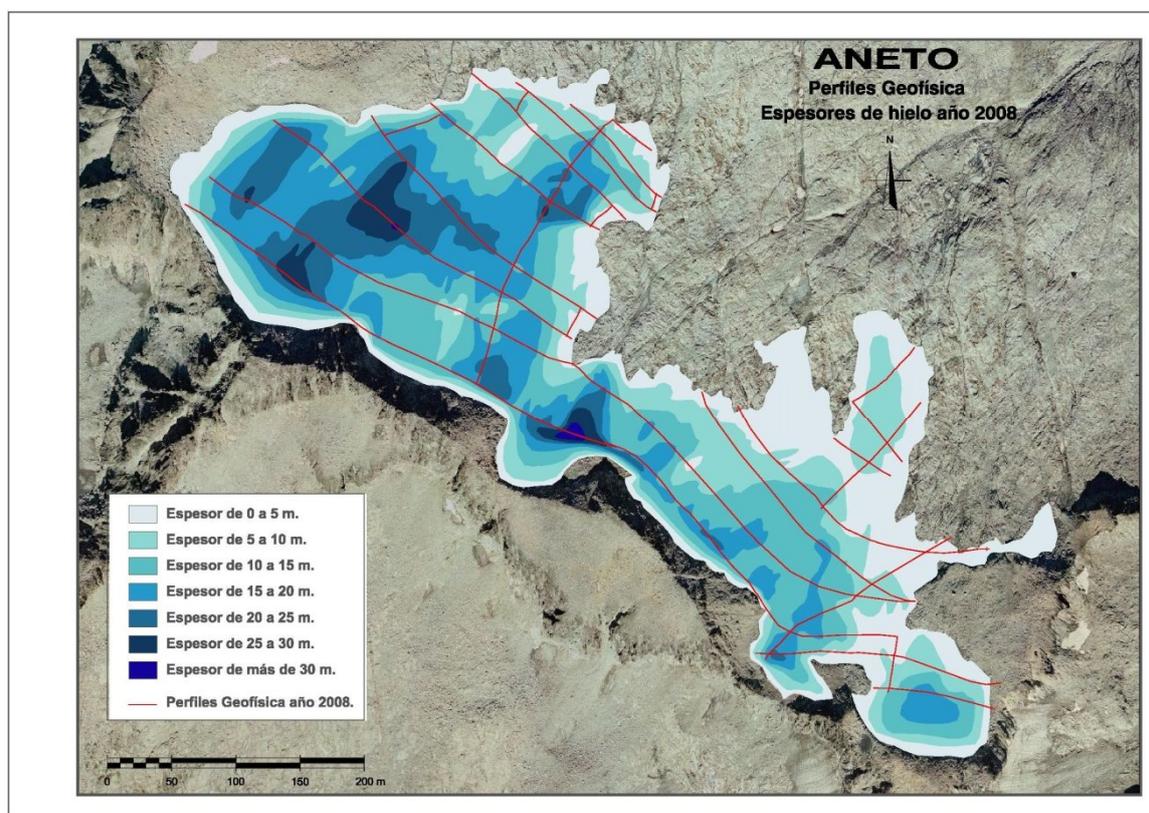


Figura 1.15. Plano perfiles de georradar en el glaciar del Aneto en el año 2008. Se representan los perfiles geofísicos y los espesores.

1.6 Técnica geofísica GPR

El uso de esta tecnología quedó en desuso durante largos años, hasta que a finales de los 80 del siglo XX, algunos científicos se preocuparon y empezaron a investigar las causas de los accidentes aéreos, que eran frecuentes en la Antártida. Se comprobó que los aviones siniestrados poseían un radar altimétrico, cuyas bandas de frecuencia eran diferentes, a las bandas de frecuencia de los radares altimétricos que usaban los aviones que aterrizaban normalmente. Dependiendo de la frecuencia de operación del radar, el hielo se vuelve una capa transparente a éste y los aviones que los usaban, iban a aterrizar en las rocas situadas bajo el hielo. Desde entonces las bandas de frecuencia de radar a las que el hielo es transparente, se usan para medir los espesores del hielo. Envían señales desde la superficie helada, que son devueltas por la roca de fondo sobre la que el casquete glaciar se apoya y desliza. Esta técnica geofísica, denominada radioecosonda, es la mejor y más sencilla para estudiar las masas de hielo y su evolución.

En 1960 Cook expuso la manera de obtener impulsos de un período o mono-impulsos de forma efectiva en estudios de Glaciología generados mediante una antena emisora en banda ancha por caída de potencial. En la década de los sesenta Cherniak (1964) realizó trabajos sobre perfiles de georradar mediante el método de sintonización de antena.

De esta manera se propició el diseño de georradar por impulsos, considerándose el georradar como una técnica análoga al método de prospección por sísmica de reflexión, pero teniendo en cuenta con la utilización del georradar, la dependencia de la propagación de las ondas electromagnéticas con los factores y propiedades eléctricas del medio en el que se transmitan (Brekovskikh, 1960; Szareniec, 1979 y 1976; Lee et al., 1987; Ursin, 1983; Zhadanov, 1988; Fisher et al., 1992).

El uso del georradar en entornos no relacionados con el hielo nace a principio de los años 70 (Annan, 2001). En 1972 nace la primera empresa fabricante de georradar es (Geophysical Survey Systems Inc., GSSI). Rápidamente se comenzaron a realizar aplicaciones sobre suelos de permafrost (Annan y Davis, 1976). Su aplicación comienza a abarcar mayor espectro, como indican Morey (1974) y Benson et al. (1984).

1.6.1 Elección de la técnica GPR

El georradar en la actualidad es una herramienta eficiente y ampliamente utilizada en investigaciones glaciológicas. Esta herramienta se utiliza para realizar mediciones glaciológicas en forma superficial sobre la masa glaciar o desde una plataforma aerotransportada, permitiendo caracterizar la topografía subglaciar, espesor del hielo y su estructura o estratigrafía interna.

Un sistema de radar, es un instrumento no invasivo de sensoramiento remoto que se constituye principalmente de: un transmisor, un receptor, antenas y un sistema de adquisición de datos, el cual puede ser transportado de

forma superficial o aerotransportado. El transmisor genera una señal de radio frecuencia que es radiada en dirección a un blanco (Target) a través de la antena transmisora. Cuando esta señal alcanza la frontera entre dos medios de diferentes constantes dieléctricas, parte de ella es reflejada y transmitida. La señal reflejada es capturada por la antena receptora y conociendo su velocidad de propagación en el medio, se puede determinar la distancia entre la antena y el blanco. En resumen el espesor de la masa glaciar puede ser determinado en función del tiempo transcurrido entre la emisión y recepción de la señal por la antena.

Dentro del rango de frecuencias utilizadas en Glaciología (1-1000 Hz), las velocidades de las ondas electromagnéticas dependen de varios factores como son: la densidad, estructura y el contenido de agua del hielo (Bogorodsky et al., 1983). El estudio de las velocidades se utiliza para obtener las estructuras y estados hidrotermales, así como las propiedades físicas y eléctricas del hielo.

El hielo glaciar resulta un medio muy transparente para la transmisión de las ondas electromagnéticas. Por este motivo Watts y England (1976) ya calificaban al hielo glaciar como el mejor de los materiales geológicos para ser explorado por métodos electromagnéticos.

En los estudios glaciológicos pueden despreciarse todos los efectos magnéticos, debido a la ausencia de pérdidas magnéticas del agua y el hielo, cuya permeabilidad magnética relativa es real y de valor unitario (Bogorodsky et al., 1985). En el tipo de glaciares que nos ocupa (templados), tanto la profundidad de penetración de la onda, como la permitividad, como consecuentemente la velocidad de propagación, son fuertemente dependientes de su contenido en agua.

Desde los años 1960 se aplica GPR como un método para la localización y mapeo de interfaces de subglaciares, y por lo tanto para limitar el volumen de hielo y la morfología (Robin et al., 1969; Arcone et al., 1995; Carpeta et al., 2009;). Determinar el espesor de hielo (Jezek et al., 1979; Blindow, 1994), en imágenes anuales de capas de acumulación (Jol, et al., 2004; Kohler, et al., 1997) o de facies de transición del hielo (Palli et al., 2003). Localizar características de hielo interno más espeso (Delaney Wadham, et al., 2006; Stuart et al., 2003).

Esta técnica se usa también para delimitar los cambios marcados por las propiedades eléctricas, que son resultados de cambios en: la temperatura del hielo (por ejemplo, donde el hielo templado existe por debajo de la capa de la superficie helada (Björnsson et al., 1996)), los cambios en contenido de agua (Murray et al., 2000) cambios en el contenido de burbuja en el hielo (Macheret y Zhuravlev, 1982), los cambios en la composición química del hielo (Gudmandsen, 1975), o variando la concentración de los residuos en el hielo (Arcone et al., 1995). Los cambios en la orientación del tejido del cristal, los cambios en la conductividad o cambios en la cantidad de burbujas (respectivamente densidad) se consideran la causa de las reflexiones internas en los glaciares y las capas de hielo (Harrison, 1973; Siegert, 1999; Eisen et al., 2007). Los reflectores internos y basales fuertes, pueden estar causados por capas de diferente densidad dentro del firn y la nieve

(Bingham y Siegert, 2007), los sedimentos (Woodward et al., 2003), los desechos (Arcone et al., 1995; Fukui et al., 2008) o lagos subglaciares.

Se utiliza para mapear las fracturas de fragilidad del hielo como: grietas (Jezek et al., 1979; Glover y Rees, 1992), las fallas (Murray et al., 1997) y zonas de cizalla (Nobes et al., 1994).

El estudio de drenaje interno durante la temporada de deshielo es especialmente difícil, debido al aumento de contenido de agua en los glaciares durante el verano, ya que puede disminuir la penetración y la capacidad de registrar características internas debido a la dispersión de la señal de GPR (Smith y Evans, 1972; Davis, 1973; Watts y England, 1976; Bamber, 1988).

Existen multitud de aplicaciones en otros campos: investigaciones arqueológicas (Pérez Gracia, 2001); monitorización para la recuperación de aceite en procesos industriales (Witterholt y Kretzschmar, 1984); aplicaciones de ingeniería civil (Lau et al., 1982); en la detección de tuberías enterradas y de fugas de agua (Eyuboglu et al., 2004; Tavera y Pérez, 2007); para la localización de minas en zonas de guerra etc.

1.7 Validación de los resultados obtenidos en esta tesis

La validación de los resultados de los valores de profundidad del hielo templado en ambos glaciares de estudio, se puede llevar a cabo mediante una comparativa con los resultados obtenidos por el director académico de esta tesis Dr. Francisco García García en el año 2008, expuestos en el *apartado 1.5.2.3*.

De esta comparación del tratamiento de los datos radar, se desprende una diferencia de 10 m en el valor máximo de profundidad de la capa de hielo templado en el glaciar La Maladeta, del procesado realizado en 2008 con respecto a los resultados presentados en este estudio. Mientras que el espesor máximo de dicha capa en el glaciar Aneto coincide en ambos estudios. Las cubetas de máxima acumulación del hielo también se corresponden en sendos estudios para los dos glaciares. El espesor del estrato neviza/firn no se ha determinado con anterioridad a este estudio.

Cabe destacar que en el *apartado 1.5.2*, se han comentado y expuesto todos los estudios geofísicos realizados anteriormente en estos glaciares objeto de estudio.

Los parámetros físicos de las ondas electromagnéticas, determinados en las interfaces electromagnéticas y las anomalías o singularidades, que permiten clasificar y caracterizar los elementos estructurales internos (canales de drenaje, grietas/fracturas, reflectores internos, till, etc...). Son comparados con los parámetros físicos (por ejemplo, velocidad de la onda electromagnética, constante dieléctrica del medio, porosidad, polaridad, entre otros) determinados por otros autores en diversos estudio geofísicos llevados a cabo en diversos glaciares (como son Paterson, 1994; Reynolds, 1997; Lapazaran, 2004; Anna, 2005). No se ha encontrado bibliografía

referente a los valores de la amplitud normalizada de la onda que se obtienen en las diversas capas que atraviesa la onda o en las anomalías/singularidades, debido a que depende de varios factores como son: la atenuación de la onda, grado de humedad, constante dieléctrica, entre otros. Estos valores varían en función de: la ubicación geográfica del glaciar, la altitud, la profundidad, la temperatura del cuerpo de hielo, etc...

En el análisis de las hipérbolas de difracción y los patrones de reflexión que se materializan en los radargramas, se tienen en cuenta los análisis y las conclusiones que sobre patrones similares realizan otros autores, centrándonos en los obtenidos mediante registros de datos radar en glaciares templados, como son los obtenidos por Zamora et al. (2007) y Kilgore (2013).

El contenido de agua obtenido para la capa de hielo en función de la velocidad de propagación de la onda electromagnética en el hielo, se compara con los valores de porosidad que se adoptan por varios autores en glaciares secos, debido a que la formulación utilizada en el ámbito glaciológico, está en su mayoría desarrollada para medios glaciares secos, aplicándose a los medios húmedos bajo una serie de hipótesis.

Hasta la fecha no se han desarrollados modelos termomécánicos para glaciares templados.

*CAPÍTULO 2: ECUACIONES DE LAS ONDAS
ELECTROMAGNÉTICAS.*

2.1 Introducción

La historia de la investigación científica del electromagnetismo comenzó con el descubrimiento de Ørsted de la relación fundamental entre la electricidad y el magnetismo, y además la explicación de Ampère de los resultados de Ørsted (Hofmann, 2006). Darrigol (2000) presenta una revisión de la electrodinámica desarrollada en el siglo XIX, por ejemplo: formulaciones de Ampère, el concepto de campo de Faraday, las ecuaciones de Maxwell, la producción de Hertz de las ondas predichas de Maxwell, y la solución de Einstein a la discrepancia entre la física de Newton y Maxwell.

Los campos electromagnéticos quedan definidos mediante las ecuaciones de Maxwell (Balanis, 1989) que describen la propagación de la energía electromagnética como un proceso acoplado entre las fuerzas eléctricas y magnéticas, y los flujos.

Estas ecuaciones ligán los campos eléctrico y magnético con las fuentes que los producen, a partir de una serie de parámetros constantes para cada medio determinado. Estas constantes definen electromagnéticamente el medio. En las prospecciones con radar de subsuelo tres de estos parámetros son básicos para comprender qué se está registrando. Se trata de la conductividad, la permitividad dieléctrica y la permeabilidad magnética, estos parámetros son valores complejos.

Efectuamos la toma de medidas con radar, los parámetros que se obtienen son los que se denominan valores efectivos, es decir, combinaciones entre las partes reales e imaginarias de cada uno de los tres.

Partiendo de las ecuaciones de propagación de una onda plana y armónica y de las relaciones de Maxwell se obtienen las expresiones para la velocidad de propagación y para la longitud de onda en función de estos parámetros del medio y de las características de la radiación (frecuencia utilizada). Estas expresiones dependen del tipo de medio por el que se produce la propagación: espacio libre, dieléctrico perfecto, dieléctrico, dieléctrico de bajas pérdidas o conductor.

La atenuación que se produce durante la propagación de una onda por un medio material puede obtenerse considerando los factores de expansión geométrica del frente de ondas y el denominado factor de atenuación. Este último es una función también de los parámetros electromagnéticos del medio y de la frecuencia de la radiación. La atenuación debida a los efectos del medio es una función exponencial que determina la disminución de energía (y por lo tanto de amplitud) de la onda conforme nos alejamos del foco donde se ha generado.

El valor de la amplitud de la onda que se recibe en la antena está fuertemente influenciado por el porcentaje de energía que se ha reflejado en cada una de las discontinuidades del medio. Los coeficientes de transmisión y reflexión son los porcentajes de energía refractada y reflejada respecto a la energía incidente en una superficie determinada. Estos coeficientes dependen de las impedancias electromagnéticas de los campos incidente y

refractado o incidente y reflejado, juntamente con los ángulos de incidencia y refracción. En el caso particular de un radar de subsuelo la incidencia puede considerarse normal, es decir, que el ángulo de incidencia y el ángulo de refracción son cero (aproximadamente). Con esta condición la expresión de estos coeficientes se simplifica, quedando únicamente en función de las permitividades de los dos medios en contacto.

Las prospecciones con la técnica con georradar se basan en la emisión y detección de ondas electromagnéticas que se propagan por un medio heterogéneo. La incidencia de esta energía en las inhomogeneidades del medio provoca fenómenos de reflexión, refracción y de difracción, que son detectados por la antena receptora.

Analizando dichos fenómenos se identifican los cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales que componen el subsuelo. Estas propiedades permiten caracterizar los componentes del subsuelo, en función del patrón de propagación que sigue la onda electromagnética.

El georradar opera dentro del rango de frecuencias 10 MHz – 1.000 MHz, siendo muy superior a las frecuencias que se utilizan en las prospecciones con sísmica de reflexión. La principal diferencia estriba en el análisis de las propiedades del medio, la prospección sísmica de reflexión se centra en el análisis de las propiedades mecánicas de los materiales, siendo estas las que rigen el comportamiento de las ondas en su propagación, en cambio la prospección con georradar estudia las propiedades electromagnéticas de los materiales: la permitividad dieléctrica, la conductividad y la permeabilidad magnética. Las transmisiones, reflexiones y difracciones se producen debido a los contrastes de estas propiedades.

2.2 Ecuaciones de Maxwell.

La base teórica de este método de prospección es, por un lado los conceptos de óptica geométrica, y por otro la teoría de campos electromagnéticos, cuyas ecuaciones básicas fueron formuladas por Maxwell en 1867 relacionando los campos eléctrico y magnético con sus fuentes. Estas relaciones se completan con las denominadas ecuaciones de continuidad, que especifican el comportamiento de estos campos en las zonas en las que existen distribuciones superficiales de carga, es decir, ahí donde tenemos discontinuidades en el medio. Partiendo de estas ecuaciones se puede determinar el comportamiento de una onda de radar durante su propagación por un medio determinado.

Las ecuaciones de Maxwell describen los campos electromagnéticos variables en el tiempo, que se expresan como (Lorrain y Corson, 1972; Carcione, 1996):

$$\nabla \vec{D} = \rho_f \quad (2.1)$$

$$\nabla \vec{B} = 0 \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} + \vec{M} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \vec{H} = -\frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{J} \quad (2.4)$$

donde:

\vec{E} , es el vector intensidad del campo eléctrico (V/m).

\vec{D} , es el vector de desplazamiento eléctrico (C/m²).

\vec{H} , es el vector intensidad del campo magnético (A/m).

\vec{B} , es el vector inducción magnética (Wb/m²).

\vec{M} , es la imantación (A/m).

\vec{J} , es el vector densidad de corriente debida al movimiento de cargas en la materia (A/m²).

ρ_f , es la densidad de carga libre (C/m³).

Las leyes fundamentales, en las cuales se basan estas ecuaciones son las siguientes:

- Las dos primeras ecuaciones representan las leyes de Gauss, para el campo eléctrico y magnético. En la ecuación (2.1), se tienen en cuenta la existencia de las cargas eléctricas que actúan como fuente o sumidero del campo eléctrico, mientras que la ecuación (2.2), contempla la inexistencia de cargas magnéticas.
- La ley de Faraday-Henry, que relaciona las variaciones entre los dos campos, el eléctrico con el magnético, se corresponde con la ecuación (2.3).
- La ley de Ampere-Maxwell, determina la existencia de un campo magnético asociado al desplazamiento de cargas eléctricas, ya sea en forma de corriente eléctrica o por polarización dieléctrica, se representa por la ecuación (2.4).

Las ecuaciones constitutivas que relacionan los campos con las propiedades físicas (electromagnéticas) del medio de transmisión, se definen en función de los tres parámetros: la permitividad dieléctrica (ϵ), la conductividad (σ) y la permeabilidad magnética (μ) del material. Exponemos dichas ecuaciones para medios homogéneos y medios anisótropos.

En la propagación de la onda por medios **homogéneos e isotropos**, las ecuaciones constitutivas se obtienen en función de los parámetros del medio expresándose (Mohr y Taylor, 1999-2000):

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.5)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.6)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad * \text{ ley de Ohm} \quad (2.7)$$

En general, los valores de ε , μ , y σ son tensores y no lineales, por ejemplo, $\varepsilon = \varepsilon(\omega, E)$, donde ω es la frecuencia angular.

Trabajando en *medios anisótropos*, las ecuaciones constitutivas vienen expresadas en función de los tensores de los parámetros ε , σ y μ (Carcione, 1996).

$$\vec{D} = \tilde{\varepsilon} * \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\vec{B} = \tilde{\mu} \vec{H} \quad (2.9)$$

$$\vec{J} = \tilde{\sigma} * \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \vec{J}_m \quad (2.10)$$

donde, \vec{J}_m es la densidad de corriente debida tanto a la polarización como a la magnetización del material a consecuencia de los campos eléctrico y magnético aplicados, los valores de $\tilde{\varepsilon}$, $\tilde{\mu}$ y $\tilde{\sigma}$, resultan de la aproximación por tres tensores de dimensión 3×3 (Carcione, 1996).

Sustituyendo las ecuaciones (2.6), (2.7), (2.8), en las ecuaciones de los campos electromagnéticos se obtiene:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad (2.11)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.12)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial(\mu \vec{H})}{\partial t} + \vec{M} \quad (2.13)$$

$$\nabla \times \vec{H} = -\frac{\partial(\varepsilon \vec{E})}{\partial t} + \sigma \vec{E} \quad (2.14)$$

Las ecuaciones de Maxwell describen el conjunto acoplado de los campos eléctricos y magnéticos que varían en el tiempo. Los campos eléctricos cambiantes crean corrientes eléctricas, que a su vez inducen campos magnéticos. Los campos magnéticos inducen luego otro campo eléctrico. Este efecto provoca que los campos se muevan a través del medio.

2.3 Parámetros electromagnéticos de un medio

Los parámetros electromagnéticos (conductividad, permitividad dieléctrica y permeabilidad magnética) son los que definen el tipo de medio que atraviesa la onda electromagnética.

2.3.1 Conductividad. σ

La conductividad, es la propiedad electromagnética que nos proporciona la medida de la respuesta de sus cargas libres en presencia de un campo eléctrico externo, siendo el factor de proporcionalidad entre el campo libre aplicado y la densidad de volumen de corriente debido al movimiento de estas cargas libres. Es decir, cuantifica la capacidad de un material de conducir corriente eléctrica.

Partiendo de la ecuación expresada anteriormente,

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (2.7)$$

Según la ley de Ohm la ecuación (2.7), describe la corriente eléctrica producida por el movimiento de las cargas libres en presencia de un campo eléctrico, y de las pérdidas asociadas a dicha conducción. Se clasifican los materiales como:

- Materiales conductores, tienen una elevada capacidad para generar una corriente eléctrica ante un campo eléctrico, del orden de $10^9 mSm^{-1}$ incluso valores superiores.
- Materiales aislantes o dieléctricos, que presentan valores de conductividad inferiores a $10^5 mSm^{-1}$.
- En un rango intermedio se encuentran los materiales semiconductores (Pavlov y Jojlov, 1992).

La conductividad se expresa en el S.I., en mohs/metro o el equivalente de Siemens/metro. La conductividad de un medio es la inversa de su resistividad (medida en Ohmios metro, Ωm).

Los valores de conductividad en muchos medios se encuentran influenciados, por el contenido de agua en los poros del material y su composición química.

La temperatura afecta a la movilidad de los iones, de forma que influye en la conductividad electrolítica. Por ello, al cambiar la temperatura de los medios, puede verse modificada la conductividad. En general, la conductividad es un parámetro fuertemente variable que no solo depende de los cambios de los materiales del medio, ya que puede variar dentro de una misma formación.

En materiales porosos este parámetro es fuertemente variable dependiendo: de la naturaleza de los iones disueltos en el fluido intersticial, de la saturación de agua, del número de poros y de su comunicación, entre otros factores.

En el estudio de los glaciares, la conductividad es mayor en la época estival, ya que se produce un aumento de temperatura ambiental produciendo la fusión del hielo tanto a nivel superficial como en el interior, como consecuencia se incrementa el contenido de agua. En general, la conductividad eléctrica se presenta como un valor complejo.

$$\sigma = \sigma' - i\sigma'' \quad (2.15)$$

donde σ' es la parte real de la conductividad compleja, y determina la amplitud de la corriente en fase con la intensidad del campo eléctrico externo y σ'' es la parte imaginaria de la conductividad compleja, que determina la amplitud de la corriente desfasada respecto al campo eléctrico externo y considera el retardo en la respuesta de conducción que presenta el material en presencia de un campo eléctrico variable con el tiempo (Sutinen, 1992).

2.3.2 Permitividad dieléctrica. ϵ

Cuando un material se encuentra bajo la acción de un campo eléctrico externo, las partículas que lo componen (átomos, moléculas, iones, etc...), tienden a orientarse con el campo, en función de su polaridad. Este efecto genera dipolos en el interior del material, distanciando entre sí las cargas ligadas de signos opuestos, lo que produce un campo eléctrico interno que hace disminuir el exterior. A este fenómeno se denomina polarización dieléctrica y a la capacidad que tienen el material de soportar este efecto es la permitividad dieléctrica ϵ .

En la ecuación (2.5) aparecen los efectos de almacenamiento de la energía por polarización dieléctrica del medio, junto con las pérdidas asociadas.

La permitividad dieléctrica absoluta es una constante de proporcionalidad entre la intensidad del campo eléctrico externo aplicado y el vector desplazamiento eléctrico \vec{D} .

En medios *homogéneos e isotropos* los efectos de almacenamiento de energía y desplazamiento de carga necesitan para su definición un valor complejo del parámetro de la permitividad dieléctrica. De modo que la permitividad dieléctrica se compone de una parte translacional real ϵ' y una parte disipadora imaginaria ϵ'' (Bogorodsky et al., 1985). Se representa en su forma compleja como (Marshall, DuBroff y Skitek, 1982; Turner y Siggins, 1994):

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad (2.16)$$

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r = \varepsilon_0 (\varepsilon_r' - i\varepsilon_r'') \quad (2.17)$$

donde ε' es la parte real de la permitividad dieléctrica compleja, llamada permitividad real y ε'' la parte imaginaria. Dividiendo la ecuación (2.16) por ε_0 (permitividad dieléctrica del vacío), se obtiene una expresión similar para la permitividad relativa.

La parte real de la permitividad, describe la capacidad del material para la polarización y el almacenamiento de energía, mientras que la parte imaginaria donde $i = \sqrt{-1}$, representa la capacidad para perder energía durante el desplazamiento polar de las cargas. Esta permitividad real está débilmente influenciada por la temperatura, mientras que presenta una fuerte dependencia con la frecuencia (Fujita et al., 2000; Petrenko y Whitworth, 2002).

La permitividad absoluta ε , es el producto entre la permitividad relativa del material ε_r y la permitividad dieléctrica del vacío ($\varepsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12} \text{ F/m}$). La permitividad absoluta se mide en el S.I. en (F/m).

La permitividad eléctrica describe la capacidad del hielo para almacenar la carga eléctrica, impidiendo efectivamente el flujo de una corriente eléctrica aplicada. La permitividad se describe normalmente en relación con el espacio libre y debe por lo tanto denominarse como permitividad relativa comúnmente llamado la constante dieléctrica. Los valores de la permitividad dieléctrica de los materiales que podemos encontrar en el subsuelo se encuentran entre el rango (1- 81), donde el valor de 1 corresponde al aire y el máximo valor que se puede dar corresponde a la constante relativa del agua a una temperatura de 20°.

Trabajando en frecuencias muy bajas (del orden de 100 kHz e inferiores), por la naturaleza polar de la molécula de agua domina la permitividad real (Bogorodsky et al., 1985). Esto es debido a una reorientación molecular dentro de la red cristalina del hielo bajo la influencia de un campo eléctrico. En cambio trabajando a frecuencias más altas (hasta el rango de las microondas), la reorientación molecular tiene un efecto menor (Petrenko y Whitworth, 2002). La polarización dentro de la red cristalina todavía se produce a altas frecuencias, pero produciéndose una rápida redistribución de los electrones (Petrenko y Whitworth, 2002).

El límite de la permitividad relativa a altas frecuencias se indica como ε_∞ , mientras que la permitividad relativa "estática" en las frecuencias pequeñas es ε_s . El punto de transición f_c por debajo del cual la relajación Debye es dominante es la frecuencia característica (Bogorodsky et al., 1985) *ver capítulo 3*. Las frecuencias que normalmente se utilizan en Glaciología, son más altas que la frecuencia característica del hielo a una temperatura 0°C (8 Hz). La temperatura afecta en un porcentaje aproximado del 2% en rangos de -75°C a 0°C, a la permitividad (Bogorodsky et al., 1985).

En las prospecciones glaciológicas con frecuencias que normalmente se usan, la permitividad real del hielo se considera constante cerca del valor límite (Bogorodsky et al., 1985; Petrenko y Whitworth, 2002; Fujita et al., 2000), por lo tanto $\varepsilon' \rightarrow \varepsilon_\infty \approx 3,2$.

Como consecuencia la constante de proporcionalidad (adimensional) entre la polarización eléctrica de un material \vec{P} y el campo externo es la susceptibilidad magnética χ .

$$\vec{D} = \vec{P} + \varepsilon_0 \vec{E} = \chi \varepsilon_0 \vec{E} + \varepsilon_0 \vec{E} = (1 + \chi) \varepsilon_0 \vec{E} = \varepsilon_r \varepsilon_0 \vec{E} \quad (2.18)$$

$$\text{entonces: } \vec{P} = \chi \varepsilon_0 \vec{E} \quad (1 + \chi) = \varepsilon_r \quad (2.19)$$

2.3.2.1 Relación entre la constante dieléctrica y conductividad

El parámetro de la permitividad dieléctrica y la conductividad están interrelacionados entre sí. La parte real de la permitividad dieléctrica y la parte imaginaria de la conductividad generan una corriente que varía en fase con el campo eléctrico aplicado, mientras que la parte imaginaria de la constante dieléctrica y la parte real de la conductividad generan una corriente desfasada respecto al campo eléctrico.

La componente imaginaria de la permitividad dieléctrica considera los retardos en la respuesta a la polarización del material sometido a un campo electromagnético (Sutinen, 1992), es decir, indica el factor de pérdidas dieléctricas (P). Por otro lado también contiene el factor que indica las pérdidas por conducción.

Estos dos parámetros se relación mediante la siguiente fórmula:

$$\tilde{\sigma} = j\omega\tilde{\varepsilon} \quad (2.20)$$

Esta relación se debe a que los efectos de las partes reales e imaginarias de la permitividad y de la conductividad se cruzan, confundiéndose. De hecho, en la práctica, las mediciones de laboratorio de las permitividades y conductividades no diferencian estos efectos cruzados (Turner y Siggins, 1994).

Por lo tanto se define la conductividad y permitividad aparentes σ_a y ε_a , respectivamente como (Daniel, 1996):

$$\tilde{\sigma} = \sigma'_a - j\sigma''_a \quad (2.21)$$

$$\tilde{\varepsilon} = \varepsilon'_a - j\varepsilon''_a \quad (2.22)$$

De esta forma la densidad de la corriente inducida puede expresarse utilizando exclusivamente la conductividad aparente o bien la permitividad aparente,

$$J = \tilde{\sigma}E = j\omega\tilde{\epsilon}E \quad (2.23)$$

Por lo tanto se establece la relación entre las conductividades y permitividades; y sus respectivos parámetros aparentes con las siguientes ecuaciones:

$$\sigma'_a = \sigma' + \omega\epsilon'' \quad (2.24)$$

$$\sigma''_a = \sigma'' + \omega\epsilon' \quad (2.25)$$

$$\epsilon'_a = \epsilon' - \frac{\sigma''}{\omega} \quad (2.26)$$

$$\epsilon''_a = \epsilon'' - \frac{\sigma'}{\omega} \quad (2.27)$$

Las expresiones cruzadas de las partes reales e imaginarias de la conductividad y permitividad aparente son redundantes ($\sigma'_a = \omega\epsilon''_a$ y $\epsilon'_a = -\sigma''_a/\omega$). Las partes reales σ'_a y ϵ'_a , son conocidas como la permitividad y conductividad efectiva respectivamente, y es suficiente la utilización de estos dos parámetros para caracterizar los parámetros complejos.

$$\sigma_{ef} = \sigma'_a = \sigma' + \omega\epsilon'' \quad (2.28)$$

$$\epsilon_{ef} = \epsilon'_a = \epsilon' - \frac{\sigma''}{\omega} \quad (2.29)$$

$$\epsilon_{efr} = \frac{\epsilon_{ef}}{\epsilon_0} \quad (2.30)$$

Estos parámetros efectivos son los que se usan en la práctica para caracterizar eléctricamente los medios (Turner y Siggins, 1994). Sustituyendo los parámetros efectivos en las partes activa y reactiva de la densidad de corriente inducida, quedan las ecuaciones:

$$J_A = (\omega\epsilon'' + \sigma')E = \sigma_{ef}E \quad (2.31)$$

$$J_R = (\omega\epsilon' - \sigma'')E = \omega\epsilon_{ef}E \quad (2.32)$$

Las pérdidas eléctricas se producen por el desfase entre los vectores de intensidad de campo E, y densidad de corriente J. Las pérdidas producidas por la conducción de cargas libres reciben el nombre de pérdidas óhmicas (calor de Joule), mientras que aquéllas producidas por la polarización de cargas ligadas se denominan pérdidas dieléctricas. Su medida se realiza, por conveniencia, a través de la tangente del ángulo de pérdidas eléctricas,

$$\tan\delta_e = \frac{J_A}{J_R} \quad (2.33)$$

quedando,

$$\tan\delta_e = \frac{\omega\varepsilon'' + \sigma'}{\omega\varepsilon' - \sigma''} = \frac{\varepsilon_a''}{\varepsilon_a'} = \frac{\sigma_a'}{\omega\varepsilon_a'} = \frac{\sigma_{ef}}{\omega\varepsilon_{ef}} \quad (2.34)$$

En los **buenos dieléctricos** la propagación de la onda se produce con bajas pérdidas, como es en el caso del vacío, sin embargo la conducción produce un efecto disipativo sobre la onda propagada.

La ecuación (2.34) para medios **muy dieléctricos** donde la conductividad que se da es baja se reduce a la siguiente ecuación (Bogorodsky et al., 1985):

$$\tan\delta_e = \frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \quad (2.35)$$

En un medio **dieléctrico ideal**, es decir, el material no es conductor. Las pérdidas o la parte imaginaria de la ecuación (2.26) es cero y la conductividad es también cero, por lo tanto el campo se propaga como una onda. Como consecuencia las ecuaciones de Maxwell, en estas condiciones se reescriben como:

$$\nabla \vec{D} = 0 \quad (2.36)$$

$$\nabla \vec{B} = 0 \quad (2.37)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (2.38)$$

$$\nabla \times \vec{H} = -\varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.39)$$

Estos términos se pueden reducir más según Rohan (1991):

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = \frac{1}{\mu\varepsilon} \nabla^2 \times \vec{E} \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} = \frac{1}{\mu\varepsilon} \nabla^2 \times \vec{H} \quad (2.41)$$

Para simplificar la expresión, se supone que una onda plana se propaga en la dirección X (usando coordenadas rectangulares). Así la ecuación de onda vector se reduce a una ecuación de onda escalar. La suposición es válida cuando la separación de las antenas es lo suficientemente grande, donde un plano puede aproximarse a la divergencia esférica de la onda electromagnética. Usando la regla de la mano derecha, el campo eléctrico será en la dirección Y y el campo magnético estará en la dirección Z:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial t^2} = \frac{1}{\mu\varepsilon} \frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial^2 H_z}{\partial t^2} = \frac{1}{\mu\varepsilon} \frac{\partial^2 H_z}{\partial x^2} \quad (2.43)$$

donde,

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad \text{y} \quad v^2 = \frac{1}{\mu\varepsilon} \quad (2.44)$$

Siendo v la velocidad de la onda de propagación en el medio.

Se concluye que la parte imaginaria de permitividad controla la tangente de pérdidas, de modo que cuanto más bajo es este valor, menos pérdidas se producen en la propagación. Se produce un pico en la permitividad imaginaria en la frecuencia característica antes de caer (Bogorodsky et al., 1985). Aunque los datos son escasos, la permitividad imaginaria parece alcanzar un mínimo en torno a 1 GHz, antes de aumentar de nuevo en el rango de las microondas (Fujita et al., 2000).

2.3.3 Permeabilidad magnética. μ

Los efectos que un campo magnético produce en un material, se dan por el espín de los electrones, como se observa en la siguiente ecuación:

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \quad (2.45)$$

Este parámetro (μ) es el que relaciona la inducción magnética \vec{B} , con la intensidad de campo magnético \vec{H} .

En **medios isótropos** la permeabilidad magnética es un escalar complejo, cuya parte imaginaria representa la componente de pérdidas, caracterizadas mediante la tangente del ángulo de pérdidas magnéticas:

$$\mu = \mu' - i\mu'' \quad (2.46)$$

$$\mu = \mu_o\mu_r = \mu_o(\mu'_r - i\mu''_r) \quad (2.47)$$

$$\tan\delta_m = \frac{\mu''}{\mu'} = \frac{\mu''_r}{\mu'_r} \quad (2.48)$$

Este parámetro se mide en H/m y se puede escribir como el producto entre la permeabilidad magnética del vacío ($\mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m) y la permeabilidad relativa del material:

$$\vec{B} = \mu_o\mu_r\vec{H} = \mu_o(1 + \chi_m)\vec{H} = \mu\vec{H} \quad (2.49)$$

$$\mu_r = (1 + \chi_m) \quad (2.50)$$

Siendo μ_r la permeabilidad relativa del material, que depende a su vez de la susceptibilidad magnética del mismo, χ_m que a su vez es la constante de proporcionalidad entre la imanación de un material y la intensidad de campo magnético externo:

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H} \quad (2.51)$$

La permeabilidad compleja magnética relativa se puede escribir en forma compleja como:

$$\mu_r = \mu' - i\mu'' = 1 + \chi_m \quad (2.52)$$

De modo que la parte real de esta expresión da una idea de la energía magnética almacenada en el material, y se denomina permeabilidad magnética elástica, mientras que la parte imaginaria determina la cantidad de pérdidas magnéticas debidas a corrientes turbillonarias, histéresis, viscosidad magnética del material, etc..., y se denomina permeabilidad magnética viscosa.

En la realización de estudios en el hielo se toma como valor de la permeabilidad magnética ≈ 1 , este valor no depende de la frecuencia del campo magnético. Como la mayoría de los materiales de la Tierra tienen un comportamiento *isotrópico* respecto a la permeabilidad magnética, de manera que para realizar un tratamiento tensorial, como en el caso de la conductividad y de la permitividad dieléctrica, el tensor de este parámetro es una constante por una matriz identidad de dimensiones 3x3:

$$\tilde{\mu} = \mu I \quad (2.53)$$

Para caracterizar un medio electromagnéticamente y de forma global utilizaremos la impedancia intrínseca (Neff, 1991) dada por:

$$\eta = \sqrt{\frac{j\omega\mu}{\sigma + j\omega\epsilon}} = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon - j\frac{\sigma}{\omega}}} \quad (2.54)$$

$$\eta = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon_{ef} - j\frac{\sigma_{ef}}{\omega}}} \quad (2.55)$$

Cuando en medios *dieléctricos*, la conducción se puede despreciar aproximando la ecuación anterior de la siguiente manera:

$$\eta = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon_{ef}}} \quad (2.56)$$

El valor de la impedancia intrínseca del vacío es:

$$\eta_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} = 376,73 \Omega \quad (2.57)$$

Por lo tanto se puede expresar la relación entre la permeabilidad magnética en el vacío y la permitividad dieléctrica en el vacío como:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} = 2,998 \times 10^8 \text{ m/s} \quad (2.58)$$

Siendo c la velocidad de propagación de una onda electromagnética en el vacío.

2.4 Parámetros de propagación del medio

Las ecuaciones de Maxwell en un medio homogéneo, lineal, isótropo y sin fuentes, dependen del tiempo y de una coordenada de translación (ondas planas), representando la propagación del pulso emitido por el georradar, que en el dominio de la frecuencia toma la forma (Page y Camacho, 1985),

$$E(r, \omega) = E_o(\omega) e^{-\gamma \vec{n} r} \quad (2.59)$$

Mientras que en el dominio del tiempo, para un campo monocromático de pulsación ω , la ecuación de Maxwell se expresa de la siguiente forma,

$$E(r, t) = \text{Re}[E(r, \omega) e^{i\omega t}] \quad (2.60)$$

donde \vec{n} , es el vector unitario en la dirección de propagación de la onda (con sentidos positivo y negativo); r es el vector de posición del punto donde se calcula el campo; $E(r, \omega)$ la transformada de Fourier del campo $E(r, t)$, dada por (2.59); y $E_o(\omega)$, por tanto, las amplitudes del campo en el origen.

Como hemos visto en el **apartado 2.3.2.1** de este capítulo, cuando el campo se propaga como una onda las ecuaciones de Maxwell, se pueden expresar en función de la velocidad. Para ello sustituimos la ecuación (2.44), en las ecuaciones (2.42), (2.43), obteniendo:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial t^2} = v^2 \frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} \quad (2.61)$$

$$\frac{\partial^2 H_z}{\partial t^2} = v^2 \frac{\partial^2 H_z}{\partial x^2} \quad (2.62)$$

El campo eléctrico se fórmula como:

$$E_y = A \operatorname{sen} \left[\frac{2\pi}{\lambda} (x + vt) \right] + B \operatorname{sen} \left[\frac{2\pi}{\lambda} (x - vt) \right] \quad (2.63)$$

Expresando el campo eléctrico en función de la frecuencia dominante queda de la siguiente forma,

$$E_y = A e^{\frac{2\pi v}{\lambda} x} + B e^{-\frac{2\pi v}{\lambda} x} \quad (2.64)$$

donde λ es la longitud de onda; A y B son constantes reales. Si solo tenemos en cuenta la contribución del ángulo del segundo término de la ecuación (2.63), es decir $(\operatorname{sen} \left[\frac{2\pi}{\lambda} (x - vt) \right])$, la dirección positiva x, el trazado de la onda en diferentes tiempos mostrará que un punto de la onda se moverá de acuerdo con la ecuación $x - vt = cte$. Diferenciando este con respecto al tiempo: $\frac{\partial x}{\partial t} = v$.

Con esta fórmula obtenemos la velocidad de fase, midiendo el tiempo de propagación de la onda a través de un medio, conociendo la distancia recorrida.

En la mayoría del trabajo con equipos GPR, se utiliza la suposición de onda plana (Annan y Daniels, 1998). En muchos estudios de campo se supone que la onda es plana Sato y Thierbach (1991), teóricamente modelando una antena dipolo mediante el examen del patrón de radiación emitida por el transmisor.

Cuando las corrientes de conducción no son insignificantes, las ecuaciones (2.42) y (2.43) se puede escribir como:

$$(\varepsilon\mu) \frac{\partial^2 E_y}{\partial t^2} + (\sigma\mu) \frac{\partial E_y}{\partial t} = \frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} \quad (2.65)$$

$$(\varepsilon\mu) \frac{\partial^2 E_z}{\partial t^2} + (\sigma\mu) \frac{\partial E_z}{\partial t} = \frac{\partial^2 E_z}{\partial x^2} \quad (2.66)$$

Las ecuaciones anteriores se pueden representar en el dominio de la frecuencia suponiendo que los campos eléctricos y magnéticos son campos armónicos que pueden descomponer sus representaciones en función de la frecuencia dominante (Annan y Daniels, 1998). Las ecuaciones de la transformación a la frecuencia dominante son:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega) E_y = 0 \quad (2.67)$$

$$\frac{\partial^2 H_z}{\partial x^2} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega) H_z = 0 \quad (2.68)$$

donde ω es la frecuencia angular y $(\epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega) = \gamma^2$, es la constante de propagación o número de onda complejo. Esta constante se puede generalizar por la fórmula:

$$\gamma = \alpha + i\beta \quad (2.69)$$

donde α (constante de atenuación) y β (constante de fase).

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} - 1 \right]^{1/2} \quad (2.70)$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} + 1 \right]^{1/2} \quad (2.71)$$

La solución a la ecuación (2.67) es todavía una onda plana (Sander y Reed, 1978), sustituyendo:

$$E_y = Ae^{-\gamma x}, \quad (2.72)$$

donde el término $\gamma = \omega\sqrt{\mu\epsilon}[1 + \sigma/i\omega\epsilon]^{1/2}$ cuenta para la atenuación de la amplitud del campo eléctrico.

La constante de propagación (γ), se puede expresarse en función de los parámetros electromagnéticos característicos de cada medio (Stewart et al., 1994; García, 1997) introduciendo las relaciones que se contemplan en las ecuaciones de Maxwell:

$$\gamma = i\omega\sqrt{\epsilon_o\epsilon_r\mu_o\mu_r} = i\frac{\omega}{c}\sqrt{\epsilon_r\mu_r} = i\frac{2\pi}{\lambda_o}\sqrt{\epsilon_r\mu_r} \quad (2.73)$$

También podemos determinar los dos factores anteriores atenuación de la onda (la componente compleja real del número de onda), y la constante de fase de la onda (la componente compleja imaginaria del número de onda), en función de su dependencia con la frecuencia que presentan los parámetros electromagnéticos del material, como (Turner y Siggins, 1994; García, 1997):

$$\alpha = \omega \text{Im}\sqrt{\epsilon_o\epsilon_r\mu_o\mu_r} = \frac{\omega}{c} \text{Im}\sqrt{\epsilon_r\mu_r} \quad (2.74)$$

La componente real α corresponde al factor de atenuación o amortiguamiento, cuya unidad (Np/m), que caracteriza el grado de disminución de la amplitud de la onda cuando se incrementa la distancia.

$$\beta = \omega Re\sqrt{\varepsilon_o \varepsilon_r \mu_o \mu_r} = \frac{\omega}{c} Re\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \quad (2.75)$$

Mientras que la componente β representa la constante de fase (rad/m) de la onda en el medio. Donde c es la velocidad de la luz en el vacío (Mohr y Taylor, 1999-2000),

2.5 Velocidad de propagación de una onda electromagnética en un medio material

La velocidad de propagación, caracterizada mediante la velocidad de fase, se define como la velocidad a la que se propaga la fase, perpendicular a la dirección de propagación, puede calcularse a partir de éstos,

$$\beta = \frac{\omega}{v} \quad (2.76)$$

$$v \cong \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} + 1 \right)}} \quad (2.77)$$

En medios **no magnéticos** los más frecuentes en los estudios con georradar, la expresión se simplifica ya que: $\mu_r = 1$. En buenos **dieléctricos** las pérdidas son bajas, $\tan \delta_e \ll 1$, y $\varepsilon_{efr} \cong \varepsilon'_r$ quedando:

$$\beta = \frac{\omega}{c} \sqrt{\varepsilon_{efr}} \quad (2.78)$$

$$\alpha = \frac{\omega}{c} \frac{\tan \delta_e}{2} \sqrt{\varepsilon_{efr}} \quad (2.79)$$

La atenuación disminuye a medida que disminuye la frecuencia (Davis y Annan, 1989).

Recordando las ecuaciones expuestas anteriormente, obtenemos la constante de atenuación como:

$$\alpha = 188,365 \frac{\sigma_{ef}}{\sqrt{\varepsilon_{efr}}} \quad (2.80)$$

La ecuación de la velocidad de propagación de la onda al atravesar este tipo de medios, se fórmula:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{eff}}} \quad (2.81)$$

La velocidad de propagación y la permitividad muestran dependencias con la frecuencia en sentidos opuestos. Por lo tanto la velocidad de la onda electromagnética en los estudios con GPR, solo depende de la permitividad relativa del medio.

Marshall et al., 1982, adopta valores diferentes para la velocidad y la constante de propagación en distintos medios en función de su conductividad, a continuación se muestra la tabla de valores del autor.

Medio	Velocidad	Constante de propagación
Espacio libre	$v = c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} = \frac{\omega}{\beta}$ $\approx 30 \text{ cm/ns}$	$\gamma = i\beta (\text{m}^{-1})$
Dieléctrico perfecto	$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}}$ $= \frac{\omega}{\beta} (\text{m/s})$	$\gamma = i\beta =$ $= i\omega \sqrt{\epsilon_0 \mu_0 \epsilon_r \mu_r} (\text{m}^{-1})$
Dieléctrico $\epsilon = \epsilon' - i \frac{\sigma}{\omega}$	$v = \frac{\omega}{\beta} (\text{m/s})$	$\gamma = \alpha + i\beta =$ $i\omega \sqrt{\mu \epsilon'} \left(\sqrt{1 - i \frac{\sigma}{\omega \epsilon'}} \right) (\text{m}^{-1})$
Dieléctrico de bajas pérdidas $P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon'} \ll 1$	$v = \frac{\omega}{\beta} (\text{m/s})$	$\gamma = \alpha + i\beta =$ $i\omega \sqrt{\mu \epsilon'} \left(1 - i \frac{\sigma}{2\omega \epsilon'} \right) (\text{m}^{-1})$
Buen conductor $P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon'} \gg 1$	$v = \frac{\omega}{\beta} (\text{m/s})$	$\gamma = \alpha + i\beta \approx$ $\approx \sqrt{\pi f \mu \sigma} (1 + i) (\text{m}^{-1})$

Tabla 2.1. Valores de v y de γ para diferentes comportamientos del medio (Marshall et al., 1982).

En el **capítulo 4** de la presente tesis, se exponen los valores adoptados de velocidad para los distintos materiales que forman una estructura glaciar.

2.6 Longitud de onda en un medio diferente del vacío

La longitud de onda λ está estrechamente relacionada con la de constante de fase β , se define como la distancia mínima para la que se cumple la siguiente relación (Page y Camacho, 1985).

$$\lambda = \frac{2\pi}{\beta} \quad (2.82)$$

La longitud de onda en el medio objeto de estudio también depende de velocidad de fase (e indirectamente de la constante dieléctrica efectiva del mismo) y de la frecuencia de la onda emitida.

$$\lambda_m = \frac{2\pi v}{\omega} \quad (2.83)$$

Por otro lado la relación que se establece entre la longitud de onda y los parámetros característicos de la propagación de la onda electromagnética en el medio, viene dada por la expresión:

$$\lambda_m = \frac{2\pi}{\omega} v = \frac{2\pi}{\omega} \frac{c}{Re\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} = \frac{\lambda_o}{Re\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (2.84)$$

como,

$$\lambda_o = \frac{c}{f} \quad \text{Obteniendo, } \lambda_m = \lambda_o \frac{v}{c} \quad (2.85)$$

En buenos dieléctricos las pérdidas son bajas, $\tan \delta_e \ll 1$, según las ecuaciones (2.81) y (2.83), y trabajando en medios *no magnéticos* ($\mu_r=1$),

$$\lambda_m = \frac{\lambda_o}{\sqrt{\epsilon_{efr}}} \quad (2.86)$$

La longitud de onda disminuye conforme aumenta la permitividad relativa del medio. Ésta determina la resolución vertical de actuación del georradar, y dependerá de la frecuencia de emisión de la antena y la constante dieléctrica efectiva de las distintas interfaces que tiene que atravesar la onda electromagnética.

2.7 Atenuación

La atenuación de una onda electromagnética es una causa fundamental de la pérdida de energía. Dichas pérdidas depende de la frecuencia de la señal de radar, así como las propiedades del propio medio (conductividad eléctrica y permitividad).

La atenuación α , ha sido objeto de estudio durante muchos años tanto teóricamente (Zonghou y Tripp, 1997; Carcione, 1996; Turner y Siggins, 1994) como a partir de simulaciones (Xu y McMechan, 1997; Carcione, 1996; Casper y Kung, 1996).

Las diferencias de temperatura en el hielo y la concentración de impurezas pueden causar variaciones en los niveles de atenuación de radar en el espacio (MacGregor et al., 2007).

La atenuación es un indicador de la estructura térmica del medio (por ejemplo, Hagen y Sætrang, 1991; Ødegård et al., 1997; Pettersson, 2005). Normalmente, esta dispersión se manifiesta como un patrón denso de la difracción hipérbolas o como volúmenes difusos de reflejos débiles (Björnsson et al., 1996; Ødegård et al., 1997; Murray et al., 1997; Rippin et al., 2011).

También se puede expresar en función de la tangente de las pérdidas, frecuencia angular, con la permeabilidad magnética y permitividad dieléctrica de los medios (Daniels, 1988):

$$\alpha = \omega \left[\frac{\mu\epsilon}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1) \right]^{1/2} \quad (2.87)$$

donde $\tan \delta$ es la tangente de las pérdidas, que es la atenuación resultante de dieléctrico y las pérdidas conductivas que se producen cuando una onda electromagnética se propaga a través del hielo. Esta atenuación depende tanto de la frecuencia como de la temperatura (por ejemplo, Daniels, 1988). Hay que tener en cuenta que también depende de la presencia de otro medio dieléctrico en el hielo, como es el agua dada la gran diferencia en las propiedades dieléctricas del hielo y el agua (Johari y Charette, 1975). Las impurezas presentes en el medio de transmisión también determinan la atenuación de la onda, a través de las propiedades conductivas de dichas impurezas.

En los glaciares templados se puede asumir que el efecto de las pérdidas conductoras en la atenuación es pequeño, por lo tanto la atenuación variaría con la profundidad, dependiendo solo de la temperatura y la presencia de agua.

Warren (1984, Tabla 1, pp. 1219-1224) aporta los valores tabulados para la absorción dieléctrica en hielo puro a diferentes temperaturas en un amplio rango de frecuencia.

La atenuación (N_A) que sufre la onda, medida en dB en su propagación por el medio **homogéneo** hasta un reflector situado a una profundidad h y su posterior regreso hasta el receptor, viene caracterizada por:

$$\frac{\vec{E}_o}{\vec{E}(h)} = e^{\alpha h} \quad (2.88)$$

$$N_A = 2 \left(20 \log \left| \frac{E_o}{E(h)} \right| \right) = 2 \left(20 \log \left| \frac{E_o}{E_o e^{-\alpha h}} \right| \right) \quad (2.89)$$

$$N_A = 2h 20\alpha \log e = 2h * 8,686 \alpha \quad (2.90)$$

Expresando la atenuación por unidad de longitud, más conocida con el nombre de atenuación específica, queda la siguiente fórmula,

$$\Gamma = \frac{N_A}{2h} \quad \text{con lo que nos queda } \Gamma = 8,686 \alpha \quad (2.91)$$

Aplicando la ecuación (2.74), donde Γ viene dada en dB/m.

$$\Gamma = \frac{54,6}{\lambda} \text{Im} \sqrt{\epsilon_r \mu_r} \quad (2.92)$$

Teniendo en cuenta las ecuaciones (2.73), (2.88) y (2.91) la amplitud de una onda plana que se propaga en un medio **absorbente** a una distancia h es igual:

$$\vec{E}(h) = \vec{E}_0 e^{-\alpha h} = \vec{E}_0 e^{-0,115 \Gamma h} \quad (2.93)$$

En el caso de tener en cuenta la pérdida que se produce en la capa con un espesor h (m), cuando la onda la atraviesa dos veces (recorrido doble de ida y vuelta), entonces la amplitud de la onda al salir de la capa, sin considerar las pérdidas en sus límites, es según Finkelshtein et al., (1986):

$$\vec{E}_c(h) = \vec{E}_0 e^{-2\alpha h} = \vec{E}_0 e^{-0,23 \Gamma h} \quad (2.94)$$

De acuerdo con esto el valor complejo de la intensidad de campo eléctrico es igual a:

$$\vec{E}_c(h, t) = \vec{E}_0 e^{j\omega t - 2\gamma h} = E_0 e^{-2\alpha h} e^{j\omega \left(t - \frac{2h}{v_f} \right) + \varphi} \quad (2.95)$$

donde:

φ (rad) es la fase de la onda,

$\vec{E}_0 = E_0 e^{j\varphi}$ es la amplitud compleja de la onda incidente en la capa,

$\frac{2h}{v_f}$ es el retraso de la onda correspondiente al recorrido doble (ida-vuelta) de la capa con espesor h .

2.8 Determinación del contenido en agua

El contenido de agua se calcula en los puntos de referencia, a partir de la intensidad de retrodispersión en los perfiles de GPR como se describe por Hamran et al. (1996). Según la ecuación de radar propuesta por este autor, se obtuvo que el contenido de agua (W) en relación con el punto de referencia se puede expresar como:

$$W = W_r \frac{P R_r^2}{P_r R^2} \exp(4\alpha(R_r R)) \quad (2.96)$$

donde P_r , R_r y W_r , son la energía de retorno, el rango y el contenido de agua respectivamente en un punto de referencia, el contenido W se ajusta a 1. En cuanto a P y R son la energía de retorno y el rango en un punto arbitrario del radargrama y α es la atenuación media medida en (np/m).

Todos los glaciares de hielo templado contiene un pequeño porcentaje de agua (Lliboutry, 1976; Pettersson et al., 2003), y en concentraciones suficientemente grandes este agua provoca reflexiones endoglaciarias observables (Bamber, 1988; Pettersson, 2005; Bradford et al., 2009). Esta dispersión endoglaciaria, se da en la mayoría de los datos registrados, como se muestra por ejemplo en la figura 6.30.

2.9 Polaridad de las ondas

El análisis de la polaridad de la onda al atravesar el interior del glaciar, proporciona información del tipo de material que se encuentra en su camino. La secuencia de la fase de polaridad de una onda reflejada (uno y medio ciclo) depende de la onda transmitida y del coeficiente de reflexión (Arcone et al., 1995).

La secuencia de polaridad de fase de las señales de radar reflejadas, es decir, si hay forma de onda reflejada es positivo-negativo-positivo (+-+) o negativo-positivo-negativo (-+-), lo cual indica la permitividad de contraste entre el material huésped y el reflector.

Las reflexiones desde las interfaces donde la permitividad disminuye, y como consecuencia se produce un aumento de la velocidad, no se desfasa en comparación con la onda del hielo y aparece una polaridad (-+-). Por el contrario cuando se produce un aumento de la permitividad, la velocidad disminuye al atravesar la interfaz de reflexión, en este punto, la fase de polaridad de la onda se invierte (+-+) en comparación con la onda de hielo (Murray et al., 2000). En el caso de que los reflejos se produzca por roca o inclusiones de agua, la permitividad es mayor que la del hielo por lo que la polaridad es (+-+), si el reflejo está producido por el aire la permitividad es menor, produciéndose una polaridad (-+-) (Walford et al., 1986; Arcone et al., 1995). Cuando la interfaz de transición es de hielo a hielo con alto contenido en sedimentos o alto contenido en agua, la polaridad es (+-+).

Algunos investigadores utilizan el Model 3102, para obtener la polaridad de las trazas (Arcone, 1991; Arcone et al., 1995), interpretando los distintos horizontes de difracción visualizados en los radargramas.

*CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS DE LA
PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS*

3.1 Introducción

Según la ecuación vista en el **capítulo.2** (2.77), la velocidad de las ondas electromagnéticas en un medio material se expresa en función de la velocidad de propagación de la onda en el vacío y los parámetros electromagnéticos del medio, ésta se puede expresar también de la siguiente forma:

$$v = \frac{c}{\sqrt{(\varepsilon/2)[(1+P^2)+1]}} \quad (3.1)$$

donde P es el factor de pérdidas, definido como $P = \sigma\omega\varepsilon$, con $\omega = 2\pi f$.

Si expresamos la velocidad en función de la permitividad dieléctrica relativa ε_r y la permeabilidad magnética μ_r , la velocidad se expresa como:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\left(\frac{\varepsilon_r\mu_r}{2}\right)[(1+P^2)^{1/2}+1]}} \quad (3.2)$$

La velocidad de la onda en el hielo está principalmente en función de la permitividad y en menor medida de la conductividad eléctrica y la frecuencia de la onda. Como se ha comentado en el capítulo anterior el hielo es un material que tiene una permeabilidad magnética relativa próxima a 1. Por otra parte suponiendo que presenta pequeñas pérdidas de energía, es decir, el material cumple la condición $\sigma \ll \omega\varepsilon$, la expresión se simplifica quedando la velocidad solo en función de la velocidad en el vacío y la permitividad dieléctrica del medio.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad (3.3)$$

Como consecuencia, los parámetros que influyen en la velocidad de la onda son: la permitividad dieléctrica relativa del medio, la conductividad, la permeabilidad magnética y la frecuencia de la emisión. Los tres primeros son característicos del medio, mientras que el cuarto depende del aparato utilizado.

3.2 Reflexión y transmisión de una onda plana

Ward y Hohmann (1987) discutieron el tema de la ley de Snell y trazado de rayos en medios eléctricamente conductores. Sus conclusiones muestran que la relación de la constante de propagación debe ser utilizada para las ondas reflejadas y refractadas.

La reflexión es la parte de la energía electromagnética incidente que no atraviesa un contraste de impedancia intrínseca. La ley de Snell relaciona los ángulos de incidencia, reflexión y refracción con las velocidades de propagación de los dos medios que están en contacto.

Considerando la interfaz entre dos medio homogéneos, la componente tangencial entre ambos viene dada por (Stratton, 1941):

$$n \times (E_2 - E_1) = 0 \tag{3.4_1}$$

$$n \times (H_2 - H_1) = K \tag{3.4_2}$$

donde K es una corriente superficial y n es el vector unidad normal a la interfaz. Los subíndices 1 y 2 denotan los campos en los medios 1 y 2, respectivamente. Cuando las conductividades de los medios son finitas, no hay corriente superficial y podemos suponer que los componentes tangenciales de E y H son continuos.

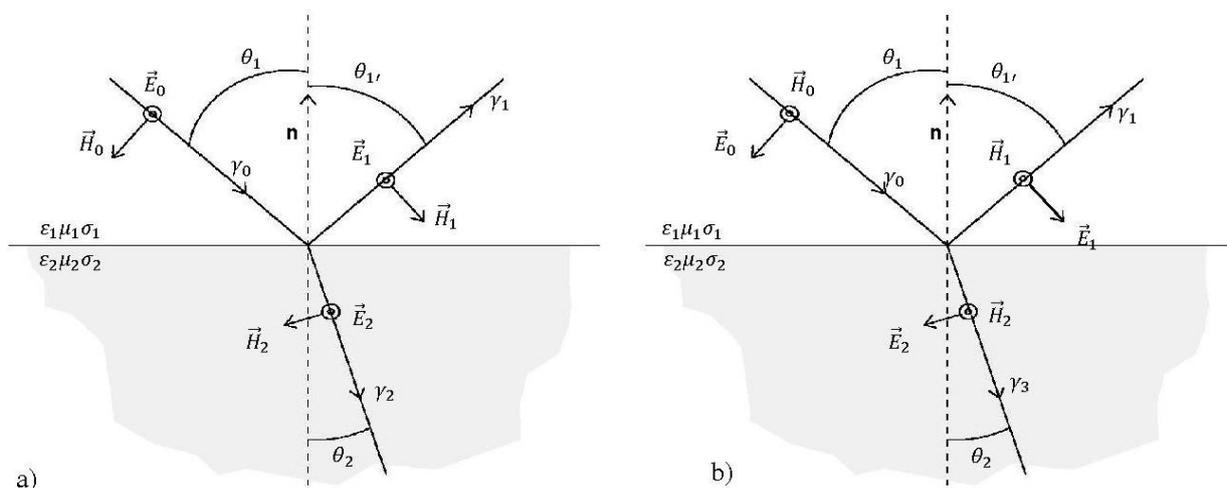


Figura 3.1. La reflexión y transmisión de una onda plana se describe por los rayos en una interfaz planar, correspondiente a una polarización horizontal (a) y polarización vertical (b).

donde γ es el vector número de onda, E el campo eléctrico y el campo magnético H , forman un sistema diestro. En la polarización eléctrica transversal, el campo eléctrico es perpendicular al plano de incidencia como se muestra en la figura a. En la polarización magnética transversal que se muestra en la figura b, el campo magnético es perpendicular al plano de incidencia. Los campos entrantes eléctricos y magnéticos ha sido denominados con el subíndice 0, los campos eléctricos y magnéticos reflejados se identifican con el subíndice 1, y los campos de transmisión eléctrica y campos magnéticos con el subíndice 2. El ángulo de incidencia se denota como θ_1 , el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia y se denota θ_1' , y el ángulo refractado se denota θ_2 . El número de onda es $\gamma_0 = \gamma_1$ en el medio 1 y γ_2 en el medio 2. El vector unidad n es normal a la interfaz.

Las condiciones de la fase de coincidencia en la interfaz, se expresan según la ley de Snell y la ley de la reflexión desde los campos de entrada, reflejada y transmitida que deben tener igual fase en la interfaz. Estas leyes pueden expresarse como:

$$\text{sen}\theta_1 = \text{sen}\theta_1', \quad (3.5_1)$$

$$\gamma_1 \text{sen}\theta_1 = \gamma_2 \text{sen}\theta_2 \quad (3.5_2)$$

Al considerar las relaciones entre las amplitudes de campo del incidente, reflejada y transmitida, obtenemos:

$$n \times (E_0 + E_1) = n \times E_2 \quad (3.6_1)$$

$$n \times (H_0 + H_1) = n \times H_2 \quad (3.6_2)$$

Considerando la permitividad dieléctrica en el medio 1 como $\epsilon_1 = 1$ y la permitividad dieléctrica en el medio 2, $\epsilon_2 = \tilde{\epsilon}$.

Los coeficientes de reflexión de Fresnel y transmisión, para una onda polarizada horizontalmente en un sistema de coordenadas x, y, z , según la figura 3.1.a, donde $E_1 = E_{1y}$, $E_2 = E_{2y}$, $E_0 = E_{0y}$ en función de la impedancia vienen dados por (Garcia, 1997; Finkelshtein et al., 1986), el coeficiente de reflexión es:

$$R_{(1-2)_h} = \frac{\vec{E}_1}{\vec{E}_0} = \frac{\eta_2 \cos\theta_1 - \eta_1 \cos\theta_2}{\eta_2 \cos\theta_1 + \eta_1 \cos\theta_2} \quad (3.7)$$

y el coeficiente de transmisión entre los dos medios correspondiente es:

$$T_{(1-2)_h} = \frac{\vec{E}_2}{\vec{E}_1} = \frac{2\eta_2 \cos\theta_1}{\eta_2 \cos\theta_1 + \eta_1 \cos\theta_2} \quad (3.8)$$

donde:

η (Ω) es la impedancia compleja intrínseca de la onda en el medio.

La impedancia η se expresa de la siguiente forma:

$$\eta = \frac{E}{H} = \sqrt{\frac{\mu_0 \tilde{\mu}}{\epsilon_0 \tilde{\epsilon}}} \quad (3.9)$$

$$\eta = 120\pi \sqrt{\frac{\tilde{\mu}}{\tilde{\epsilon}}} \quad (3.10)$$

En un medio *amagnético*, la fórmula de la impedancia se simplifica:

$$\eta = \frac{120\pi}{\sqrt{\tilde{\epsilon}}} = \frac{120\pi}{n} \quad (3.11)$$

En cuanto a los ángulos de incidencia θ_1 y refracción θ_2 , se puede establecer la siguiente relación, según la ley de Snell:

$$\text{sen}\theta_2 = \frac{\tilde{\gamma}_1}{\tilde{\gamma}_2} \text{sen}\theta_1 = \sqrt{\frac{\tilde{\epsilon}_1 \tilde{\mu}_1}{\tilde{\epsilon}_2 \tilde{\mu}_2}} \text{sen}\theta_1 \quad (3.12)$$

En el caso que sean $\tilde{\epsilon}_1$ y $\tilde{\mu}_1$ valores reales, el ángulo de refracción en el medio 2 se obtiene como:

$$\theta_2 = \arctan[\text{Re}(\text{cotan } \theta_2)] \quad (3.13)$$

Considerando la onda como una onda polarizada verticalmente en el sistema de coordenadas x,y,z descrito en la figura 3.1.b.

Los coeficientes de reflexión y transmisión, en este caso, son respectivamente:

$$R_{(1-2)_v} = \frac{\vec{E}_1}{\vec{E}_0} = \frac{\eta_2 \cos\theta_2 - \eta_1 \cos\theta_1}{\eta_2 \cos\theta_2 + \eta_1 \cos\theta_1} \quad (3.14)$$

$$T_{(1-2)_v} = \frac{\vec{E}_2}{\vec{E}_1} = \frac{2\eta_2 \cos\theta_2}{\eta_2 \cos\theta_2 + \eta_1 \cos\theta_1} \quad (3.15)$$

Hay que recordar que, en algunas ocasiones, el coeficiente de reflexión para la polarización vertical se determina según la relación de los correspondientes vectores magnéticos. Siguiendo el sistema de coordenadas en la figura 3.1.b, por lo tanto el sistema de coordenadas del campo magnéticos son:

$$\vec{H}_1 = \vec{H}_{1y}$$

$$\vec{H}_2 = \vec{H}_{2y} \quad (3.16)$$

así pues el signo cambia, es decir:

$$R_{(1-2)v} = \frac{H_1}{H_0} = -\frac{E_{1x'}}{E_{0x}} \quad (3.17)$$

Suponiendo una incidencia normal, se da que ($\theta_1 = \theta_2 = 0$) en medios *no magnéticos*, las expresiones (3.7), (3.8), (3.14), (3.15) se escriben como:

$$R_{1-2} = \frac{\sqrt{\epsilon_2} - \sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (3.18)$$

$$T_{1-2} = \frac{2\sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (3.19)$$

además siempre se cumple que (Lorenzo, 1994):

$$T_{1-2} = 1 - R_{1-2} \quad (3.20)$$

En los trabajos de Lorrain y Corson (1972) y Lorenzo (1994), se ha descrito y recogido que los coeficientes de reflexión y transmisión, que se determinan como la relación de los módulos correspondientes del vector de Umov-Poynting Π (W / m^2) en función de los vectores de los campos eléctrico y magnético:

$$\vec{\Pi} = \frac{1}{2} Re(\vec{E} \times \vec{H}^*) = \frac{1}{240\pi} \vec{E}^2 Re \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} \quad (3.21)$$

donde: * indica el valor complejo conjugado.

De esta expresión anterior (3.21) se obtiene el coeficiente de reflexión R_p , lo que se conoce como poder reflector, siendo igual a:

$$R_p = \frac{\vec{\Pi}_1}{\vec{\Pi}_0} = \frac{\vec{E}_1^2}{\vec{E}_0^2} = R_{1-2}^2 \quad (3.22)$$

y el coeficiente de transmisión que también se le llama transparencia o penetrabilidad T_p , teniendo la siguiente expresión cuando $\mu = 1$:

$$T_p = \frac{\vec{\Pi}_2}{\vec{\Pi}_1} = \frac{Re\sqrt{\epsilon_2}\vec{E}_2^2}{Re\sqrt{\epsilon_1}\vec{E}_1^2} = \frac{Re\sqrt{\tilde{\epsilon}_2}}{Re\sqrt{\tilde{\epsilon}_1}} = T_{1-2}^2 \quad (3.23)$$

Por último consideraremos el concepto de impedancia compleja normal $Z(\Omega)$, lo que nos permitirá una serie de relaciones universales para la reflexión en el contacto de dos medios (Brejovsky, 1973).

Para la polarización horizontal y vertical obtenemos, en los medios 1 y 2, las relaciones de las componentes tangenciales de los campos eléctrico y magnético:

$$Z_{1,2}^h = \frac{\vec{E}_{1,2}}{\vec{H}_{(1,2)x}} = \frac{\eta_{1,2}}{\cos \theta_{1,2}} \quad (3.24)$$

$$Z_{1,2}^v = \frac{\vec{E}_{(1,2)x}}{\vec{H}_{1,2}} = \eta_{1,2} \cos \theta_{1,2} \quad (3.25)$$

Según la figura 3.1.a, para una onda polarizada horizontalmente se cumple:

$$\vec{E}_{1,2} = \vec{E}_{(1,2)y} \quad (3.26)$$

y para una onda polarizada verticalmente:

$$\vec{H}_{1,2} = \vec{H}_{(1,2)y} \quad (3.27)$$

Así pues, de acuerdo con las expresiones (3.7), (3.8), (3.14) y (3.15) se obtienen las siguientes fórmulas:

$$R_{1-2} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.28)$$

$$T_{1-2} = \frac{2Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad (3.29)$$

donde:

$$\begin{aligned} R_{1-2} &= R_{1-2}^{hv} \\ Z_{1-2} &= Z_{1,2}^{hv} \end{aligned} \quad (3.30)$$

y se cumple que para el caso de incidencia normal:

$$Z_{1,2}^h = Z_{1,2}^v = \eta_{1,2} \quad (3.31)$$

a. Reflexión en una capa homogénea.

Consideremos en este epígrafe un modelo formado por tres capas homogéneas, donde la central tiene un espesor h con contactos planos con las dos restantes. La constante dieléctrica de esta capa intermedia es $\epsilon_2 = \tilde{\epsilon}_2$, y está comprendida entre dos medios semiinfinitos con permitividades dieléctricas $\epsilon_1 = \tilde{\epsilon}_1 = 1$ y $\epsilon_3 = \tilde{\epsilon}_3$ tal como se muestra en la figura 3.2.

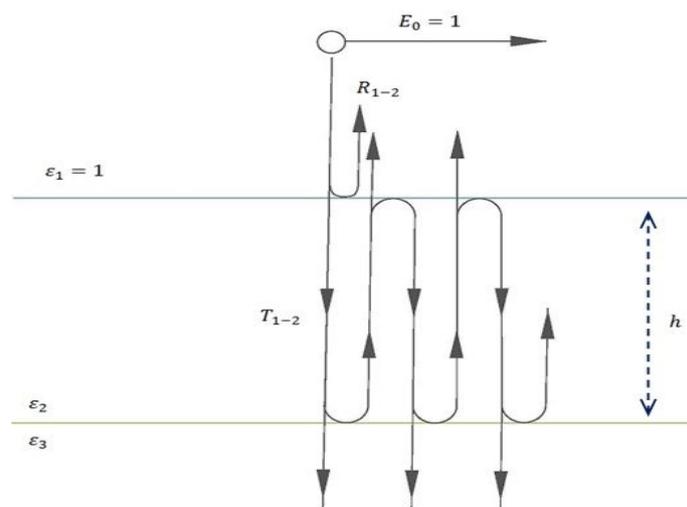


Figura 3.2. Reflexión de una onda electromagnética en una capa homogénea.

En este caso se considera que la amplitud de la onda plana que incide de forma normal es igual a la unidad, entonces la amplitud compleja de una onda reflejada en el contacto 1-2 es igual a R_{1-2} , según la ecuación (3.18). La onda que penetre en la capa 2 tendrá una amplitud compleja igual a T_{1-2} , de acuerdo con la ecuación (3.19).

Si se tiene en cuenta la reflexión del contacto inferior, la transmisión doble en la capa y la transmisión a través del contacto superior en sentido contrario, entonces la amplitud compleja de esta onda reflejada es igual a:

$$T_{1-2}R_{2-3}T_{2-1}e^{-2\tilde{\gamma}_2h} \quad (3.32)$$

donde γ_2 es la constante de propagación de la capa 2.

Como se puede observar de la figura 3.2, cuando se transmite la onda de abajo-arriba en el contacto superior, ésta se refleja y atravesando de nuevo la capa 2, es decir, se produce lo que se conoce como reflexión múltiple.

Para aquella onda que penetra en la capa 2, se refleja dos veces en el contacto inferior y una vez en el superior, es decir, la atraviesa dos veces en ambos sentidos y de nuevo sale de ella, su amplitud compleja es igual a:

$$T_{1-2}R_{2-3}^2R_{2-1}T_{1-2}e^{-4\tilde{\gamma}_2h} \quad (3.33)$$

Las siguientes reflexiones múltiples se pueden determinar de forma análoga.

Si se suma la onda reflejada del contacto superior de la capa 2 (R_{1-2}), con todas las ondas parciales que hayan salido de ella, se obtiene el coeficiente de reflexión resultante de la capa, expresándose como:

$$R = R_{1-2} + T_{1-2}T_{2-1} \sum_{m=1}^{\infty} R_{2-3}^m R_{2-1}^{m-1} e^{-2\tilde{\gamma}_2mh} = R_{1-2} + T_{1-2}T_{2-1} \frac{R_{2-3}e^{-2\tilde{\gamma}_2h}}{1 - R_{2-3}R_{2-1}e^{-2\tilde{\gamma}_2h}} \quad (3.34)$$

Teniendo en cuenta que:

$$\begin{aligned} R_{2-1} &= -R_{1-2} \\ T_{2-1} &= 1 + R_{2-1} = 1 - R_{1-2} \\ T_{1-2} &= 1 + R_{1-2} \end{aligned} \quad (3.35)$$

Se obtienen la expresión siguiente para R :

$$R = \frac{R_{1-2} + R_{2-3}e^{-2\tilde{\gamma}_2h}}{1 + R_{1-2}R_{2-3}e^{-2\tilde{\gamma}_2h}} \quad (3.36)$$

Como la velocidad de fase de propagación de onda v_f (m/s) en este medio se fórmula como:

$$v_f = \frac{c}{Re\sqrt{\tilde{\epsilon}\tilde{\mu}}} = \frac{c}{Re\sqrt{\tilde{\epsilon}}} \quad (3.37)$$

Por otro lado el concepto de coeficiente o índice complejo de refracción \hat{n} introducido por Daev (1973) y Finkelshtein et al., (1986) se obtiene como:

$$\tilde{n} = \sqrt{\tilde{\epsilon}} = \sqrt{\epsilon'(1 - jtg\delta)} = \text{Re}\sqrt{\tilde{\epsilon}} - j\text{Im}\sqrt{\tilde{\epsilon}} = \frac{c}{v_f} - j\frac{c}{w}\alpha \quad (3.38)$$

Como se muestra, el coeficiente de reflexión está en función de la frecuencia y tiene un carácter oscilatorio. Teniendo en cuenta las fórmulas (3.37) y (3.38), al módulo de R se le conoce como característica o coeficiente de amplitud-frecuencia de reflexión $R(w)$ (Finkelshtein et al., 1986; Jones, 1981).

Expresando el coeficiente de reflexión de capa como en la ecuación (3.28), se emplea la impedancia en el contacto de los medios 1-2, que se le llama impedancia de entrada de capa Z_{ent} (Brejovsky, 1973), de la siguiente forma:

$$R = \frac{Z_{ent} - Z_1}{Z_{ent} + Z_1} \quad (3.39)$$

donde:

$$Z_{ent} = \frac{(Z_3 + Z_2) + (Z_3 - Z_2)e^{-2\tilde{\gamma}_2 h}}{(Z_3 + Z_2) - (Z_3 - Z_2)e^{-2\tilde{\gamma}_2 h}} Z_2 \quad (3.40)$$

Por lo que se obtiene que:

$$j\tilde{\gamma}_2 h = \frac{2\pi h}{\lambda} \sqrt{\tilde{\epsilon}_2 \tilde{\mu}_2} \quad (3.41)$$

Evaluando el retardo y la atenuación de la señal reflejada en una capa. Se indica que en la mayoría de los casos las reflexiones múltiples se pueden despreciar, debido a la considerable atenuación de las ondas radioeléctricas en la capa o al valor pequeño del coeficiente de reflexión en el contacto de capa (Finkelshtein et al., 1986). Además como se desprende de la fórmula (3.33), las amplitudes complejas de las señales reflejadas de los contactos superior (s) e inferior (i) de capa, cuando $\vec{E}_0 = 1$ y de acuerdo con las fórmulas (2.69), ((2,74), (2.75) para el caso de la permeabilidad magnética ≈ 1) y la ecuación (3.20) son iguales a:

$$\begin{aligned} \vec{E}_s &\approx R_{1-2} \\ \vec{E}_i &\approx T_{1-2} T_{2-1} R_{2-3} e^{-2\tilde{\gamma}_2 h} = (1 - R_{1-2}^2) R_{2-3} e^{-2\alpha h} e^{-jw\frac{2h}{v}} \end{aligned} \quad (3.42)$$

De aquí se deduce el retardo de la señal del contacto inferior \vec{E}_i con respecto a la del contacto superior cuando \vec{E}_s se propagan una sola vez las ondas radioeléctricas en la capa, siendo:

$$\Delta t = \frac{2h}{v_f} \quad (3.43)$$

La relación de las amplitudes q (dB) de las ondas reflejadas en el contacto de las capas viene dada por la expresión (Finkelshtein et al., 1986):

$$q = 20 \lg \left| \frac{\vec{E}_s}{\vec{E}_i} \right| = 20 \lg |R_{1-2}| - 20 \lg (1 - R_{1-2}^2) - 20 \lg |R_{2-3}| + 2\Gamma h \quad (3.44)$$

(los valores en $||$ indican los módulos de las correspondientes magnitudes). De modo que se obtiene:

$$2\Gamma h = 8,68 \cdot 2\alpha h = -20 \lg e^{-2\alpha h} \quad (3.45)$$

En la mayoría de las aplicaciones en estudios con georradar el último término de la fórmula (3.45) es el más representativo en el cálculo de la atenuación una señal reflejada en una capa con un espesor h (Finkelshtein et al., 1986), es decir, se puede considerar que:

$$q \approx 2\Gamma h \quad (3.46)$$

De este modo el coeficiente de reflexión de una onda incidente verticalmente en plano de la interfaz, se define como el cociente entre el campo incidente y el reflejado (Neff, 1991), viene dado por:

$$R = \frac{\vec{E}_1}{\vec{E}_0} = \frac{\eta_2 - \eta_1}{\eta_2 + \eta_1} \quad (3.47)$$

En el caso de encontrarnos en medio dieléctricos el coeficiente de reflexión queda:

$$R = \frac{1 - \sqrt{\epsilon_2/\epsilon_1}}{1 + \sqrt{\epsilon_2/\epsilon_1}} \quad (3.48)$$

R	aire	hielo	roca	sedim.	agua	ϵ_2
aire	-	-0'28	-0'59	-0'69	-0'8	
hielo	0'28	-	-0'37	-0'51	-0'68	
roca	0'59	0'37	-	-0'17	-0'4	
sedimentos	0'69	0'51	0'17	-	-0'26	
agua	0'8	0'68	0'4	0'26	-	

ϵ_1

Tabla 3.1. Tabla de coeficientes de reflexión sobre discontinuidades de impedancia producidas por cambio de medio, obtenida por (3.49) a partir de las permitividades medias aportadas por (Anna 2001).

3.3 Pérdida de la energía en las ondas radar por procesos internos al medio.

Las pérdidas de la intensidad de la señal radar o la amplitud medida en dB, se puede expresar en función de la profundidad de penetración de la señal en el medio (comúnmente denotado como δ), es la distancia desde la fuente sobre la cual la fuerza ha disminuido hasta $1/e$, aproximadamente un 37% de su valor inicial. Trabajando en un medio helado como es el hielo, estas pérdidas en la energía pueden estar causadas por varios procesos: por la difusión geométrica, los efectos de polarización (absorción, más importantes para conductividades mayores y estrechamente relacionados con el porcentaje de agua contenido en el medio), la atenuación, la dispersión y la absorción.

Las perturbaciones que sufre la señal radar, se producen cuando la onda electromagnética se encuentra en su propagación con un cambio en las propiedades eléctricas o magnéticas del material (impedancia intrínsecas) (2.54), es decir, cuando la onda atraviesa distintas interfaces dentro de la estructura del glaciar.

El objetivo de las prospecciones con georradar es localizar los objetos del subsuelo que producen perturbaciones. Como primera hipótesis se considera que la onda viaja por un medio homogéneo hasta encontrar una discontinuidad, donde la onda sufrirá una pérdida de su energía.

La energía que capta la antena como consecuencia del regreso de la onda reflejada es menor que la energía emitida, debido a los factores comentados anteriormente que actúan sobre la atenuación de la señal.

3.3.1 Dispersión geométrica del frente de ondas

La emisión de las ondas de radar se produce en forma de un haz de energía aproximadamente cónico, con sección elíptica. Como se muestra en la figura 3.3.

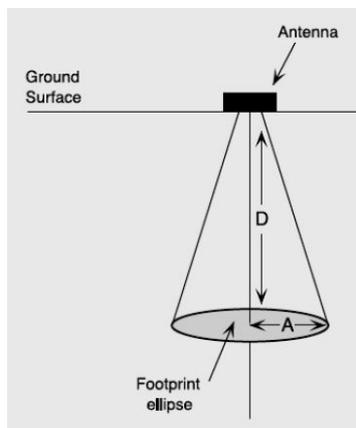


Figura 3.3. El cono elíptico de la señal GPR en el subsuelo (Conyers y Goodman, 1997).

El semieje mayor de huella es (Conyers y Goodman, 1997):

$$A_h = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{\varepsilon+1}} \quad (3.49)$$

donde λ es la longitud de onda de la frecuencia central de la onda electromagnética, ε es la permitividad dieléctrica relativa del medio desde el suelo y el valor de 1 corresponde a la permeabilidad magnética del medio, hasta la profundidad de superficie de reflexión (D).

Este valor del semieje mayor de la huella coincide con la resolución horizontal del georradar (R_h), descrito en el *apartado 3.5.2* de la tesis.

La dirección de desplazamiento de la antena sobre la superficie, suele corresponderse con la dirección del semieje mayor de la elipse (huella). El ángulo de radiación de las antenas usadas hoy en día es de 45° , quedando la mayoría de la energía radiada comprendida dentro de la zona que define el triángulo rectángulo formado por la D y A_h . Por lo tanto la antena radia la mayor parte de la energía en un haz cónico cuyo ángulo mayor (en la dirección de desplazamiento de la antena) es de unos 90° .

En el caso de poder considerar el dipolo emisor como puntual, si se considera además que el medio por el que se propaga la energía es homogéneo y no absorbente, la reducción de energía es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia recorrida.

Cuando se trabaja en medios donde la permitividad dieléctrica va cambiando a lo largo de la profundidad hasta el elemento de reflexión, es decir, varía espacialmente como es el caso de la estructura interna de los glaciares, la atenuación geométrica deberá calcularse a partir de integrar la atenuación en cada punto para toda la trayectoria de la onda.

Estas propiedades están desarrolladas en trabajos de simulación de propagación de ondas de radar, como los de Cai y McMechan (1995), en los que se define la atenuación geométrica a partir de estudios anteriores aplicados a sismología. Basándose en las ecuaciones constitutivas de Maxwell, para la propagación de ondas electromagnéticas en campos lineales, con materiales geológicos isotrópicos cerca de la superficie (Nabighian, 1991).

3.3.2 Absorción

La absorción se produce cuando durante la propagación de la onda parte de la energía electromagnética se convierte en calor (Reynolds, 1997).

En los conductores hay una gran cantidad de portadores de cargas libres que se pueden mover al ser aplicado un campo eléctrico; en los no conductores, por el contrario al estar la mayoría de electrones ligados, el efecto que se produce es un desplazamiento relativo entre cargas positivas y negativas en direcciones opuestas; en tal caso se dice que el medio está polarizado. Se pueden producir cuatro tipos de polarización: electrónica, iónica, de orientación y de membrana

La **polarización** por **orientación** de las moléculas de agua. Consiste en la orientación de la molécula de forma que su carga positiva se desplaza respecto a la negativa en la dirección del campo eléctrico aplicado, fenómeno que aparece para frecuencias de la banda de microondas y de la banda de ondas de radio (Ulriksen, 1982).

La **polarización electrónica** opera a nivel atómico, y consiste en la distorsión de la nube de electrones del átomo bajo la influencia de un campo; los electrones se desplazan en dirección opuesta a la dirección del campo externo aplicado, produciéndose un dipolo con la carga positiva del núcleo. Sucede en frecuencias del orden de la banda de ultravioleta (1.015 – 1.019) Hz.

La **polarización iónica** consiste en el desplazamiento de iones de uno u otro signo de sus posiciones neutras; actúa bajo frecuencias dentro de la banda de infrarrojo (1.012 – 1.015) Hz.

La **polarización interfacial** o de **membrana** es de naturaleza distinta que las anteriores; en estas de una forma u otra, se formaban dipolos inducidos o se orientaban los permanentes creándose unos campos que se oponen al campo original. Sin embargo otra forma de almacenamiento de energía en el medio se produce cuando las cargas en desplazamiento, por pocas que éstas sean, encuentren en su trayectoria algún impedimento que les impida moverse; en tal caso se produce una acumulación de cargas en esa región que produce una distorsión en

el campo inicial. Este tipo de polarización suele manifestarse en materiales no homogéneos y en la onda por debajo de las radiofrecuencias.

Cada uno de los procesos de polarización está relacionado con un máximo en las pérdidas dieléctricas, que se manifiesta en un aumento de ϵ'' acompañado de una disminución de ϵ' , como se muestra en la siguiente figura:

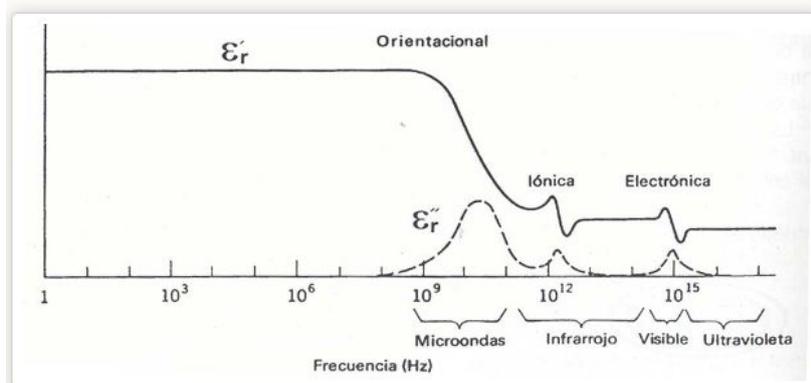


Figura 3. 4. Representación esquemática de los procesos de polarización que se manifiestan en función de la frecuencia y su efecto en ϵ' y ϵ'' .

Estos tres tipos de polarización (orientacional, iónica y electrónica) se caracterizan por una disminución del valor de la parte real de la permitividad dieléctrica compleja y un aumento de la parte imaginaria para la banda de frecuencias dada, produciéndose un aumento del ángulo de pérdidas dieléctricas, definido a partir del cociente entre la parte imaginaria y la real de la permitividad dieléctrica (Cabrera et al., 1993; Sutinen, 1992).

Pero como la frecuencia de operación del georradar es en la banda de microondas solo se produce el fenómeno de polarización por orientación.

La molécula polar del agua es capaz de rotar orientándose con el campo eléctrico, cuando éste varía a una frecuencia moderada. Por el contrario, ante una frecuencia demasiado elevada, la molécula de agua no puede seguir las variaciones del campo. Este fenómeno se denomina relajación dieléctrica del agua. En las frecuencias intermedias se produce la transición del elevado valor de la permitividad estática, ϵ_S , correspondiente con la alta capacidad de polarización que existe a bajas frecuencias, a un valor bajo, ϵ_∞ que se corresponde con su incapacidad de polarización a frecuencias elevadas. Este proceso fue modelado por Debye (1929) (Bogorodsky et al., 1985; Fabregat-Santiago et al., 1999; Olhoeft, 1998; Pohl, 1971; Turner y Siggins, 1994), según la ecuación:

$$\epsilon_r = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_S - \epsilon_\infty}{1 + j\omega\tau} \quad (3.50)$$

donde ϵ_S es la permitividad estática, DC o valor de permitividad en muy baja frecuencia, ϵ_∞ es la permitividad óptica o el valor de permitividad en muy altas frecuencia, la constante de tiempo de relajación, τ , es una

medida del tiempo necesario para la reorientación de la molécula de agua (relajación), una vez que el campo desaparece. El τ , es la constante del tiempo de relajación, éste parámetro presenta dependencia con la temperatura a través de una función de Arrhenius (Agmon, 1996; Bogorodsky et al., 1985).

Consecuentemente, la fórmula de Debye, puede separarse en su parte real e imaginaria quedando cada una de ellas como (Von Hippel, 1954; Lorenzo, 1994; Cabrera et al., 1993):

$$\epsilon_r' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (3.51)$$

$$\epsilon_r'' = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) \omega \tau}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (3.52)$$

De donde se desprende ϵ_r' disminuye monótonamente, y ϵ_r'' alcanza el máximo en $\omega = 1/\tau$.

También podemos obtener la tangente del ángulo de pérdidas dieléctricas en función de la frecuencia y de la permitividad dieléctrica mediante la fórmula de Debye:

$$\tan \delta = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) \omega \tau}{\epsilon_s + \epsilon_\infty \omega^2 \tau^2} \quad (3.53)$$

y el máximo de la $\tan \delta$ corresponde a la frecuencia angular

$$\omega = \frac{1}{\tau} \sqrt{\frac{\epsilon_s}{\epsilon_\infty}} \quad (3.54)$$

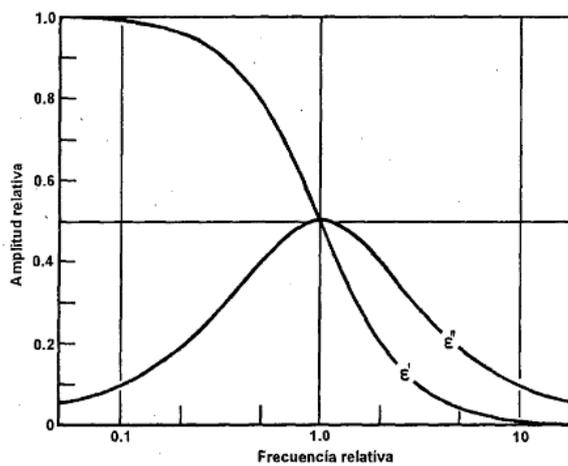


Figura 3.5. Efecto ideal de la relajación dieléctrica dado por la ecuación de Debye. Muestra las partes real e imaginaria normalizadas de la permitividad dieléctrica. La frecuencia está normalizada a la frecuencia característica de relajación $\omega\tau$ (modificado a partir de Bogorodsky et al., 1985).

La frecuencia a la que se produce un máximo en las pérdidas se denomina frecuencia característica de relajación y su valor es $f_c = (2\pi\tau)^{-1}$.

En el agua pura libre a temperatura ambiente aproximadamente 25 °C, la respuesta de la permitividad depende del tiempo de relajación $\tau = 8,28 \text{ ps}$ ($8,28 * 10^{-12} \text{ s}$ o una frecuencia crítica de aproximadamente 19 GHz), a una permitividad estática relativa de $\epsilon_s = 81$ y a una permitividad relativa en altas frecuencias de $\epsilon_\infty = 5,6$ (Kaatze, 2000; Arklúpov, 2002).

Aunque la teoría de polarización de Debye es una buena aproximación para líquidos polares puros y a menudo es inapropiado para materiales polares más complejos, estos tienen restricciones orientativas añadidas, y en el caso de los sólidos una estructura más compleja de la polarización.

La mejora del modelo de Onsager, Kirkwood y Fröhlich (Von Hippel, 1954) ha proporcionado mejores restricciones sobre la permitividad e ilustra que la verdadera respuesta de relajación suele ser más amplia que la formulación de Debye. La permitividad compleja (Cole y Cole 1941), viene dada por

$$\epsilon_r = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + (j\omega\tau)^\alpha} \quad (3.55)$$

donde α describe la distribución de la amplitud de la constante de tiempo a partir de una sola relajación, $\alpha = 1$.

Como consecuencia de las influencias ambientales tales como la temperatura, la presión y la química, estos procesos de relajación suelen variar considerablemente (Olhoeft, 1977).

Para la mayoría de los materiales del subsuelo, la formulación de Cole-Cole es una buena representación del comportamiento observado de la permitividad (Hoekstra y Delaney, 1974; Taherian et. al., 1990; Olhoeft y Capron, 1993; Wensink, 1993; Friel y Or, 1999), con α que toma valores entre 0 - 0,7 (con $\alpha = 0$, la fórmula es equivalente a la formulación de Debye). En los casos del agua y el hielo, estas frecuencias de relajación son muy diferentes. Mientras en el agua libre a 0°C se produce en el entorno de los 9 a 10 GHz (Davis y Annan 1989, p. 536; Fabregat-Santiago et al., 1999; Annan, 2001, §3.7 y §4.3; Sihvola et al., 1985), en el hielo se produce en el entorno de los 8 kHz a 0°C, descendiendo hasta 30 Hz a -50°C (Bogorodsky et al., 1985).

Las permitividades relativas complejas del aire, del hielo, y del agua son, respectivamente, a 1 GHz y 0°C (Sihvola et al., 1985),

$$\epsilon_{\text{aire}} = 1 - j0$$

$$\epsilon_{\text{hielo}} = 3,15 - j0,003 \quad (3.56)$$

$$\epsilon_{\text{agua}} = 88,0 - j9,79$$

Este rango de frecuencias en el que las permitividades del hielo y del agua permanecen aproximadamente constantes como se muestra en la siguiente figura, se conoce como meseta o ventana del GPR, debido a que en esos valores la velocidad no depende de la frecuencia y por tanto el frente de ondas no se dispersa (Davis y Annan, 1985).

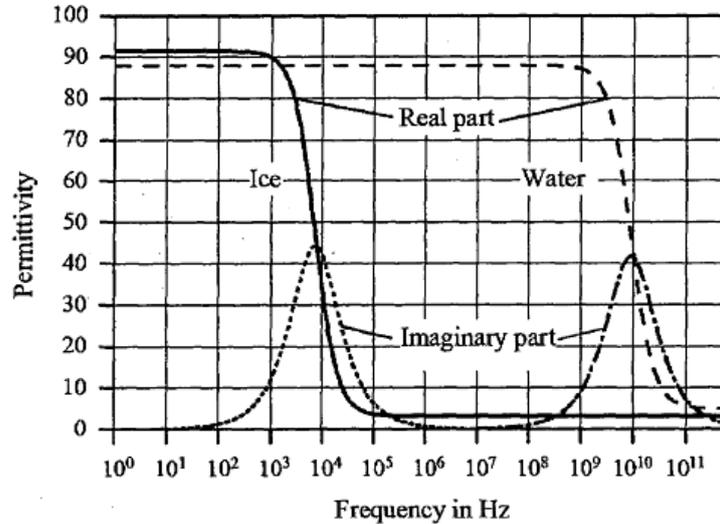


Figura 3.6. Espectro de relajación del agua y del hielo (Waldner et al., 2001).

En general, los materiales del subsuelo tienen muy poca capacidad de polarización, en una orientación preferencial, porque no tienen la suficiente libertad para poderse orientar según el campo electromagnético, lo que sí ocurre con el agua.

La polarización de orientación supera notablemente a la polarización del desplazamiento elástico. Por ejemplo, para el caso del agua $\epsilon' \approx 80$, y el tiempo de relajación es $\tau \approx 10^{-11} s$, además el valor de ϵ' no varía hasta 10^{10} Hz aproximadamente. En sustancias sólidas este tiempo puede ser mucho mayor, como ocurre en el caso del hielo $\tau \approx 10^{-5} s$, tal como se muestra en la figura 3.6, donde se ilustra la dependencia de ϵ' respecto de la frecuencia f para el agua y el hielo. Se observa que para $f > 10^8$, su permitividad dieléctrica relativa es $\epsilon' \approx 3,2$ y prácticamente no depende de la frecuencia ni de la temperatura.

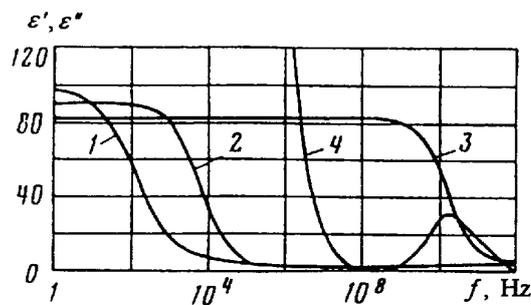


Figura 3.7. Dependencia respecto a la frecuencia de la permitividad dieléctrica del agua y del hielo: (1) ϵ' del hielo a -40 °C; (2) ϵ' del hielo a -1 °C; (3) ϵ' del agua a 25 °C; (4) ϵ'' del agua a 25 °C (Finkelshtein et al., 1986).

La existencia de agua en los poros de un medio determinado aumenta la capacidad de polarización del medio.

Las pérdidas de energía por esta causa son menores en el caso de medios con un bajo contenido de humedad que en medios de humedad elevada. Se cita comúnmente el contenido de agua como una de las causas de mayor peso en la atenuación de las ondas. Este efecto es muy importante sobre todo para las frecuencias más altas.

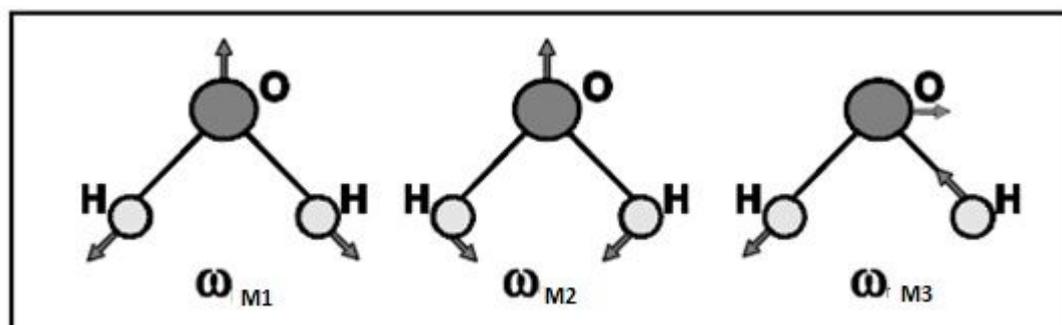


Figura 3.8. Modos de vibración de la molécula de agua. ω_{M1} , ω_{M2} y ω_{M3} son la frecuencias propias de cada uno de los modos. Para las frecuencias de la banda de las microondas los procesos de orientación de las moléculas de agua entran en resonancia, de forma que la molécula absorbe energía del pulso incidente, transformándola en calor (Pérez-Gracia 2001).

3.3.3 Dispersión de la energía (“scattering”)

Este fenómeno se produce cuando la energía electromagnética incide en objetos cuyas dimensiones son del orden de su longitud de onda o inferiores.

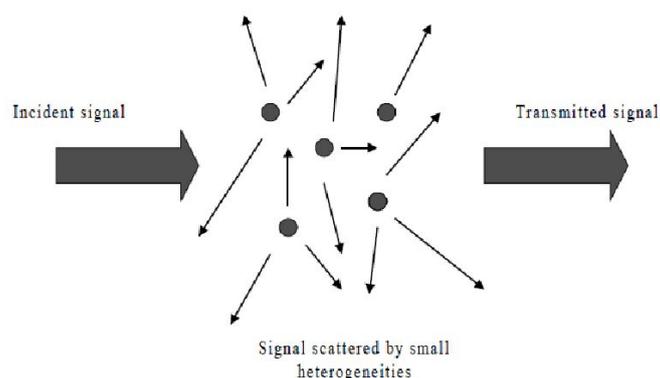


Figura 3.9. Diagrama de cómo sucede la dispersión de la energía.

Según el principio de Huygens, toda partícula polarizada actuará como fuente de nuevas ondas, y el campo en cada instante en cualquier punto resulta de la superposición de las ondas recibidas en el mismo desde todas las fuentes.

En estos casos se produce una distribución aleatoria de la energía incidente. El resultado es una disminución de la amplitud de la onda y la generación de un ruido aleatorio de fondo en el radargrama.

Estos efectos son mayores cuando el tamaño de los objetos anómalos (o de las inhomogeneidades del material en el que se propaga la energía o del reflector en el que incide) es del orden de la longitud de onda. Este efecto es más evidente cuando en el estudio se utilizan antenas de más alta frecuencia, ya que en estos casos la longitud es de orden centimétrico.

Los efectos de difracción también se engloban dentro de este grupo. Se producen cuando la onda incide con un elemento único de tamaño relativamente grande, de forma que las condiciones del medio varían bruscamente de un punto a otro.

Otro factor que se incluye en este apartado es la denominada dispersión cromática (Cabrera, 1993). En los medios transparentes a una radiación, la constante dieléctrica depende de la frecuencia de la onda. Ya que la velocidad depende de este parámetro, incluso en los casos en los cuales es posible aplicar las aproximaciones de bajas pérdidas, depende de la frecuencia. Si la permitividad dieléctrica no depende de la frecuencia, la velocidad de fase de la onda coincide con la velocidad de grupo.

Si la dependencia de la velocidad de fase de la onda con la frecuencia es suave, la propagación de la onda puede ocurrir sin que se produzcan fuertes variaciones de su forma. La velocidad de grupo se obtiene calculando la velocidad de desplazamiento del máximo de la envolvente, pudiendo escribir la velocidad de grupo a partir de la velocidad de fase y de un término que se denomina dispersión cromática, como:

$$v_g = v_f - \lambda \frac{\partial v_f}{\partial \lambda} \quad (3.57)$$

Siendo λ la longitud de onda de la radiación, v_g la velocidad de grupo y v_f la velocidad de fase.

Cuando esta variación es fuerte, el pulso se distorsiona mucho y no es posible utilizar esta ecuación para calcular la velocidad de grupo, por ejemplo cuando la frecuencia es parecida a la de resonancia del material.

En los casos en los cuales no se puede obtener la velocidad de grupo de la onda se utiliza la denominada velocidad media del transporte de energía, definida como el cociente entre el promedio temporal del vector de Poynting y la densidad de energía (Lorrain y Corson, 1986).

Mediante la utilización de la ecuación (2.78), se obtiene la relación entre la velocidad de propagación de la onda con la frecuencia de la emisión (figura 3.10). En la cual se presentan tres casos dependiendo de la conductividad considerada para el medio: conductividad alta, conductividad media y conductividad baja.

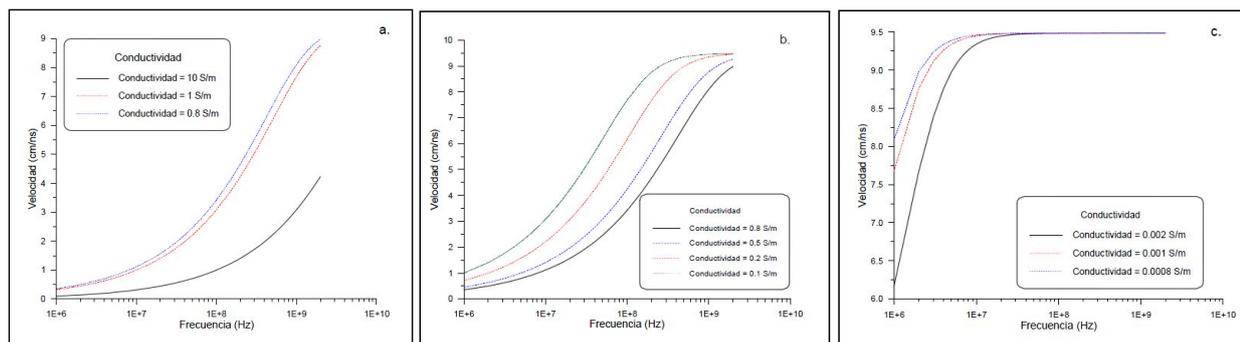


Figura 3.10. Variación de la velocidad con la frecuencia en el rango de frecuencias de trabajo del GPR para un medio con permitividad relativa = 10. a) Conductividad de 10 S/m, 1 S/m y 0,8 S/m. b) Conductividad de 0,8 S/m, 0,5 S/m, 0,2 S/m y 0,1 S/m. c) Conductividad de 2 mS/m, 1 mS/m y 0,0008 S/m. (Pérez-Gracia, 2001).

En estos casos cuando la frecuencia tiende a valores muy elevados, la velocidad tiende al valor calculado mediante la ecuación (3.39). La tendencia hacia este valor es más rápida cuanto más baja es la conductividad del medio.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \tag{3.58}$$

3.3.4 Atenuación y profundidad pelicular de penetración

La atenuación como resultado de la absorción de energía por el medio se produce como consecuencia de las características electromagnéticas del material por el cual se propaga la onda y es la causa fundamental de las pérdidas de energía en el caso de medios materiales.

El factor de atenuación α , está fuertemente relacionada con: la permitividad dieléctrica del medio (ϵ), de su conductividad (σ), de la permeabilidad magnética (μ) y de la pulsación de la onda emitida (ω). Como los medios sobre los que se trabaja en prospección no son homogéneos, sus propiedades electromagnéticas y su comportamiento dependen de los elementos que lo componen y de su abundancia.

Partiendo de la ecuación (2.70),

$$\alpha = \omega \left[\sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2}} \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} - 1 \right]^{1/2} \tag{2.70}$$

Como se ha visto en el **capítulo 2**, $\mu = \mu_r 4\pi \cdot 10^{-7}$ (en H/m) la permeabilidad magnética, σ (en S/m) la conductividad a la frecuencia dada, $\epsilon = \epsilon_r 8,85 \cdot 10^{-12}$ (en F/m) la constante dieléctrica a la frecuencia f .

Definiremos el factor de pérdidas como el cociente entre la conductividad y el producto de la pulsación por la constante dieléctrica, (Daniel, 1996).

$$P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} = \tan \delta \quad (3.59)$$

donde P es el factor de pérdidas, siendo δ el ángulo de desfase. Al sustituir esta ecuación en la (2.70) obtenemos la siguiente ecuación que se corresponde con la (2.88). Se define la profundidad de penetración pelicular o nominal, d ("skin depth") medida en (m) (Ulriksen, 1982; Jmelevsky y Bondarenko, 1989), como la inversa de dicho coeficiente:

$$d = \frac{1}{\alpha} \quad (3.60)$$

La profundidad de penetración nominal también se obtiene mediante la ecuación (2.93), a partir de la cual se puede obtener una relación que caracteriza la atenuación, indicando a qué profundidad de la capa se produce la disminución de la amplitud del campo en e-veces y la fase sufre un retraso de 1 rad (57,3°).

Al igual que para las ondas sísmicas, en general, el factor de atenuación α y la velocidad de fase v_f dependen de la frecuencia, y se describe esta relación de dependencia normalmente mediante dos parámetros que son: el factor de calidad Q y la velocidad de fase a una frecuencia arbitraria de referencia (Aki y Richards, 1980). El factor de calidad se expresa por la siguiente relación (Stacey, 1975):

$$Q = \frac{\omega}{2\alpha v_f} \quad (3.61)$$

Sustituyendo en la ecuación (2.95), el factor de atenuación en función del factor de calidad se obtiene:

$$\vec{E}_2(h,t) = E_1 e^{-\frac{wh}{v_f Q}} e^{[jw(t-\frac{2h}{v_f})+\varphi]} \quad (3.62)$$

Las ecuaciones de la componente real e imaginaria de la constante de propagación γ , se formulan:

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon'}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1} = \frac{2\pi}{\lambda} \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{-\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}} \quad (3.63)$$

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon'}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1} = \frac{2\pi}{\lambda} \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}} \quad (3.64)$$

La pérdida de intensidad de la señal de radar o amplitud de la onda (en dB) puede ser convenientemente expresada en términos de la profundidad de penetración (comúnmente denotado δ), la cual es la distancia (en m) de la fuente sobre la que la fuerza ha disminuido a $1/e$, aproximadamente un 37% de su valor inicial como se ha comentado anteriormente (Reynolds 1997).

Este parámetro es útil para evaluar la distancia de penetración de las ondas de georradar y la probable amplitud de cualquier reflexión (despreciando la pérdida por difusión). También se puede utilizar como una expresión límite para la suposición de la propiedad de baja pérdida y describe la relación entre el factor de pérdida de energía de la onda electromagnética ($\sigma' + \omega\varepsilon''$) y la energía de almacenamiento ($\omega\varepsilon' - \sigma''$).

Cuando se trabaja en medio *dieléctricos* o *casi dieléctricos*, es decir, el factor de pérdidas es mucho menor que 1 ($\tan\delta \ll 1$), el coeficiente de atenuación α se simplifica, teniendo en cuenta el proceso de relajación que sufren las moléculas de agua al trabajar con altas frecuencias; se puede considerar que la parte real de la permitividad dieléctrica compleja, ε' (en este caso no se trata de un parámetro efectivo) tiene una dependencia débil con la frecuencia (Sutinen, 1992). En el rango de actuación del georradar la parte imaginaria, ε'' es mucho menor que esta parte real (Sutinen, 1992). Teniendo en cuenta estas simplificaciones se expresa la profundidad de penetración (Davis y Annan, 1989; Sutinen, 1992; Hänninen, 1997; Reynolds, 1997):

$$d = \frac{1}{\alpha} \approx \frac{2}{\sigma} \left(\frac{\varepsilon}{\mu} \right)^{1/2} \quad (3.65)$$

En medios considerados *no magnéticos*, la ecuación anterior se reduce aun más, ya que $\mu_r = 1$, quedando así:

$$d = 5,31 * 10^{-3} \frac{\sqrt{\varepsilon}}{\sigma} \quad (3.66)$$

En la conductividad σ intervienen los factores de conductividad estática y de pérdidas dieléctricas, debido a que se está trabajando con parámetros efectivos (Davis y Annan, 1989), quedando definida por la ecuación (2.28).

La profundidad de penetración en los estudios en hielos antárticos y en glaciares es de unos 300 m y 400 m (García, 1997) con antenas que trabajan a 700 MHz.

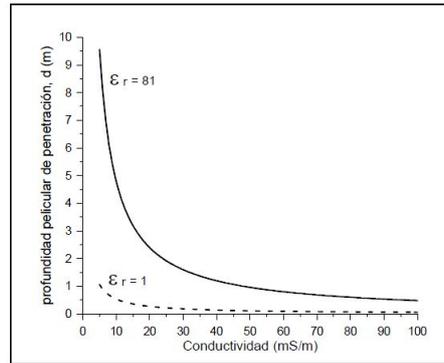


Figura 3.11. Variación de la profundidad pelicular de penetración d en función de la conductividad (en mS/m) para dos valores extremos de la constante dieléctrica relativa: la que presenta el aire, $\epsilon_r=1$ y la del agua, $\epsilon_r=81$, (Pérez-Gracia, 2001).

3.4 Rango del radar

El rango del radar se define como la máxima penetración que éste puede alcanzar, por sus especificaciones técnicas. Son muchos los autores que a lo largo del tiempo han documentado la ecuación del radar como Skolnik (1981); Unterberger (1974) y Cook (1975), Hara & Sakayama (1984), Davis & Annan (1989), y más extensamente Glover (1987) o Duke (1990).

Las pérdidas que se ocasionan en una onda electromagnética durante su propagación, a una distancia dada del emisor, son:

- Pérdidas producidas en la antena.
- Pérdidas durante la transmisión de la energía entre el aire y el medio.
- Pérdidas ocasionadas por la dispersión geométrica del frente de ondas.
- Atenuación en el interior del medio debido a las propiedades electromagnéticas del material.
- Atenuación por dispersión y difracción en pequeños elementos e inhomogeneidades del medio.
- Atenuación por reflexión de parte de la energía en discontinuidades de tamaño grande.

La ecuación que muestra los procesos de pérdida de energía desde el receptor hasta el emisor, viene dada por:

$$Q = 10 \log \left\{ \frac{E_{TX} E_{RX} G_{TX} G_{RX} v^2 (R F) e^{-4\alpha h}}{64\pi^3 f^2 h^4} \right\} \quad (3.67)$$

donde Q , es la sensibilidad de georradar o factor de calidad medida en dB. E_{TX} , E_{RX} , los coeficientes de eficacia del transmisor y receptor, respectivamente y G_{TX} G_{RX} el valor de la ganancia del transmisor y receptor, v es la velocidad de la onda en el medio de propagación, α la atenuación, h es la distancia del reflector hasta el emisor (normalmente determina el espesor de la capa o la profundidad a la cual se encuentra la anomalía). El

producto de RF, define la energía resultante de la reflexión en el objeto reflector que es dirigida hacia el receptor situado en la superficie, siendo R el coeficiente de reflexión sobre el objeto que la produce y F el área de reflexión.

El área efectiva de la antena receptora, se define con el siguiente cociente:

$$A = \frac{v^2}{4\pi f^2} \quad (3.68)$$

También se puede expresar la ecuación (3.64), en función de la potencia mínima detectable por el receptor, P_{\min} , y la potencia generada por el emisor, P_g

$$Q = 10 \log \left\{ \frac{P_{\min}}{P_g} \right\} \quad (3.69)$$

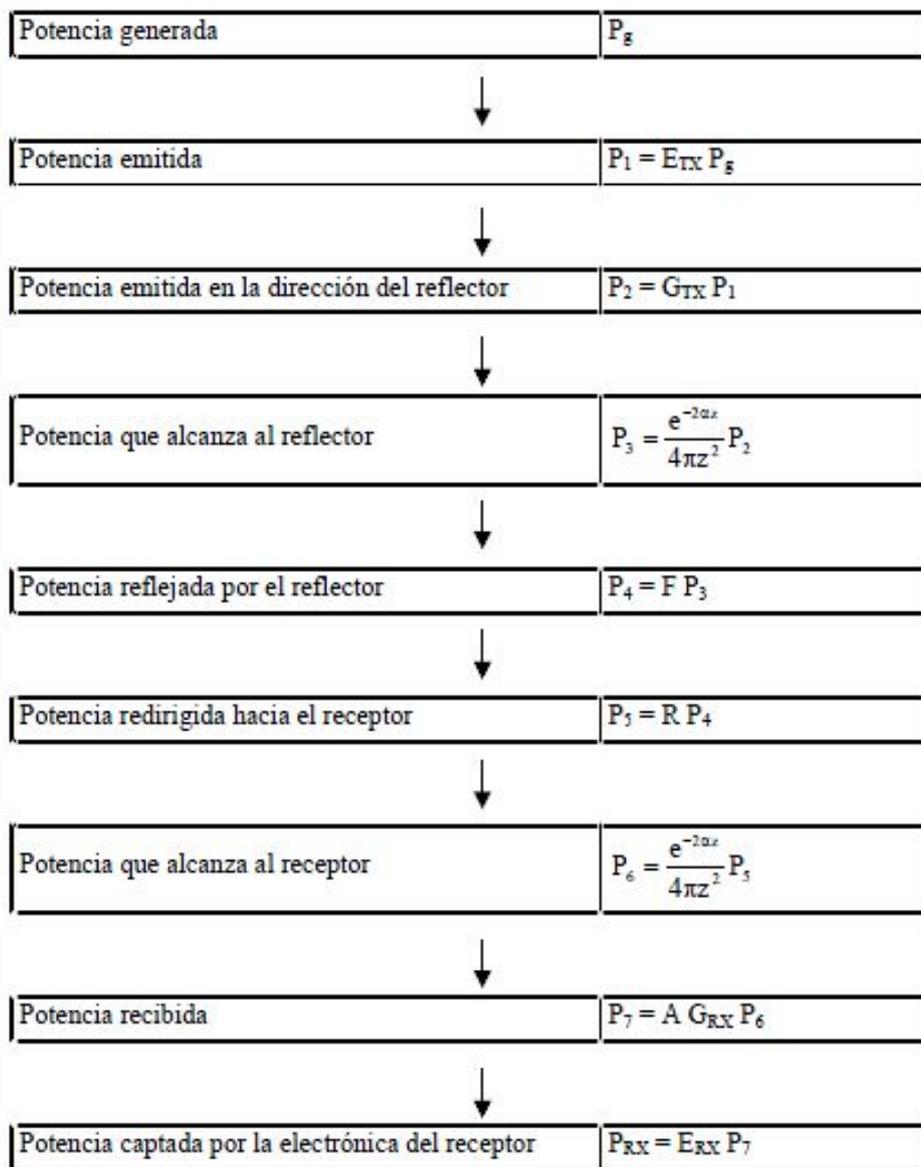


Figura 3.12. Esquema que muestra la relación entre la potencia generada por una antena y la potencia captada por un receptor tras una reflexión (Reynolds, 1997).

3.5 Resolución vertical y horizontal

La escala de resolución característica puede variar desde unos pocos centímetros hasta diez o más metros, dependiendo de la banda de frecuencia de las antenas de funcionamiento.

Se necesita seleccionar muy bien la resolución vertical y horizontal de la antena disponible con respecto al objetivo de estudio (Annan y Cosway, 1994). Hay muchos estudios que describen las técnicas más eficaces de

la aplicación de GPR (Mellet., 1995; Bae et al., 1996; Carcione, 1996; Davidson y Chase, 1998; Godio et al., 1999; Leucci et al., 2002).

La resolución de un equipo se define como su capacidad para resolver elementos independientes en el subsuelo, ya sea en espesor (resolución vertical), ya sea en tamaño horizontal (resolución horizontal).

Como respuesta a la necesidad de obtener mejores resoluciones verticales para el estudio de estructuras internas y del sustrato glaciar y además, a la problemática planteada por la absorción y atenuación en estos glaciares, desde principios de los años ochenta se han ido empleando georradars de impulsos de corta duración GPR, similares o los mismos que se disponen en ingeniería (Watts y Wright, 1981; Jones, 1987; Jacobel et al., 1988; Narod y Clarke, 1990; Arcone et al., 1995; Arcone, 1996).

3.5.1 Resolución vertical

La resolución vertical es la medida de la capacidad de diferenciar entre dos señales adyacentes a otra en el tiempo, permite conocer la sensibilidad del equipo.

La resolución vertical, está en función de la frecuencia. Las distintas antenas del georradar están diseñadas para operar en un rango de frecuencias, es decir, con un ancho de banda concreto donde se produce el pico de potencia en la frecuencia central de la antena. La frecuencia central también es inversamente proporcional al período del pulso (en nanosegundos). La anchura de banda (en Hz) es inversamente proporcional a la duración del pulso (en ns), tal que:

$$\Delta t = \frac{1}{\Delta f} \quad (3.70)$$

El equivalente de la longitud del pulso (m), es el producto del período de pulso y la velocidad de la onda electromagnética en el medio. La resolución vertical se puede calcular como la cuarta parte de longitud de onda (Burger, 1992), de este modo:

$$R_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4f} \quad (3.71)$$

Según Lorenzo (1994), la resolución vertical se puede determinar partiendo de la expresión:

$$R_v = \frac{v}{\Delta f} = \frac{v\Delta t}{2} \quad (3.72)$$

donde Δf es la banda de frecuencia y Δt es dos veces el período de la señal.

También se puede expresar en función de la permitividad dieléctrica como:

$$R_v = \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon}} \quad (3.73)$$

Si la distancia vertical (temporal) entre dos eventos es igual o mayor que el valor obtenido para R_v se pueden detectar como reflectores separados, ya que no se produce solape entre la energía procedente de las dos reflexiones.

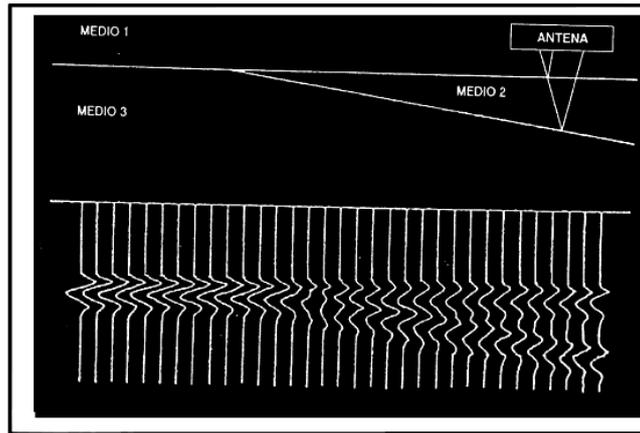


Figura 3.13. Esquema del registro obtenido en un medio en el que existen dos reflectores cuya distancia entre ellos varía (Lorenzo, 1994). A partir de una cierta distancia entre ambos, las anomalías pueden separarse en el registro como eventos diferentes.

3.5.2 Resolución horizontal

La resolución horizontal se define como la capacidad del aparato para resolver un reflector y su geometría. Depende de la velocidad de desplazamiento de la antena y del número de pulsos emitidos por segundo (el producto de estos dos factores es el número de pulsos emitido por unidad de longitud del terreno analizado), de la geometría del haz emitido (cono de emisión), de la sección eficaz del reflector (primera zona de Fresnel) y de la profundidad a la que se localiza el reflector.

La resolución horizontal está relacionada con la onda electromagnética que viaja desde la antena del transmisor en un cono de radiación, con una huella de tamaño finito como hemos visto en la figura 3.3. (Conyers y Goodman, 1997).

La primera Zona de Fresnel describe el área mínima detectable. Los rasgos del medio con dimensiones menores no se detectan. El tamaño finito de esta huella afecta tanto la resolución vertical (cuando las interfaces se buzan o tienen gran amplitud de rugosidad de la superficie en relación con la longitud de onda de la onda

electromagnética incidente) y la resolución horizontal. Cuanto mayor sea la primera zona de Fresnel, más baja será la resolución horizontal necesaria para discriminar los objetivos adyacentes. El radio de la huella es la ecuación (3.49) (Conyers y Goodman, 1997).

$$R_h = \frac{\lambda}{4} + \frac{h}{\sqrt{\epsilon_r + 1}} \quad (3.74)$$

La resolución horizontal es inversamente proporcional a $\alpha^{1/2}$ (Burger, 1992). En consecuencia, la resolución horizontal es realmente mejor sobre un material con alta pérdida, más que en un medio con baja pérdida. La resolución horizontal se expresa por tanto:

$$R_h = \frac{1}{\sqrt{\alpha}} \quad (3.75)$$

Lorenzo (1994) también recoge otro criterio para determinar la resolución horizontal. Considera que un elemento de dimensiones finitas queda perfectamente determinado cuando el número de trazas (nt) que alcanza el reflector es suficientemente grande.

3.6 Toma de medidas

3.6.1 Rango o tamaño de la ventana temporal de un registro

El rango de un registro define su longitud temporal, es decir, define la máxima coordenada vertical que alcanza cada traza (medida en nanosegundos).

Cuando se realiza un disparo sobre el subsuelo, la radiación del pulso electromagnético propagándose por el medio y la recepción después de un cierto tiempo de viaje de la señal recibida proveniente de las reflexiones en las interfaces, se denomina ventana temporal TW. La ventana temporal se abre cuando se emite el pulso emitido y se cierra después de que todas las reflexiones de interés provenientes del subsuelo hayan sido registradas.

Los georradar permiten al usuario establecer cuál será la ventana temporal de operación del instrumento. Conocida la profundidad aproximada del elemento o anomalía, que se desea detectar y la velocidad de la onda en el medio, se puede estimar la cantidad de tiempo que se necesitaría para que la onda de reflexión sobre el elemento (blanco), llegue a la antena. En todo momento la TW, se puede modificar durante la toma de datos, observando en la pantalla del instrumento el perfil geofísico que se está tomando, se puede apreciar si el rango adoptado es suficiente para localizar el blanco.

Por lo tanto la TW, depende de la velocidad de la onda en el medio de propagación, que como ya se expuso en el **capítulo 2** (2.82), está determinada por la constante dieléctrica relativa del material. Trabajando en medios que presentan una permitividad relativa muy alta y muy baja conductividad, las señales se atenuarán poco y se puede profundizar mucho en el medio, pero como consecuencia la velocidad de propagación será muy baja por lo que el ventana temporal deberá ser mayor para obtener información de los elementos que se encuentren a la misma profundidad en un medio con ϵ_r más pequeña.

Se tiene que tener en cuenta que en medios muy inhomogéneos, cuando se habla de constante dieléctrica y conductividad, estos valores serán medios ya que presentara diferentes parámetros constitutivos.

La fórmula que determina la ventana temporal de opresión del instrumento es:

$$TW = 1,3 \frac{2D_{max}}{v} \quad (3.76)$$

Esta expresión incrementa el tiempo estimado en un 30% para cubrir posibles variaciones inciertas en la profundidad y velocidad del terreno.

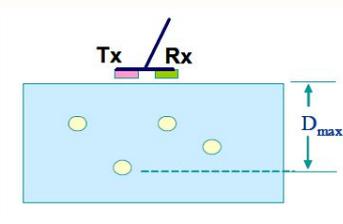


Figura 3.14. Selección del valor de la ventana temporal TW si la profundidad máxima de un posible blanco a detectar es D_{max} .

Cuanto mayor es la TW de la traza, la velocidad de desplazamiento de la antena a lo largo de la superficie será menor, la antena se moverá más lenta. Aunque la elección de la TW permita obtener información del subsuelo hasta la D_{max} , no se garantiza que se alcance debido a que se puede producir la atenuación de la onda antes de llegar a la profundidad. La energía de la onda la va absorbiendo el medio.

La antena seguirá recibiendo las señales hasta que la energía electromagnética de la señal reflejada se disipe por completo o su tiempo de retorno a la antena sea mayor que el valor de la ventana temporal elegida.

Esta pérdida de información por no elegir bien la TW, se produce en los glaciares, debido a que a menudo no se tiene en cuenta la atenuación de la onda en medios con presencia de agua. Ya que las medidas se toman en época estival, cuando la superficie del glaciar y la red de drenaje interna presentan lentes de agua.

3.6.2 Puntos por traza

Es imposible hacer de una sola vez un muestreo completo de cada una de las respuestas generadas por cada pulso emitido. Lo cual es debido a que, dada la poca distancia del suelo a las antenas emisora y receptora, y de estas entre sí. Al emitirse un pulso por la antena emisora, la señal reflejada llega casi instantáneamente a la antena receptora.

La solución a dicho problema es utilizar un convertidor A/D de muestreo incremental, mediante el cual, se va tomando una sola muestra de cada una de las señales recibidas como respuesta a cada pulso radiado. La muestra tomada de cada respuesta se retrasa con respecto a la anterior de acuerdo con un incremento temporal dado. Este método lo llevan incorporado los sistemas radar.

Valores típicos son: 128, 256, 512, 1024 o 2.048 muestras por traza (Conyers y Goodman, 1997). Por ejemplo: (2^n ; $n = 7, 8, 9, 10, 12$) dependiendo del ancho de banda del pulso radiado.

Cuando el muestreo se realiza con excesivos puntos, se generan ficheros con mucha memoria que hacen su gestión y posterior procesado muy complicado.

3.6.3 Frecuencia de muestreo

La frecuencia de muestreo depende de las características del subsuelo y la profundidad máxima. Las pérdidas de energía que sufre la onda electromagnética aumentan con la frecuencia. Como consecuencia los pulsos con componentes en frecuencias menores (longitudes de ondas mayores), penetran a mayores profundidades, que los que poseen componentes de mayor frecuencia (menor longitud de onda). Por el contrario, los pulsos que poseen componentes espectrales de mayor frecuencia permiten una mayor resolución, pudiendo detectar objetos de menor tamaño.

Por lo tanto se establece una relación entre la profundidad de penetración y la resolución. Las frecuencias que se utilizan en los georradars se encuentra en un rango de [100 MHz – 2,5 GHz], en la zona baja del espectro del microondas.

El ancho de banda operacional de las antenas, se relacionan con la frecuencia central f_c del espectro del pulso radiado, siendo el valor relativo del ancho de banda próximo a la unidad o incluso mayor. La f_c de la banda de operación de la antena se denomina comúnmente como frecuencia nominal o simplemente frecuencia de la antena.

El ancho de banda se define según:

$$B = f_M - f_L = 1,5 f_c \quad (3.77)$$

Donde los valores para las frecuencias útiles máxima y mínima respectivamente son: $f_M = 2f_c$ y $f_L = 1/2 f_c$.

El intervalo de muestreo es controlado por el criterio de Nyquist de manera que la frecuencia de muestreo debería ser mayor en dos veces la mayor frecuencia presente en la señal. Por lo tanto la frecuencia máxima es 2 veces la frecuencia central de la antena entonces la respuesta a un pulso debería ser muestreada al menos al doble de esta frecuencia. No obstante, se suele usar un margen de seguridad del orden de 1,5. Por tanto la frecuencia de muestreo debe ser aproximadamente seis veces la frecuencia central (i.e. frecuencia de muestreo= $6f_c$). En medio inhomogéneos (Annan 2001) propone utilizar un margen de seguridad de 2.

Aumentando la frecuencia de muestro, en una interpretación in-situ de los resultados, se resaltan las posibles anomalías.

3.6.4 Superposición de trazas. Stacking

Como se ha comentado en el apartado anterior los radares no pueden registrar cada una de las trazas reflejadas individuales a partir de cada pulso transmitido a causa de la alta velocidad de propagación. Para solventar este problema los equipos efectúan un muestreo de la señal obteniendo información de varios pulsos emitidos para reconstruir una única traza.

En muchos equipos modernos, para obtener una traza registrada se utiliza la información procedente de 16 trazas emitidas (Conyers y Goodman, 1997). Esto quiere decir que, si se seleccionan 512 puntos por traza para reconstruirla, cada traza registrada proviene de 8192 pulsos emitidos por segundo (scans/s).

3.6.5 Posición de inicio de la señal

Este parámetro permite seleccionar el tiempo de inicio de la ventana temporal. Se trata de un parámetro que debe ajustarse antes de empezar la adquisición de datos. Conviene hacerlo situando la antena sobre el medio para asegurar que la primera reflexión recibida queda dentro de la ventana temporal (Conyers y Goodman, 1997).

*CAPÍTULO 4: DETERMINACIÓN DEL
CONTENIDO EN AGUA*

4.1 Introducción

En los estudios de la dinámica de los glaciares se tienen que tener en cuenta la configuración del glaciar, su densidad, parámetros elásticos, contenido de agua y la temperatura entre otros.

Como consecuencia del cambio climático y el calentamiento global que se está produciendo en nuestro planeta. Durante muchos años los glaciólogos se han preocupado por monitorizar los glaciares de la mayor parte del planeta por ejemplo: Isla Rey Jorge por sísmica de reflexión y GPR (King 1994; Bintanja 1995; Smith et al., 1996), en los cuales se observa que los factores anteriormente descritos, varían tanto espacial como temporalmente dentro de un glaciar. Como expondremos en un apartado posterior, se hace una comparativa de la variación de estos factores en diversos glaciares de estudio.

El volumen y la distribución de agua líquida tienen una fuerte influencia en la reología de hielo (Duval, 1977). La fusión de la superficie afecta principalmente a la tasa de deslizamiento en muchos glaciares (Fountain & Waldner 1998; Zwally et al., 2002), creando hidrología endoglaciaria que fluye por el basamento. El agua tiene una alta constante dieléctrica, de forma que el contenido de agua en hielo templado se puede estimar utilizando la velocidad de la onda electromagnética en hielo. El método más eficaz que permite obtener un valor de la velocidad es la radio eco sondeo (RES).

Mediante el estudio de diversos parámetros, es posible caracterizar los glaciares, estos parámetros son principalmente: la velocidad de la onda electromagnética (RWV), densidad del hielo, contenido de agua y/o la porosidad del medio, entre otros.

Los parámetros de humedad o porosidad influyen en la RWV, debido a que se producen una absorción de la energía de la velocidad de la onda electromagnética, mediante su estudio podemos establecer una clasificación de los glaciares, determinar y localizar donde se produce un cambio en el comportamiento y amplitud de la onda al atravesar las distintas interfaces que componen la estructura interior del glaciar.

4.2 Velocidad de la onda RWV

La velocidad de propagación de la onda electromagnética (RWV - Radio Wave Velocity) sirven para caracterizar el glaciar, es de gran ayuda para: el estudio hidrológico, la detección de las zonas de acumulación y ablación, la localización del paso de nieve a hielo, pueden utilizarse en el estudio de la naturaleza del lecho, o de los interfaces entre los estratos de hielo templado. Depende del material atravesado y de la frecuencia de la señal emitida. En general, esta velocidad siempre es inferior a la velocidad de la luz en el vacío y es mayor en el aire y en materiales secos, que en agua o materiales húmedos.

El métodos más utilizado para medir el contenido de agua es usando la velocidad de la onda radar (Macheret et al., 1993; Moore et al., 1999; Murray et al., 2000; Bradford & Harper 2005; West et al., 2007). Este valor de velocidad tiene una fuerte dependencia del contenido de agua (Daniels, 1988), de ahí la importancia de realizar la conversión con precisión del tiempo de recorrido de la señal GPR a profundidades.

El georradar emite un pulso que se propaga siguiendo las ecuaciones de Maxwell, vistas en el **capítulo 2** y a su vez la velocidad se determina aplicando las fórmulas de la onda electromagnética en el medio de propagación.

Para el rango de frecuencias de trabajo del georradar (1-1.000 MHz), la velocidad de propagación en un medio con bajas perdidas y con permeabilidad unitaria, no depende de la frecuencia transmitida, la ecuación que determina la velocidad en dicho medio es la (2.82), aplicable para medios como el hielo o agua.

A su vez la velocidad depende de otros factores determinantes como es la densidad del medio, su estructura; el contenido en agua, el contenido en sal e impurezas (dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e isótopos de oxígeno) (Bogorodsky et al., 1985; Macheret et al., 1993), que afectan a la permitividad dieléctrica del hielo. También es notablemente diferente el valor obtenido trabajando en glaciares con hielo puro o en glaciares con hielo templado o politérmico (Robin, 1975; Macheret y Zhuravlev, 1981), es importante tener claro los distintos estados hidrotermales y estructura que presenta cada glaciar estudiado. Como demuestran las investigaciones realizadas por varios autores como son (Jiracek y Bentley, 1971; Macheret y Zhuravlev, 1985; Kotlyakov y Macheret, 1987), estas factores se pueden utilizar para calcular las propiedades físicas y eléctricas del hielo glaciar.

Otro de los factor que inciden en el valor de la velocidad de propagación de las señales en el hielo, es la frecuencia central del sistema (Plewes & Hubbard, 2001), según se expuso en la ecuación (2.78).

Como hemos visto en el **capítulo 2**, debido al comportamiento de hielo glaciar como un medio no magnético, implica que es un medio con muy baja conductividad y por esta razón la permitividad relativa se calcula directamente a través de la velocidad de radar en el medio (Reynolds 1997).

La ecuación de la velocidad de propagación de la onda al atravesar el hielo, se fórmula según la ecuación (2.82).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{efr}}} \quad (4.1)$$

La velocidad media hasta un reflector es el cociente de la profundidad del mismo entre la mitad del tiempo de llegada (tiempo doble).

A continuación se muestra la tabla de los valores aproximados de los parámetros de permitividad dieléctrica, velocidad de la onda de propagación y conductividad, para distintos medios como: el aire, los diferentes estados del agua y los valores para diferentes tipos de sustratos que pueden formar el glaciar. Estos valores fueron modificados partiendo de (Ramac, 2003; Annan, 2001; Pérez, 2001; Martínez y Byrnes, 2001; Benson et al., 1984; Bogorodsky et al., 1985).

Como se puede observa en la tabla 4.1 los valores extremos de la permitividad dieléctrica se dan en el aire (1) y en el agua (80-88), aunque es habitual utilizar un valor medio (86), estos valores corresponden a una velocidades de propagación entre 3,3 - 30 cm/ns. A mayor permitividad dieléctrica menor velocidad de propagación.

Los valores de permitividad dieléctrica que adoptados para el estado sólido del agua, se encuentran entre 3-4, con la excepción del hielo marino que presenta una permitividad dos veces mayor que el hielo puro, siendo su velocidad menor debido al alto contenido en sal. La mayor velocidad de la onda electromagnética en los medio con agua en estado sólido se produce en los suelo congelados de 8-30 cm/ns, por la presencia de burbujas de aire entre los granos de hielo.

Material	Permitividad dieléctrica	Velocidad (cm/ns)	Conductividad (mSm ⁻¹)
Aire	1	30	0
Agua destilada	80-88	3,3	0,01
Agua dulce	80-88	3,3	0,1-10
Agua salada/marina	80-88	1	4.000
Nieve polar	1,4-3	19-25	-
Hielo polar	3-3,2	>16,8	0,02-0,003
Hielo templado	3,2-4	<16,8	$5 * 10^{-4} - 8 * 10^{-6}$
Hielo puro	3,17-3,19	16,8-16,9	-
Hielo marino	2,5-8	7,8-15,7	-
Permafrost	1-10	8-30	0,01-15
Piedra caliza seca-húmeda	4-16	7,5-15	$10^{-5} - 25$
Esquistos seco-húmedo	5-15	7,7-13,4	1-100
Granito seco-húmedo	4-15	11-13	$10^{-9} - 1$
Arena seca-saturada	3-30	5,5-17,4	$10^{-7} - 1$
Morrena	9-25	6-10	-
Limo seco-saturado	5-30	6,3-10	1-100
Arcilla seca-saturada	4-50	6-17	0,25->1.000

Tabla 4.1. Tabla de velocidades de propagación de las ondas en distintos medios glaciares modificada a partir de (Lapazaran, 2004; Ramac, 2003; Annan, 2001; Pérez, 2001; Martínez y Byrnes, 2001; Benson et al., 1984; y Bogorodsky et al., 1985).

Varios materiales se clasifican a su vez por sus valores de la permitividad dieléctrica entre materiales secos, húmedos o saturados de agua, estos valores son expuestos por Reynolds (1997) y Annan (2005), para los distintos materiales que pueden conformar el lecho y las morrenas de los glaciares.

Material	Permitividad dieléctrica	Velocidad (cm/ns)
Granito seco	5-6	12,3-13,4
Granito Húmedo	7-15	10,6-11,3
Arena seca	3-5	0,15
Arena saturada	20-30	0,06
Arcilla saturada	8-15	8,5-11
Arenisca saturada	6	11

Tabla 4.2. Tabla de velocidades de propagación de las ondas en distintos medios glaciares ampliada, (Reynolds, 1997; Annan, 2005).

En el rango de frecuencias usado en los estudios de glaciares (1-1.000 MHz), la permitividad dieléctrica del agua se considera constante 86 (Smith y Evans 1972).

La velocidad de las ondas en las gamas de capa transparentes va desde 16,8 a 17,4 cm/ns con una media de 17 cm/ns. Velocidades mayores de 16,8 cm/ns, implican que el hielo contiene partículas de aire que pueden estar presentes en pequeñas concentraciones tales como burbujas o en grandes concentraciones como las que se dan en fracturas o huecos endoglaciares. Una velocidad inferior es típica de las observaciones de radar realizadas en los glaciares templados, los valores de velocidad que se dan en este caso van desde los 15 cm/ns a los 16,4 cm/ns, los cuales indican que la concentración de agua es mayor en unas pocas centésimas a la concentración de volumen por ciento, presente en los límites de grano de hielo (Macheret et al., 1993 y West et al., 2007). En todos los casos presentados la permeabilidad magnética relativa puede aproximarse a la unidad.

La permitividad del hielo es aproximadamente de 3, mientras que el valor del agua pura es aproximadamente de 80. Conforme aumenta el contenido de impurezas tales como partículas de arena o ácidos, presentes en el agua aumenta el valor de la conductividad eléctrica y la atenuación de la onda. El hielo glaciar también es sensible: a las propiedades de las partículas, a la orientación de los cristales, la densidad y la temperatura.

La conductividad eléctrica describe la capacidad de un material para conducir una corriente eléctrica. El valor de conductividad del hielo es de $0,01 \text{ mSm}^{-1}$, como consecuencia del contenido en iones e impurezas. Por esta razón el hielo polar es más conductivo que el hielo templado que presenta más impurezas y más contenido en agua.

Bogorodsky et al., (1985) propone como valor estándar para la RWV con georradar en el hielo de 16,9 cm/ns, mientras que Macheret et al., (1993), indica el valor de velocidad más bajo que se puede dar en un glaciar frío es de 16,7 cm/ns, siendo normal la obtención de valores que superan los 18 cm/ns.

Teniendo en cuenta lo descrito anteriormente en los glaciares politérmicos biestratificados o templados, la velocidad resulta mayor en el estrato superior, más seco y de menor temperatura, mientras que el inferior, cuya temperatura es próxima o igual a la de fusión se presenta un mayor contenido en agua, como consecuencia la velocidad es más baja entre 17,6 cm/ns y 16,5 cm/ns respectivamente, estas medidas se obtuvieron en el glaciar Hansbreen, según Macheret et al., (1993).

Según Moore et al., (1999) estiman una velocidad de 22 cm/ns en el estrato de nieve-firn. Otros como Kovacs et al., (1982,1993), mediante perfiles de densidad cerca de la superficie del hielo y Cumming (1952) con calibración de la densidad/permitividad dieléctrica adoptan el valor de $\epsilon = 2$, para traducir el retardo de tiempo en profundidades en la zona nieve-firn.

El conjunto de estas tres propiedades son importantes para obtener una interpretación adecuada de la respuesta que proporciona el hielo ante una corriente eléctrica como son: velocidad de la onda, la pérdida de energía de la onda de radar, su resolución y detectabilidad.

Tras una serie de investigaciones se aportan los siguientes valores de velocidad de la onda electromagnética en los diversos materiales que forman el subsuelo glaciar y periglacial: el valor registrado para las morrenas van desde 9-11 cm/ns, los sedimentos sueltos registran unos valores entre 10-14 cm/ns, para el granito se obtiene unos valores entre 11-13 cm/ns, y por último para el hielo los valores se encuentran entre 16-17 cm/ns (Davies y Annan 1989, Span et al., 2005, Hauck y Kneisel 2008).

En glaciares de roca con permafrost el valor de la velocidad oscilan entre 14 y 15 cm/ns (Schmoller y Frühwirth, 1996; Wale, 1999; Isaksen et al., 2000; Lehmann y Green, 2000; Berthling et al., 2003; Hausmann et al., 2007). Degenhardt y Giardino (2003) establecen un valor diferente de 12 cm/ns.

Los mejores resultados en estos estudios se logran cuando las mediciones georradar se combina con otros métodos geofísicos tales como sísmica o gravimetría (por ejemplo Hausmann et al., 2007).

4.2.1 Métodos para determinar la velocidad del medio

La obtención de la velocidad de las ondas electromagnéticas en el hielo puede realizarse por diversos métodos (Robin et al., 1969; Trepov, 1970; Drewry, 1975; Robin, 1975; Bogorodskiy et al., 1983; Ezequiel y Roellofs, 1983, Macheret et al., 1993): realizando un perfil en las cercanías de un pozo perforado hasta el lecho; mediante un sondeo electromagnético en un pozo; por técnicas de transiluminación; por métodos WARR o CMP; por datos de sismica de reflexión o a partir de los tiempos de llegada de las hipérbolas de difracción.

En el estudio de la estructura glaciar, la mayor parte de los datos de RWV adoptados, se han obtenido en investigaciones llevadas a cabo en el hielo polar utilizando radares que operan en una banda de UHF y VHF, datos resumidos por Bogorodskiy et al., (1983), Jezek et al., (1978) y Robin (1975). También se toman medidas con el mismo tipo de radar en glaciares subpolares (Ryumin y Zverev, 1969; Zhuravlev et al., 1983; Epov, 1984; Macheret y Zhuravlev, 1985).

La utilización del radar UHF y VHF, en mediciones tomadas en glaciares templados con este método de medición es a menudo inútil debido a la gran dispersión de ondas de radio en estas longitudes de onda, como consecuencia de que el hielo se encuentra en el punto de fusión, por lo tanto contiene una cierta cantidad de agua en las interfaces y en las cavidades de los cristales, y por ejemplo en las áreas de acumulación de una serie de glaciares subpolares con intensa fusión de verano (Dowdeswell et al., 1984b; Macheret et al., 1984b; Kotlyakov y Macheret, 1987; Vasilenko et al., 1987; Bamber, 1989).

Para obtener mayor calidad en los resultados utilizando este método según Smith y Evans (1972) y Watts y England (1976), se utiliza el radar operando en la banda HF. Estas mediciones se han realizado en varios glaciares obteniendo la RWV en HF (Blindow y Thissen, 1986; Jacobel et al., 1988; Vasilenko et al., 1988), como por ejemplo: en el glaciar templado Glaciar Abramov en el Alai Mountain Ridge (Vasilenko et al., 1988), y en dos glaciares subpolares Fridtjovbreen y Hansbreen en Svalbard (Glazovskiy y Moskalievskiy, 1989; Glazovskiy et al., 1991).

Los métodos de medición de la velocidad de la onda electromagnética por el punto medio común (CMP) y el ángulo de reflexión (WARR) se emplean con antenas biestáticas, una antena emisora y otra receptora. El error introducido en la medida de velocidad por el método de CMP es de $\sim 5\%$ (Barrett et al., 2007; Navarro, 2005; Binder, 2009).

4.2.2 Método de las hipérbolas de difracción

Unos de los métodos que se utilizan para obtener el valor de la velocidad en un medio, es mediante el estudio de las hipérbolas de difracción que se presentan en los perfiles georradar, por ejemplo el perfil mostrado en el figura 5.11. La aparición de dichas hipérbolas se debe a las anomalías puntuales que la onda atraviesa durante su recorrido por el interior del cuerpo glaciar. Muchos autores utilizan estas hipérbolas para la localización de reflectores internos y corrientes de agua como se describe posteriormente.

La expresión de las hipérbolas es:

$$\frac{t^2}{h^2} - \frac{x^2}{v^2 h^2} = 1 \quad (4.2)$$

donde h , es la profundidad a la cual se encuentra el blanco o anomalía; d , la distancia desde el blanco hasta la antena y x la distancia en la superficie desde el punto de registro, hasta la vertical del blanco.

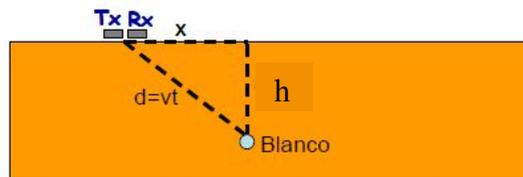


Figura 4.1. Geometría usada para obtener la ecuación de la hipérbola generada para un blanco.

Se pueden encontrar dos tipos de hipérbolas de difracción en un perfil georradar: por un lado pueden aparecer hipérbolas simétricas, éstas se corresponden con reflectores puntuales o lineales y evidencian el registro de reflectores debidos a till, grietas, corrientes de agua, etc..., que son atravesados por el perfil georradar (por ejemplo Benjumea et al., 2003; Clarke y Bentley, 1994; Macheret, 2000); por otro lado la formación de hipérbolas asimétricas, se corresponde con el registro de difractores lineales inclinados (por ejemplo canales de agua), para ser estudiados deben quedar materializados en varios perfiles consecutivos (para determinar la pendiente, la dirección) y calcular el valor de RWV (Macheret, 2000).

Para obtener los resultados óptimos en la determinación de los valores de la velocidad de propagación con el método de las hipérbolas de difracción deben utilizarse solamente aquéllas hipérbolas que son simétricas.

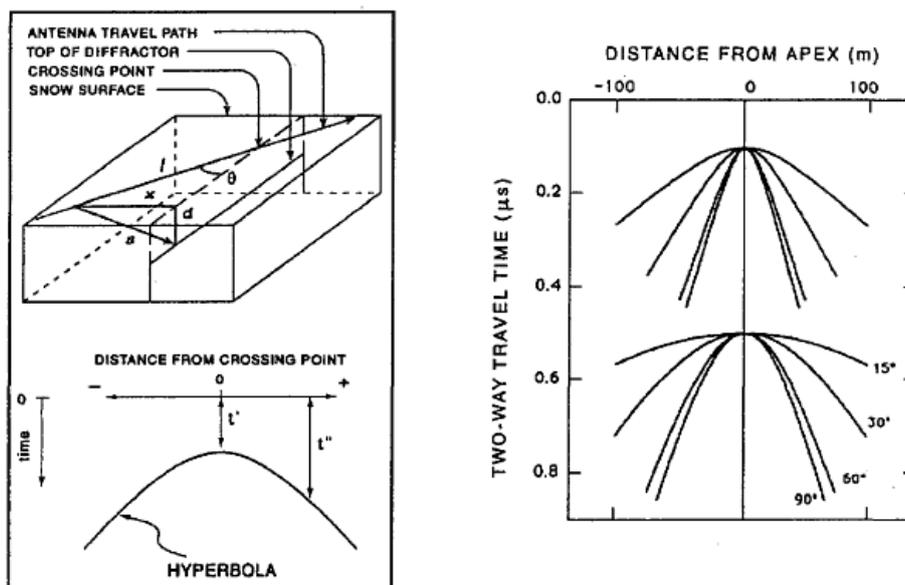


Figura 4.2. Izquierda: Geometría y parámetros que intervienen en el cálculo de la orientación de grietas ocultas. Derecha: Plantillas realizadas para determinar la orientación de las anomalías. Hipérbolas teóricas para difractores lineales a profundidades de 10 m (arriba) y 48 m (abajo), atravesados con ángulos de 15°, 30°, 60° y 90° (Clark y Bentley, 1994).

Otro método para determinar el ángulo, de una grieta colmatada partiendo de un patrón de hipérbolas de difracción, es mediante la realización de perfiles sucesivos paralelos por encima de dicha grieta. El ángulo θ , que la grieta forma con respecto a la dirección de los dos perfiles paralelos, viene dado por:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{d}{D} \tag{4.3}$$

donde d es la distancia entre los perfiles paralelos y D la distancia horizontal entre los máximos de las hipérbolas de difracción en los radargramas. En nuestro estudio la pendiente y la dirección vienen dadas por la georreferenciación de las anomalías en varios perfiles geofísicos en la estructura interna de los glaciares.

4.3 Atenuación, conductividad, resistividad en el hielo

La atenuación específica del hielo procedente de agua dulce ha sido estudiada por diferentes autores en laboratorio, obteniéndose un valor de atenuación (Γ) entre 0,01 – 0,5 dB/m operando en el rango de frecuencias de 1 a 10^3 MHz. Por otro lado operando con frecuencias entre 10^3 - 10^4 MHz se observa una dependencia prácticamente lineal de la atenuación específica del hielo respecto a la frecuencia (que, de acuerdo con la fórmula (2.92), corresponde a la poca dependencia de $Im\sqrt{\epsilon_r}$ respecto a la frecuencia), obteniéndose como resultado una atenuación entre 0,05 – 2,0 dB/m (Finkelshtein et al., 1977; Meldelson, 1980; Bogorodsky y Gabrilo, 1980; García, 1995).

Finkelshtein et al., (1984) apuntan que para calcular la atenuación del hielo en condiciones naturales, hay que tener en cuenta las variaciones de temperatura (desde la temperatura de la superficie del hielo, generalmente cubierta de nieve, hasta la temperatura del agua) y de las características eléctricas de las diversas inclusiones que se encuentren en el hielo.

La conductividad σ depende en gran medida de la frecuencia, la temperatura y las inclusiones (impurezas) presentes. A una temperatura cercana a 0°C, y a unas frecuencias de 10 a 500 MHz, para el hielo puro se obtiene $\sigma \approx 4,6 \cdot 10^{-5} \text{ S/m}$, y una resistividad ρ del orden $10^4 - 10^5 \Omega\text{m}$ (Bogorodsky et al., 1971).

Estos valores de resistividad del hielo, operando con bajas frecuencias se asemejan a los de estudios pioneros en España, mediante sondeos eléctricos verticales en el glaciar rocoso de Las Argualas, Pirineo aragonés, realizados por un equipo hispano-franco-italiano (Fabre et al., 1995).

En estudios de Nivología realizados por diversos autores, respecto a nieves secas se observa un aumento de la permitividad dieléctrica desde 1,2 (para nieves recientes) hasta 1,5 (para nieves compactas) en frecuencias superiores a 1 MHz. La resistividad depende de la densidad y de la temperatura. A una temperatura de -30 °C y en un rango de densidades de 570 a 130 kg/m³, en corriente continua $\rho = 2 \cdot 10^7 - 1,3 \cdot 10^{10} \Omega\text{m}$.

En nieves húmedas la permitividad dieléctrica está en función de la densidad y del grado de humedad, y no depende de la frecuencia en el rango 1 - 10⁴ MHz. La resistividad, en este caso, depende además del grado de humedad. Para un rango de densidades de 200 a 480 kg/m³ y humedad del 5 al 25 %, a 0 °C, en corriente continua, $\rho = 1,7 \cdot 10^6 - 5 \cdot 10^4 \Omega\text{m}$ (Mellor, 1965; Linlor, 1974; Glen y Paren, 1975; Finkelshtein et al., 1984).

La atenuación en nieves secas se observa $\tan\delta \approx 4 \cdot 10^{-4}$, es decir, $\Gamma \approx 0,4 \text{ dB/m}$ para una frecuencia de 10⁴ MHz. En nieves húmedas Γ está en función del grado de humedad y de la frecuencia (Evans, 1965).

4.4 Densidad y contenido en agua

Los parámetros de densidad y el contenido en agua de las capas que forman un medio glaciar (nieve, neviza y/o hielo), son fundamentales para evaluar el balance de masa y proceder a su caracterización tanto desde el punto de vista dinámico como térmico.

La densidad del hielo glaciar puro es de 917 kgm⁻³, en glaciares cuya temperatura es cercana a 0°C y la presión “de confinamiento” es baja. El hielo polar se encuentra a una temperatura entorno a los -20°C y -40°C, a esta temperatura el hielo no tiene burbujas de aire. Cuando se produce un aumento de la temperatura el valor de la densidad puede alcanzar los 922 kgm⁻³. El valor de la densidad del medio permite relacionar la porosidad con el contenido en agua. A mayor porosidad menor densidad.

La presión también influye en la densidad del hielo según,

$$\rho = \frac{1}{\rho_i} \frac{d\rho_i}{dP} \quad (4.4)$$

El valor es de $1,2 * 10^{-10} Pa^{-1}$ aproximadamente, valor medio tomado de once estudios de investigación realizados por Feistel y Wagner (2006).

En hielo polar de la Antártica oriental, a medida que se va profundizando en la capa por debajo de 4 Km, la presión aumenta de modo que la densidad de hielo de $917 kgm^{-3}$ pasa a ser de aproximadamente $921 kgm^{-3}$, debido a que el hielo a esta profundidad se encuentra a pocos grados de la temperatura de fusión, se aprecia que el efecto de la temperatura en el incremento de la densidad es muy pequeño.

Por lo tanto el hielo glaciar alcanza el valor máximo de densidad registrado de aproximadamente $923 kgm^{-3}$, a profundidades donde prevalecen las bajas temperaturas y altas presiones. Resultados cotejados con los obtenidos por Gow (1970) y Gow et al. (1997) con perfiles de densidad basados en mediciones de muestras de hielo a gran profundidad en la Antártida y Groenlandia.

En el estudio del flujo de los glaciares, el contenido de agua juega un papel importante debido a que la tasa de deformación del hielo dependiente en gran medida del contenido de agua (Duval, 1977; Lliboutry y Duval, 1985). El contenido de agua varía espacialmente y con la profundidad (Murray et al., 2000). Este parámetro del medio tiene un papel muy importante en la estabilidad de la superficie de transición frío-templado en los glaciares politérmicos (Hutter et al., 1988; Blatter y Hutter, 1991; Moore et al., 1999; Pettersson et al., 2003).

La cantidad de agua almacenada en la capa de hielo, es suficiente para alimentar la escorrentía englaciar durante el período frío. El contenido en agua está relacionado con las condiciones glacioclimáticas y la estructura interna de los glaciares, se produce una variación del valor tanto espacialmente como estacionalmente.

De este modo el contenido de agua en los glaciares es un parámetro muy importante, conociendo a través de él aspectos que los definen como: su estado hidrotermal, el régimen y su dinámica. Para su determinación in situ en los glaciares templados, se usa la velocidad de la onda electromagnética obtenida mediante los diversos métodos ya expuestos anteriormente y la aplicación de las fórmulas que establecen la relación entre la permitividad dieléctrica del hielo húmedo con la proporción del contenido de agua que posee el medio, (Macheret. Moskalevsky et al., 1993; Frolov y Macheret 1998; Moore et al., 1999).

Sin embargo, el hielo glaciar puede contener burbujas de aire que tienen un impacto significativo en la velocidad de radar detectada y en la estimación del contenido en agua (West et al., 2007; Bradford et al., 2009).

Las permitividades que influyen en la permitividad de su mezcla en mayor o menor medida son: la permitividades del aire, el hielo y el agua. Por lo tanto la permitividad, la densidad y el contenido en agua se relacionan según la ecuación (2.82), que a su vez se relaciona también con la velocidad de la onda electromagnética obtenida en el medio objeto de estudio.

Estos parámetros del medio son los más representativos de los medios glaciares según Smith y Evans (1972). Donde las permitividades de la mezcla en un medio glaciar son: ϵ_i , ϵ_w , ϵ_s y ϵ_d , la permitividad dieléctrica relativa del hielo puro (es decir sin contenido en agua ni lentes de aire) subíndice (i-ice), la permitividad dieléctrica relativa del agua con el subíndice (w-water), la permitividad dieléctrica relativa del medio glaciar húmedo o hielo templado con el subíndice (s-soaked) y la permitividad dieléctrica relativa del medio glaciar seco o frío con el subíndice (d-dry).

La relación de las velocidades en los medios glaciares seco y húmedo con sus permitividades dieléctricas viene dadas por:

$$\epsilon_d = (c/v_d)^2 \qquad \epsilon_s = (c/v_s)^2 \qquad (4.5)$$

El coeficiente de potencia de reflexión RPC medido en (dB), se determina utilizando un modelo simple de reflexión de la onda de radio desde el límite del plano hielo seco/húmedo con la fórmula:

$$R = 20 \log_{10} [(\sqrt{\epsilon'_s} - \sqrt{\epsilon'_d}) / (\sqrt{\epsilon'_s} + \sqrt{\epsilon'_d})] \qquad (4.6)$$

Se obtiene

$$\epsilon'_s = \epsilon'_d [(1 + 10^{0,05R}) / (1 - 10^{0,05R})]^2 \qquad (4.7)$$

A partir del valor de las desviaciones de RPC, se puede conocer las variaciones en el tamaño y contenido de inclusiones de agua y, en consecuencia, las velocidades v_s en la capa inferior de hielo saturada de agua.

Como consecuencia de la relación que existe entre la velocidad de la onda electromagnética y la permitividad dieléctrica del medio, se establece una relación entre la velocidad y el coeficiente de potencia de reflexión determinado en el límite frío/templado.

$$v_s = v_d \frac{1 - 10^{0,05R_{1,2}}}{1 + 10^{0,05R_{1,2}}} \qquad (4.8)$$

Se considera el medio glaciar como una mezcla de hielo, aire y agua. Los volúmenes que ocupan éstos en la mezcla se representan por θ , A y W , respectivamente. Así la suma de los volúmenes de los tres componentes de la mezcla es la unidad.

$$\theta + A + W = 1 \quad (4.9)$$

En las formaciones de nieve, neviza y hielo glaciar en el medio seco o frío, el contenido de agua de la mezcla es nulo ($W = 0$), por lo que la porosidad queda,

$$P = 1 - \theta \quad (4.10)$$

donde el volumen de hielo θ , se determina mediante la relación entre la densidad del hielo en el medio seco y la densidad del hielo puro.

$$\theta = \rho_d / \rho_i \quad (4.11)$$

Y como consecuencia de dicha relación la porosidad se expresa como:

$$P = 1 - \rho_d / \rho_i \quad (4.12)$$

Teniendo en cuenta la ausencia de agua en el medio seco, la porosidad coincide con el volumen de aire de la mezcla ($P=A$).

Por otro lado cuando se estudia la nieve, neviza y hielo glaciar en el medio húmedo, éste se considera saturado de agua, desplazando las burbujas de aire ($A=0$). Como consecuencia la porosidad del medio coincide con el contenido de agua de la mezcla, quedando:

$$W = P = 1 - \theta \quad (4.13)$$

Seligman (1936, p. 144, cit. por Paterson, 1994, p. 13), determina los valores de densidad para distintos medios glaciares. Partiendo de dichos valores de densidad y aplicando la fórmula (4.12) se obtiene el porcentaje de porosidad de los medios glaciares fríos, tomando la densidad del hielo puro como $\rho_i = 0,917 \text{ Mgm}^{-3}$.

Medio glaciar	Densidad típica (kg m^{-3})	Porosidad %
Nueva nieve (inmediatamente después de caer en condiciones de calma)	50-70	94,5 – 92,4
Nieve reciente (Damp new snow)	100-200	89,1 – 78,2
Nieve sedimentada (Settled snow)	200-300	78,2 – 67,3
Nieve cristalizada (Depth hoar)	100-300	89,1 – 67,3
Nieve asentada por el viento (Wind-packed snow)	350-400	61,8 – 56,4
Neviza (firn)	400-300	56,4 – 9,5
Nieve muy húmeda y firn	700-800	-
Hielo Glaciar	830-923	9,5 – 0,0

Tabla 4.3. Valores de densidad y porosidad para distintos medios glaciares. Valores de densidad tomados principalmente de Seligman (1936, p. 144), se enumeran las densidades de los distintos materiales. Citado por (Paterson, 1994, cap2, p.12). Valores de porosidad obtenidos de la (4.12) para el medio seco.

El valor de porosidad adoptado para la nieve recién caída se encuentra entre el 92,4 - 94,5 %, es el porcentaje medido más alto de porosidad en los glaciares. Este valor es debido a los huecos de aire que se forman entre los copos de nieve. El volumen de dichos huecos decrece a medida que la nieve se aplasta hasta llegar a la formación del firn, en la cual la porosidad se ha reducido aproximadamente el 50%, obteniendo valores de porosidad para esta capa entre 9,5 - 56,4 %.

El valor de la porosidad obtenido para la nieve cristalizada abarca la nieve reciente y la sedimentada. Sin embargo, para la nieve muy húmeda no se calcula la porosidad, debido al alto contenido en agua que presenta. El valor para el hielo glaciar se establece entre el 0 - 9,5%, ya que se encuentra libre de inclusiones de aire.

La permitividad dieléctrica del medio se relaciona con la temperatura mediante la expresión Frolov y Macheret (1999) y Mátzler y Wegmüller (1987).

$$\varepsilon_i = 3,1884 + 0,00091T \quad (4.14)$$

donde la temperatura se mide en grados Celsius.

Otros investigadores como Glen y Paren (1975) citan a Gough (1972), propone una serie cuadrática. Ésta solo se puede utilizar con temperaturas inferiores a los -40°C (233K), esta expresión genera valores de contenido en agua mayores en un 2%, que utilizando la expresión anterior.

$$\varepsilon = 3,093 \pm 0,003 + (0,72 \pm 0,60)10^{-4}T_K + (0,11 \pm 0,02)10^{-5}T_K^2 \quad (4.15)$$

siendo T_k la temperatura absoluta.

Según datos experimentales aportados por Gough (1972), Mätzler & Wegmüller (1987) entre otros, muestran la dependencia de la temperatura con la ϵ' , han obtenido (Frolov y Macheret 1998) para una velocidad de la onda de $v = 168 \pm 1 \mu\text{sm}^{-1}$, un valor de:

$$\epsilon'_i = 3,19 \pm 0,04 \text{ a una temperatura de } 0^\circ\text{C}. \quad (4.16)$$

En cambio Tiuri et al., (1984) proponen el cálculo de la permitividad del agua en función de la frecuencia, según la fórmula de Debye, (3.49). A partir de ésta, y recordando la relación entre la frecuencia característica de relajación y el tiempo de relajación, $f_c = (2\pi\tau)^{-1}$, puede expresarse como:

$$\epsilon_w = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_{wS} - \epsilon_{w\infty}}{1 + (f/f_{wC})^2} \quad (4.17)$$

Tiuri et al., (1984), propone los siguientes valores: $\epsilon_{wS} = 87,74$; $\epsilon_{w\infty} = 4,9$; $\tau_w = 18\text{ps}$; $f_{wC} = 8,84 \text{ MHz}$, la ecuación anterior queda,

$$\epsilon_w = 4,9 + \frac{82,84}{1 + (f/8,84)^2} \quad (4.18)$$

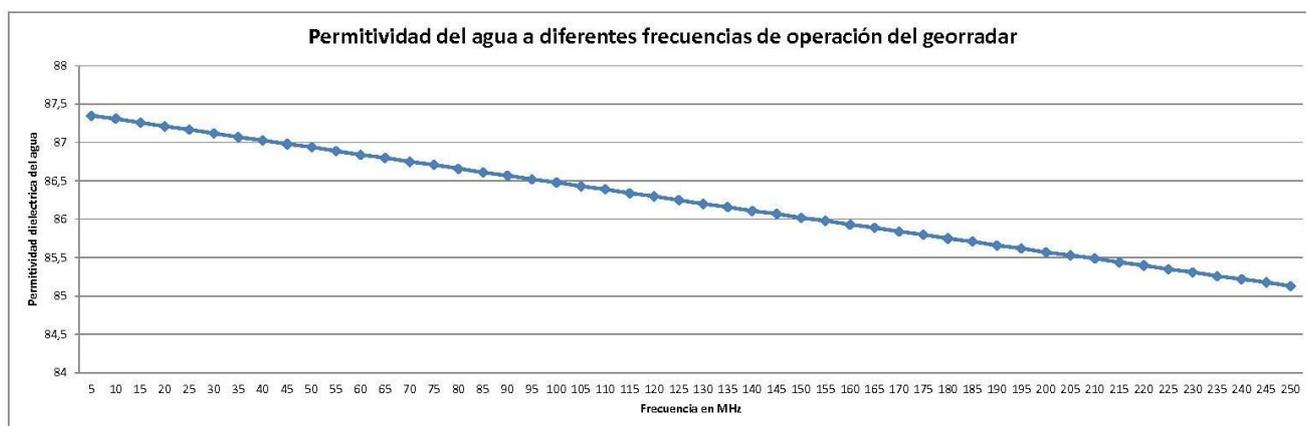


Figura 4.3. El gráfico muestra la relación entre los valores de la permitividad dieléctrica del agua a diferentes frecuencias de operación del georradar en MHz, obtenida por la ecuación (4.18), (Lapazaran, 2004).

Aplicando la fórmula (4.18) para los distintos valores frecuencia de operación del georradar, se obtienen los valores de la permitividad dieléctrica del agua. Estos valores se encuentran relacionados de modo que por cada 5 MHz de aumento de la frecuencia de operación, la permitividad dieléctrica del agua decrece entre el 0,04 y el 0,05 de su valor.

La fórmula Looyenga es un modelo exponencial que describe la permitividad dieléctrica de una mezcla, ϵ'_m como una función de las permitividades dieléctricas, ϵ'_k de k^{th} componentes con una porción de volumen f_k (Sihvola et al., 1985).

$$\epsilon'_m{}^\alpha = \sum f_k \epsilon'_k{}^\alpha \quad (4.19)$$

donde $\alpha = 1/3$. Para una mezcla dieléctrica de dos componentes hielo y agua, en la cual todas las cavidades están llenas de agua la fórmula Looyenga es (Macheret y Glazovsky 2000; Lapazaran, 2004):

$$\epsilon_s = \left[\left(\epsilon_i^{1/3} + W(\epsilon_w^{1/3} - \epsilon_i^{1/3}) \right) \right]^3 \quad (4.20)$$

Si el glaciar es una mezcla de agua, hielo e inclusiones de aire, la fórmula Looyenga de la mezcla da la permitividad ϵ_s , como expone Macheret y Glazovsky (2000) es:

$$\epsilon_s = [W\epsilon_w^\alpha + (1 - P)\epsilon_i^\alpha + P - W]^{1/\alpha} \quad (4.21)$$

Con un valor de $\alpha = 1/3$ utilizan la expresión anterior para estudiar las variaciones en el contenido en agua entre la primavera y el verano, suponiendo la porosidad (P) constante en el glaciar.

$$\epsilon_s = [W\epsilon_w^{1/3} + (1 - P)\epsilon_i^{1/3} + P - W]^3 \quad (4.22)$$

donde P es volumen total de agua y contenido de aire, o "porosidad" de hielo templado.

En el caso de un hielo glaciar frío (una mezcla dieléctrica de dos componentes hielo y aire) la permitividad calculada por la fórmula de Looyenga (Macheret y Glazovsky 2000) es:

$$\epsilon_d = \left[\left(\frac{\rho_d}{\rho_i} \right)^{1/3} (\epsilon_i^{1/3} - 1) + 1 \right]^3 \quad (4.23)$$

En esta fórmula se toma como valor de la densidad del hielo en los glaciares fríos, el valor de densidad del hielo puro $\rho_i = 0,917 \text{ Mgm}^{-3}$.

Por los estudios realizados por Evans (1965) y Fujita et al., (1993), se conoce que en la gama de frecuencias que opera el georradar de 1 MHz a 10.000 MHz, la permitividad dieléctrica ϵ'_i del hielo sólido, depende la temperatura del hielo, anisotropía y de las pequeñas concentraciones solubles de impurezas químicas, sin embargo la dependencia con la frecuencia es muy débil.

4.4.1 Hielo, neviza o nieve secos/fríos

Partiendo de la velocidad de la onda electromagnética, obtenida se puede calcular la densidad de la nieve, firn y hielo glaciario en el medio seco (glaciario frío) utilizando (4.5). Como la parte real de la permitividad no depende de la estructura del medio solo de su densidad (Tiuri et al., 1984), se establece la relación de la permitividad del medio glaciario seco con la densidad del mismo.

Los glaciares fríos se caracterizan por la ausencia de agua en su estructura, considerando solo dos componentes (hielo puro y aire), a la hora de aplicar el modelo Looyenga (1965), éste utiliza una expresión exponencial de grado $\alpha = 1/3$ para la mezcla de dos componentes,

$$\varepsilon^{1/3} = \varepsilon_1^{1/3} + f_2(\varepsilon_2^{1/3} - \varepsilon_1^{1/3}) \quad (4.24)$$

$$\varepsilon_d^{1/3} = 1 + \theta(\varepsilon_i^{1/3} - 1) \quad (4.25)$$

Ésta última se puede escribir como la fórmula (4.23), tomando $\rho_i = 0,917 \text{ Mg m}^{-3}$ con $\varepsilon_i = 3,19$, de modo que la fórmula queda:

$$\varepsilon_d = (1 + 0,5148\rho_d)^3 \quad (4.26)$$

En el caso de $\varepsilon_i = 3,65$ se obtiene,

$$\varepsilon_d^{1/3} = 1 + \rho_d/\rho_i (\varepsilon_i^{1/3} - 1) \quad (4.27)$$

La permitividad en la nieve seca utilizando una frecuencia de 1GHz con una $\varepsilon_i = 3,15$ y una temperatura de 0°C, se obtiene (Sihvola et al., 1985):

$$\varepsilon_d = (1 + 0,508 \rho_d)^3 \quad (4.28)$$

Glen y Paren (1975) por su parte, utilizan el modelo Looyenga expresándolo con una densidad unitaria para el hielo $\rho_i = 1 \text{ Mg m}^{-3}$ y $\varepsilon_i = 3,17$, produciéndose valores muy bajos de la permitividad de la mezcla,

$$\varepsilon_d = (1 + 0,469 \rho_d)^3 \quad (4.29)$$

Sin embargo, trabajando con frecuencias mayores a 1 MHz, Glen y Paren (1975) expresan la relación directa que guarda la constante dieléctrica de la nieve seca con la densidad de la nieve según la fórmula empírica:

$$\varepsilon_d = (1 + 0,51 \rho_d)^3 \quad (4.30)$$

Frolov y Macheret (1999) estudiando las nieves secas, que se encuentran a una temperatura cercana al punto de fusión (pero con un contenido de agua nulo), proponen para determinar la permitividad dieléctrica en el medio seco la siguiente fórmula empírica:

$$\varepsilon_d = (1 + 0,857 \rho_d)^2 \quad (4.31)$$

En cambio Bogorodsky et al., (1985), usan un modelo exponencial con una constante dieléctrica del hielo $\varepsilon_i = 3,18$, a una temperatura de -20°C y un factor $\alpha = 1/2$, determinando la siguiente fórmula:

$$\varepsilon_d = (1 + 0,854 \rho_d)^2 \quad (4.32)$$

Para la nieve y neviza, Robin et al. (1965), (cit. por Kovacs et al., 1995 y por Bogorodsky et al, 1985, cit. Lapazarán, 2004) proponen:

$$\varepsilon_d = (1 + 0,851 \rho_d)^2 \quad (4.33)$$

4.4.2 Hielo, neviza o nieve húmedas

La nieve húmeda es una mezcla de partículas de hielo, aire y agua líquida, que es la típica mezcla de un medio glaciario húmedo. En esta mezcla el valor del contenido en agua (W) es una medida absoluta, definida a través de (4.9). Sin embargo el valor de saturación en agua (S) es una magnitud relativa. La saturación según Denoth (2003) la define como:

$$S = W/P \quad (4.34)$$

donde P es la porosidad de medio. Este medio se encuentra saturado de agua, cuando el valor de porosidad es igual al contenido en agua, este hecho implica que el aire contenido en la mezcla ha sido desplazado, menguando el tamaño de las burbujas hasta desaparece. La saturación del medio húmedo es del 100%, es decir $S=1$.

Según Colbeck (1982) y Denoth (1999, 2003), el agua líquida contenida en la nieve, adquiere diferentes disposiciones geométricas dependiendo de la cantidad de agua presente: el régimen pendular tiene dos diferentes subzonas, el régimen funicular y una zona de transición pendular-funicular, y el régimen de saturación completa. El régimen pendular se caracteriza por cuerpos de agua cerrados aislados y el rango desde el límite de absorción-líquida hasta la saturación en el cual los cuerpos de agua se unen. El régimen funicular en saturaciones superiores, el agua ocupa casi la totalidad de los huecos (poros), produciendo burbujas de aire ocluidas.

Polder y Van Santen (1946), idearon un modelo para obtener los parámetros estructurales de la componente de agua basados en la efectividad media según:

$$\varepsilon = (1/3)\{3 + (\varepsilon_i - 1)(1 - P)\Sigma_k[\varepsilon/(\varepsilon + (\varepsilon_i - \varepsilon)G_{ki})] + (\varepsilon_w - 1)W\Sigma_k[\varepsilon/(\varepsilon + (\varepsilon_w - \varepsilon)G_{kw})]\} \quad (4.35)$$

Este modelo se basa en describir mediante tres cuerpos axiales elipsoidales, la geometría del hielo y agua y se caracteriza por los factores de despolarización en la dirección del eje director para la componente del hielo G_{ki} y el componente de agua G_{kw} respectivamente con $k = 1, 2, 3$ y $\Sigma_K G_K = 1$ (Sihvola, 1999). Esta ecuación permite conocer la estructura de la nieve según la forma del factor G_{ki} , y la estructura y distribución de las inclusiones de agua por la forma del factor G_{kw} . Esta teoría es aplicada a la nieve por Denoth y Schittelkopf (1978).

Denoth (2003), establece la zona de transición entre los dos regímenes el pendular y el funicular mediante los factores G_{kw} con $k= 1$ y 2 que varían significativamente con la saturación del agua. Dicha zona varía entre aproximadamente 8% a 13% del volumen de poros. En la zona pendular se produce una saturación crítica $S_c \approx 4\%$, donde los valores de los factores sufren una fuerte disminución, estableciendo una sub-zona. En la subzona $0 < S < S_c$, las fuerzas capilares y la tensión superficial puede controlar la forma geométrica de las inclusiones de agua. Para $S > S_c$, la fuerza gravitatoria es la dominante.

Utilizando como base un modelo de granos esféricos centrados en las caras, ColBeck (1973) sugirió que la transición se produjo a una saturación de líquido de alrededor de 14% del volumen de poros. Es evidente que la estructura interna de la nieve, y como consecuencia la etapa de metamorfosis de la nieve influyen en la forma en la cual el agua libre se distribuye alrededor de los puntos de contacto de los granos de hielo.

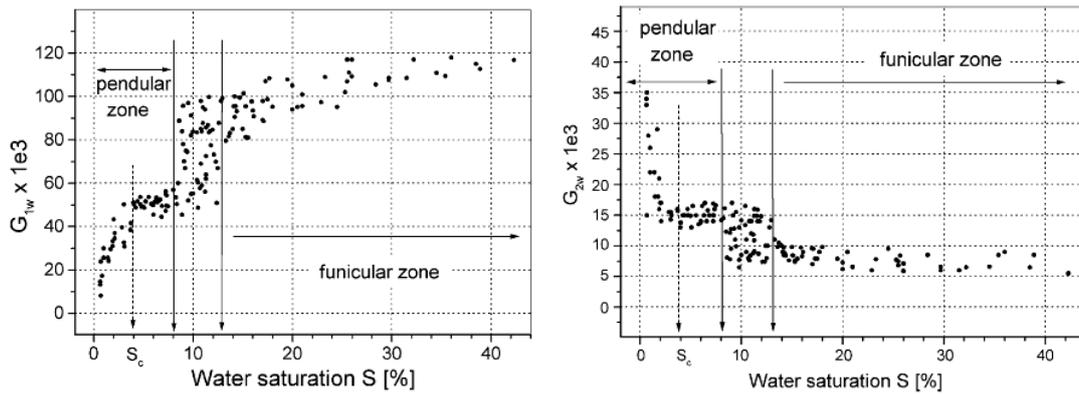


Figura 4.4. La dependencia de los factores de forma G_{1w} y G_{2w} de saturación de agua líquida S . Las regiones con cambios significativos en el factor de forma están marcados con flechas, Denoth (2003).

Los valores de saturación para los tres tipos de nieve son: para la nieve nueva entre 13%-18%, nieve alpina reciente entre 9%-14% y la neviza 7%-12% (Denoth, 1982).

Descomponemos la densidad del medio húmedo, en sus componentes aire, agua y hielo.

$$\rho_s = \theta \rho_i + A \rho_a + W \rho_w \quad (4.36)$$

Como la densidad del agua es $\rho_a = 0$

$$\rho_s = \theta \rho_i + W \rho_w \quad (4.37)$$

Si se establece la siguiente relación entre $\rho_s = \rho_d$, queda,

$$\rho_d = \theta \rho_i \quad (4.38)$$

Como la densidad del agua es $\rho_w = 1$, obteniendo la relación buscada,

$$\rho_s = \rho_d + W, \quad (4.39)$$

→ Partiendo del modelo de Looyenga

La fórmula de mezcla del modelo Looyenga (Looyenga, 1965), se puede aplicar en medios con grandes concentraciones de inclusiones esféricas de aire y agua en el hielo, partiendo de ecuación (4.24) como:

$$\varepsilon_d^{1/3} = 1 + \theta(\varepsilon_i^{1/3} - 1) \quad (4.40)$$

$$\varepsilon_s^{1/3} = \varepsilon_d^{1/3} + (1 - \theta)(\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_d^{1/3}) \quad (4.41)$$

donde los subíndices d, s, i y w denotan: hielo glaciar seco y húmedo o firm, hielo sólido seco, hielo puro ($\rho_i = 917 \text{ kgm}^{-3}$) y el agua respectivamente por volumen y $\theta = \rho_d/\rho_i$.

El contenido de agua expresado en porcentaje es $W = (1 - \theta) * 100$.

Si $\rho_d > 300 \text{ kg m}^{-3}$, una buena aproximación de la ecuación (4.40) por datos de las mediciones procesadas en el laboratorio, la permitividad dieléctrica está dada por la fórmula empírica de Robin et al., (1969) y Bogorodsky et al., (1983):

$$\sqrt{\varepsilon_d} = 1 + 0,00085\rho_d \quad (4.42)$$

En el segundo caso, cuando las inclusiones de agua son distribuidos al azar en todo el hielo, se utiliza la fórmula de mezcla de Paren (Smith y Evans, 1972):

$$\varepsilon_s = \varepsilon_d + \frac{1}{3}(1 - \theta)\varepsilon_w \quad (4.43)$$

Teniendo en cuenta las ecuaciones (4.40), (4.41) se obtienen,

$$\rho_d = \rho_i \frac{(c/v_d)^{2/3} - 1}{\varepsilon_i^{1/3} - 1} \quad (4.44)$$

$$W = \frac{(c/v_s)^{2/3} - \varepsilon_d^{1/3}}{\varepsilon_i^{1/3} - \varepsilon_d^{1/3}} * 100 \quad (4.45)$$

Sustituyendo las ecuaciones (4.42), (4.43) en las dos anteriores, éstas quedan:

$$\rho_d = \frac{c/v_d - 1}{0,00085} \quad (4.46)$$

$$W = 300 \frac{(c/v_s)^2 - \varepsilon_d}{\varepsilon_w} \quad (4.47)$$

donde v_d y v_s son las velocidades correspondientes al medio frío y masas de hielo templado. Cuando se utilizan con los datos anteriormente, se supone $\varepsilon_i = 3,2$ y $\varepsilon_w = 86$.

Para el medio húmedo el modelo Looyenga, se utiliza como una mezcla seca con infiltraciones esféricas de agua. Por lo cual la nieve húmeda (Macheret et al., 1993) y el hielo templado (Murray et al., 2000; Macheret et al., 1993), se tratan como una mezcla del medio seco y agua.

$$\varepsilon_s^{1/3} = \varepsilon_d^{1/3} + W(\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_d^{1/3}) \quad (4.48)$$

Teniendo en cuenta la velocidad de la onda en el medio húmedo queda,

$$W = \frac{\frac{c^{2/3}}{v_s} - \varepsilon_d^{1/3}}{\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_d^{1/3}} \quad (4.49)$$

Sustituyendo por la velocidad en el medio seco, se determina el contenido de agua en el medio en función de ambas velocidades. El valor v_s , se obtiene por alguno de los métodos comentados, el otro valor v_d es la velocidad en un medio equivalente, pero seco.

$$W = \frac{\frac{c^{2/3}}{v_s} - \frac{c^{2/3}}{v_d}}{\varepsilon_w^{1/3} - \frac{c^{2/3}}{v_d}} \quad (4.50)$$

Frolov y Macheret (1999) usan una expresión modificada para la nieve húmeda tomando como valor de la densidad del medio $\rho_d = 0,500 \text{Mgm}^{-3}$ resultando la siguiente fórmula:

$$\varepsilon_s^{1/3} = \varepsilon_d^{1/3} + W(\varepsilon_w^{1/3} - 1) \quad (4.51)$$

Según (Benjumea et al., 2003; Murray et al., 2000; Macheret y Glazovsky, 2000), el hielo templado se puede tratar como una mezcla de hielo puro y agua. Este hielo está saturado de agua y sin aire (P=0).

$$\varepsilon_s^{1/3} = \varepsilon_i^{1/3} + W(\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_i^{1/3}) \quad (4.52)$$

$$W = \frac{\varepsilon_s^{1/3} - \varepsilon_i^{1/3}}{\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_i^{1/3}} \quad (4.53)$$

$$W = \frac{c^{2/3} - \varepsilon_i^{1/3}}{\varepsilon_w^{1/3} - \varepsilon_i^{1/3}} \quad (4.54)$$

Esta fórmula solo se puede utilizar con: valores de permitividad eléctrica superior al valor establecido para el hielo puro en glaciares fríos $\varepsilon_i = 3,19$, con velocidades inferiores a 16,8 cm/ns o con densidades del material superiores a $0,917 \text{ Mgm}^{-3}$, dado que suponemos que el contenido de aire es cero ($P=0$).

➔ Partiendo del modelo de Paren,

El modelo de Paren se utiliza para determinar en la nieve húmeda el contenido de agua, considerando está saturada de agua ($W=P$), en la cual el aire ha sido desplazado por el agua. Este modelo se fórmula de nuevo como:

$$W = 3(\varepsilon_s - \varepsilon_d)/\varepsilon_w \quad (4.55)$$

Hay varios investigadores que utilizan esta fórmula para obtener el contenido en diversos medios glaciares:

- En cualquier medio glaciar, sin necesidad de que se encuentre saturado de agua. Con la condición de que las inclusiones de agua se distribuyan al azar en el hielo (Macheret et al., 1993).
- (Moore et al., 1999; Murray et al., 2000), la usan para caracterizar cualquier medio glaciar saturado (no solo la nieve), considerándolo como una mezcla de hielo puro y agua, donde $\varepsilon_i = 3,19$.

$$W = 3(\varepsilon_s - \varepsilon_i)/\varepsilon_w \quad (4.56)$$

Notesé que si $\varepsilon_i < \varepsilon_d$, por lo tanto el valor obtenido de porosidad con (4.56) es mayor que considerando el medio saturado de agua (4.55).

→ Fórmulas empíricas

La permitividad dieléctrica de la nieve húmeda se puede expresar como (Frolov y Macheret, 1999):

$$\epsilon_s = \epsilon_d + \Delta\epsilon_s \quad (4.57)$$

El incremento dieléctrico de las permitividades es aproximado mediante dos conjuntos de datos experimentales recogidos en dos investigaciones Austrian y Finish,

$$\Delta\epsilon_s = 16,7 W + 42,5 W^2 \quad (4.58)$$

La densidad aparente de la mezcla de agua-hielo, ρ_a se determina mediante:

$$\rho_a = \rho_i(1 - W) + \rho_w W \quad (4.59)$$

Para $\rho_i = 916 \text{ kg m}^{-3}$ y $\rho_w = 1.000 \text{ kg m}^{-3}$, con una densidad aparente ρ_a entre 919 kg m^{-3} y 920 kg m^{-3} el volumen de contenido de agua es del 3,2%.

W , %	\bar{W} , ^a %	Depth, m	Method	Location	Reference
0.4–3.2	2.2	28–162	GPR and seismic analysis	Johnson's Glacier	<i>Benjumea et al.</i> [2003]
1.0–1.5		799	thermodynamic analysis	Jakobshavn isbr	<i>Lüthi et al.</i> [2002]
0.2–0.3		0–28	GPR wave velocity analysis	Falljökull	<i>Murray et al.</i> [2000a]
2.4–3.3		28–95			
0.1–0.2		95–112			
2.8–4.1		~100	GPR wave velocity analysis	Bakaninbreen	<i>Murray et al.</i> [2000b]
2.8–9.1		various	GPR reflection coefficients	21 Svalbard glaciers	<i>Macheret and Glazovsky</i> [2000]
0.5–7.6	2.0	5–90	GPR wave velocity analysis	Hansbreen	<i>Moore et al.</i> [1999]
0.7–1.5		basal ice	in situ calorimetric	Engabreen	<i>Cohen</i> [1999]
0.1–3.4	1.7	127–368	GPR wave velocity analysis	Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	<i>Macheret et al.</i> [1993]
0.0–1.1	0.2	152–247		Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	
0.5–3.4	1.7	0–220		Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	
0.5–1.5		basal ice	in situ calorimetric	Findelengletcher	<i>Zryd</i> [1991]
0.0–3.0	0.7	0–220	calorimeter	Glacier d'Argentière	<i>Lliboutry and Duval</i> [1985]
0.2–1.3		30–187	calorimeter	Vallée Blance	<i>Vallon et al.</i> [1976]
0.2–0.9		60	vein volumetric calculations	Blue Glacier	<i>Raymond and Harrison</i> [1975]
0.4–0.7		22–55	calorimeter	Glacier de Saint-Sorlin	<i>Dupuy</i> [1970]
<0.7		34–54	calorimeter	Vallée Blance	<i>Joubert</i> [1963]

^aMean water content.

Tabla 4.4. Recopilación de los resultados obtenidos del contenido de agua para glaciares templados y politérmicos usando diferentes técnicas. W^a es el contenido medio del agua.

Los valores de contenido en agua obtenidos directamente de muestras de hielo en varios glaciares templados del mundo es de un 1,4% (Raymond y Harrison 1975; Golubev 1976). Los valores obtenidos midiendo la velocidad de la onda electromagnética por el método del gran ángulo de reflexión y refracción, se obtien un contenido de agua entre 1,5-2%, medido en el glaciar templado Abramov glacier, Central Asia (Macheret, Moskalevsky et al., 1993; Frolov & Macheret 1998).

Utilizando la fórmula (4.41) con inclusiones esféricas de agua, se obtiene un contenido de agua asociado al rango de velocidades medidas de 15,7–16,7 cm/ns, dentro del rango desde 0,2% al 2,3% (Navarro, 2005).

El exceso de contenido en agua, por encima de los límites, puede deberse a concentraciones de agua "macro inclusiones", como cavidades y/o venas. Se produce una variación en el valor de contenido de agua, dependiendo de la estación del año en la cual se han tomado los datos. También varía en función de la profundidad y de la temperatura.

En la parte superior del glaciar hay una concentración de agua aproximadamente de entre 2 a 3 veces mayor, que en el resto de la capa del hielo templado. En el caso de localizar un moulins se da un mayor W, ya que por este elemento endoglaciario el agua entra al interior del glaciar, durante la época de fusión.

4.5 Fórmulas para calcular el espesor del hielo

El tiempo de la primera pausa de la onda se utiliza como referencia para el evento de recolección (por ejemplo, Murray et al., 2000; Stuart et al., 2003; Rippin et al., 2011), donde los acontecimientos representan bien la distancia desde el horizonte de reflexión y la antena.

El tiempo de viaje de la onda electromagnética, se calcula en función del tiempo de llegada de la onda reflejada en el lecho (t_2) y el tiempo de llegada de la onda directa (t_1), la expresión que relaciona estos términos es:

$$t = t_2 - \left(t_1 - \frac{x}{c} \right) \quad (4.60)$$

donde x distancia entre antenas, mientras que c es la velocidad de la onda en el espacio.

$$Espesor = \sqrt{\frac{t^2 v^2}{4} - \frac{x^2}{4}} \quad (4.61)$$

Esta ecuación proporciona el valor del espesor del hielo, en función del tiempo de viaje, la distancia de la antena y la velocidad de la onda en el medio glaciar. Si se combinan ambas fórmulas (4.60) y (4.61), se obtiene una función:

$$Espesor = \sqrt{\frac{t_2 c x}{2} - \frac{t_1 c x}{2} + \frac{t_2^2 c^2}{4} + \frac{t_1^2 c^2}{4} - \frac{t_2 t_1 c^2}{4}} \quad (4.62)$$

En el caso de querer determinar el espesor de hielo en un punto en concreto, se utiliza la siguiente ecuación basada en trigonometría básica y cinemática (Casassa y Rivera, 1998):

$$Espesor = \sqrt{\left[\left(t + \frac{x}{c} \right)^2 \times \frac{v_i^2}{4} - \frac{x^2}{4} \right]} \quad (4.63)$$

donde,

c = velocidad de propagación de la onda en el aire (30 cm/ns).

v_i = velocidad de propagación de la onda en el hielo (cm/ns).

x = distancia entre el centro geométrico del transmisor y el receptor (m).

t = tiempo de retorno subglaciar (ns).

Singh (2012), utiliza una relación empírica para obtener el espesor del hielo, desarrollada para las regiones del Himalaya, en ésta solamente se necesita conocer la superficie del glaciar F (Km^2):

$$H = -11,32 + 53,21 F^{0,3} \quad (4.64)$$

En nuestro caso el cálculo la profundidad del hielo en ambos glaciares, se obtiene directamente con una simple operación entre las coordenadas de profundidad de la superficie y la capa zócalo granítico, proporcionadas por la interpretación interactiva del programa de tratamiento de datos georradar. Como la toma de datos de partida de esta tesis se registran con un georradar monoestático, para determinar la profundidad del hielo en un punto de la estructura interna de los glaciares, se utiliza la fórmula dada por Delaney y Arcone (1995) para trabajos con radar monoestático:

$$espesor = \frac{ct}{2\sqrt{\epsilon}} = \frac{vt}{2} \quad (4.65)$$

CAPÍTULO 5: PROCESADO DE DATOS GPS Y GPR.

5.1 Datos GPS

5.1.1 Toma de datos GPS

En las superficies de ambos glaciares se toman puntos por topografía clásica y tecnología GPS diferencial, con el simple objetivo de establecer una relación georreferenciada en coordenadas UTM de las prospecciones geofísicas con georradar, con la topografía de la zona. La georreferenciación de las trazas del radar depende de la precisión del GPS.

Los puntos GPS, se toman siguiendo la línea de prospección geofísica de modo que se establece una red de ejes longitudinales y transversales igual que la establecida para los perfiles geofísicos.

Obtener una topografía tanto superficial como subglaciar en el sistema de coordenadas de referencia es fundamental, ya que tras el procesado se dispone del cartografiado de toda la estructura interna de los cuerpos helados objetos de estudio, incluyendo los elementos endoglaciares y subglaciares que conforman estos glaciares. Se determinan las coordenadas exactas de todos los puntos de medida georradar, siendo éstas la base para realizar la caracterización de las interfaces electromagnéticas y los elementos reflectores de la estructura interna de los glaciares. Así como también son la base para obtener: los perfiles topográficos de los trazados geofísicos, la realización de las secciones y modelado 3D de las interfaces (capas), y la localización en coordenadas absolutas de los elementos endoglaciares y subglaciares registrados.

5.1.2 Equipo utilizado

Se empleó un GPS Trimble, con la estación base 4000ssi, la estación móvil 5700 y el mando Survey Controller TSCI.

La estación base 4000ssi, es un receptor GPS de doble frecuencia. Éste se suministra con: RTCM (Radio Technical Commission Marine), formato en el cual se transmiten las correcciones DGPS, entrada de marcador de eventos, salida de 1PPS y una interfaz de navegación NMEA interfaz. Para alcanzar la máxima precisión en las medidas, la precisión el 4000SSi utiliza ciclo completo fase portadora L1 / L2, L1 / L2 P-código y L1 código C / A para el robusto rendimiento incluso durante el cifrado. Las especificaciones técnicas son:

- Exactitud milimétrica en la calidad de las mediciones geodésicas.
- NMEA-0183 navegación.
- Energía entre 10,5 – 35 Volts DC.
- Tamaño 24,8 x 28 x 10,2cm.
- Peso de 3,1kg
- Exactitud Diferencial - <1m RMS; asumiendo al menos 5 satélites y PDOP <4.

Las especificaciones técnicas del receptor móvil son:

- Tamaño 13,5 cm × 8,5 cm × 24 cm.
- Precisión en posicionamiento RTK, en modo sincronizado es: Precisión en la horizontal (RMS) = 1 cm + 1 ppm (longitud de línea base); precisión en la vertical (RMS) = 2 cm + 1 ppm.
- Rastreo 24 canales de código C/A L1, portadora de ciclo completo L1/L2 (longitud de línea base).



Figura 5.1. Equipo de medida con la tecnología GPSD y Topografía clásica.

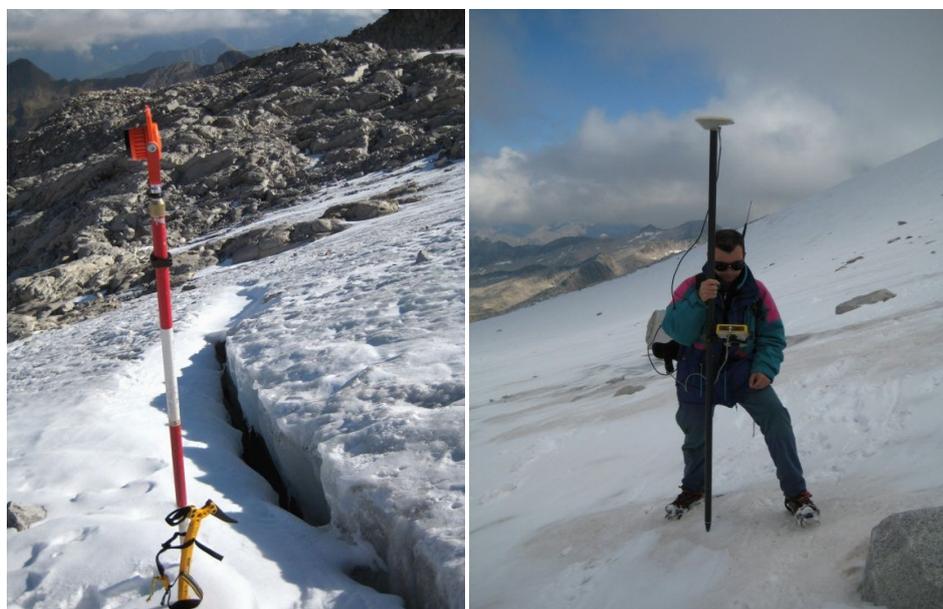


Figura 5.2. Equipo de medida con la tecnología GPSD y Topografía clásica.

La estación total utilizada es una Sokkia set630rk, cuyas características técnicas son:

- La estación está diseñada a prueba de agua y polvo, ideal para tomar datos en el entorno de trabajo.
- Puede tomar lecturas como un distanciómetro, sin necesidad de utilizar prisma, hasta una distancia de 200 m.
- Aumentos del lente de 26x; resolución de 3,5"; campo visual 1°30' (26 m/1.000 m); distancia mínima focal de 1,3 m.
- Precisión en el ángulos = 6" (1,9 mgon) (0,025 mil).
- Precisión en la distancia = $\pm (3 + 2 \text{ ppm} \times D)$ mm, siendo D la distancia de medición.
- Prisma AP01, con una alcance de 3.000 m.

Teniendo en cuenta que los puntos topográficos se encuentran repartidos por el área de estudio siguiendo el trazado predeterminado para los datos GPR, éstos se encuentran muy distanciados de la base topográfica. Por este motivo las distancias son superiores a 200 m, por lo tanto será necesario la utilización de prisma, como se observa en la figura 5.2.

El transporte de los equipos hasta la zona de trabajo se hace en helicóptero.

5.1.3 Metodología de adquisición de datos.

El sistema GPS funciona mediante unas señales de satélite codificadas que pueden ser procesadas en un receptor GPS permitiéndole calcular su posición con respecto al satélite, velocidad de la señal y tiempo de recepción. El principio básico fundamental en el funcionamiento del sistema GPS, consiste en utilizar los satélites de la constelación NAVSTAR situados en distintas órbitas en el espacio, como puntos de referencia precisos para determinar nuestra posición en la superficie de la Tierra.

El sistema GPS localiza la posición de un punto, a partir de las señales recibidas de al menos tres satélites, situándolo en la intersección de las esferas con centro en cada satélite y radio correspondiente a la distancia entre las antenas de los satélites y el receptor, medida por éste.

Existen errores por los cuales este sistema no es exacto, estos errores se pueden clasificar en los siguientes grupos: error ionosférico y troposférico; errores inherentes al satélite (desvío de relojes atómicos y efemérides); errores en la propagación de la señal (pérdida de ciclos y efecto multipath (multisenda) y errores relacionados con el receptor (desvío de relojes, puesta en estación, manipulación de los equipos y variación del centro radioeléctrico de la antena) y las variaciones en la propagación ionosférica de las señales, que modifican los retardos de éstas y que dependen también de la inclinación de los satélites sobre el horizonte.

El sistema GPS diferencial consigue eliminar la mayoría de los errores naturales y causados por el usuario que se infiltran en las mediciones normales con el GPS. Estos errores son pequeños, pero para conseguir el nivel de precisión requerido por algunos trabajos de posicionamiento es necesario minimizar todos los errores por pequeños que sean. Este sistema mejora la precisión y minimiza o elimina los errores, al medir simultáneamente con dos receptores operando simultáneamente.

El receptor de referencia se ubica en una estación de base, conoce de antemano los parámetros orbitales, donde se supone que los satélites se han de localizar en el espacio y conoce exactamente las coordenadas de la estación de referencia, por lo que puede calcular la distancia teórica entre la estación de referencia y cada uno de los satélites sobre el horizonte. Entonces, dividiendo esa distancia teórica por la velocidad de la luz en el vacío se averigua el tiempo, es decir, cuánto debe haber tardado la señal en llegar hasta él. Después compara ese tiempo teórico con el tiempo que realmente ha tardado. Cualquier diferencia existente corresponde al error o retraso de la señal del satélite. Según el momento en el cual se corrige las medidas, éstas se clasifican en medidas en tiempo real o mediante postproceso.

Con la utilización de este sistema los errores de los relojes de los satélites, errores de órbitas, se eliminan. Mientras que los errores debidos a las dispersiones ionosférica y/o troposféricas, el ruido del receptor y el multipath se reducen al máximo.

La medición cinemática en tiempo real RTK (Real Time Kinematic) incorpora un software completo en la unidad de control y un sistema de transmisión de información que permite la obtención de resultados en tiempo real. La medición se resuelven en el receptor DGPS mediante las ambigüedades de fase en la portadora recibidas (GPS diferencial por desfase de portadoras) de 4 o más satélites, siendo innecesario el postproceso. El receptor debe inicializarse, comenzando una medición ininterrumpida sobre la portadora de al menos 4 satélites.

El posicionamiento RTK proporciona precisión centimétrica en las coordenadas y sin necesidad de post-procesamiento. Se utilizan generalmente para confeccionar la cartografía de puntos en los cuales la precisión necesaria es de unos centímetros, tales como: la delimitación de cuencas hidrográfica, cartografiado de contornos, el registro de la ubicación de los sitios de muestreo, la medición de las posiciones de los marcadores tales como balizas en un glaciar para determinar el balance de masa o velocidades del hielo.

El tiempo de ocupación para la medida de los puntos es del orden de segundos. Debido a que las mediciones son en tiempo real.

Los levantamientos RTK requieren el funcionamiento de al menos dos receptores: receptor de una "base", el envío de información penitenciaría, y uno o más receptores 'rover' que reciben la información correccional y de la topografía. Puede utilizar tantos receptores móviles como se desee.

Hay tres tipos de métodos de medidas en levantamientos RTK: puntos de levantamiento, medidas continuas y replanteo. En el modo puntos de levantamiento, los tiempos de permanencia son generalmente entre 3 y 15 segundos, por ejemplo, en el lugar de la muestra o marcadores de medida. El modo de medida continua permite la recogida de datos en curso en un intervalo de registro especificado, por ejemplo, cada 5 segundos, o un intervalo de distancia, por ejemplo, cada 1 m. El modo continuo se utiliza para la asignación. El modo de replanteo permite la navegación en las coordenadas predeterminadas.

Los módulos RTK pueden procesar observables de código y de diferencia de fase, y son aplicables a cualquier tipo de trabajo donde el posicionamiento por satélite sea necesario. Las precisiones que se pueden alcanzar llegan a ser centimétricas con apenas unos segundos de medición.

Las coordenadas en los trabajos de posicionamiento con GPS, están referidas al sistema de referencia WGS-84 (World Geodetic System 1984 o Sistema Geodésico Mundial de 1984). Estas coordenadas pueden ser cartesianas en el espacio respecto al centro de masas de la Tierra (X, Y, Z) o geodésicas (ϕ , λ , h).

En el glaciar del Aneto, la base topográfica que se utiliza se muestra en la figura 6.3. Instalada en un montículo granítico de la cresta divisoria con el pico La Maladeta. En este glaciar, se toman 376 puntos por GPS. Como se muestra en figura 5.3, dos operarios toman los datos GPS diferencial, a lo largo de los perfiles diseñados incluyendo la rimaya del glaciar y el contorno.

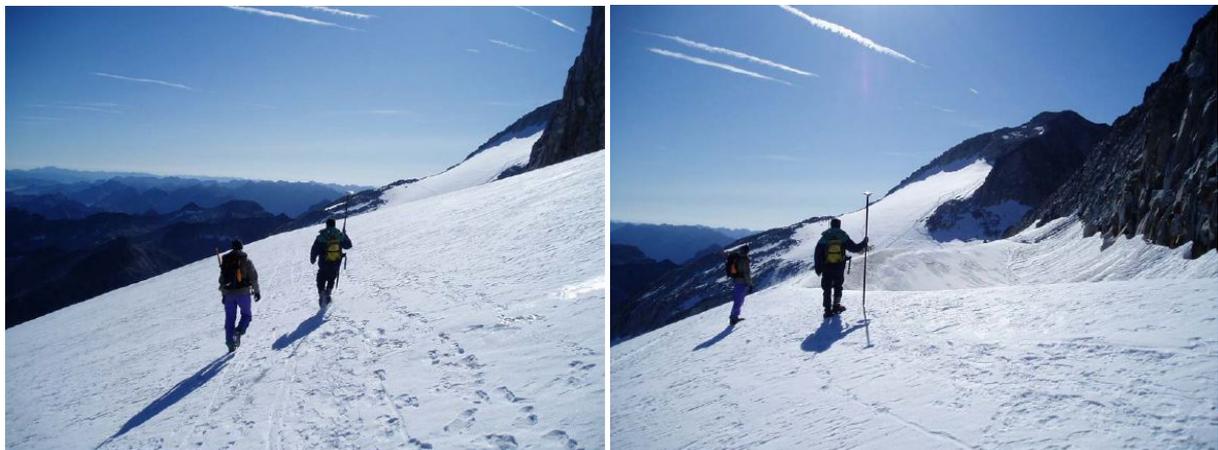


Figura 5.3. Medida de los puntos de la superficie del glaciar del Aneto, según el diseño de perfiles geofísicos con GPS diferencial, en la foto de la derecha se observan los puntos tomados en la rimaya. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN.

En el glaciar de La Maladeta la base topográfica que permite obtener las coordenadas GPS de los puntos en la superficie helada y el contorno, es base torre Cordier mostrada en la figura 6.49. Con coordenadas (306167,529; 4725218,617; 3050,959).

En este glaciar se toman 61 puntos por topografía clásica, que definen parte del contorno del glaciar, la zona derecha donde aflora el lecho rocoso sobre la superficie y algunos puntos se toman sobre el trazado de los perfiles geofísicos. Con el sistema GPS diferencial se toman un total de 337 puntos. Del conjunto total de puntos tomados con coordenadas UTM concretamente 398, solamente 350 están tomados sobre el trazado de los datos GPR.

En la figura 5.4, se observa la dificultad de la toma de datos por las fuertes pendientes topográficas que presentan los glaciares, en este caso se están tomando los datos GPS sobre el glaciar La Maladeta.



Figura 5.4. Medida de los puntos de la superficie del glaciar La Maladeta según el diseño de perfiles geofísicos con GPS diferencial y el perímetro. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN.

5.1.3.1 Procesado

Una vez obtenidas las coordenadas por topografía clásica y GPS diferencial en UTM, de ambos glaciares se vuelcan al programa de diseño asistido por ordenador (AutoCad). A partir de las coordenadas superficiales, se determinará toda la topografía interna, digitalizando en el programa de tratamiento de datos, los contactos entre las distintas interfaces que la onda electromagnética encuentra a su paso hacia el lecho rocoso, así como todos los elementos endoglaciares y subglaciares que forman la estructura de los aparatos glaciares, descritos en el **capítulo 6**.

Se crean los mapas con la ubicación de los puntos sobre la superficie glaciar, dónde se incluye el contorno de los glaciares en el año 2008 realizado por el *programa ERHIN*. También se sitúan los puntos de calibración del georradar y los perfiles de prospección georradar, como se muestra en las figuras (6.2 y 6.48).

Ha sido necesario trabajar con estas coordenadas en varios programas de diseño, con el objetivo de obtener un mapeo con exactitud de los elementos. El programa Protopo se ha utilizado para volcar las coordenadas calculadas de la interpretación interactiva de los radargramas con el Radan 6.5. El programa Microstation para la georreferenciación de imágenes satelitales y ortofotos. En el programa AutoCad, construimos las secciones. Por último se usa el ArcGis para la creación de mapas finales, modelos TIN, modelaje en 3D y los perfiles topográficos de los trazados geofísicos (incluidos en el *Anexo I*), expuestos en el *capítulo 6* de esta tesis.

5.2 Datos GPR

5.2.1 Toma de datos GPR

5.2.1.1 Equipo utilizado

El equipo de medición, fue el georradar SIR 3000 (GSSI), es compatible con todas las antenas de GSSI. En el preprocesado puede aplicar varios filtros verticales y horizontales. Los filtros verticales que dispone son: pasa bajo, pasa alto, IIR y FIR. Mientras que los filtros horizontales que aplica son la apilación de trazas y la eliminación de fondo.

Trabaja en un solo canal. Su peso es de 4,1 kg incluyendo la batería, y las dimensiones son: 31,5 cm de longitud, 22 cm de anchura y 10,5 cm de altura. El resto de especificaciones técnicas se pueden consultar en la página web (incluida en las referencias bibliográficas).

En la figura 5.5, se muestra la pantalla de la unidad central, con la disposición de los menús. Permite visualizar las imágenes en 2D in situ.



Figura 5.5. Pantalla de la unidad central del georradar.

5.2.1.2 Realización de medidas

La campaña de campo se realiza en la segunda quincena de agosto del 2008, dirigidas por mi tutor de tesis Dr. Francisco García García.

Para realizar el procesado de datos con total satisfacción es necesario, tener un conocimiento previo de la zona de trabajo. Se definen claramente los objetivos que se desean alcanzar mediante éste estudio geofísico. Para ello se dispone, de archivos históricos realizados anteriormente por varios investigadores, de un mapa topográfico de la zona, un mapa geomorfológico (figura 1.5) y las fotografías aéreas de la zona de estudio.

La interpretación de los registros empieza con la planificación de la campaña de campo, siendo cada paso importante para llegar a las conclusiones finales esperadas.

La planificación de la toma de datos geofísicos en campo, se realiza in situ en ambos glaciares. Detectando la máxima pendiente topográfica en los glaciares del Aneto y La Maladeta. Se diseña un eje longitudinal que coincide con la línea de máxima pendiente topográfica en La Maladeta, mientras que en el Aneto se proyectan dos ejes longitudinales, uno para cada lengua que forma el glaciar. Desde estos ejes longitudinales se ramifican los perfiles transversales, creando así una red de datos geofísicos que se entrelazan entre sí.

Los datos del georradar se pueden interpretar in situ durante la toma de datos de campo, observando los cambios de amplitud que sufre la señal al pasar por los distintos medios que componen el interior del glaciar, directamente sobre la pantalla de georradar. Esta interpretación a priori sirve para determinar si el perfil geofísico tomado es bueno o es excluye repitiendo de nuevo la toma de datos. Esta interpretación se complementa en caso de ser necesario con un posterior procesado del radargrama en el gabinete, tratando las señales para mejorar la relación señal/ruido o para resaltar algún evento.

El primer paso antes de iniciar la toma de los datos GPR, es calibrar el equipo georradar adaptándolo al medio en el cual se realizan las mediciones, en este caso sobre glaciares. Operación que es imprescindible para asegurar la fiabilidad de las medidas y para determinar la penetración de la señal, obteniéndose profundidades reales de las anomalías y del lecho del glaciar.

Para transformar la escala de tiempos en una escala de profundidad real es necesario conocer la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en el medio glaciar, o lo que es lo mismo, la constante dieléctrica relacionada con ella. La constante dieléctrica (o permitividad dieléctrica relativa) es la medida de la capacidad de un material para almacenar una carga cuando se le aplica un campo eléctrico, en relación con la misma capacidad para evacuarla: Este parámetro del medio se ha descrito anteriormente en el *capítulo 2*.

A pesar de que existen valores tabulados para las principales litologías de la permitividad dieléctrica, como se ha visto en el *capítulo 4*, es evidente que cada zona de estudio tiene unas características dieléctricas particulares debido a las heterogeneidades que presenta el medio. Esto conlleva a que para obtener un valor medio aplicable a todos los perfiles sea necesario realizar unos perfiles o sondeos de calibración, calculando posteriormente la constante dieléctrica adecuada al medio. Para ello, se sitúa el equipo sobre una zona en la cual se conoce la profundidad del lecho, después de haber realizado un sondeo de calibración. En el glaciar el Aneto se realiza un perfil de calibración concretamente el perfil de A28_02, además de los 4 puntos de sondeos de calibración realizados con la sonda de vapor. De este modo se calcula la velocidad media de propagación de la onda en el hielo, en función de la profundidad y el tiempo doble (medido en ns) que tarda en llegar la onda reflejada en el lecho hasta la antena.

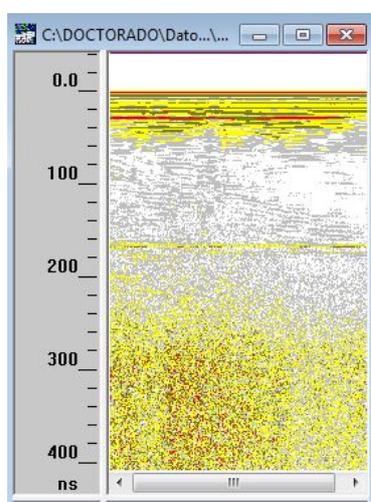


Figura 5.6. Perfil de calibración en el glaciar Aneto (A28_02).



Figura 5.7. Medida in situ del espesor del glaciar mediante sondeo por sonda de vapor, para calibrar el georadar. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN.

La sonda de vapor Heucke (Heucke, 1999). Es un taladro diseñado principalmente para realizar agujeros para introducir las balizas de ablación en el hielo sólido, mide los niveles de agua o la temperatura en la zona neviza/firn.

El taladro de vapor tiene poco peso, se adapta a varios ambientes de medida y solamente es necesario un operario para actuar con él. El agua se calienta en una caldera por dos llamas de gas produciéndose el vapor, éste fluye a través de una manguera, en contacto con la superficie helada va derritiendo el hielo.

Este sistema de fusión del hielo se utiliza en diversos estudios de glaciares, por ejemplo en el glaciar Marmaglaciaren, Swedish Lapland.

Glaciar	Punto	Coordenada X	Coordenada Y
Aneto	472	3073759,910	47235236,330
Aneto	601	3074470,980	47239890,600
Aneto		3074514,866	47239866,633
Aneto		3074425,170	47239936,541
La Maladeta		3068301,754	47248400,856
La Maladeta		3067287,635	47248781,049
La Maladeta		3067267,123	47248789,238
La Maladeta		3066377,251	47252681,686

Tabla 5.1. Coordenadas UTM de los puntos de calibración por la sonda de vapor en ambos glaciares (Aneto y La Maladeta)

En la tabla adjunta, se exponen las coordenadas UTM de los puntos de calibración. Los puntos de calibración tomados son 4 en cada glaciar y se representan en las figuras 6.2 y 6.48.

En el glaciar de La Maladeta se toma un perfil geofísico para calibrar el georradar, en una grieta superficial que se prolonga hasta el basamento, de modo que se conoce el espesor del hielo en esta zona.



Figura 5.8. Perfil de calibración en el glaciar La Maladeta. Medida in situ del espesor del glaciar en una grieta de la parte baja del glaciar. Fotos de campo publicadas en el Anejo Fotográfico Glaciares 2008 programa ERHIN.

En el glaciar Aneto se toma un perfil geofísico de comprobación el A29_01 cuyo trazado coincide en su mayor parte con el perfil A28_08, de este modo se comprueba que los datos de espesor obtenidos del tratamiento del A28_08, coinciden con los espesores aportados por el primero. Por lo tanto es otra forma de calibrar el georradar mediante un perfil trazado. Una vez comparados ambos trazados, se determina que no existen apenas diferencias en los eventos y anomalías registrados en cada uno, como consecuencia el primero no se analiza posteriormente.

Con la obtención de la profundidad a la cual se encuentra el lecho, se calcula la constante dieléctrica de medio en función del tiempo de recorrido de la onda con la ecuación:

$$\varepsilon_r = \left(t_s * c / 2d \right)^2 \quad (5.1)$$

La constante dieléctrica que utilizaremos en los dos glaciares (La Maladeta y Aneto), será 3,65. Si utilizamos una constante errónea, los datos de profundidad obtenidos por el georradar no se corresponderán con la realidad, y la determinación la profundidad de hielo, no se corresponde con el valor real.

El trabajo resulto arduo, dada la gran dificultad que presenta realizar las mediciones en zonas heladas. El hielo es un material muy resbaladizo y esto unido a la pendiente que se aproxima en algunos tramos de los perfiles longitudinales (sentido máxima pendiente) a los 50°, se producen situaciones donde se tiene que hacer un gran esfuerzo por parte de los componentes del equipo para minimizar los deslizamientos del georradar, evitando en la medida de lo posible la aparición de ruidos en los radargramas.

En el caso de que los datos tomados no proporcionan información fiable se desechan en gabinete, ya que por la dificultad de la toma de datos y las grandes dimensiones de las superficies glaciares de estudio, no es factible repetir las medidas.



Figura 5.9. Registro de datos GPR, con pendientes entorno a los 50°.

En las figura 6.2 y Figura 6.48, del Aneto y La Maladeta respectivamente, se representan los perfiles de prospección geofísica registrados en cada glaciar, así como la dirección que se siguió en el proceso.

Las trazas se almacenan en ficheros de registro con formato *.DZT*, cuya denominación es A28_nº de perfil o A29_nº de perfil, en el caso del glaciar el Aneto, dependiendo del lóbulo en el cual se realizan los trabajos. En cuanto al glaciar La Maladeta la denominación de los ficheros es: P26_nº de perfil o P27_nº de perfil. Se dispone de un conjunto de 49 radargramas.

5.2.2 Procesado de los radargramas

Antes del inicio de la interpretación de los radargramas, es necesario conocer la información que podemos desgarnar de las cabeceras de los registros. Como es el rango de los radargramas, los filtros utilizados y la amplificación que se han utilizado durante la adquisición de los datos en campo, entre otros datos.

Muy a menudo es posible dar una interpretación directa de los registros, como por ejemplo en la determinación de estratigrafías. Sin embargo, muchas veces se requiere un proceso de interpretación, antes de obtener una conclusión favorable.

El proceso de interpretación de datos se inicia durante su adquisición en campo. En todo momento se observan y anotan las condiciones del entorno que pueden influir en los registros (rugosidad de la superficie, existencia de reflectores externos, línea eléctricas de alta tensión, etc...), así como los posibles obstáculos que pueden introducir ruido en la señal. En nuestro caso no se detectan reflectores externos, ni posibles fuentes de ruidos.

Parte de este proceso consiste en el tratamiento previo de los registros con objeto de mejorar los radargramas, destacando aquellas anomalías que se corresponden con señales de interés y disminuyendo al máximo el ruido.

Los ficheros de georradar, son demasiados pesados, debido al gran volumen de datos que toma (número de trazas por segundo). Por ejemplo en el perfil A29_14 de 238 m de longitud se registran 4.284 scans.

Los georradares actuales registran digitalmente los datos, creando un fichero de registro (file) por cada uno de los archivos informáticos que agrupan un conjunto de scans (trazas), para almacenarlas juntas. Éste fichero se guarda con la extensión *.dat*.

A) Visualización de los radargramas

Cuando el transmisor del georradar emite un pulso, éste se propaga a través del subsuelo, sufriendo perturbaciones en los diferentes objetos y superficies que atraviesa. Parte de la energía emitida regresa a la superficie, producto de las diferentes reflexiones y difracciones (también retorna energía difusa, que introduce ruido aleatorio en la señal) y es captada por el receptor, donde se recibe en forma de señal analógica a través de sus antenas. En el receptor se muestrea las señales formando una serie temporal. Posteriormente las muestras se digitalizan y se almacenan, obteniendo el scan/traza (digital) registrada.

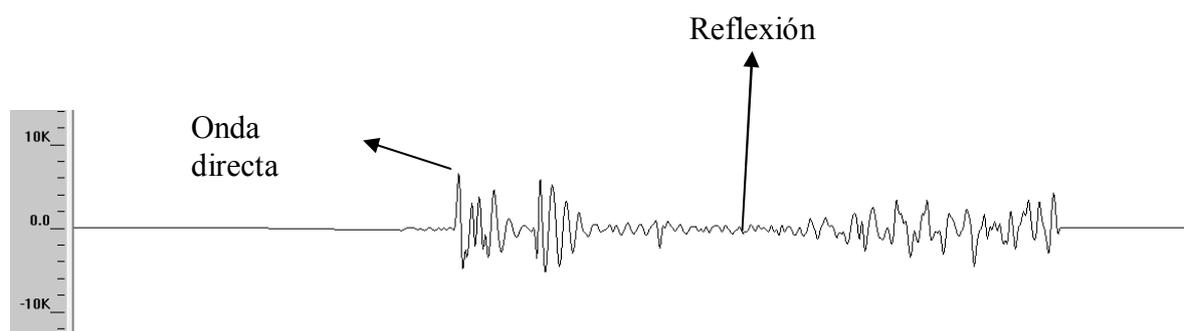


Figura 5.10. Ejemplo de scan/traza, donde se aprecia el inicio de registro, la onda directa y la reflexión.

Con la representación secuencialmente de los scans, se forma una imagen, conocida como radargrama, o como sección o perfil de georradar. Los radargramas se pueden representar utilizando diferentes técnicas, que modifican su estética. Los scans se disponen uno a la derecha del otro, a lo largo del eje horizontal, quedando el tiempo en el eje vertical (positivo hacia abajo).

A menudo la certeza en la identificación de las reflexiones varía ampliamente en todo el glaciar. Este hecho se manifiesta en la pérdida de claridad del radargrama en la zona de acumulación, así como en las zonas que contienen grietas (Wilson, 2012).

El programa proporciona una gama de opciones de visualización mediante escalas de colores, de entre todas las opciones elegimos la visualización que nos permitirá diferenciar los elementos con mayor fiabilidad. En ocasiones la visualización establecida es necesario cambiarla, para discernir mejor los cambios de amplitud que se dan en las zonas cercanas a la localización de las anomalías.

Los radargramas se procesan en dos ejes cartesianos, el eje de abscisas y el eje de ordenadas. El eje de abscisas dota al radargrama de distancias en metros, es decir de una coordenada “x” local con respecto al punto origen del perfil geofísico. Mientras que el eje de ordenadas, lo dota de una coordenada “y” local que es la

profundidad con respecto a la superficie de contacto de la antena del georradar en metros y el tiempo de recorrido de la onda en nanosegundos.

Por otro lado el programa también posee sus propios ejes, donde el eje “x”, son los scan/trazas y el eje “y” los samples.

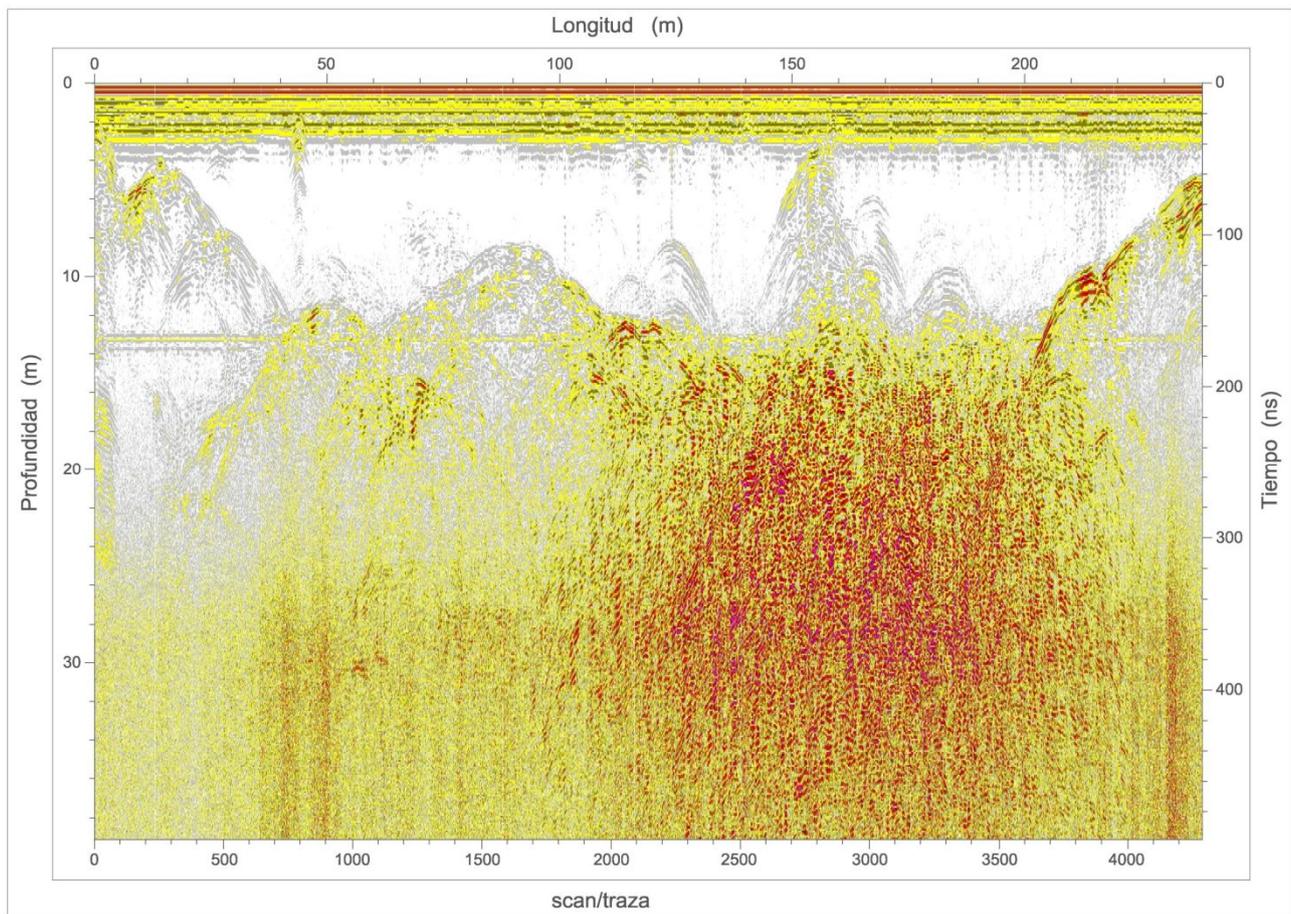


Figura 5.11. Radargrama A29_14, con escala de colores correspondientes a la amplitud en modo LineScan. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el eje izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).

La escala de colores de la visualización de la sección radar en modo LineScan, se modifica en el display de Options, modificando los tonos de la gama de colores.

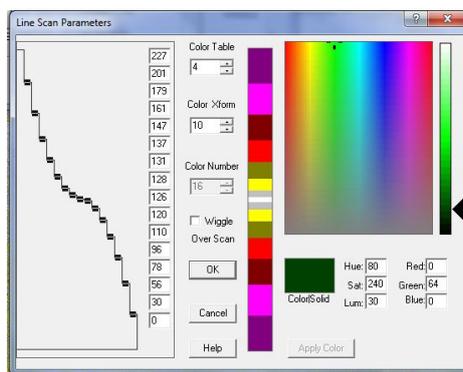


Figura 5.12. Pantalla de parámetros de la visualización en modo LineScan.

La visualización en modo Wiggle, nos permite ver donde se produce una mayor amplitud de la onda electromagnética, dentro de una misma capa, de este modo se establecen las diferentes interfaces que está atravesando así como los elementos que causan una anomalía en la reflexión de la onda.

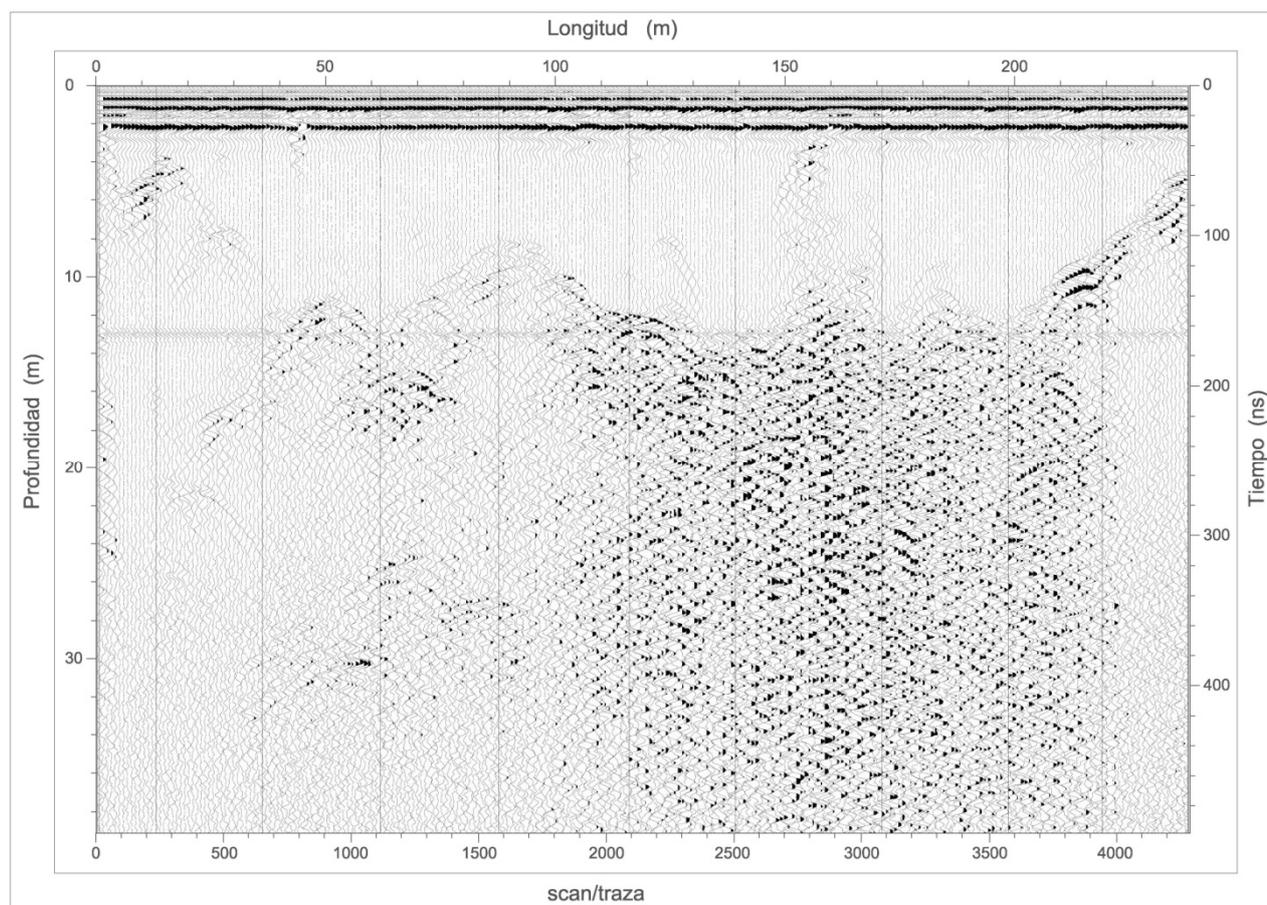


Figura 5.13. Radargrama A29_14, visualizado en modo Wiggle. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).

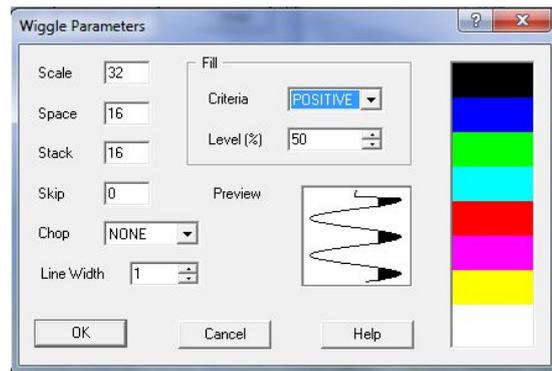


Figura 5.14. Pantalla de parámetros de la visualización en modo Wiggle.

En la siguiente imagen se realiza una superposición de los dos modos de visualización de los radargramas vistos (LineScan y Wiggle).

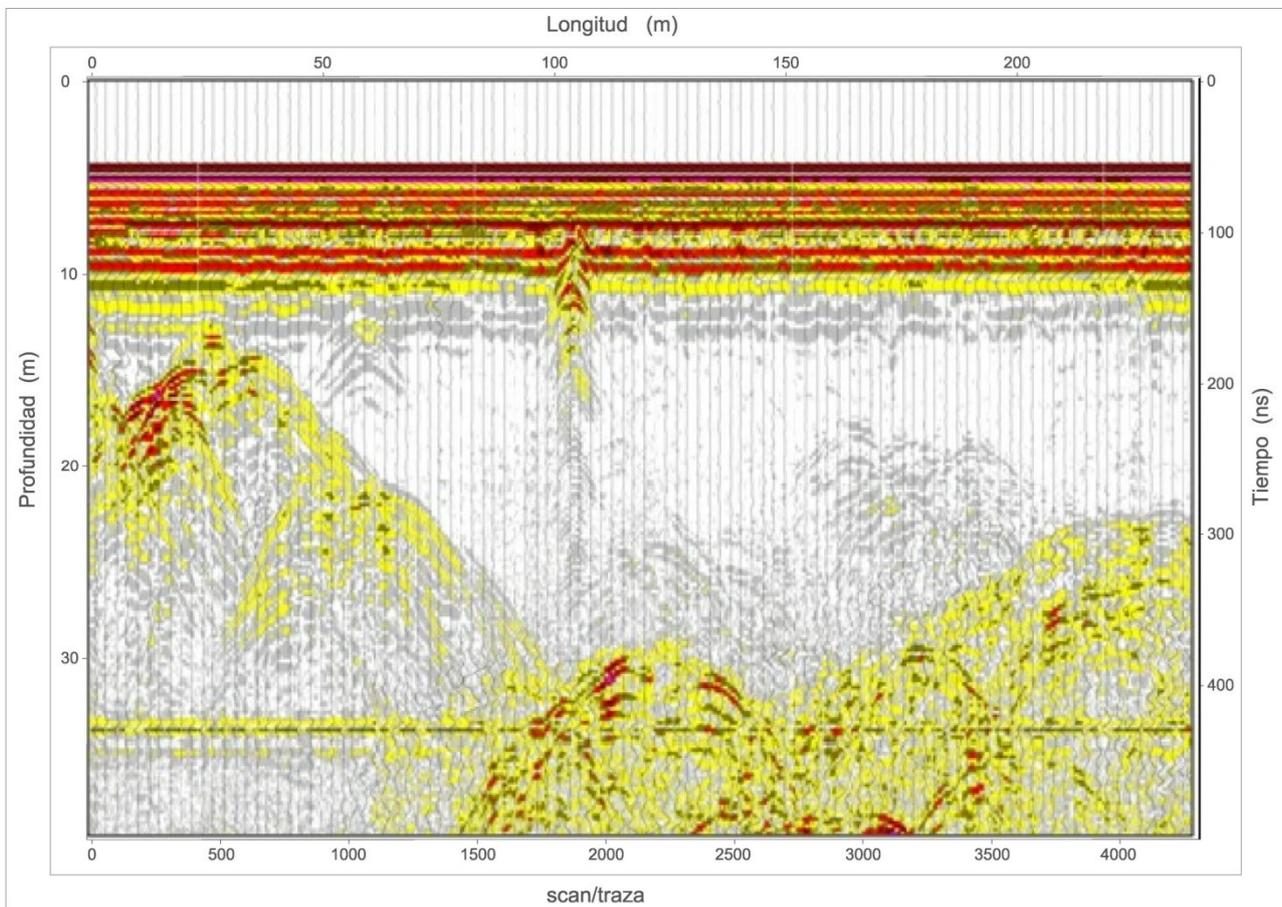


Figura 5.15. Correspondencia de la amplitud con los colores, modo LineScan y Wiggle. En los ejes de abscisas se representan: la escala de distancia (m) en el superior y en el inferior el número de scans/trazas; en los dos ejes de ordenadas se representan: la escala de la profundidad (m) en el eje izquierdo y en el derecho se representa la escala de tiempo de recorrido (ns).

El modo O-Scope, visualiza cada traza del conjunto del radargrama por separado. Los parámetros que se pueden medir son: los samples, la profundidad, la amplitud y el tiempo de viaje de la onda.

Como veremos posteriormente cada sample de un scan se corresponde con una profundidad. En algunos procesos de tratamiento del programa, los datos de salida se dan en samples, por lo cual resulta muy útil establecer la correspondencia entre ambos parámetros (samples-tiempo (ns)).

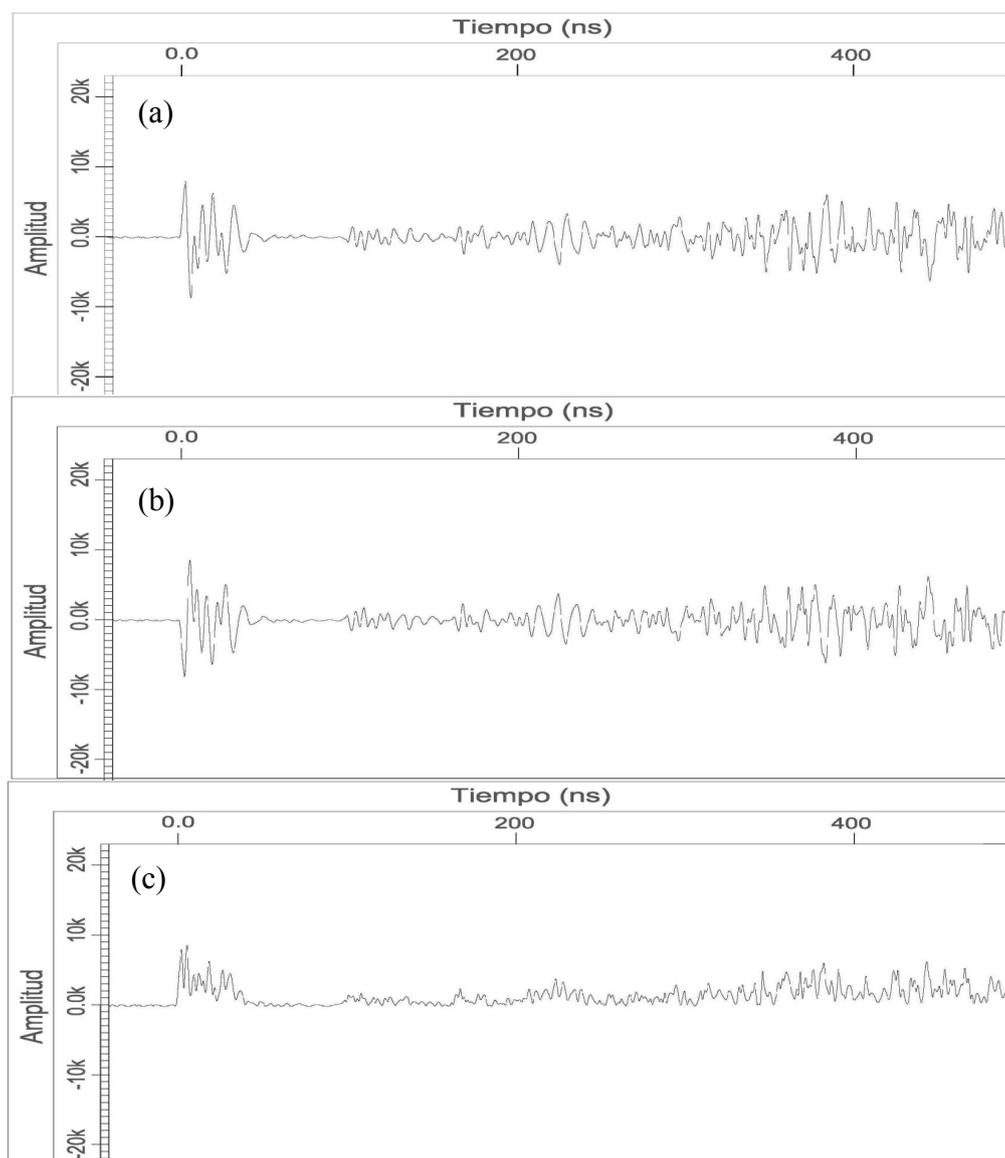


Figura 5.16. Representación de un scan/traza, por ejemplo el scan 546 del perfil A29_14, del radargrama en modo O-scope. En el eje de abscisas la profundidad (m), en el eje de ordenadas la amplitud normalizada. a) se presentan los valores positivos de la amplitud, b) valores negativos de la amplitud y c) valores absolutos de la amplitud.

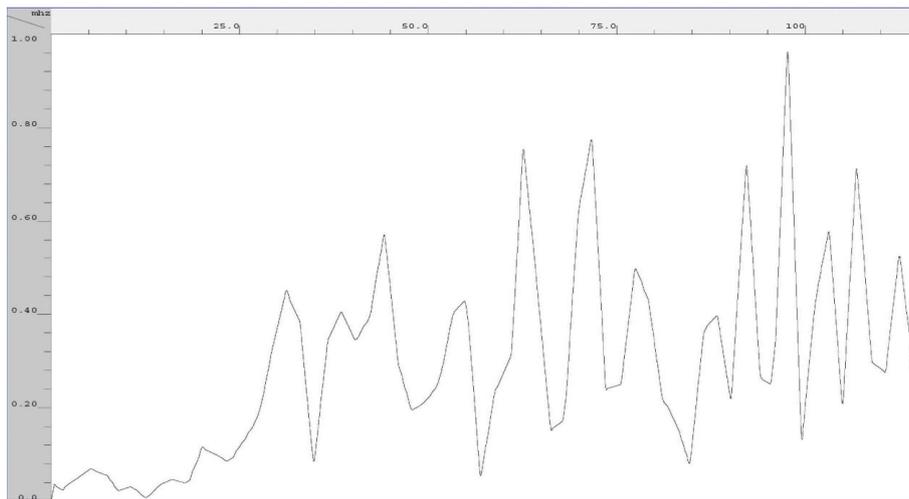


Figura 5.17. Representación de un scan/traza, por ejemplo el scan 546 del perfil A29_14, del radargrama en modo O-scope. Se representa el espectro de la onda. En el eje de abscisas la frecuencia nominal en Decibelios (Db), en el eje de ordenadas la amplitud normalizada.

B) Procesado de los radargramas

Todos los registros contienen una cabecera de texto con información sobre el radargrama. La definición de los datos de toma de medidas GPR, se comentaran en el **apartado 3.6 del capítulo 3**. Vamos a ver en este apartado los valores que se han utilizado en la adquisición de los datos para los glaciares de estudio.

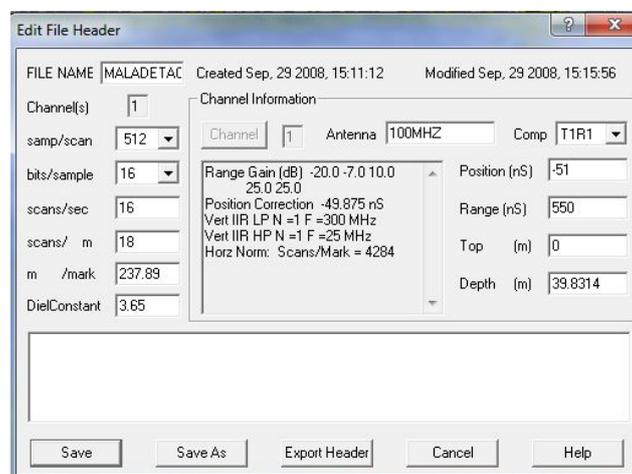


Figura 5.18. Cabecera del perfil A29_14.

En la cabecera de cada radargrama se registran los siguientes datos: el nombre del fichero es (MALADETA), la fecha de registro y las fechas de posteriores modificaciones, su rango, la posición del inicio, el número de pulsos emitidos por segundo durante la adquisición de datos y los filtros que se han aplicado sobre el radargrama durante la adquisición.

El muestreo seleccionado para definir cada scan que forma el registro es de 512 puntos (samp/scan).

La velocidad de emisión de los pulsos ha sido de 16 scans cada segundo. El rango del registro es de 550 ns y la posición del inicio del registro se encuentra a -51 ns. La cabecera también informa que se han aplicado tres filtros durante la adquisición de datos: dos verticales (uno paso alto y uno paso bajo) y un filtro horizontal (paso bajo). A continuación se explica cada elemento de la cabecera.

En la figura 5.10, la gráfica se corresponde con el scan 546, en éste se observa el inicio del registro, la onda directa y la reflexión en el zócalo granítico. La longitud temporal total del scan es de 550 ns (rango).

El rango de un registro

El rango de un registro (R) define su longitud temporal, es decir, define la máxima coordenada vertical que se alcanza en el radargrama. Por lo tanto delimita una ventana temporal de registro. Las reflexiones que alcanzan la antena en tiempos dobles de propagación superiores al rango no quedan registradas. Sí quedan registradas aquellas trayectorias cuyos tiempos dobles de propagación son iguales o inferiores a esta longitud vertical máxima de registro.

En el registro del ejemplo mostrado, se registran aquellos eventos incluidos en un intervalo temporal de 550 ns, empezando a contar el tiempo en -51 ns.

Es conveniente que el rango sea lo suficientemente grande para que una velocidad más baja de la esperada para el medio no impida detectar los elementos anómalos que se desean localizar. Para el ajuste de esta ventana se requiere un conocimiento preliminar de la profundidad a la cual se encuentra el zócalo granítico del glaciar, que se determina mediante los puntos de calibración.

En el glaciar La Maladeta, se dan perfiles en los cuales la dispersión de la onda electromagnética es grande y la onda alcanza el lecho del glaciar con muy poca energía, lo cual dificulta la identificación del límite entre las interfaces hielo templado - lecho. Este fenómeno puede estar producido por no elegir una ventana temporal adecuada, así como por una gran presencia de lentes de agua (contenido en agua). A continuación se exponen los rangos de medida adoptados para varios perfiles que reflejan este fenómeno en la tabla 5.2.

El resto de los perfiles del glaciar La Maladeta, se registraron con un rango/ventana temporal menor de los 700 ns, permitiendo una interpretación clara de los radargramas. (27_07 = 160 ns (antena 400 Mhz)); excepto el perfil 27_08 que se usa una ventana temporal de 900 ns al igual que en el perfil 27_09. Se usa una antena de 400 MHz para la zona de ablación de los glaciares y una antena de 100 MHz en la zona de acumulación.

Analizando las cabeceras de los registros del glaciar Aneto las ventanas temporales establecida para tomar las medidas son: para el lóbulo oriental se usa una ventana temporal de 900 ns; en el lóbulo occidental la ventana temporal utilizada para los perfiles es la siguiente, (29_01 = 1.200 ns; 29_02 = 834,96 ns; 29_03, 29_04 y el resto de perfiles del lóbulo se toman con una ventana temporal de 1.100 ns).

Perfil	Situación	Ventana temporal (ns)	Altitud (m. s.n.m)
26_01	Perfil trasversal situado en la rimaya.	1.800	Cota media = 3.162,095
26_02	Perfil trasversal	1.800	Cota media = 3.155,171
26_03			Cota media = 3.147,962
26_04			Cota media = 3.131,666
26_05	Perfil trasversal	1.300	Cota media = 3.117,897
26_06	Perfil trasversal	1.000	Cota media = 3.100,703
26_07			Cota media = 3.090,325
27_01	Perfil longitudinal	1.100	Cota de inicio = 3.163,2
27_02			Cota fin = 3.047,863
27_03	Perfil longitudinal	1.100	Cota de inicio = 3.047,863
27_04			Cota fin = 2.956,168
27_01	Perfil longitudinal	700	Cota de inicio = 2.956,168
27_02			Cota fin = 2.879,78
27_03	Perfil longitudinal	700	Cota de inicio = 2.879,78
27_04			Cota fin = 2.856,187

Tabla 5.2. Valores de la ventana temporal, en las medidas de los perfiles con una visualización borrosa.

Posición de inicio de la señal

Este parámetro permite seleccionar el tiempo de inicio de la ventana temporal. El tiempo final de la mencionada ventana viene determinado por la suma del tiempo de inicio y del rango del registro. Se trata de un parámetro que debe ajustarse antes de empezar la adquisición de datos. En este estudio la posición de inicio de la señal es de -51 ns, datos que se muestra en la cabecera de todos los perfiles geofísicos tomados en sendos glaciares.

Normalmente, cuando se ajusta la posición de inicio se procura que la primera señal recibida quede incluida en la ventana. Esta primera señal suele ser la onda directa entre el emisor y el receptor o la superposición entre la onda directa y la reflexión en la superficie del medio.

Puntos por traza

Este parámetro determina el muestreo de cada traza, es decir, los puntos utilizados para su representación. Con 512 sample/scan y un rango de 1.100 ns, esto quiere decir que para reconstruir un scan, se tienen medio punto por cada nanosegundo del tiempo doble de propagación.

La relación entre este parámetro, el rango y el número de trazas registradas cada segundo, determina para cada antena concreta en gran medida la resolución que se tiene durante el estudio.

Velocidad de transmisión y de registro

El número de pulsos por segundo (16) que puede transmitir y registrar un radar de subsuelo, son parámetros que se pueden ajustar antes de o durante la adquisición de datos, de acuerdo con las necesidades del estudio. Cada scan registrado proviene de 8.192 pulso emitidos por segundo scans/s (512 puntos *16 pulso/seg).

Superposición de trazas

Durante o posteriormente a la adquisición de datos se puede realizar una suma (o superposición) de trazas adyacentes. El apilamiento de trazas se realiza a menudo post-procesamiento para corregir ruidos (por ejemplo Arcone et al., 1995; Bauder et al., 2003).

En nuestro estudio no se aplica la superposición de trazas.

Ganancia.

La ganancia consiste en amplificar la señal que se recibe. El objetivo que se busca al aplicar ganancia sobre un registro durante el proceso de adquisición de datos es el de disminuir los efectos de atenuación que se producen, principalmente por la propagación geométrica del frente de ondas de la señal. Se pretende aumentar la amplitud de las reflexiones procedentes de tiempos de propagación mayores.

Constante dieléctrica.

El fichero de origen no contiene ningún valor en el campo de la constante dieléctrica. Introducimos el valor ya calculado partiendo de la velocidad de la onda detectada en la calibración 3,65.

Como la profundidad del lecho rocoso del glaciar se expresa en función de la constante dieléctrica del material del medio, se produce un reajuste en el eje de las Y (profundidad (m) o tiempo de viaje (ns)), de este modo la profundidad detectada con la sonda de vapor y mediante la interpretación que posteriormente comentaremos en

el radargrama son la misma. La constante dieléctrica que se obtiene es la misma para ambos glaciares de estudio, por lo tanto este dato se introduce en todas las cabeceras de los perfiles geofísicos registrados.

C) Corrección topográfica

Una vez procesado el radargrama y realizado el reajuste del eje Y en función de la constante dieléctrica del medio, se representan las profundidades en función de los tiempos de viaje de la onda. Se aplica una corrección del origen de la variable vertical (corrección estática), transformando las profundidades en elevaciones, correspondiéndose así con la topografía superficial. Para ello se define un plano horizontal de referencia o datum, y se realiza un desplazamiento de cada traza que refleja la diferencia entre la elevación del punto de medida y el datum.

Para realizar la corrección topográfica de los radargramas de los glaciares, utilizaremos la opción del Programa Radan, normalización de superficie.

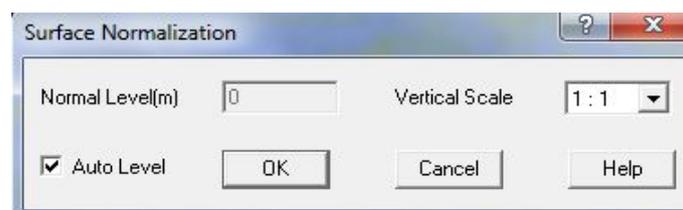


Figura 5.19. Pantalla de normalización de la superficie topográfica, con los diversos valores de escala.

Esta opción permite elegir la relación de la escala vertical, con respecto a la horizontal, entre los valores; 1:1, 1:2 y 1:4. Para la realización de la corrección estática es necesario determinar las mark, que sirven para realizar el modelado del radargrama con respecto a la superficie topografía, estas mark coinciden con los puntos de control tomados con GPS o por topografía clásica para cada glaciar.

Scan#	User Mark	Distance Me	Marker Narr	X-Coord	Y-Coord	Z-Coord	Profile Line	Region #	UTM Zone	Agregar nuevo campo
0				0	0	0	0	0	0	
*				0	0	0	0	0	0	

Registro: 1 de 1 Sin filtro Buscar

Tabla 5.3. Tabla de marcas inicial del perfil A29_14.

El dato más importante para realizar la corrección, es el número de scan que compone el radargrama, este número de scan se ajusta con la longitud del trazado del perfil geofísico, determinada con las medidas de los puntos de control inicio y final del perfil. Conociendo la relación scan/m para cada marca de control del

radargrama (mark), se introducen el resto de datos: distancia de cada marca con respecto al primer scan (x en (m)), el número de scan al cual pertenece la marca y la altitud (m.s.n.m) de cada marca.

Sin embargo, aunque se dispone de las coordenadas GPS de las marcas, solamente se puede insertar el valor de la coordenada Z (altitud), debido a que el programa de tratamiento de los datos no permite insertar las coordenadas X e Y calculadas, ya que utiliza sus propios ejes cartesianos en coordenadas locales como ya se ha comentado para el eje “x” e “y”. Tampoco permite realizar el modelado en 3D con los radargramas, ya que los glaciares presentan desniveles topográficos de hasta el 50% de pendiente, y el programa está diseñado para trabajar en zonas de estudio llanas (sin o con muy poca pendiente).

Siguiendo con el ejemplo del perfil A29_14, la forma de determinar las marcas se muestra en la tabla adjunta.

Perfil	Punto	Coordenada X	Coordenada Y	Coordenada Z	Distancia entre puntos	Distancia al punto de origen		Mark
A_29_14	600	307458,396	4723982,890	3015,802	0,000			0
A_29_14	601	307447,098	4723989,060	3015,524	12,876	12,876		232
A_29_14	602	307430,983	4724005,221	3015,246	22,824	35,700		643
A_29_14	603	307414,568	4724025,488	3015,482	26,082	61,782		1113
A_29_14	604	307399,126	4724046,173	3015,554	25,813	87,596		1578
A_29_14	605	307381,799	4724068,593	3016,136	28,341	115,937		2088
A_29_14	606	307367,215	4724086,232	3016,618	22,892	138,829		2500
A_29_14	607	307343,930	4724107,912	3017,583	31,830	170,659		3073
A_29_14	608	307323,791	4724127,660	3016,503	28,226	198,885		3582
A_29_14	609	307308,677	4724140,619	3014,982	19,967	218,852		3941
A_29_14	610	307293,842	4724152,486	3013,685	19,042	237,894		4284
							Distancia total	237,89
							scan totales	4284
							scan por metro	18

Tabla 5.4. Cálculo de las coordenadas que le corresponde a cada marca del perfil A29_14.

Se insertan estos valores en la tabla de la corrección topográfica, quedando ésta de la siguiente manera:

Scan	UserMark	DistMark	MarkName	X(m)	Y(m)	Z(m)	Profile	Region	Zone
0	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		0	0	3015,802	0	0	000
232	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		12,88	0	3015,524	0	0	000
643	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		35,7	0	3015,246	0	0	000
1113	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		61,78	0	3015,482	0	0	000
1578	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		87,6	0	3015,554	0	0	000
2088	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		115,94	0	3016,136	0	0	000
2500	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		138,83	0	3016,618	0	0	000
3073	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		170,66	0	3017,583	0	0	000
3582	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		198,89	0	3016,503	0	0	000
3941	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		218,85	0	3014,982	0	0	000
4284	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		237,89	0	3013,685	0	0	000

Tabla 5.5. Tabla de marcas después de insertar los datos de las marcas del perfil A29_14.

Una vez aplicada, aparecen las marcas en el radargrama como una línea blanca. Aplicamos la normalización de superficie y el resultado se muestra a continuación con un radargrama del glaciar Aneto, mostrando el antes y después, de realizar sobre él la corrección topográfica. Esta corrección se aplica a todos los radargramas.

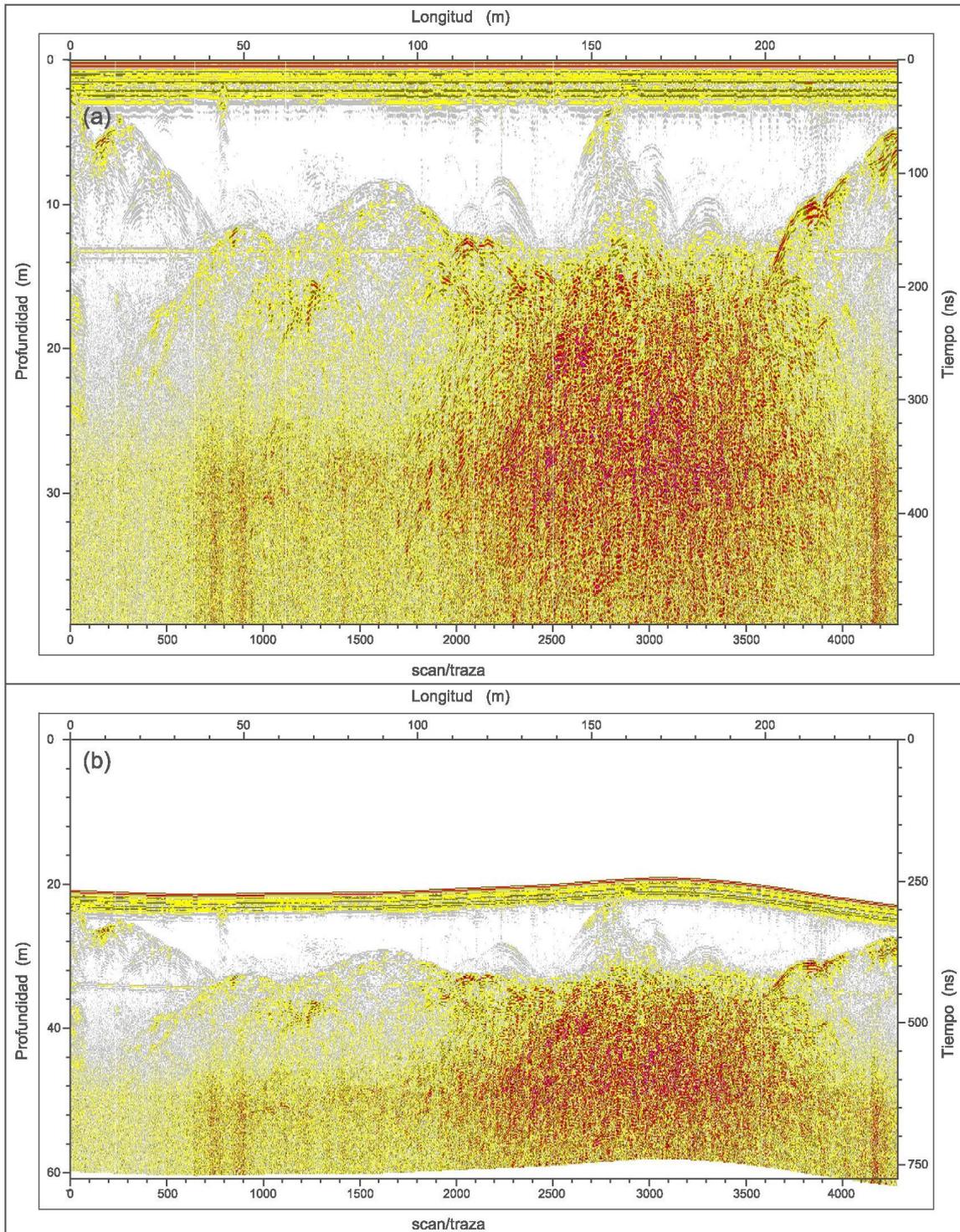


Figura 5.20. a) Radargrama A29_14, sin corrección topográfica. b) Radargrama A29_14, después de la corrección topográfica, con escala 1:2.

A la hora de realizar la normalización y elegir la escala de representación en el eje vertical, se verifica que en ningún momento parte del radargrama quede por encima del eje de las abscisas (ya que el programa lo trata como una imagen), como en el caso de la figura 5.21. Como se aprecia parte del origen de varios scan quedan por encima del eje de abscisas y como consecuencia, cuando se proceda a la interpretación interactiva, al trazar la capa de superficie, en los datos que se almacenan en un fichero .lay la coordenada z la tomara como positiva cuando es negativa, como consecuencia se produce un intercambio entre los valores positivos y negativos. Se está trabajando en el subsuelo y la coordenada z es positiva, en el sistema de referencia local del Radan 6.5, mientras que los puntos que quedan por encima del eje, los considera negativos.

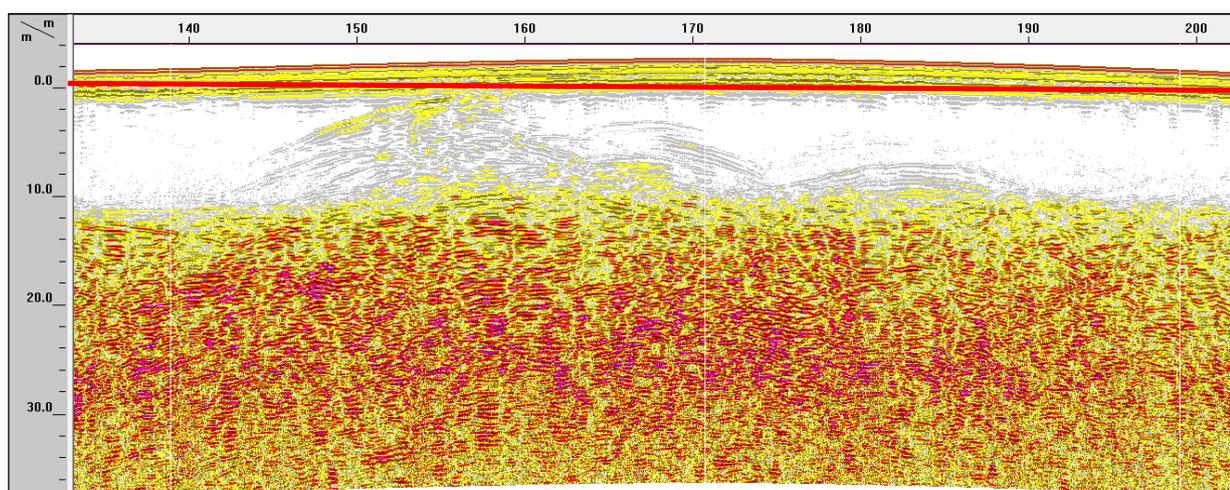


Figura 5.21. Zona del radargrama A29_14, con corrección topográfica con escala vertical 1:1, observamos que el radargrama queda por encima del eje de abscisas.

Sería interesante que el programa permitiera dotar de coordenadas X e Y absolutas, de dicho modo se tendrían georreferenciados los radargramas y mediante la superposición de éstos se crea el modelado 3D detectando las anomalías y los elementos reflectores visualizando su posible continuidad en varios radargramas. Aunque se introducen estos valores en la tabla 5.6, el programa los rechaza.

D) Filtros

El filtrado consiste en eliminar del radargrama todo el ruido posible. El filtro debe conservar el margen de frecuencias donde la señal domina, optimizando la relación señal-ruido, procurando siempre no perder información durante este proceso.

Los filtros se pueden clasificar en filtros *unidimensionales* y filtros *bidimensionales*.

- Los filtros unidimensionales (1D) se aplican sobre cada traza de manera individual, si bien realizando en todas ellas la misma operación. Son, por tanto, filtros que afectan exclusivamente a la dimensión

vertical. Son filtros ID los filtros de paso bajo, los de paso alto, los de paso banda, los de banda eliminada, los filtros en peine, etc...

- En cuanto al filtrado bidimensional (2D), el filtrado se realiza en las dimensiones horizontal y vertical. Habitualmente también se sitúan dentro de este grupo los filtros que solo afectan a la dimensión horizontal. Resulta muy útil el filtrado de paso alto horizontal, con éste se elimina del radargrama aquellos ruidos que resulten comunes a todas las trazas y que pueden ser considerados como un ruido sistemático, ya provenga del propio georradar, de las ondas aérea y directa, etc...

En la cabecera de los registros también se indican los distintos filtros aplicados durante la toma de datos en campo. La posibilidad de aplicar un filtrado simultáneo con la adquisición de datos es una opción polémica. Generalmente es preferible aplicar el mínimo tratamiento posible a los datos de campo en este punto de la prospección, ya que se trata de un procedimiento fácilmente aplicable en etapas posteriores.

Una adquisición de datos con un filtro aplicado impide registrar parte de la señal que llega a la antena, pudiendo de esta forma, en el caso de no seleccionar correctamente el filtrado aplicado, perder datos que pudieran ser de interés, sobre todo porque en muchas ocasiones no se considera o no se conoce exactamente la variación producida en el rango de frecuencias y en las frecuencias centrales, a causa de los efectos de filtrado producidos por los distintos medios.

Los dos tipos de filtro que se pueden aplicar usualmente durante la adquisición de datos son los denominados filtros verticales y filtros horizontales. La aplicación de varios filtros como: filtro paso-banda, análisis de la velocidad de migración y la migración, es habitual, en la determinación del espesor de los glaciares, morrenas, los deslizamientos y estructura interna del glaciar (Krainer et al., 2010).

D.1) Filtros verticales

Los filtros verticales son los denominados filtros F-K o filtros temporales, ya que se aplican a cada una de las trazas del registro, siendo por lo tanto unos filtros aplicados en la coordenada temporal (eje vertical) de los registros (Maijala, 1992).

Con este tipo de filtro se atenúa la señal en cada traza. Para seleccionar la frecuencia de corte se aplica la transformada de Fourier, obteniéndose así un registro de frecuencias. De este modo se analizan las frecuencias que introducen ruido en el registro y se filtran.

Según la parte del espectro que atenúan o bien dejan pasar, se tienen los siguientes tipos de filtros:

- Filtro de paso bajo: se atenúan las frecuencias por debajo de cierta frecuencia límite (frecuencia de corte), mientras que las de alta frecuencia se mantienen.
- Filtro de paso alto: se atenúan las componentes de baja frecuencia pero no las de alta frecuencia.

- Filtro de paso banda: en este tipo de filtro se deja de pasar un determinado rango de frecuencias de una señal y se atenúa el paso del resto.

D.2) Filtros horizontales

Se trata de un procesamiento digital de la señal que se aplica horizontalmente a las diferentes trazas del registro, se denominan también filtros espaciales.

El procesamiento se produce en el dominio temporal y su objetivo es eliminar el ruido de fondo que se observa en el radargrama. El más habitual son las bandas horizontales que presentan muchos radargramas. Estas bandas están ocasionadas por reverberaciones en la antena y pueden oscurecer los eventos, que en un registro limpio podría observarse sin problemas. Se utilizan los filtros horizontales paso alto, que eliminan los eventos observados en un elevado número de trazas.

Otro tipo de ruido de fondo horizontal de los radargramas son los efectos de rizado en el registro, debidos por ejemplo, a las rugosidades existentes en la superficie del medio por la que se desliza la antena o, en ocasiones, a la existencia de plantas (Conyers y Goodman, 1997). En este caso se trata de un ruido de alta frecuencia y se utilizan los filtros horizontales paso bajos, que eliminan los efectos que se observan en pocas trazas consecutivas.

D.3) Transformada de Hilbert

La transformada de Hilbert es una función de procesamiento que determina la amplitud de los registros, fase y frecuencia instantánea de la señal recibida. Es un procedimiento matemático que expresa la relación entre la parte real y la parte imaginaria de una señal, con él se puede obtener una envolvente de las amplitudes de los registros, la fase y la frecuencia instantánea. La transformada de Hilbert descompone la señal radar representada como una serie temporal en su magnitud, fase instantánea o componentes instantáneos de frecuencia (Eyuboglu, Mahdi y Al Shukri, 2004).

Estos parámetros de la onda son los indicadores del tipo de filtrado que sufre la señal al propagarse por el medio. Por lo tanto proporcionan información del comportamiento del medio frente a la onda electromagnética.

Esta transformación cambia la señal del georradar, típicamente representada en función del tiempo, en su magnitud de fase o de frecuencia. La fase puede ser, en ocasiones, más sensible a cambios en el subsuelo que la información geométrica. Se utiliza para visualizar cambios sutiles en el terreno (Singh, 2012)

Se aplica el filtro en los radargramas donde la distancia peculiar o la ventana temporal elegida no ha sido la adecuada y las reflexiones de la onda que registra la antena son débiles. Aquellos en los cuales la gran

dispersión endoglaciaria, dificulta la discriminación de las distintas interfaces, o bien las zonas donde se prevé la aparición de una anomalía.

Se realiza una comparativa de los valores absolutos de amplitud normalizada que se obtienen después de aplicar el filtro Hilbert con los tres parámetros en el perfil M27_13 del glaciar La Maladeta, concretamente estudiamos la **traza 6145**. Los valores de amplitud normalizada cambian notablemente con la aplicación del filtro Hilbert.

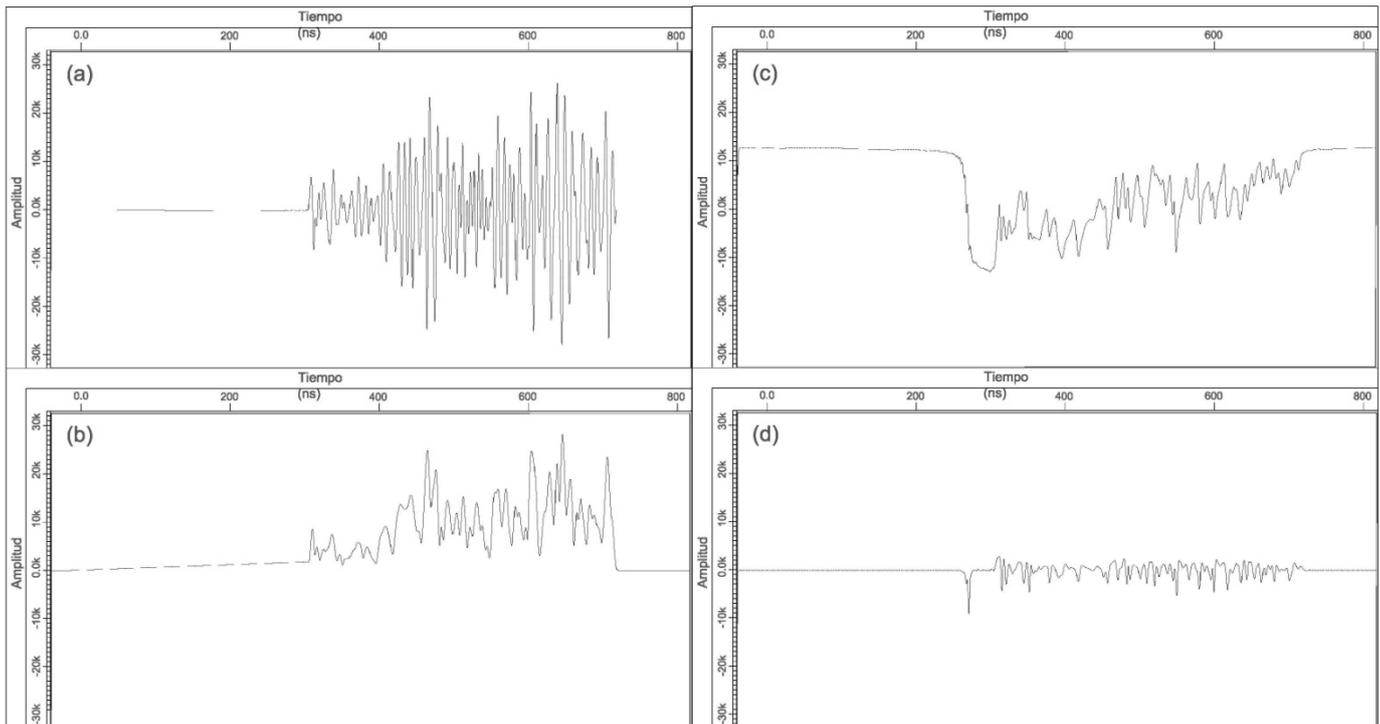


Figura 5.22. Comparación de la traza 6145 del perfil M27_13, a) traza antes del aplicar el filtro Hilbert. b) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro magnitud. c) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro fase y d) traza tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro frecuencia con 500 MHz.

Los resultados de la transformación Hilbert sobre los datos GPR, se muestran utilizando el perfil geofísico M27_13, que evidencia la aparición de zonas reflexivas en el interior del cuerpo helado.

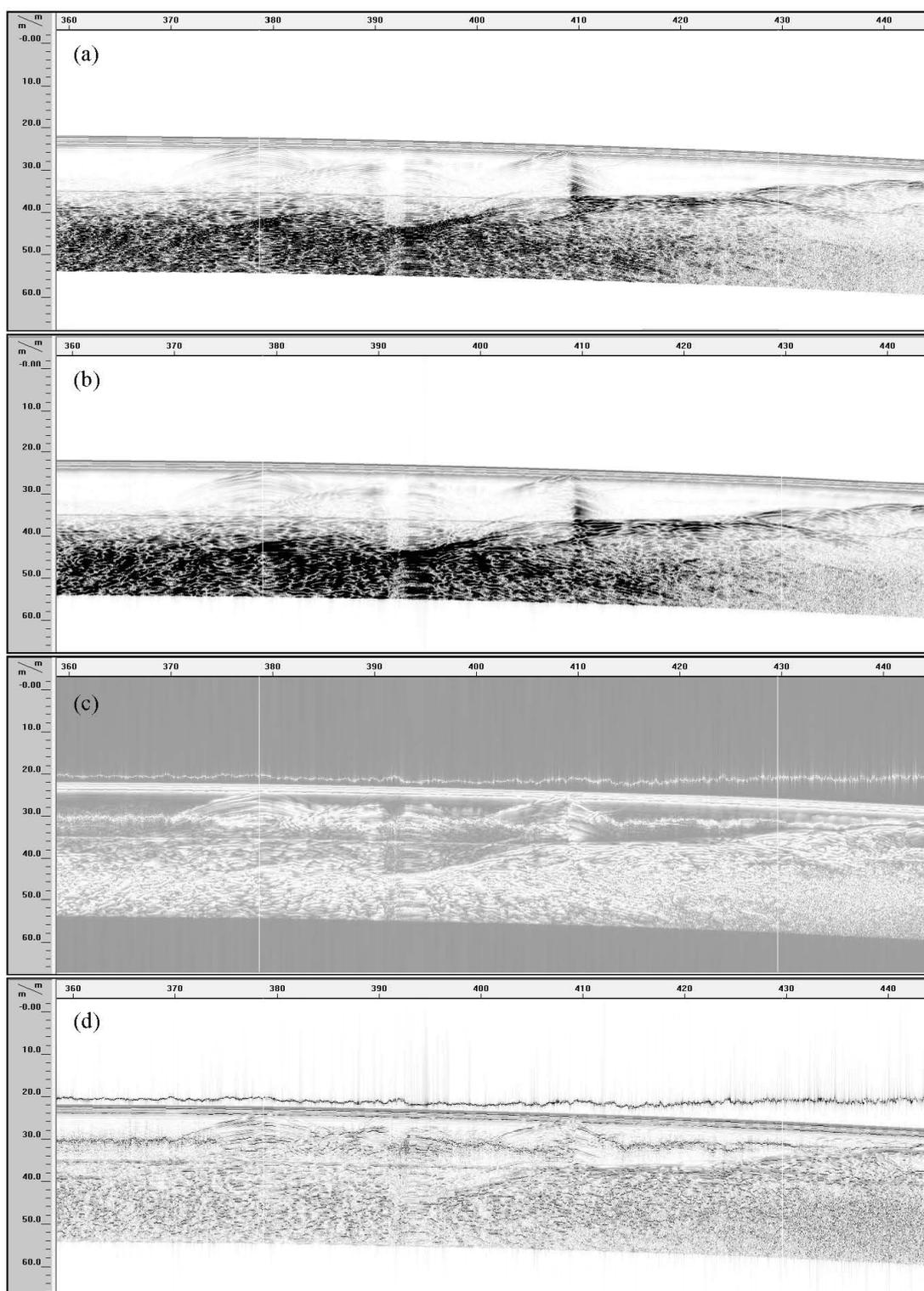


Figura 5.23. Zona del radargrama M27_13, a) radargrama original antes del aplicar el filtro Hilbert. b) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro magnitud. c) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro fase y d) radargrama tras aplicar el filtro Hilbert con el parámetro frecuencia con 500 MHz.

La visualización de los radargramas muestra por defecto, los valores de la amplitud refleja por el horizonte o la anomalía de reflexión y la geometría. En este caso los datos GRP, están representados en el dominio del tiempo, donde los pulso recibidos se definen en espacio tiempo-amplitudes.

El filtro se puede aplicar a la totalidad del radargrama, o bien a una zona concreta, ajustando la zona de tratamiento eligiendo los scan y samples que intervienen.

En la figura 5.22.b, se muestra el resultado de aplicar el filtro en modo magnitud, a la zona de estudio. Éste resalta los elementos reflexivos, con mayor resolución. La aplicación en los perfiles tomados sobre la zona de acumulación sobre todo en el glaciar La Maladeta, consigue marcar los horizontes de reflexión de la interfaz electromagnética del lecho. Dada la dificultad de obtener una buena visibilidad de dichos perfiles, no es posible la identificación de hipérbolas de difracción.

El filtro Hilbert usando el parámetro fase, se muestra en la figura 5.22.c, éste revela la posición del inicio de las anomalías, delineando la forma de éstas y proporciona los cambios discretos de fase de la traza. Después de su aplicación, transforma la señal definiendo el pulso registrado en el espacio tiempo- fase.

Usando el parámetro de frecuencia con un valor de 500 MHz, mostrado en la figura 5.22.d, se obtiene información con respecto a los cambios que se dan en la frecuencia (Patterson y Cook, 2002), en este caso el pulso se define en el espacio tiempo-frecuencia.

El estudio de los espectros de la señal en las capas neviza/firn, hielo templado y roca madre, se obtienen después del aplicar el filtro con el parámetro de frecuencia. Estos espectros se muestran en el **capítulo 6** de la tesis.

D.4) Ganancias

El filtro de rango de ganancia, permite modificar de una forma manual o automática los valores de ganancia aplicados a los datos. A través de él, se compensan las variaciones de amplitud de la señal. La amplificación puede ser constante durante toda la traza, o bien variar con el tiempo de propagación.

Las primeras señales que se registran tienen mayor amplitud que las registradas posteriormente, como consecuencia del decaimiento energético de la traza en el tiempo. Esta disminución en el valor de la amplitud está fuertemente relacionada con la dispersión y la atenuación de la onda.

El objetivo principal de la aplicación de este filtro, es amplificar las amplitudes relacionadas con reflexiones profundas o poco energéticas, que por su pequeño tamaño no se tendrían en cuenta durante la interpretación de los radargrama.

El alto valor de la amplitud de la onda directa ejerce un efecto atenuante sobre las anomalías cercanas, este efecto se puede minimizar. También se puede usar, cuando la amplitud de la señal se reduce después de aplicar cualquier otro filtro.

Hay tres opciones disponibles en Radan, rango de ganancia: automático de ganancia, ganancia lineal y exponencial de ganancia. El método por funciones lineales y exponenciales de ganancia se aplica en el modo manual y permiten al usuario manipular la ganancia entre los puntos seleccionados. El valor de ganancia se puede introducir en el cuadro (valor) o ajustar arrastrando los puntos de ganancia (pequeños cuadrados) arriba y abajo.

Cuando se seleccionan las funciones lineales y exponenciales de ganancia, estas correcciones se aplican a todo el conjunto de datos. Estas curvas no solo amplifican la señal de baja amplitud, sino también las zonas de alta amplitud. La función lineal se aplica con una ganancia lineal entre nodos de ganancia. Con la función exponencial se aplica una curva de ganancia exponencial entre nodos de ganancia

Es importante ajustar la ganancia a todo el entorno ya que, si se realiza en un solo punto, se corre el riesgo de que se produzca el efecto “clipping” unos metros más adelante.

D.5) Migración

La migración es un conjunto de técnicas relacionadas usadas para convertir el eje de tiempo de los datos de radar en un eje de profundidad (Claerbout, 1976). Este proceso se aplica en los estudios de glaciares (por ejemplo, Rabus y Echelmeyer, 1997; Bauder et al., 2003; Bradford y Harper, 2005).

La migración es un procedimiento para transformar los registros del georradar, en datos con las heterogeneidades del subsuelo localizadas en su posición correcta. También se emplea para colapsar las hipérbolas de las reflexiones.

Como paso previo para poder aplicar este procedimiento es necesario estimar la velocidad promedio de propagación de la onda en el medio. Ésta se puede conocer a través de las hipérbolas de difracción generadas, que calculan la ecuación de cada una de las hipérbolas desplazando el vértice de ésta, al centro del reflector.

Cuando un objeto se encuentra enterrado delante de la vertical del georradar, la señal tarda más tiempo en volver a la antena que si estuviese en la vertical del mismo. A medida que se aleja el georradar, este tiempo de viaje vuelve a aumentar. Como consecuencia en el radargrama los objetos aparecen representados por hipérbolas. Si la antena emitiera el haz de una forma vertical no se daría este efecto, pero al emitir de una forma cónica aparecen las características hipérbolas.

La migración tiene su mayor utilidad cuando hay muchas hipérbolas que incluso se superponen ocultando así otros elementos.

Los vértices de las hipérbolas generadas marcan la posición del blanco (anomalía), esta posición es la mínima distancia de la antena al blanco. La representación ideal sería aquella en la cual solamente se visualiza el punto y no la hipérbola. Tras la migración se eliminan los brazos de las hipérbolas, dejando solo los vértices que determinan la posición real del blanco.

La opción del Radan 6.5, necesita la velocidad de la onda a lo largo del registro y las dimensiones de las hipérbolas. Se pueden aplicar dos métodos de migración: migración por suma hiperbólica y la migración de kirchhoff.

La migración mediante la suma hiperbólica, es el método más rápido y sencillo. Se basa en considerar todas las hipérbolas que aparecen en los registros para desplazar el reflector al vértice de la hipérbola. El programa nos pide la velocidad promedio de propagación y el número de trazas que se incluyen en el proceso. La velocidad se obtiene de un cálculo matemático de regresión, mediante el cual se obtiene la ecuación de la hipérbola, para poder estimar el valor promedio de la velocidad.

El segundo método de migración que se puede aplicar es la migración de kirchhoff, éste es un método más preciso que el anterior, sí se aplica la suma hiperbólica no da los resultados esperados.

El valor de la velocidad involucrada en ambos métodos de migración puede adoptarse constante o variable (usado cuando el medio no es homogéneo). Cuando la velocidad introducida es la correcta, tras la migración las hipérbolas colapsan en un punto. Si por el contrario la velocidad es muy baja, las hipérbolas se suavizan pero no colapsan.

Ajustamos la hipérbola de referencia a la hipérbola de difracción que se produce en el radargrama, utilizando el tipo de migración de kirchhoff, aplicando Run-2D.

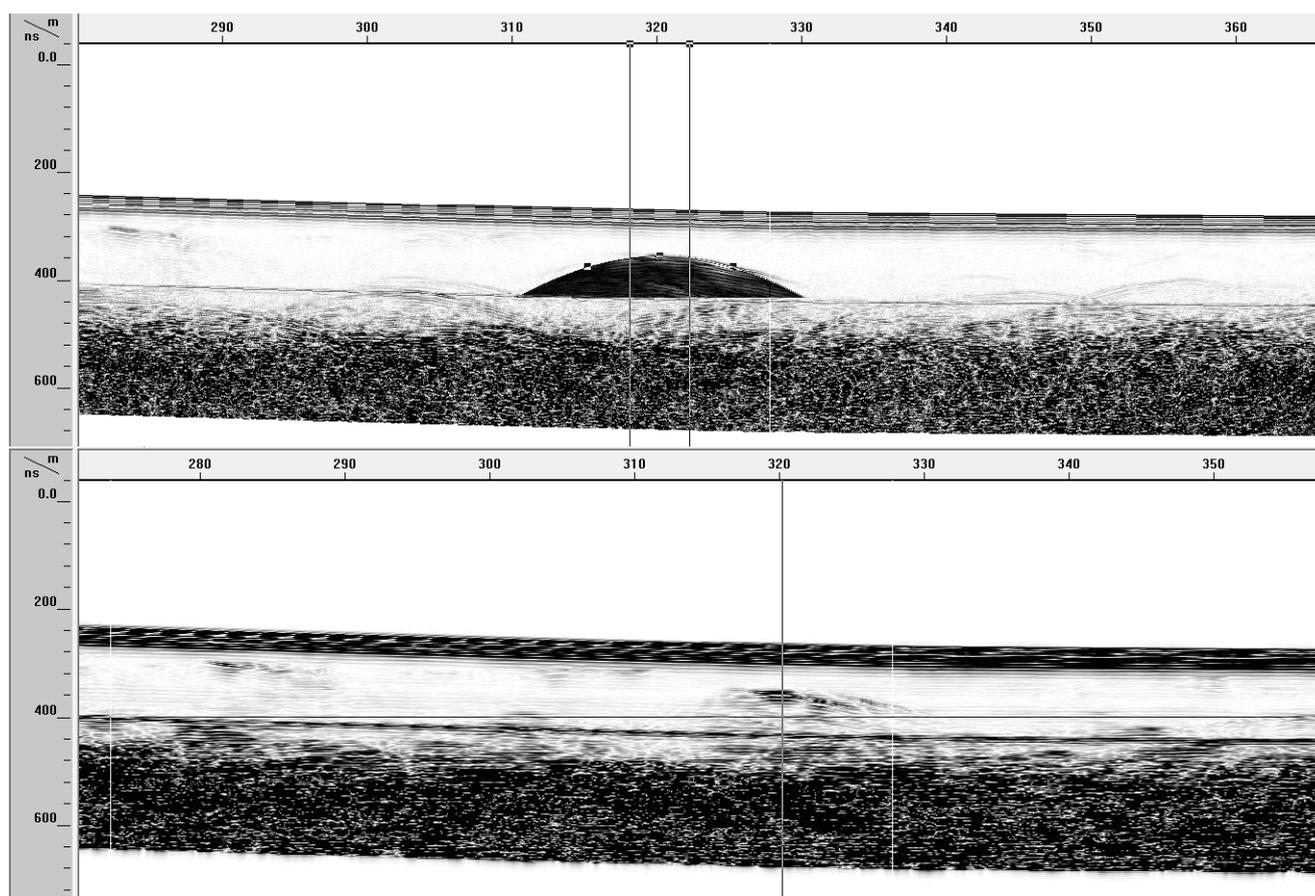


Figura 5.24. Aplicación de la migración de kirchhoff en el perfil M27_13. a) acoplamiento de los ejes de la hipérbola de referencia a la hipérbola de difracción visualizada en el radargrama. b) visualización del blanco, después de la migración. En el eje de ordenadas por defecto usando la opción de migración se expresa en tiempo de recorrido de la onda (ns).

Con el tipo de migración de hipérbolas, se obtienen las mismas zonas que con el tipo de kirchhoff. Muchos autores utilizan este filtro, cuando se encuentran anomalías en forma de hipérbolas, para concentrar en un punto la hipérbola. Normalmente se aplica la migración como tratamiento previo a la transformada de Hilbert

D.6) Deconvolución

La deconvolución predictiva es un procesamiento que tiene como objetivo mejorar la resolución vertical de los radargramas.

Se aplica cuando se considera que la traza registrada por la antena receptora del georradar es una señal que depende de la respuesta de las antenas, del pulso inicial y de los efectos que ejercen sobre la señal los materiales del suelo durante su propagación, actuando éstos como un filtro sobre la señal emitida. El objetivo que se persigue es deconvolucionar la onda para eliminar los efectos del medio sobre el pulso inicial, que se deforma durante su propagación.

Este método está diseñado para atenuar las respuestas múltiples, con lo que se mejora el reconocimiento y resolución de las reflexiones. Se emplea cuando se encuentran múltiples reflexiones superpuestas, pues se encarga de limpiar el registro dejando solo las reflexiones primarias.

Las reflexiones múltiples son reverberaciones que se producen cuando en el interior del medio hay un elemento fuertemente reflector (como un metal). El ruido generado en este caso es elevado y puede ocultar totalmente la señal a partir del punto en el que se registra.

El resultado deseable de un proceso de deconvolución son señales de reflexión con la forma del impulso inicial, lo más sencillas posible y con la mínima duración que permitan las características de filtrado del suelo.

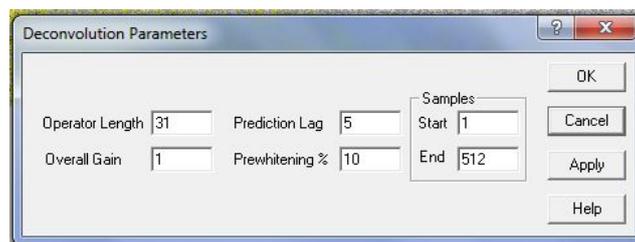


Figura 5.25. Pantalla de parámetros del filtro de deconvolución.

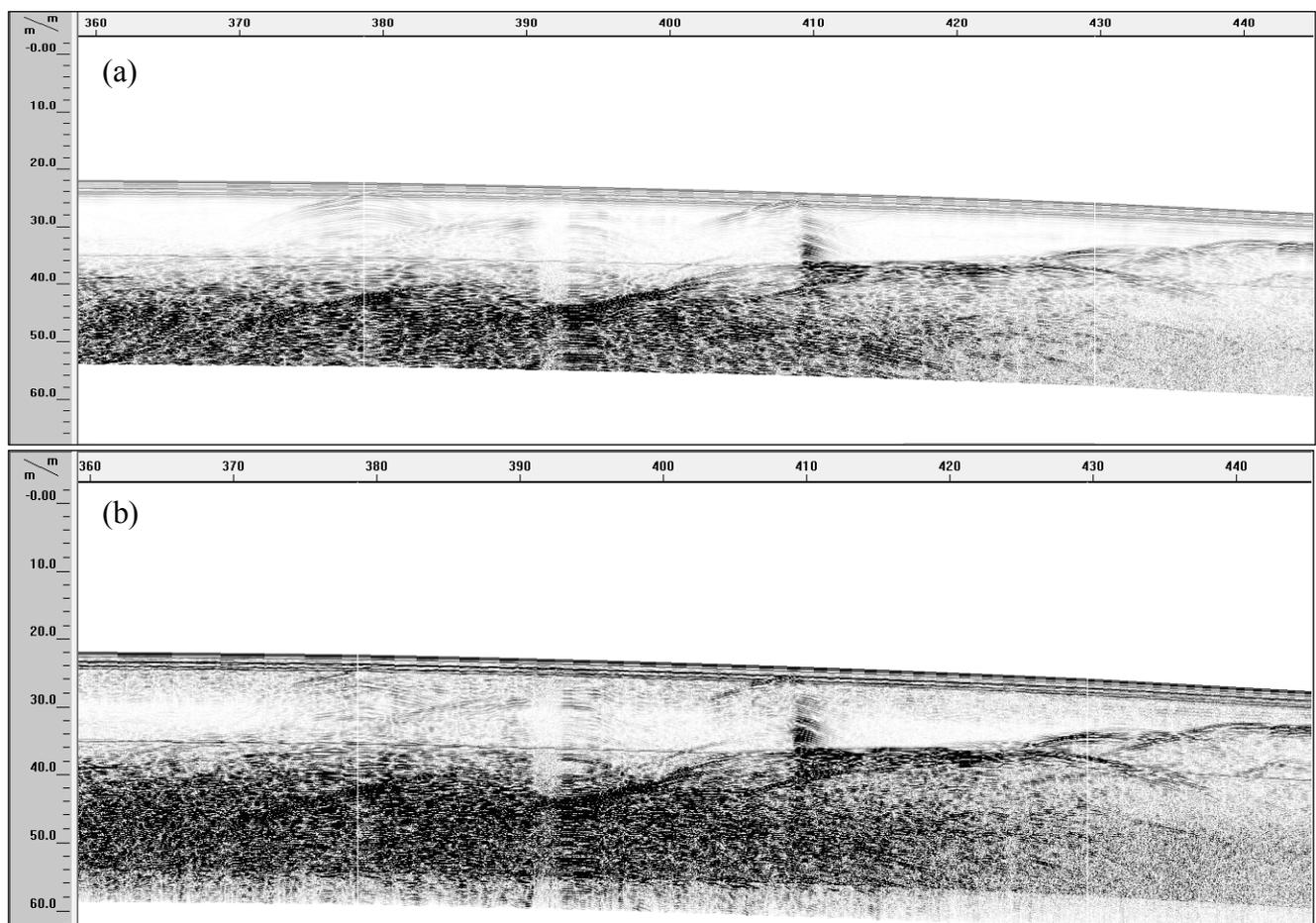


Figura 5.26. Zona del radargrama A29_13, a) radargrama original antes del aplicar el filtro deconvolución. b) resultado tras aplicar el filtro deconvolución con parámetro del 10%.

5.2.3 Determinación de la velocidad mediante las hipérbolas de difracción

La velocidad de la onda electromagnética en las capas que forman la estratigrafía del glaciar, se calcula de forma automática por el programa de tratamiento como la velocidad media entre las dos interfaces electromagnéticas, con la siguiente fórmula:

$$v_{AB} = \frac{2(d_B - d_A)}{(t_B - t_A)} \quad (5.2)$$

Mientras que el método usado para determinar la velocidad de las ondas electromagnéticas en los reflectores internos o las anomalías es el método de migración en las hipérbolas de difracción. Para ello se escogen los puntos significativos, que se corresponde con los picos de las hipérbolas. Se comparan los valores de velocidad obtenida por el análisis del Radan, con los valores de velocidad que se admiten para los distintos materiales que se pueden encontrar en los medios glaciares mostrados en la tabla 4.1.

Se utiliza la migración para estimar la velocidad de propagación de la onda en las singularidades o reflectores tanto puntuales como lineales registrados.

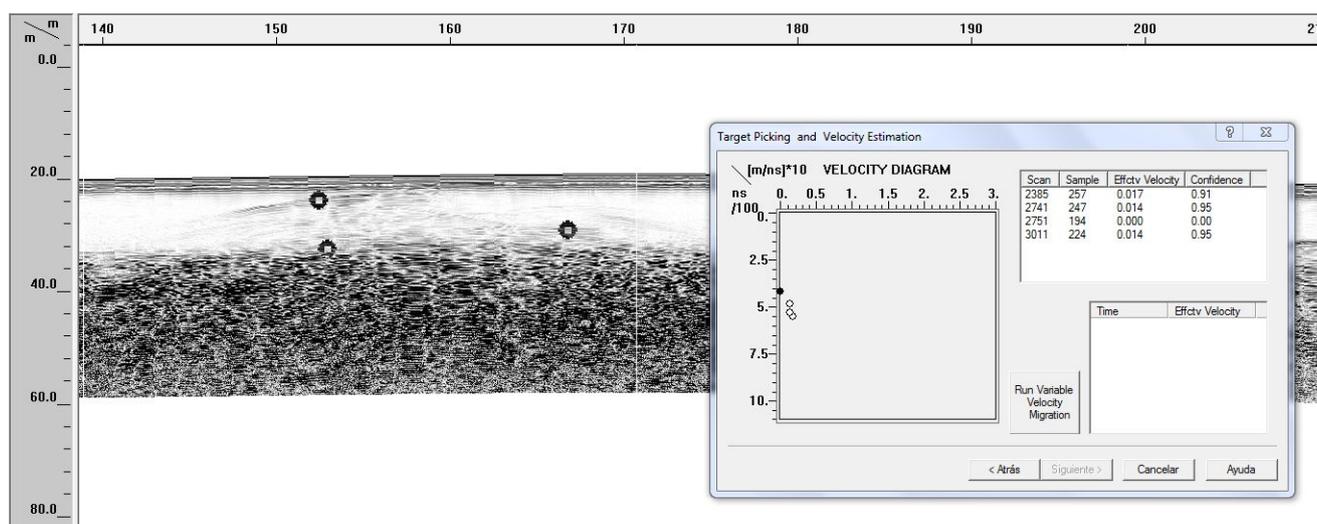


Figura 5.27. Opción del programa del Radan, para estimar la velocidad de propagación por el método de migración de Kirchhoff. Se aplica al perfil 29_14, en la hipérbola de difracción aislada.

El programa Radan genera un fichero en la unidad C:/ .vpx, donde se registra todos los puntos que se han ido tomando. La cabera del fichero generado es la siguiente: x (mm), y (mm), que son las coordenadas locales del programa; z (t) escala de tiempos; la amplitud; velocidad y la fiabilidad de la estimación.

Durante la selección de los puntos significativos, se toman los valores que da el programa en pantalla con los siguientes datos para cada punto: número de scan, número de sample, velocidad (cm/ns) y la fiabilidad.

Se establece como valor aceptable de la fiabilidad de la estimación de la velocidad en el punto, un valor superior al 95%. Durante la adquisición de los datos se verifica que la fiabilidad de la estimación, nunca es inferior a dicho valor. Como consecuencia de registrar los valores con una precisión en la determinación de la velocidad en el pico de la hipérbola de difracción del 95% de fiabilidad, el error que se produce en la obtención de la velocidad electromagnética en las anomalías o en los elementos reflectores es de aproximadamente el 5%.

Con fiabilidades inferiores se desechará ese punto, pero por el contrario en el fichero que se crea automáticamente el programa incluye todos los puntos registrados independientemente de que la velocidad obtenida sea cero o la fiabilidad sea menor a la establecida.

En la adquisición de la velocidad de propagación de los puntos que vamos picando en el radargrama, se forma el diagrama de velocidad. El eje de las abscisas se corresponde con la velocidad en (m/ns*10) y el eje de ordenadas con el tiempo de viaje en (ns/100).

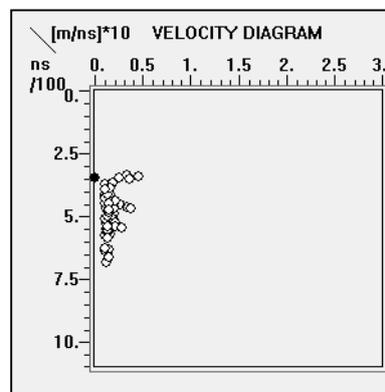


Figura 5.28. Diagrama de la estimación de velocidad del perfil A29_14.

Los datos del fichero VPX y los datos tomados desde el mismo programa, se cruzan. De todos los puntos que se han ido tomando se excluyen los que tienen una velocidad 0, y los puntos cuya fiabilidad sea inferior al 95%. Estos puntos en los cuales se producen hipérbolas de difracción que caracterizan los elementos reflectores internos de la estructura glaciar, se encuentran localizados en los planos de los radargramas que se incluyen en el *capítulo 6*, de la presente tesis.

PERFIL	PUNTO	SCAN	SAMPLE	X(mm)	Z(t)	AMPLITUD	VELOCIDAD (m/s)	FIABILIDAD %
A29_14	1	26	245	1444	526	806400	0,021	95
A29_14	2	164	209	9111	449	83456	0,023	95
A29_14	3	351	197	19500	423	369920	0,01	95
A29_14	4	392	181	21778	389	477440	0,016	95
A29_14	5	450	253	25000	544	886272	0,027	74

Tabla 5.6. Tabla de velocidades de propagación de las ondas del perfil A29_14, se marca en rojo un punto desechado, con fiabilidad por debajo del valor aceptable.

Repetiremos esta misma operación para todos los radargramas registrados en los glaciares de La Maladeta y el Aneto.

5.2.4 Determinación de las capas que forman la estructura interna del glaciar

Tras realizar el procesado de los radargramas, la aplicación de la corrección topográfica de todos los ficheros GPR que componen los glaciares de La Maladeta y el Aneto y los filtros, se determinan las capas que se aprecian en los radargramas, con el objetivo de realizar el modelado 3D de la topografía endoglaciaria. Posterior a esta fase del proceso se puede observar la relación de todo el conjunto de interfaces electromagnéticas y las anomalías o singularidades y su continuidad en varios perfiles geofísicos.

Las capas que interpretaremos serán: superficie del glaciar, capa neviza/firn, hielo templado, zonas de dispersión de la onda, lecho del glaciar, posibles acumulaciones (morrenas laterales, centrales y finales; eskers), grietas/fracturas (en el zócalo granítico y en el hielo), canales de drenaje y reflectores internos puntuales.

La realización de la interpretación se lleva a cabo usando, la opción de interpretación interactiva por el punteo pick del programa Radan.

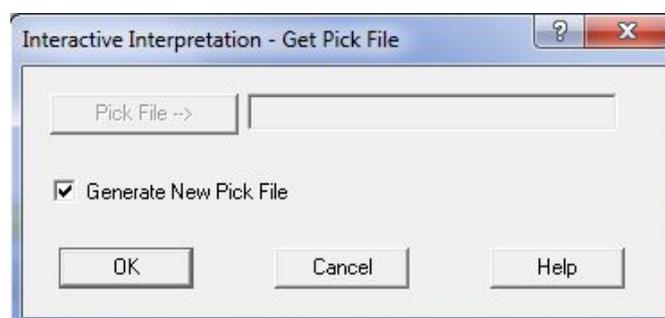


Figura 5.29. Pantalla de interpretación interactiva.

Esta opción nos permite crear hasta siete capas de identificación, proporcionándoles un nombre, color, tamaño del pixel, etc... El criterio Picking que se usa, en nuestro caso será el punto positivo, el tipo de interpolación será por el punto próximo, también permite modificar otras propiedades de la línea de trazado y del proceso de interpretación interactiva.

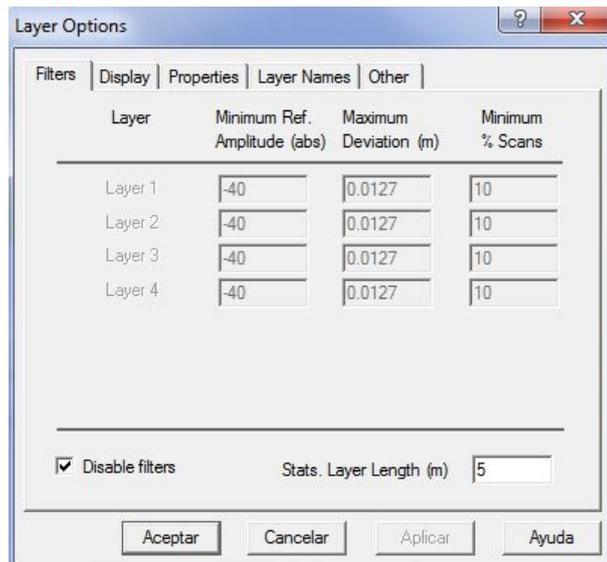


Figura 5.30. Pantalla de opciones de las capas.

Existen dos opciones de trazado de la interpretación que son: un trazo continuo (EZ tracker) para los reflectores lineales, o en el caso de reflectores puntuales marcarlo con un punto (single point).

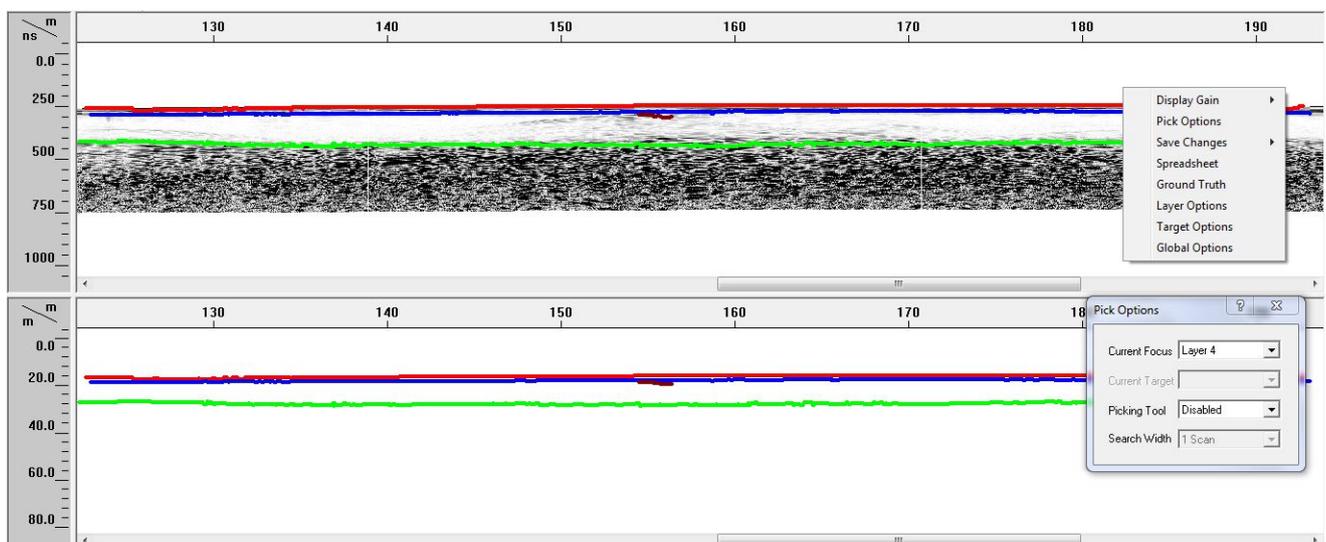


Figura 5.31. Pantalla principal con la digitalización de la interpretación interactiva. Digitalización final del perfil A29_14, se digitalizan las capas: superficie, interfaz neviza/firm-hielo, roca y un reflector interno, en color rojo, azul, verde y marrón respectivamente. También se muestran las opciones de la interpretación interactiva del programa.

Se crean varios ficheros ASCII, con las siguientes extensiones: .gtr; .lay; El fichero .lay, se pasa a Excel, conteniendo los siguientes datos ordenados por el número de scan.

File	Ch	Scan	x(m)	y(m)	Layer 1	z(m)	Amp	Dev(m)	% Scans	Vel, Type	v(m/ns)	t(ns)
A29-14_T	1	0	0	0	Superficie	17,074	6660	0	100	Specify	0,13	262,672
A29-14_T	1	1	0,056	0	Superficie	17,074	6630	0	100	Specify	0,13	262,672
A29-14_T	1	2	0,111	0	Superficie	17,074	6624	0	100	Specify	0,13	262,672
A29-14_T	1	3	0,167	0	Superficie	17,074	6621	0	100	Specify	0,13	262,672
A29-14_T	1	4	0,222	0	Superficie	17,074	6615	0	100	Specify	0,13	262,672
A29-14_T	1	5	0,278	0	Superficie	17,074	6637	0	100	Specify	0,13	262,672

Tabla 5.7. Tabla del fichero .lay del perfil A29_14.

Los campos de profundidad, amplitud, desviación, velocidad de propagación de la onda y el tiempo de recorrido se repiten para cada capa definida.

Como se dispone las coordenadas GPS de las marcas (cada marca se corresponde con un scan), se otorgan las coordenadas X, Y, Z a todos los puntos de las capas. Mediante la diferencia del dato de profundidad (z) de la capa roca y la capa superficie, obtenemos los valores de profundidad del hielo en ambos glaciares. También se determinan las cotas de profundidad a las cuales se encuentran las anomalías detectadas con respecto a la superficie. Los datos de la digitalización interactiva del radargrama del perfil A29_14, se muestra en la tabla 5.7.

Una vez digitalizadas la interfaces, el siguiente paso es el cálculo de la profundidad del hielo y la elaboración de mapas topográficos de las distintas capas de análisis (por ejemplo Flores y Clarke, 1999; Bauder et al., 2003; Lapazaran, 2004).

5.3 Proceso para realizar el modelo en 3D

El programa de tratamiento de datos GPR elegido, permite realizar una visualización muy fácil e intuitiva, después de analizar todos los perfiles geofísicos tomados en campo. La visualización en 3D, agiliza el trabajo ya que se obtiene una visión en conjunto de todos los datos.

El programa permite la creación de vistas de planos en varias profundidades así como en diferentes perspectivas. En tres dimensiones, se pueden identificar eventos geofísicos que por sus reducidas dimensiones son indistinguibles en dos dimensiones. También se pueden incluir perfiles consecutivos y perfiles que se cortan, resulta más fácil identificar los elementos endoglaciares y subglaciar que aparecen en varios perfiles, definiendo su exacta localización, orientación y conexión con otros elementos.

En este estudio radar de ambos glaciares (Aneto y La Maladeta), no es posible realizar la visualización en 3D, con el Radan 6.5. Los glaciares presentan pendientes del 50%, lo que implica que tras la corrección topográfica no se pueden superponer en perspectiva los radargramas para formar el modelado.

En caso de querer realizar la superponer los radargramas en tres dimensiones, utilizando los radargramas originales sin la corrección topográfica, no es factible, dada la diferencia que existe en los ejes z (profundidad) de cada unos de ellos.

La solución adoptada para solucionar el problema que se presenta, es convertir los datos radar de todas las capas digitalizadas y los elemento a coordenadas UTM, de modo que el Modelado se pueda realizar con cualquiera de los programas de CAD existentes en el mercado.

5.3.1 Obtención de coordenadas UTM

La creación del modelado 3D de los dos glaciares objeto de estudio, parten de la obtención de las coordenadas UTM, de cada uno de los scan/trazas de los radargramas, provenientes de la digitalización realizada de las capas y elementos descrita en el *apartado 5.2.4*.

Los datos exportados se encuentran definidos en el sistema de coordenadas del Radan 6.5, donde la coordenada **X** es la longitud del perfil, la coordenada **Y** no presenta ningún valor, la coordenada **Z** nos aporta el dato de profundidad. Se tiene que tener en cuenta que la **Z** no se calcula respecto a la superficie del subsuelo, sino con respecto al eje cartesiano establecido tras la corrección topográfica.

Los puntos GPS, se utilizan para corregir la topografía del terreno y como ya se comento se introducen en el Radan 6.5, como marcas. De modo que se trasladan las coordenadas UTM, de estos puntos GPS a las marcas de los radargramas, georreferenciando todas las trazas registradas. Posteriormente por diferencias de las coordenadas **Z**, se crea la estructura interna a partir de la capa superficial.

El siguiente paso, es trasladar las coordenadas desde los ficheros Excel, a los programas de CAD. Se elige como programa de intercambio con capacidad para insertar todo el fichero de una sola vez el PROTOPO.

Calcular la precisión en la determinación de dichas coordenadas resulta complicado, debido a que se arrastra un conjunto de errores producidos en la determinación de las coordenadas locales en Radan 6.5.

El primer error se produce al realizar la corrección topográfica. El programa trata el radargrama como si fuera una foto, de modo que está expuesto a dispersiones en el sentido de los ejes “x” y “z”, a mayor desnivel topográfico mayor es el error en la “z” del sistema local. El error se detecta al calcular la pendiente topográfica entre las marcas del radargrama y compararlas con la pendiente obtenida con los puntos GPS de campo.

El segundo error se produce durante la digitalización, debido al método de captura de los píxeles (cuando se pincha sobre punto de la interfaz, el sistema hace una captura en los scan contiguos tomando los píxeles con igual valor de amplitud (método punto próximo)). Lo cual resulta erróneo, es decir la precisión en la digitalización puede ser de \pm algunos metros.

5.3.2 Tratamiento de las trazas georreferenciadas en AutoCad

Cada capa queda representada por todas sus trazas georreferenciadas, lo cual conlleva a un gran volumen de puntos. Por ejemplo en el perfil 28_08 con 25.455 trazas, donde solamente se digitalizan los tres eventos geofísicos principales, se exportan 76.365 puntos. Por lo tanto el volumen de datos para cada glaciar es abismal.

Como consecuencia del rastreo de datos en modo continuo del georradar, se ocasiona un gran volumen de datos, que tras el procesado se incrementa considerablemente. El radargrama está formado por una traza aproximadamente cada 2 cm, dependiendo de la longitud del trazado de los perfiles y las trazas que se registran, se ajustan obteniendo la distancia entre dos trazas. Esto significa que obtenemos un punto cada 2 cm. Teniendo en cuenta la resolución vertical y horizontal del georradar, procesar puntos tan cercanos y que apenas presentan desnivel topográfico, no nos aportan información relevante. Por lo tanto es necesario para obtener un buen modelado, ir sorteando los puntos significativos.

El procesado de todos los datos capturados, implica que se ralentizan los procesos, el soporte informático no tiene capacidad para trabajar con ficheros tan voluminosos.

Se busca por mucho tiempo un programa que limpie este tipo de entidades del archivo de dibujo, eliminando los puntos que cumplan la condición de proximidad y diferencia mínima en “z”. Este programa tendría gran utilidad para limpiar los archivos de puntos obtenidos con laser y los obtenidos con el georradar. Debido a que éste tipo de estudios hacen un barrido de la zona con una captura masiva de puntos, generando grandes volúmenes de registros. No se encuentra ningún programa ni aplicación que realice el proceso necesario. Lo que implica una selección de datos excluyendo puntos de modo que sea más factible el tratamiento de los datos en los diversos programas informáticos de forma manual.

5.3.3 Modelado en 3D

El Modelado 3D de todos los datos georreferenciados en Autocad, se realiza con el programa ArcGis. En el mercado existe un gran abanico de programas de modelaje, tenemos que ser cautos a la hora de elegir cuál de todos nos ofrece los mejores resultados. El programa de modelado elegido debe permitir el intercambio de ficheros de datos con coordenadas UTM, la maquetación de los resultados obtenidos tras el procesado, así como la representación y visualización en 3D de cada cobertura. El único programa que cumple estas tres condiciones y al cual tenemos acceso libre es el ArcGis.

Hay varias formas de realizar un modelo de una superficie: con ráster, con los triángulos TIN, creando un dataset del terreno o bien con un dataset LAS. En nuestro caso la superficie ráster por interpolación con el método kring no es posible aplicarla, debido a que la muestra de datos es lo suficientemente representativa y no se necesita interpolar datos. Por este motivo, se realiza la superficie con la triangulación. El método de triangulación que usa el ArcGis, es triangulación de Delaunay.

La triangulación de Delaunay garantiza que ningún vértice esté en el interior de los círculos circunscritos de los triángulos de la red. Si se cumple el criterio de Delaunay en todo el TIN, se maximiza el ángulo interior mínimo de todos los triángulos. De este modo, se evitan en la medida de lo posible los triángulos largos y estrechos. Este método nos aporta la precisión necesaria para realizar los mapas de contornos y profundidades de las capas firn y hielo templado, respectivamente. En el *capítulo 6*, se exponen los resultados de la creación de los mapas tanto en 2D como en 3D con el ArcGis.

5.4 Precisión y sensibilidad del instrumental utilizado

5.4.1 Errores y precisión en los puntos registrados con la estación total Sokkia set630rk

Los puntos tomados por topografía clásica en la superficie de sendos glaciares, son registrados por el método de radiación. Según las especificaciones técnicas de la estación total utilizada (expuestas en el *apartado 5.1.2*), permite la medición de ángulos de manera automática con una precisión de 6" y la medición de distancias con una precisión de $3 \text{ mm} \pm 2 \text{ ppm} \times D$, siendo D la distancia de medición.

5.4.1.1 Errores en los puntos registrados

Errores angulares

Es necesario hacer una distinción entre los dos tipos de errores que se pueden establecer al utilizar una estación total, como son los errores sistemáticos y los errores accidentales.

Los **errores sistemáticos** son los debidos exclusivamente, a los errores producidos en la construcción del instrumento y en su ajuste. Estos errores se corrigen mediante la calibración del mismo en el laboratorio. Dichos errores suele ser:

- Falta de coincidencia del eje vertical del instrumento con el eje de giro de la alidada (estos dos ejes forman el eje principal).
- Falta de perpendicularidad del eje de muñones con el plano que describe el eje de colimación al girar verticalmente.
- Falta de perpendicularidad del eje principal con el eje de muñones.
- Error de eclímetro: el cero del limbo vertical no apunta exactamente al cenit.
- Error de graduación de limbos en cuanto a uniformidad.

Por otra parte los **errores accidentales** son aleatorios y principalmente debidos a las características propias del instrumento y la persona que lo utiliza. Estos errores son:

- Error de verticalidad: se produce por la falta de verticalidad del eje principal del aparato. El efecto de este error es distinto en las observaciones acimutales y en las cenitales:

Observaciones acimutales: el error de verticalidad será la diferencia angular acimutal entre el ángulo acimutal determinado por dos puntos observados para una posición exacta nivelada del instrumento y el mismo ángulo observado para una posición desnivelada. Este error depende de la sensibilidad del nivel y se expresa en segundos centesimales. Por lo tanto el error máximo de verticalidad en observaciones acimutales es:

$$e_{v\text{ acimutal}}^{cc} = \frac{s^{cc}}{12} = \frac{123,45^{cc}}{12} = 10,28^{cc} \quad (5.3)$$

siendo s^{cc} la sensibilidad en segundos centesimales del nivel tubular cuyo valor son de 40 “.

Observaciones cenitales: el error de verticalidad será la diferencia angular cenital entre el ángulo cenital determinado por el cenit verdadero a un punto observado y el mismo ángulo cenital observado con el cenit del instrumento en la posición desnivelado de éste.

$$e_{v\text{ cenital}}^{cc} = \frac{s^{cc}}{3} = \frac{123,45^{cc}}{3} = 41,15^{cc} \quad (5.4)$$

- Error de dirección: es el error que se comete cuando se estaciona exactamente sobre el punto marcado en el terreno tanto del instrumento (error de estacionamiento) como del prisma (error de posicionamiento de la puntería como consecuencia de la incorrecta nivelación del nivel esférico del prisma). Este error solamente influye en las lecturas acimutales.

$$\text{sen } e_d = \frac{e_e + e_s}{D}, \quad (5.5)$$

como e_d es muy pequeño con respecto de D , se toma: $e_d = \frac{e_e + e_s}{D}$

$$e_d^{cc} = \frac{e_e + e_s}{D} 636620 \quad (5.6)$$

Este error será mayor cuando la distancia de la visual es más pequeña. En las observaciones acimutales es el error más grande que se da, de ahí la importancia del correcto estacionamiento de la plomada óptica y el centrado forzoso en trabajos de precisión. Los errores ($e_e + e_s$) tiene un valor estandarizado de los dos sumandos de un total de 2,5 cm. Tomando una distancia media de 500 m el valor es de $31,83^{cc}$.

- Error de puntería: se da por la falta de coincidencia entre la cruz filar del retículo y el objeto concreto sobre el que se dirige la visual. Estos errores se expresan en segundos sexagesimales. Este error tiene distinta influencia según se trate de observaciones acimutales o cenitales:

Observaciones acimutales: en general la puntería sobre ángulos acimutales es más perfecta que sobre ángulos cenitales. Como el ángulo mínimo que distingue el ojo humano para percibir un objeto (límite de percepción visual) es de $30''$ y como el error angular es empíricamente dos tercios de la apreciación, quedaría un valor que es la mitad del límite de percepción visual por $2/3$, resultando como se expresa en la fórmula siguiente de $10''$:

$$e_p'' = \frac{10''}{A} \left(1 + \frac{4A}{100}\right) = 0,78'' \quad (5.7)$$

siendo A los aumentos del antejo, que en nuestra estación total es de 26X.

El coeficiente $\left(1 + \frac{4A}{100}\right)$, determina la pérdida de claridad y nitidez del antejo con los aumentos.

Observaciones cenitales: este error viene dado por la incertidumbre en la puntería con el hilo horizontal de la cruz filar sobre el objeto, considerando empíricamente dos tercios de la apreciación, suponiendo una buena definición del objeto queda:

$$e_p'' = \frac{20''}{A} \left(1 + \frac{4A}{100}\right) = 1,56'' \quad (5.8)$$

En nuestro caso, utilizando una estación total para distancias largas tanto en observaciones acimutales como para las observaciones cenitales tomaremos el coeficiente de $50''$, obteniéndose por tanto un error de puntería de $3,92''$ para ambas observaciones. En segundos centesimales es de $12,08^{cc}$.

- Error de lectura: está determinado por dos tercios de la mínima apreciación del instrumento o mínima división del limbo. Como la medición de los ángulos es electrónica directamente se toma como valor de error de lectura la precisión angular del instrumento.

$$e_l = 6'' = 18,51^{cc} \quad (5.9)$$

❖ **Error total angular:** se determina por la composición cuadrática de los errores angulares:

Observaciones acimutales:

$$E_a = \sqrt{e_v^2 + e_d^2 + e_p^2 + e_l^2} \quad (5.10)$$

$$E_a = \sqrt{10,28^2 + 31,83^2 + 12,08^2 + 18,51^2} = 40,09^{cc} \quad (5.11)$$

Observaciones cenitales:

$$E_a = \sqrt{e_v^2 + e_p^2 + e_l^2} \quad (5.12)$$

$$E_a = \sqrt{41,15^2 + 12,08^2 + 18,51^2} = 46,71^{cc} \quad (5.13)$$

❖ **Error en la distancia**

El error en la distancia medida tiene dos parte, una parte independiente de la distancia (expresada por el fabricante de mm) y otra parte proporcional a la misma (expresada en partes por millón de la distancia, ppm). El error estándar previsible en la medición de distancias es:

$$e_D = a(mm) \pm b(ppm) \times D \quad (5.14)$$

Que para la estación total usada es de $3(mm) \pm 2(ppm) \times D$ en medición precisa para distancia entre 0,3 – 3.000 m. También tenemos que considerar el error de dirección visto anteriormente con un valor estándar de 2,5 cm, que se puede eliminar mediante centrado forzado de la estación con el prisma.

Procedemos a comentar los errores que influyen:

- Errores proporcionales a la distancia:

Índice de refracción: la medida de la distancia depende de la longitud de onda, la cual depende a su vez de la velocidad de propagación en el medio y la frecuencia de modulación. La estación total usada realiza automáticamente la corrección para cada medida si se introducen en el sistema las variables meteorológicas (presión y temperatura).

Variación de la frecuencia de modulación: se da cuando se produce un desajuste en el oscilador o envejecimiento del cristal de cuarzo del mismo produciéndose una frecuencia de modulación diferente a la nominal, variando la longitud de onda. Este error se corrige calibrando el oscilador en el laboratorio.

- Errores no proporcionales a la distancia:

Error cíclico: este error se repite en la medición de la distancia sin ser proporcional a la misma, en la radiación de puntos topográficos este error tiene un valor despreciable. Puede estar provocado por distintas causas:

- Mezcla entre la señal de referencia y la señal de retorno.
- Mala reflexión de la onda en las superficies externas del prisma.
- Error no lineal del contador de fase.

Constante del equipo: se produce por la falta de coincidencia entre el centro geométrico del equipo y el centro electrónico de donde parte la señal, considerando también la posibilidad de que la señal no rebota exactamente en el centro del reflector.

5.4.1.2 Precisión en la planimetría y altimetría en la radiación de puntos

Precisión planimétrica

Para calcular el valor del error máximo que se produce en la radiación de los puntos, se realizan los cálculos con los valores más desfavorables. Se toma el valor de distancia máxima de radiación aproximadamente 1,5 km.

De este modo el error o incertidumbre transversal se obtiene:

$$e_T = e_a \sqrt{2} D \quad (5.15)$$

siendo e_a , el valor calculado anteriormente en la fórmula (5.11), de error angular acimutal de $40,09^{cc}$.

$$e_T = 40,09 \sqrt{2} * 1,5 = 85,04^{cc} \quad (5.16)$$

El error o incertidumbre longitudinal viene dado por:

$$e_L = \sqrt{e_D^2 + e_e^2 + e_s^2 + e_j^2} \quad (5.17)$$

donde e_D es el error en la distancia fórmula (5.14)

e_s , error en la posición de la señal de observación sobre el punto.

e_e , error en el estacionamiento

e_j , error en la medida de distancia debido a la inclinación del jalón. El jalón no se sitúa completamente en la vertical el error que produce se calcula según la siguiente fórmula:

$$e_j = \frac{m \operatorname{sen} \beta}{\cos \alpha} \quad (5.18)$$

siendo,

m , es la altura del jalón, desconocemos el dato.

α , es la sensibilidad del nivel de burbuja del jalón.

β , es el ángulo de máxima inclinación de las visuales.

Por lo tanto la precisión está definida por el mayor de los errores propios de la radiación, es decir, el mayor de los valores obtenidos en el error longitudinal y transversal.

Precisión altimétrica

El error máximo altimétrico, aplicando el método de radiación para el registro de puntos, viene dado por el error que se obtiene en un desnivel calculado por nivelación trigonométrica:

$$e_{\Delta H} = \sqrt{e_i^2 + e_t^2 + e_m^2} \quad (5.19)$$

donde,

e_i , es el error cometido en la determinación de la altura del instrumento. Tiene un valor empírico de 5 mm.

e_t , es el error en el cálculo del término t

e_m , es el error en la medida de la altura de la señal. El valor de este error para distancias de aproximadamente 1.000 m es de 3 cm.

Para calcular el error que se comente en la medida del término t, debemos calcular la expresión con el valor del ángulo vertical más desfavorable (se desconoce este valor), además de la distancia a la que se ha radiado.

$$e_t = \sqrt{(\cos^2 V)e_D^2 + (D^2 \sin^2 V)e_{a\text{ cenital}}^2} \quad (5.20)$$

5.4.2 Errores y precisión en los puntos registrados con la tecnología GPS, Trimble 4000 ssi

Los errores que se dan en la observación de puntos con esta tecnología se han descrito en el ***apartado de metodología 5.1.3.***

La precisión que se obtiene en los puntos radiados mediante la tecnología GPS, viene dadas por las especificaciones técnicas del receptor móvil, descritas en el ***apartado 5.1.2.*** Por otro lado esta precisión también viene determinada por el método de posicionamiento utilizado, en nuestro caso RTK. De modo que se establece las siguientes precisiones:

Precisión planimétrica

Se adopta una precisión planimétrica al aplicar el método de RTK de ± 2 cm.

Precisión altimétrica

Se adopta una precisión altimétrica al aplicar el método de RTK de ± 2 cm.

5.4.3 Errores y precisión en los puntos registrados con georradar SIR 3000

En este apartado vamos a comentar los errores que se pueden producir durante la adquisición de los datos radar.

Error en el acoplamiento de la antena: el suelo debe ser lo suficientemente plano, para permitir un perfecto acoplamiento de la antena, evitando de este modo haya múltiples reverberaciones relacionadas con las ondas aéreas, lo que, por su parte, también perjudica la calidad de los datos.

Error cometido por la velocidad de registro: la velocidad a la cual se desplaza la antena sobre la superficie de trabajo no es constante. Para corregir este error se toman con puntos de control, por técnicas de topografía clásica o GPS el punto de inicio y fin de los radargramas, de modo que permite ajustar el eje de las coordenadas locales del radargrama “x” con la longitud del perfil geofísico.

Error por la fuerza de tracción ejercida sobre la antena: este error es provocado por los deslizamientos que se producen en la antena desviándola del trazado, como consecuencia de trabajar sobre superficies heladas y con grandes desniveles topográficos.

Errores en el registro de la traza: dichos errores se visualizan como ruido de fondo, que puede estar provocado por diversos factores. Como por ejemplo el fallo momentáneo de sistema georradar, proximidad de elementos externos que provocan la distorsión de la onda electromagnética, etc...

*** Distorsiones producidas por el buzamiento de los reflectores o depresiones en los mismos:**

- **Por inclinación del reflector:** Las reflexiones que provienen de reflectores con inclinación lo hacen perpendicularmente al mismo, realizando un recorrido oblicuo hacia el receptor, donde se registra su tiempo doble. Pero su representación se realiza en el eje vertical del punto de medida, para formar el radargrama. Esto distorsiona la forma de los reflectores, que aparecen más largos y con menor inclinación en el radargrama.

- ***Por depresión en el reflector (sinclinal):*** En este caso se producen varias reflexiones en los extremos y el fondo de la depresión en el reflector. En el radargrama se visualiza en forma de corbata o pajarita (*bow-tie*).

****Errores cometidos en la interpretación de los datos radar:***

Existen dos tipos de errores los aleatorios y los sistemáticos. En los errores aleatorios se incluyen los errores en la obtención de los parámetros determinados directamente e indirectamente. En este apartado únicamente se estudian los errores aleatorios.

Calculados de forma directa

Espesores (separación entre la antena y el reflector): se le asocia un error de $\pm 0,5$ cm, incluyendo en éste los errores casuales y sistemáticos.

Tiempos de propagación determinados con el georradar: el error de sensibilidad del aparato en este caso es de 0,05 ns, tomando por ello el error asociado a esta medida como $\Delta t = \pm 0,05$ ns.

Conductividad: para este parámetro se considera un error del 5% de la medida obtenida.

Permeabilidad relativa: el valor de este parámetro se ha aproximado al valor en medios dieléctricos no magnéticos, $\mu_r=1$. En el caso de medios magnéticos, el realizar esta aproximación ocasionaría un error sistemático.

Considerando los valores tabulados de permeabilidad magnética (Carmichael, 1989) se puede considerar que este error puede ser de $\Delta\mu_r = \pm 0,1$.

Frecuencia: se adopta un error de un 10% de la semianchura de banda, determinado a partir de observaciones de la frecuencia central en los espectros de amplitud.

Calculados de forma indirecta

Velocidad de propagación: es un parámetro fundamental para interpretar registros de radar de subsuelo al permitir convertir los tiempos dobles de propagación en distancias. Se puede obtener de diferentes maneras:

- Partiendo de espesores y tiempos conocidos, (determinación de la velocidad mediante los puntos de calibración en campo del georradar, en los cuales también se determina la constante dieléctrica del

medio). Para estimar el error cometido al calcular la velocidad (Δv), se analiza el error experimental de apreciación asociado a las medidas de tiempo doble (Δt) y distancia (Δx).

$$\Delta v = \pm \frac{2}{t} \left(\Delta x + \frac{x}{t} \Delta t \right) \quad (5.21)$$

- Utilizando las hipérbolas generadas en elementos de tamaño pequeño debido al efecto del haz de emisión de la antena. En este caso como se ha comentado en apartados anteriores el error que proporciona el programa de tratamiento es del $\pm 5\%$. La ecuación que proporciona el error en la medida de la velocidad de la onda por este método depende de: del error cometido en: la posición de la antena (Δx), los tiempos dobles de propagación (ΔT) y el tiempo doble de propagación cuando la antena está situada en la vertical del objeto anómalo (ΔT_0), y se calcula mediante la fórmula,

$$\Delta v = \frac{2}{\sqrt{T^2 - T_0^2}} \left(\Delta x + \frac{2x}{T^2 - T_0^2} (T \Delta T + T_0 \Delta T_0) \right) \quad (5.22)$$

siendo T el tiempo doble de propagación y T_0 el tiempo doble de propagación desde la vertical del objeto.

****Errores cometidos en la obtención de las coordenadas locales con el Radan 6.5:***

Los errores que se producen en la determinación de las coordenadas locales de los puntos de las interfaces electromagnéticas, son difíciles de cuantificar. Como ya se ha comentado en el apartado 5.3.1, es debido a dos errores principalmente:

El primer error se produce al realizar la corrección topográfica. El programa trata el radargrama como si fuera una foto, de modo que está expuesto a dispersiones en el sentido de los ejes “x” y “z”, a mayor desnivel topográfico mayor es el error en la “z” del sistema local. El error se detecta al calcular la pendiente topográfica entre las marcas del radargrama y compararlas con la pendiente obtenida con los puntos GPS de campo. Esta dispersión en los ejes se produce como consecuencia de realizar los registros de los datos radar en zonas de trabajo que presentan grandes pendientes en ocasiones entorno a los 50°.

El segundo error se produce durante la digitalización, debido al método de captura de los píxeles (cuando se pincha sobre punto de la interfaz, el sistema hace una captura en los scan contiguos tomando los píxeles con igual valor de amplitud (método punto próximo)). Lo cual resulta erróneo, es decir la precisión en la digitalización puede ser de ± 1 m.

Mientras que la precisión que nos proporciona las antenas usadas (100 Mhz y 400 Mhz) en el estudio geofísico es precisión centimétrica.

*CAPÍTULO 6: APLICACIÓN A LOS GLACIARES
ANETO Y LA MALADETA*

6.1. Introducción.

En los capítulos anteriores, se han expuesto los métodos de análisis y tratamiento de los datos (GRP y GPS). Se ha recopilado la formulación que otros investigadores han utilizado a lo largo de los tiempos, con el objetivo de hallar la presencia de agua y de aire en la estructura interna de los aparatos glaciares, permitiendo establecer unos modelos de comportamiento de la onda electromagnética al atravesar el medio glaciar.

En este capítulo se aplican estos métodos en los dos glaciares templados del Pirineo español, más importantes por su extensión. Concretamente en el glaciar Aneto y La Maladeta, los circos de sendos glaciares se hallan sobre el pico Aneto que es el más alto de toda la cordillera Pirenaica (3.404 m.s.n.m) y el pico La Maladeta (3.308 m.n.s.m) respectivamente.

Estos glaciares de estudio se ubican en el parque natural Poset-Maladeta, en el municipio de Benasque en la provincia de Huesca. Las coordenadas de la situación geográfica del Aneto son (42° 38' 18'' N; 0° 39' 25'' E), el glaciar La Maladeta se sitúa al lado del anterior con unas coordenadas geográficas de (42° 38' 58'' N; 0° 39' 25'' E).

Según las clasificaciones de los glaciares que elabora Baranowski (1977), recopilando criterios de otros autores (Lagally, 1932; Ahlmann, 1948; Court, 1957; Müller, 1967, y Robin, 1967) y citada por (Eraso y Pulina, 1987), basándose simultáneamente en tres criterios que relaciona el glaciar con su posición geográfica, su estado térmico y la posibilidad de contener agua en la estructura interior. Los criterios son:

- Criterio geográfico, donde las características consideradas son su latitud y altitud, y su carácter continental o marítimo.
- Criterio térmico, donde la característica utilizada es la temperatura del hielo, siendo **frío** cuando ésta es inferior a 0°C, **templado** cuando ésta es de 0°C en toda la masa y **politérmicos** cuando parte de la masa de hielo está a 0°C y la otra por debajo de dicha temperatura.
- Criterio de contenido en agua, donde la característica utilizada es si el hielo está seco o húmedo, y en este último caso considerando su drenaje, si es supraglaciar, endoglaciar o subglaciar.

Según esta clasificación los glaciares objeto de estudio son glaciares templados, debido a que son templados en toda la masa de hielo y como consecuencia del grado de humedad que presentan en su estructura interna, se desarrolla una serie de canales de drenaje a distintos niveles (supra, endo y subglaciar).

En el *apartado 1.4*, se describe la geomorfología del macizo Aneto-La Maladeta. Así como la evolución del glaciar desde el año 1982 hasta el año de la campaña de campo 2008.

I. GLACIAR ANETO.

I.1 Toma de datos

La campaña de toma de datos, se realizó durante la segunda quincena de Agosto de 2008, por el director de esta tesis, Francisco García García y un equipo de investigadores.

Durante la campaña de toma de datos se realizan 31 perfiles geofísicos georreferenciados, estableciendo una red de 20 perfiles transversales y 11 perfiles longitudinales. Los perfiles transversales discurren según la máxima pendiente topográfica de las dos lenguas del glaciar. De esta forma se garantiza que las señales continuas tomadas con el georradar cubren la mayor superficie de los glaciares.

El trazado de perfiles se realiza in situ, sobre la zona de trabajo. En una primera observación se distribuye el trabajo en los dos lóbulos del glaciar (lóbulos oriental y occidental). Se procesan un total de 29 perfiles (11 longitudinales y 18 transversales) de los 31 tomados.

Las primeras medidas se realizan sobre el lóbulo oriental denominando los perfiles con la nomenclatura A28. Primeramente se realizaron los perfiles longitudinales que transcurren desde el circo del lóbulo hasta el final de la zona de ablación. El perfil 28_01, tiene un acimut de 46°, se inicia en la rimaya y discurre hasta el lateral izquierdo del glaciar. La distancia longitudinal es de 431,5 m, presenta una pendiente topográfica máxima de 41 % (entre dos marcas consecutivas).

El perfil 28_02, se toma sobre una zona en el margen derecho donde se conoce la profundidad a la cual se encuentra el lecho, la longitud es de apenas unos metros. Éste no se procesa, solamente se utiliza como referente para calibrar el instrumento.

Siguiendo el orden de las medidas el 28_03 es un perfil transversal, su trazado va desde la localización del anterior (28_02), hasta alcanzar el margen izquierdo del lóbulo aproximadamente por la zona central del lóbulo. Su longitud de trazado es de 571 m.

Aproximadamente a la mitad del perfil 28_03, parte enlazado el 28_04 siguiendo la máxima pendiente hasta el final de la lengua glaciar, cuenta con una longitud de 295 m y con una pendiente pronunciada entre (40-47 %).

A continuación se crean la estructura de perfiles entrelazados (transversales sobre longitudinales), comenzando desde la rimaya descendiendo en altitud hasta la terminación del glaciar. Se toman un total de 9 transversales.

El 28_05 comienza en las inmediaciones del 28_01, en dirección oeste - este (acimut 87°), con una longitud de 454,5 m. Presenta una pendiente media entorno al 1% en la zona central, con pendientes medias extremas (oriental aproximadamente del 15% en los dos primeros puntos de control (GPS) y en la parte occidental

aproximadamente del 6%). El extremo oriental del perfil, se encuentra a mayor altitud que el punto de inicio, como se muestra en las secciones modeladas con Autocad y en el perfil topográfico (anexo I) correspondiente.

Paralelo al 28_05 a una distancia aproximada de 50 m entre los dos perfiles, en dirección opuesta se traza el 28_06 con una longitud de 222,90 m, a portando los datos de profundidad del hielo de la cabecera justo al pie del pico Aneto.

El resto de perfiles transversales, nos proporcionan los datos de la parte central de la zona de acumulación (28_10 y 28_12) y zona de ablación (28_13 y 28_14) del glaciar. Hay dos perfiles enlazados que cruza todo el glaciar desde el margen derecho hasta el izquierdo, el 28_08 posee la mayor longitud de trazado con 1.160 m discurre en dirección Noroeste a unos escasos metros de la rimaya y enlaza con el 28_09 hasta el margen izquierdo con una longitud de 414 m. El perfil transversal 28_11 se diseña en el lóbulo occidental.

Para completar la información aportada por los perfiles descritos se realizan dos longitudinales de menor longitud, 28_07 sobre la cabecera del lóbulo y 28_15 sobre la lengua, con una longitud de 118,5 m y 164 m respectivamente.

En el lóbulo occidental se trazan un total de 7 perfiles longitudinales según la máxima pendiente y 8 transversales. El perfil 29_02 se diseña longitudinalmente siguiendo la máxima pendiente desde la rimaya hasta la terminación de la lengua tiene una longitud de 573 m, con una pendiente topográfica de 35%. Los perfiles transversales se trazan consecutivos aproximadamente con la misma orientación al perfil 28_11, ladera abajo con una distancia máxima entre ellos de 50 m. Cuando finaliza un perfil transversal, se enlaza con el consecutivo mediante un perfil longitudinal de modo que todos los perfiles diseñados en el lóbulo occidental tienen tres puntos de corte con otros perfiles.

En el punto extremo del perfil 29_02, se conecta el 29_15 con apenas 19 m de trazado. Transversal a éste por su punto final se realiza el 29_16, que nos proporciona los datos correspondientes al borde de la lengua, con un longitud de 90 m.

El resto de perfiles transversales son: 29_03, 29_05 y 29_06, 29_08, 29_10, 29_12 y 29_14 y los que perfiles que los cruzan casi perpendicularmente son: 29_04, 29_07, 29_09, 29_11, 29_13.

El perfil 29_01 se toma sobre el 28_08, con el objetivo de verificar la calibración del georradar realizada anteriormente mediante los cuatro puntos de sondeo de la sonda de vapor y el perfil 28_02.

Con el diseño planteado de los perfiles entrelazados, se puede realizar una correlación de los datos GRP obtenidos tras el procesado en varios perfiles, es decir, en el punto de corte se tendrá mínimo dos valores de espesores/profundidad. También posibilita la correspondencia en dicho punto de los eventos geofísicos objeto de estudio. De esta manera se pueden asignar características al subsuelo e identificar eventos geofísicos en varios perfiles a la vez. Este diseño se plasma en la figura 6.2.

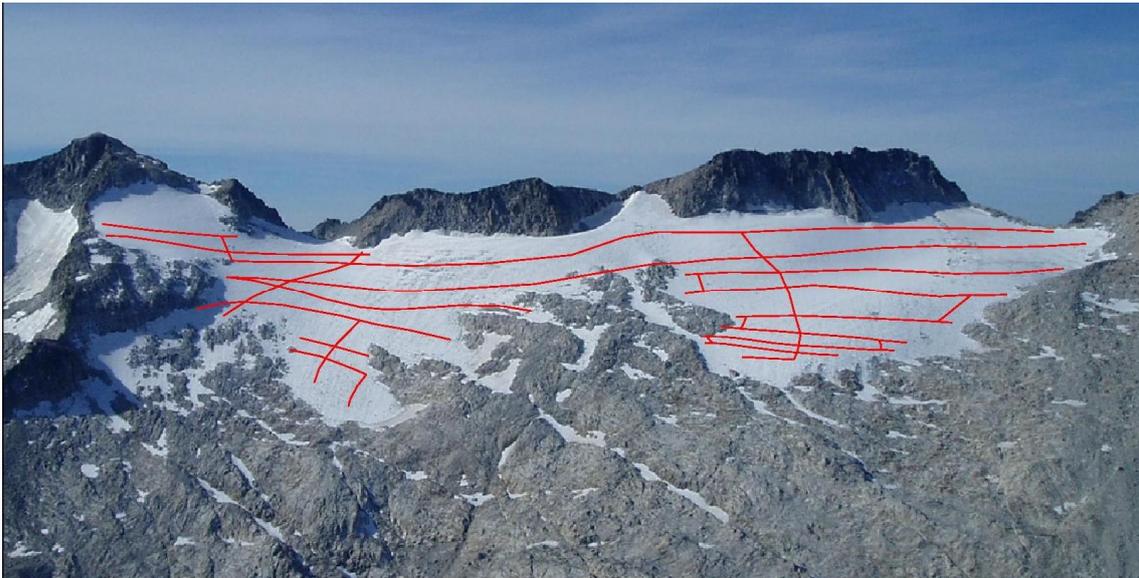


Figura 6.1. Perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 2008. Fotografía tomada en campo.

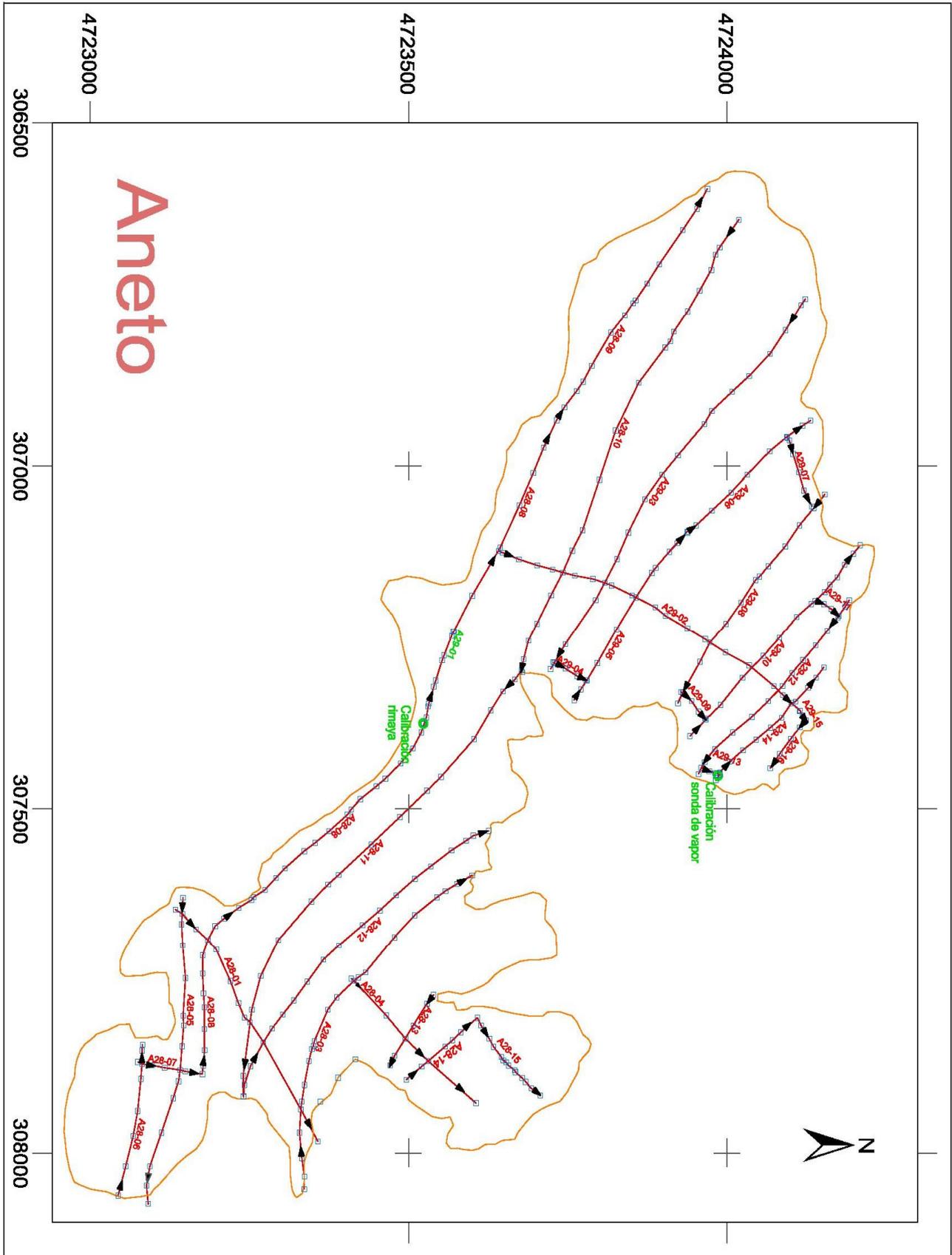


Figura 6.2. Perfiles de georradar en el glaciar Aneto en el año 2008, con los puntos de calibración de la sonda de vapor simbolizados en verde, los puntos GPS representados en azul y la flecha negra indica la dirección de los perfiles geofísicos.

I.2 Obtención de la topografía del glaciar

Se registraron con GPS diferencial de gran precisión, puntos de control a lo largo de los perfiles geofísicos Figura 6.2, determinado de forma precisa las coordenadas de localización sobre los glaciares.

Se establecieron como bases topográficas las definidas anteriormente para otros trabajos de campo del programa ERHIN, llevados a cabo en los glaciares.



Figura 6.3. Bases topográfica utilizadas para la toma de datos GPS y coordenadas UTM.

La topografía de la superficie del Aneto, se procesa partiendo de los puntos de control tomados con la tecnología GPS con corrección diferencial (DGPS).

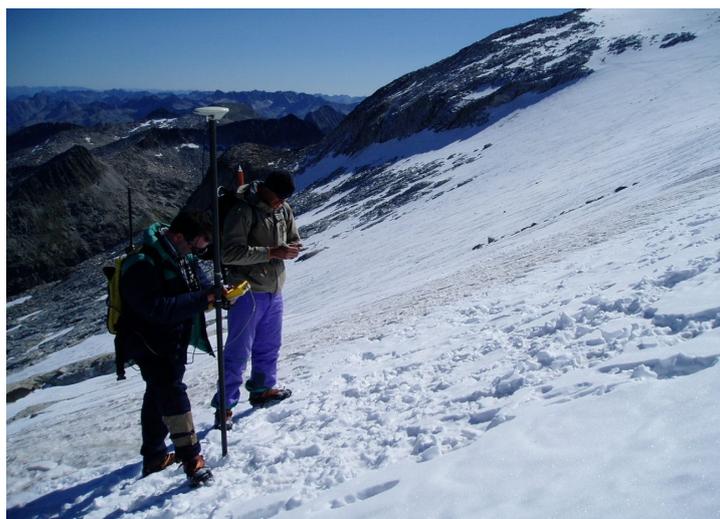


Figura 6.4. Integrantes del equipo de trabajo, tomando mediante GPS puntos de control en el Aneto.

Las altitudes han sido medidas sobre el elipsoide WGS84, posteriormente se han puesto en referencia al nivel medio del mar.

Se procesa un total de 366 puntos para crear la superficie. Para el modelado utilizamos varios programas, entre ellos Autocad Map, la precisión que se obtiene no es la deseada, ya que no permite modificar los nodos de los triángulos TIN que se forman automáticamente. Por lo tanto el modelado final se realiza con ArcGis.

La cota máxima de coronación del glaciar definida por los perfiles geofísicos es de 3.227,367 m.s.n.m mientras que la cota mínima para las dos lenguas son de: 2.924 m.s.n.m en la oriental y 2.992,603 en la occidental.

La superficie total del Aneto medida a partir del contorno de 2008 digitalizado dentro del marco del programa ERHIN, es de aproximadamente de 69,6 ha con un perímetro de 6.571,898 m.

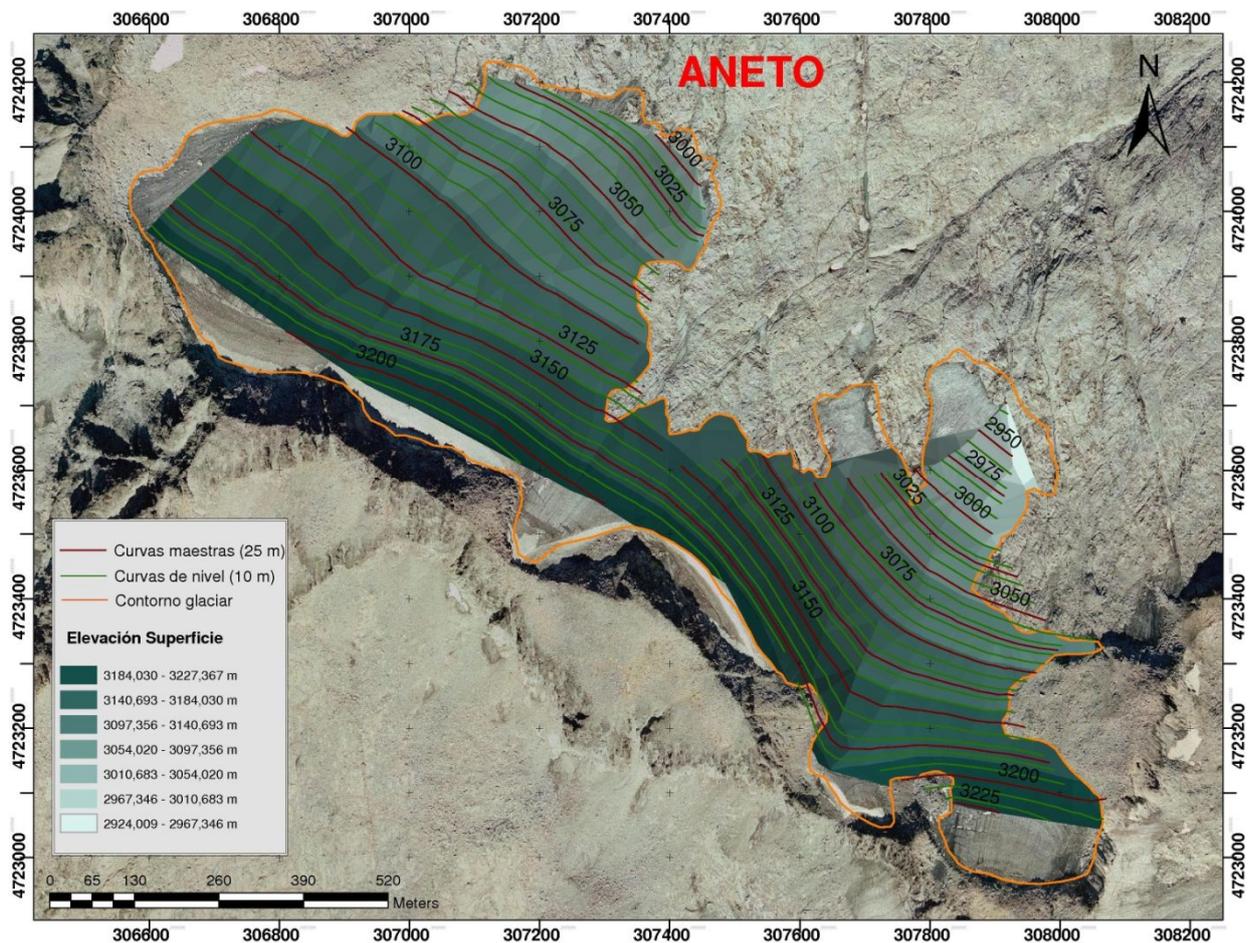


Figura 6.5. Topografía superficial del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:3.700.

La superficie del glaciar, se encuentra surcado por una serie de grietas superficiales. Dichas grietas pueden influir en mayor o menor medida en la aparición de los elementos endoglaciares analizados posteriormente.

Además éstas son portadoras del agua procedente de la fusión del manto nival en la época estival, antes de filtrarse al estrato neviza/firn.

La identificación del tamaño, grosor y orientación de estas grietas, la podemos realizar con las imágenes fotográficas oblicuas captadas desde el suelo, tomadas en campo en distintos períodos. Con las imágenes Landsat TM 8, no se puede discernir estas grietas, porque tiene una baja precisión en objetos pequeños (una resolución de 15 m en pancromático y de 30 m en multiespectral).

I.3 Secciones composición modelado 3D

Uno de los problemas que se plantean a la hora de modelizar la estructura interna del glaciar, se debe a que los programas de tratamiento de datos GPR, solo permiten construir un modelado 3D superponiendo radargramas consecutivos cuando la zona de estudio es plana o con un desnivel entre puntos de control (mark) muy pequeña. Pero en nuestro caso el desnivel entre puntos de control a veces es de aproximadamente 50%, y no permite la construcción del modelado, como consecuencia tendremos que recurrir a un programa de CAD.

Para realizar el modelado en 3D de los glaciares georreferenciando todos los elementos internos que forman su estructura, tendremos que realizar unas secciones. Estas secciones son la reconstrucción de los radargramas transportados a los tres ejes cartesianos. Las secciones que caracterizan a los perfiles geofísicos del glaciar Aneto, se obtienen como se ha comentado en el *capítulo 5*, de la tesis.

En la realización de las secciones, se ha incluido los elementos endoglaciares que atraviesa la onda electromagnética, así como las zonas donde se producen cambios en el valor de amplitud de la onda de reflexión, dotando de coordenadas georreferenciadas todos los elementos y zonas que conforman el glaciar.

Las líneas de trabajo que se siguen son:

1. Trazado de las interfaces que atraviesa la onda electromagnética en su recorrido.
2. Localización de los principales elementos endoglaciares: reflectores internos, grietas, canales de drenaje endoglaciar, till, morrenas, zonas de derrubios/sedimentos, y elementos subglaciares.
3. Localización de zonas con anomalías en los valores de amplitud de la traza.
4. Se incluye en las secciones los puntos de velocidad obtenidos mediante los métodos descritos anteriormente.

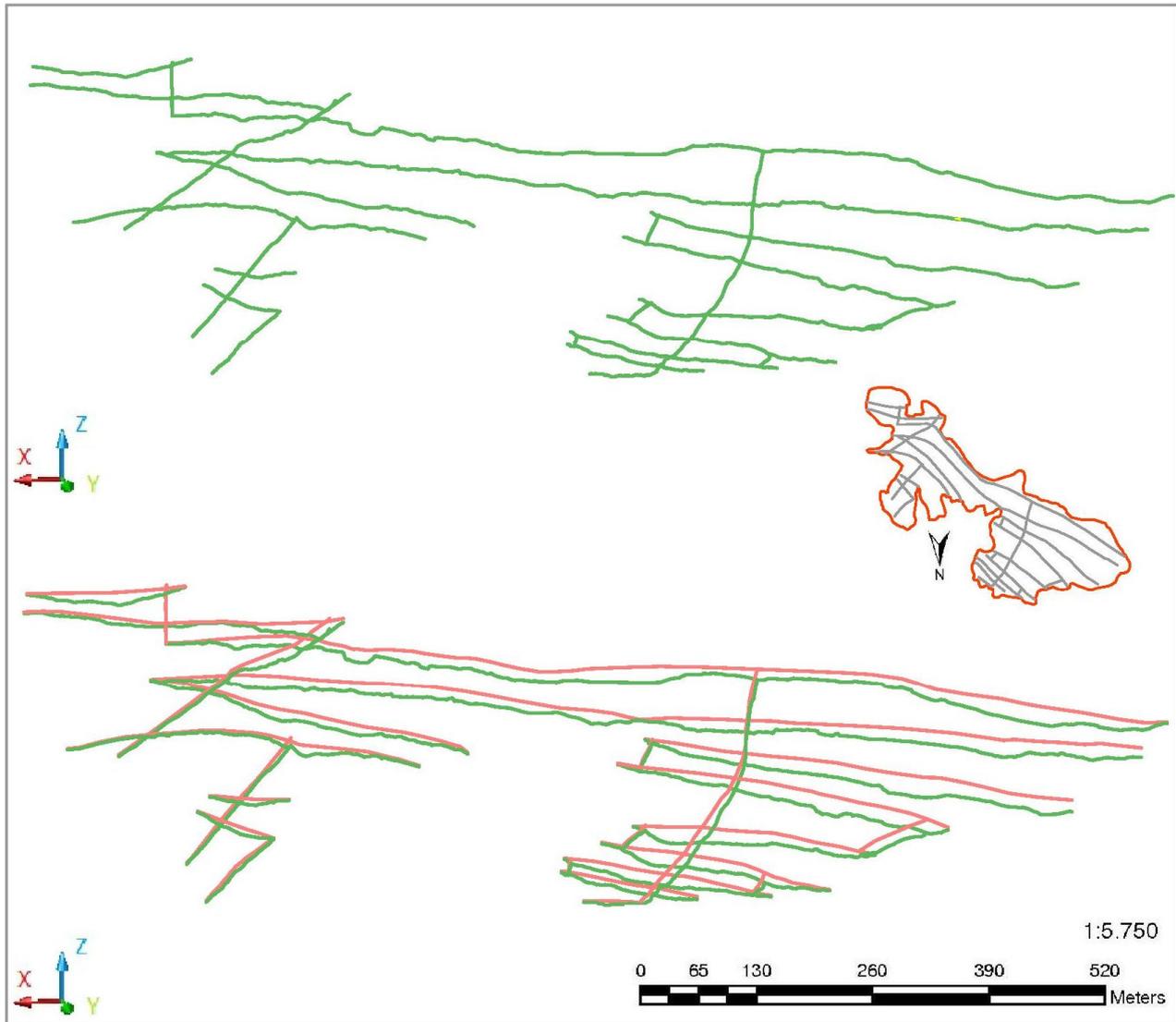


Figura 6.6. En la parte superior se muestran las secciones del lecho rocoso en color verde del glaciar Aneto, en perspectiva isométrica. En la representación inferior se muestra la información anterior incluyendo la digitalización de la superficie en color rojo. Se aprecia las cubetas o artesas excavadas en la roca madre resultado de la actuación de los fenómenos de arranque glaciar, abrasión, empuje.

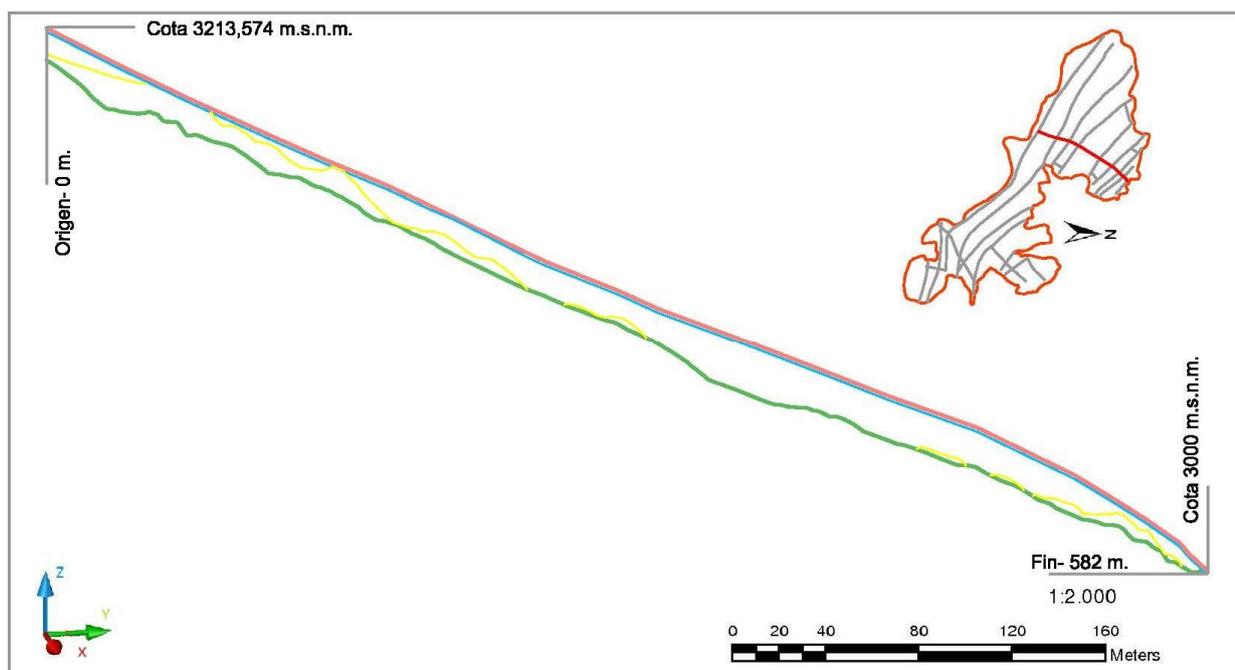


Figura 6.7. Sección del perfil longitudinal, en la dirección de la máxima pendiente 29_02 y 29_15, del lóbulo occidental del glaciar Aneto, en perspectiva isométrica mostrando: el lecho rocoso, dispersión endoglaciaria, estrato neviza/firm y superficie topográfica, representados por trazos verdes, naranja, amarillo y rojo, respectivamente.

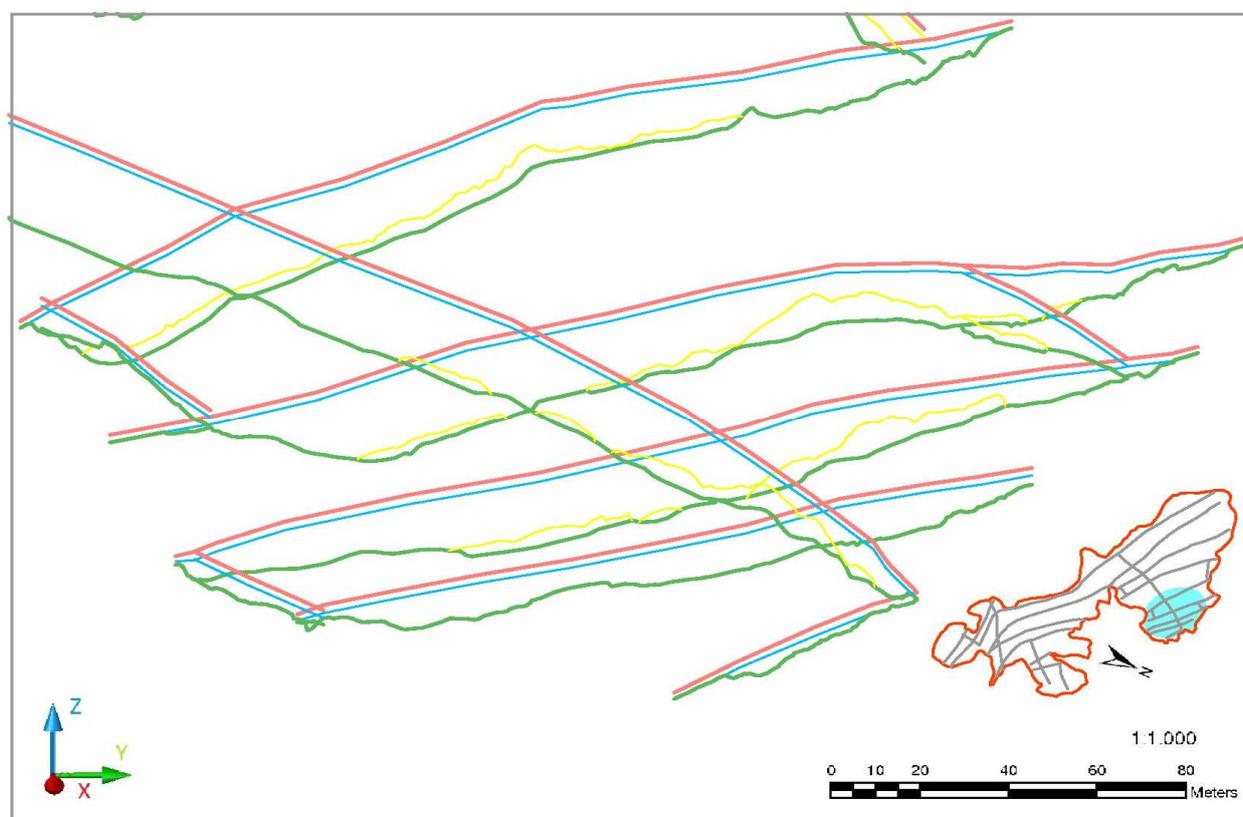


Figura 6.8. Sección del final del perfil longitudinal 29_02 y el perfil 29_15, en la dirección de la máxima pendiente del lóbulo occidental del glaciar Aneto incluyendo los perfiles transversales que enlazan con los anteriores, en perspectiva isométrica mostrando el lecho rocoso, dispersión endoglaciaria, estrato neviza/firm y superficie topográfica, representados por trazos verdes, naranja, amarillo y rojo, respectivamente. La zona de estudio se muestra en cian en el plano de localización.

Montando las secciones digitalizadas a partir de los puntos georreferenciados para las cuatro capas de estudio, la composición final nos da una idea de la estructura interna que presenta el glaciar.

En la (figura 6.6 superior), se representan los trazos del lecho obtenidos tras el procesado de los datos GPR. Se aprecia mejor la orografía del zócalo, la acción abrasiva de las morrenas y/o till de fondo que ejercen sobre éste formando depresiones. Estas hondonadas las compararemos con la información extraída del mapa de profundidad del hielo. Un ejemplo claro se da en el perfil 28_08 a su comienzo en el lóbulo oriental en el cual se produce una depresión muy brusca, fijándonos en la misma sección tras añadir el trazado de la superficie ésta se presenta lisa y con similar pendiente al terreno circundante (figura 6.6.inferior).

En la sección correspondiente del perfil longitudinal del lóbulo occidental 29_02 y 29_15, se incluye las zonas donde se produce la dispersión la onda electromagnética, aumentando el valor de amplitud que se corresponde con la presencia de agua. El aumento del contenido en agua se localiza en la zona de acumulación y en las cercanías del frente del glaciar (figura 6.7). Como todos los datos obtenidos se encuentra relacionados y georreferenciados en el espacio, el contenido en agua también se deja notar en los perfiles transversales en la zona de ablación del lóbulo occidental (figura 6.8).

I.4 Análisis de las capas que conforman la estructura interna del Aneto

El agua en estado líquido que circula por el glaciar según Golubev (1976), proviene de: la fusión superficial de la nieves depositadas en la superficie que se fusionan en la época estival; de la precipitación líquida proveniente de las lluvias, bien circulando por la superficie o bien por la red de conductos endoglaciares; de la escorrentía de las laderas colindantes y del estrato neviza/firn; de las aguas subterráneas; así como de la fusión por el calor disipativo y el flujo de calor geotérmico.

El agua gravita hacia abajo en la estructura del glaciar debido a la infiltración a través del estrato neviza/firn, penetrando por las grietas, canales, moulins y zonas de fractura. Los moulins se originan en la superficie, éstos pueden hallarse conectados con la red de drenaje endoglaciar. En campo no se observa ninguno.

El agua percolada se almacena por largo tiempo entre las capas de hielo, si la temperatura del hielo está cerca del punto de fusión, o drenan a través de un sistema de canales de drenaje endoglaciar.

Por lo tanto, el contenido de agua y su distribución deben depender: del régimen de temperatura, de la velocidad de la fusión superficial, del tipo y modelo de facies del hielo templado, del grado de discontinuidad de hielo y del desarrollo de sistema de drenaje interno, es decir, de una combinación de los factores complejos y dinámicos de glacioclima con la estructura interna del glaciar.

Analizando el comportamiento de las ondas electromagnéticas en su desplazamiento por el interior de los glaciares, podemos obtener información relevante para realizar una clasificación de los elementos significativos que nos vamos encontrando.

Estudiando parámetros fundamentales como son: la velocidad de propagación de la onda al atravesar las distintas interfaces electromagnéticas, así como los elementos que producen reflexiones, la amplitud de la onda, su frecuencia, etc... Como se ha visto en los *capítulos, 2, 3 y 4* de esta tesis.

Uno de los objetivos principales, es establecer donde se produce el cambio de estratigrafía en el interior de la estructura glaciar, es decir, discernir donde la onda electromagnética se encuentra con una interfaz. Los medios que forman el interior del aparato glaciar son: el estrato neviza/ firn, el hielo templado y el zócalo granítico. Los radargramas de los perfiles tomados de ambos glaciares proporcionan éstos tres eventos geofísicos principales.

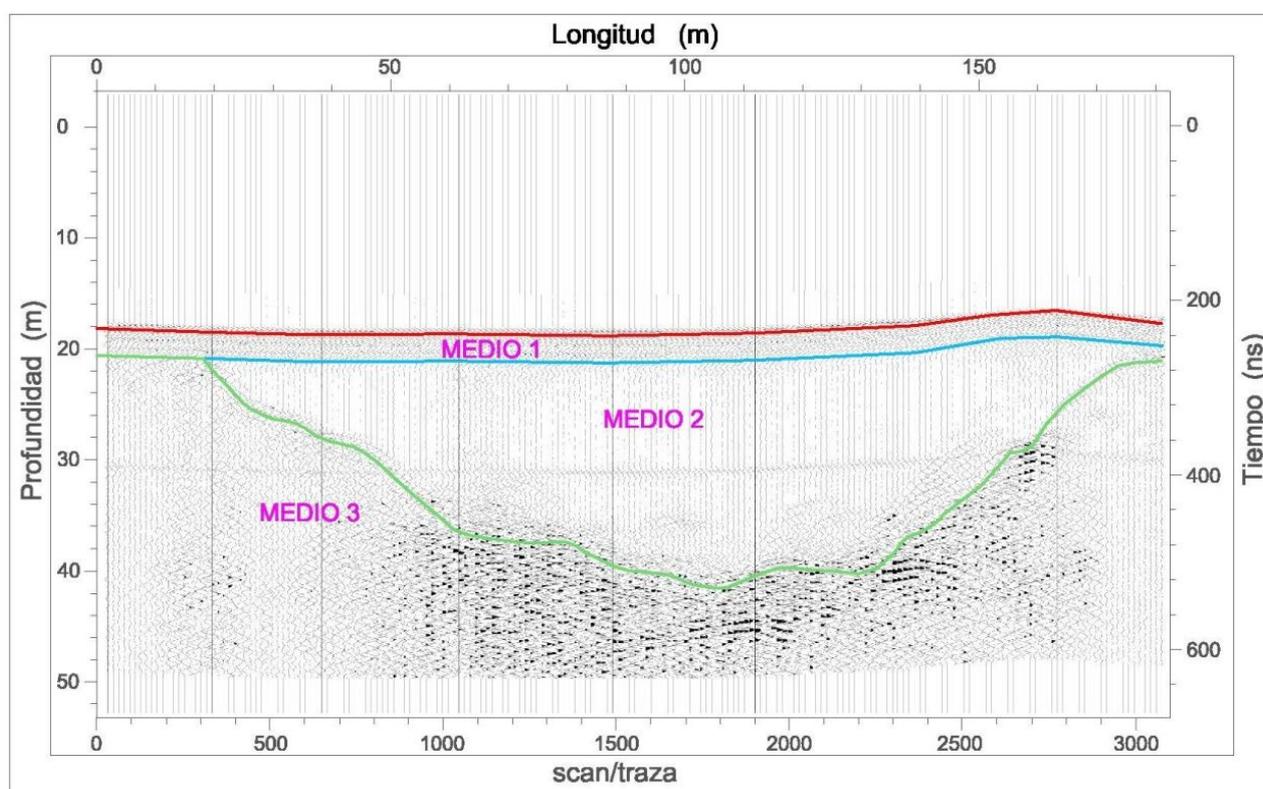


Figura 6.9. Identificación de los medios existentes en la morfología de un glaciar mediante las trazas (modo wiggle) del radargrama del perfil 27_10 del glaciar La Maladeta. Los medios 1, 2 y 3 se corresponden con la neviza/firn, hielo templado y zócalo respectivamente.

I.4.1 Estrato neviza/firn

El estrato neviza/firn es el medio material de transición entre la nieve y el hielo templado glaciar, su génesis es debida a la compresión que sufre la nieve acumulada a causa del peso de una nevada posterior, y también producida por la congelación del agua filtrada procedente de la fusión de la nieve superficial cuando decrece la temperatura. Por lo tanto la transformación de la nieve en hielo se produce por la presión.

En los glaciares alpinos en equilibrio con el clima local, la zona de acumulación cubre alrededor de un 80 % de la extensión (Meier y Post, 1962).

La superficie cerca de la neviza/firn en la época estival está saturada de agua. La velocidad de movimiento del agua a través de este estrato insaturado, depende de la permeabilidad del firn y el grado de saturación de la superficie (Ambach et al., 1981). A menudo es típico encontrar una capa en la base del firn saturada de agua (Schneider, 1994).

Para cuantificar el volumen de agua almacenada en el estrato neviza/firn, es necesario estimar la velocidad de flujo en el firn, la tasa de porosidad, la permeabilidad y el espesor del estrato. La tasa de porosidad según (Ambach et al., 1981), varía linealmente con la profundidad, los valores van desde el 50% en la superficie del firn, decreciendo hasta el 10% en la interfaz firn-hielo. Oerter y Moser (1982) estimada un valor de porosidad de 0,15, con una saturación de agua de 0,5. En la capa de agua presente en el firn, el 40% de los huecos está ocupado por aire (Fountain, 1989).

Las pequeñas cantidades de agua pueden drenar desde la superficie hasta el lecho, por las venas intergranulares (Nye y Frank, 1973). Sin embargo varios estudios en diversos glaciares, revelan que las venas son de un tamaño macroscópico, en ellas la conducción del agua puede bloquearse por la presencia de burbujas de aire (Lliboutry, 1.971), lo que provoca que el drenaje a nivel intersticial sea insignificante. El agua almacenada en el firn, percola hasta la interfaz firn-hielo, introduciéndose en las grietas endoglaciares, conduciendo el agua por el interior del glaciar.

En los glaciares templados la función del estrato neviza/firn, es actuar como un acuífero que en época estival almacena el agua, y retiene su movimiento hacia el lecho del glaciar. Estudiando ésta zona se puede determinar el volumen de agua almacenada en el glaciar durante el verano (Tangborn et al., 1975; Ostling y Hooke, 1986), cuantificando el flujo que se produce desde la superficie al interior. También tienen la función de retrasar la transferencia del agua al interior, así como suavizar las variaciones diurnas de la entrada de agua del deshielo.

Analizando la amplitud que se obtiene de varias trazas seleccionadas en perfiles del Aneto, se determinan los valores de amplitud que caracterizan dicho estrato. Se tiene que ajustar la escala de tiempo para poder comparar las gráficas, ya que el tiempo de viaje de la onda es el parámetro que determina el espesor del estrato, el cual es diferente en cada traza y en cada perfil. Tras la superposición de estas, se observa que las crestas de

las ondas, se corresponden entre sí teniendo en cuenta el ligero desplazamiento en el eje X. Los valores de la amplitud máxima son muy similares, al igual que los picos de los ciclos o crestas que determinan la polaridad de la onda.

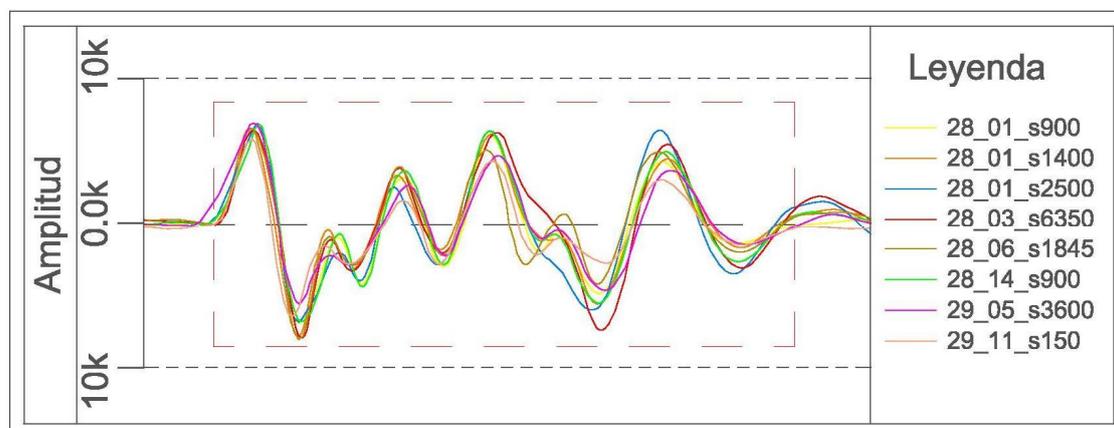


Figura 6.10. Comparación de las trazas en el estrato neviza/firn en el glaciar Aneto estudiando distintas trazas.

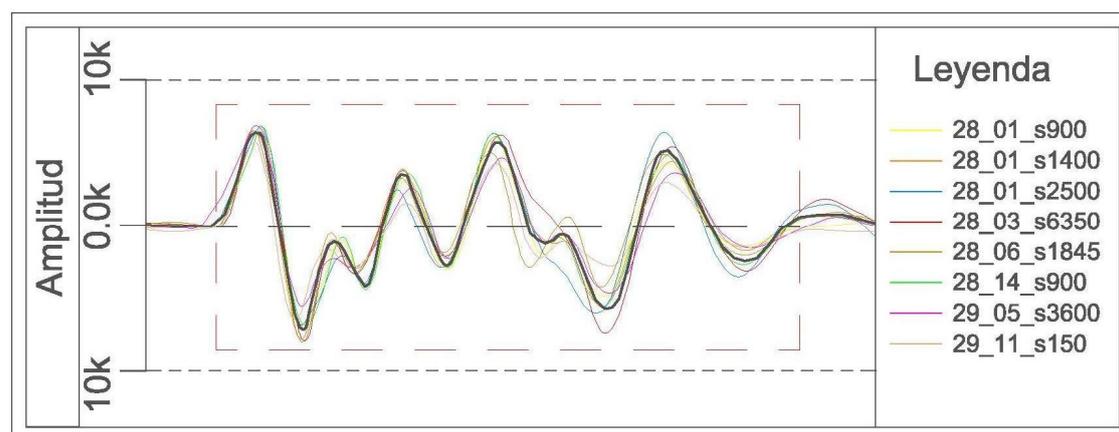


Figura 6.11. Interpolación de la gráfica característica de la amplitud de la onda en el estrato neviza/firn (color negro), en función de las trazas analizadas en el glaciar Aneto.

Se adopta una línea de ajuste de la amplitud de la onda electromagnética, que caracteriza el comportamiento de las diversas ondas estudiadas en este glaciar. Esta línea se muestra en la figura 6.11 en color negro.

Los valores de amplitud normalizada de las ondas cuando atraviesa el estrato desde la interfaz electromagnética aire-firn hasta la interfaz electromagnética firn-hielo, se encuentran comprendidos en un rango $[-7.000; 7.000]$.

Las velocidades detectadas se encuentran comprendidas entre los 21 cm/ns y los 25 cm/ns, estos valores se dan como consecuencia de ser ésta la capa que corona el glaciar, obteniéndose una zona donde conviven tres materiales dieléctricos distintos: aire, agua y hielo. La aparición del agua es producto de la licuación de la

nieve durante la época estival, la presencia del aire se debe a las burbujas retenidas entre los copos de nieve, ya que se almacena en capas poco compactas. Estas burbujas de aire van disminuyendo conforme aumenta la presión ejercida sobre ellas.

Según Moore et al. (1999) en materiales con valores de velocidad de 22 cm/ns están involucrados, en el cuerpo de estudio, tres componentes con propiedades físicas distintas (aire, agua y hielo), localizados en el estrato neviza/firn.

Analizando el espectro de la onda que se genera en esta capa (figura 6.12), seleccionando unos bloques de 5 samples, en cada perfil se tiene que calcular el rango de tiempo de retorno en (ns), para que coincida la escala de frecuencia. El pico de la máxima frecuencia se genera entre los 100 - 200 MHz. Las alas que se separan de la zona central, pueden ser debidas a la presencia de partículas perturbadoras, como pueden ser burbujas de aire y/o inclusiones de agua.

El estrato objeto de estudio presenta menor espesor cerca de la zona central, incrementándose en dirección al circo glaciar, que se corresponde con el gradiente de acumulación neta.

En la creación del TIN de la superficie topográfica del estrato (figura 6.13), se procesa un total de 354 puntos obtenidos de la digitalización de dicha capa en los radargramas de los perfiles geofísicos que confieren el entramado de datos GPR, como se ha explicado en el **apartado 5.2.4**. Se representan las curvas de nivel cada de 10 m y las curvas maestras cada 25 m.

La cota máxima de coronación de la capa neviza/firn es de 3.226,354 m.s.n.m mientras en los dos frentes del glaciar la cota mínima es: en el lóbulo occidental de 2.993,050 m.s.n.m y en el lóbulo oriental la neviza/firn desciende hasta los 2.923,293 m.s.n.m.

En la generación del mapa de contorno de espesores del estrato neviza/firn (figura 6.14), se incluyen los puntos que delimitan el contorno del glaciar, para proporcionar un acabado más homogéneo del modelado, se procesan 723 puntos. Se establece el primer intervalo de espesores que comprende los valores de 0-1 m para la creación del mapa de contornos. En este rango se encontraran no solo los puntos que delimitan el área glaciar, sino todos aquellos donde el lecho rocoso aflora por encima límite de la interfaz firn-hielo, cuyo espesor de ésta en dicho punto es cero.

Esta capa presenta los espesores máximos, en la zona occidental que se extiende desde la zona de acumulación hasta unos metros más allá de la zona central. Evaluando los espesores del estrato neviza/firn, la mayor parte del área aproximadamente un 50% presenta un espesor dentro del intervalo 1,8 – 1,9 m, mientras que el siguiente intervalo con mayor área de representación es 1,9 – 2 m en 24,30% del área. En el perfil geofísico 29_03, se localiza el máximo espesor del estrato neviza/firn que es de 3 m. La extensión del área con espesor entre 2,5 – 3 m es aproximadamente de 0,39 ha.

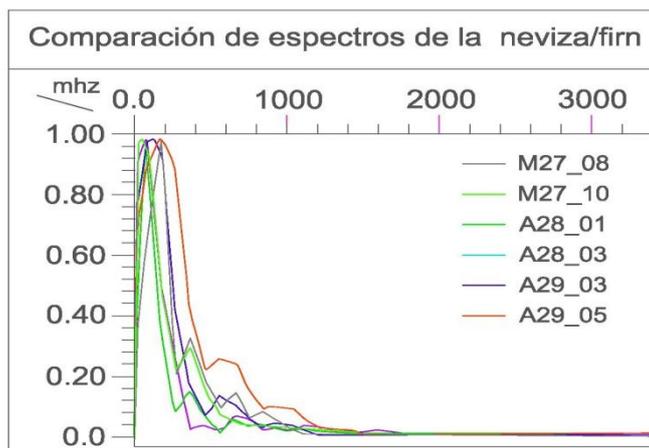


Figura 6.12. Comparativa de los espectros de varias trazas elegidas en el estrato neviza/ firn en sendos glaciares.

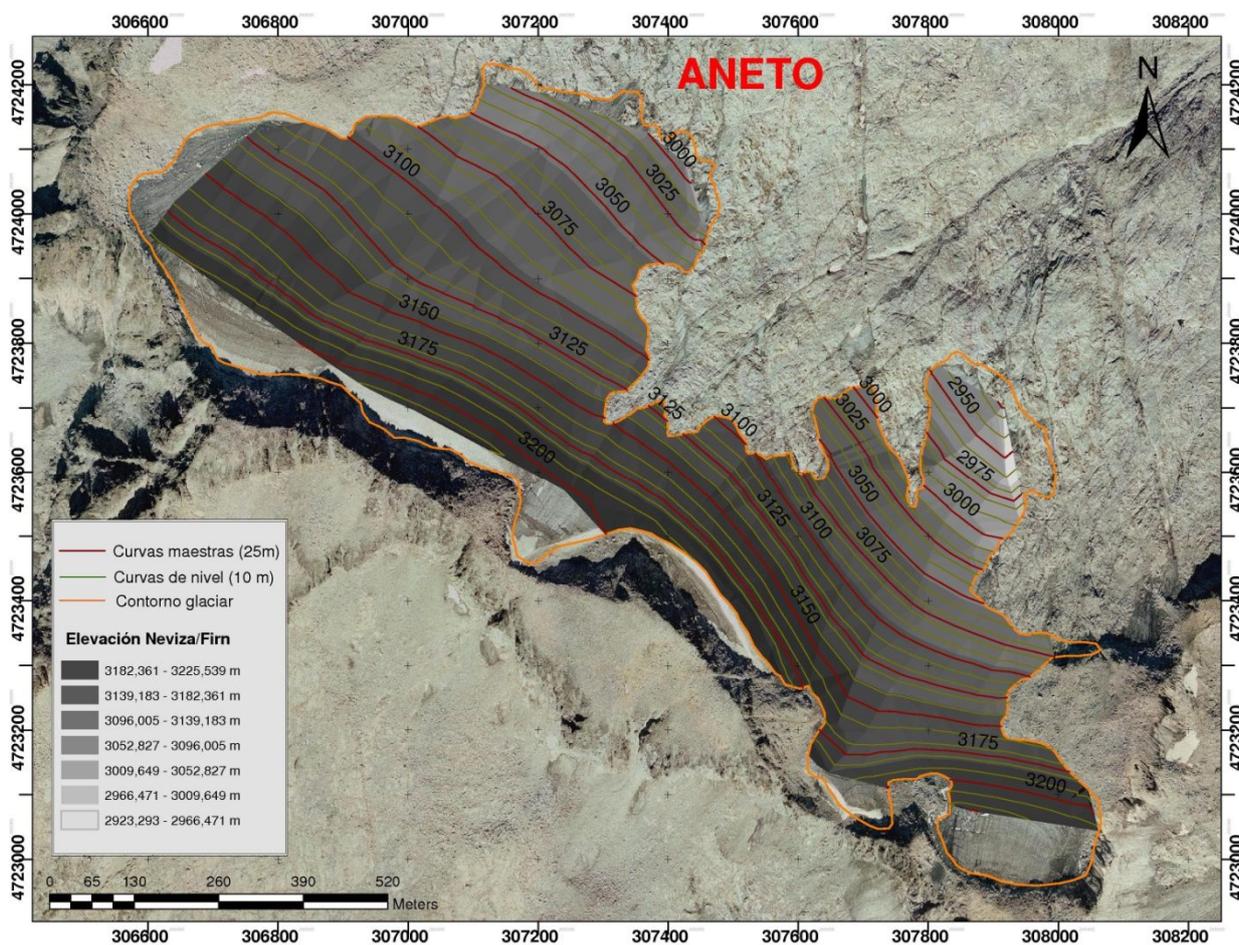


Figura 6.13. Topografía del estrato neviza/firn del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:3.700.

Las zonas en las cuales el espesor del estrato neviza/firn es nulo, localizadas en el interior del límite del área de trazado de los perfiles, es debido a que las dos interfaces de estudio intersectan (firn-hielo y hielo-zócalo). Como es lógico, la profundidad de hielo templado en estas zonas también será nula.

El área con espesores comprendidos entre 2,5-3 m es aproximadamente de 0,3 ha, también se muestran tres zonas donde el espesor del firn, se encuentra en el rango de 2 a 2,5 m. la primera y de mayor superficie localizada en la zona de acumulación del lóbulo occidental con una superficie de unas 4,11 ha. La segunda zona está al final de la lengua occidental con aproximadamente 1,41 ha, separada en dos partes una a cada lado del perfil longitudinal 29_15. Mientras que la tercera zona con un tamaño considerado se localiza en la zona centro del lóbulo oriental con una extensión alrededor de 1,25 ha.

El espesor medio de la capa de estudio es de 1,42 m, con una desviación estándar de 0,696.

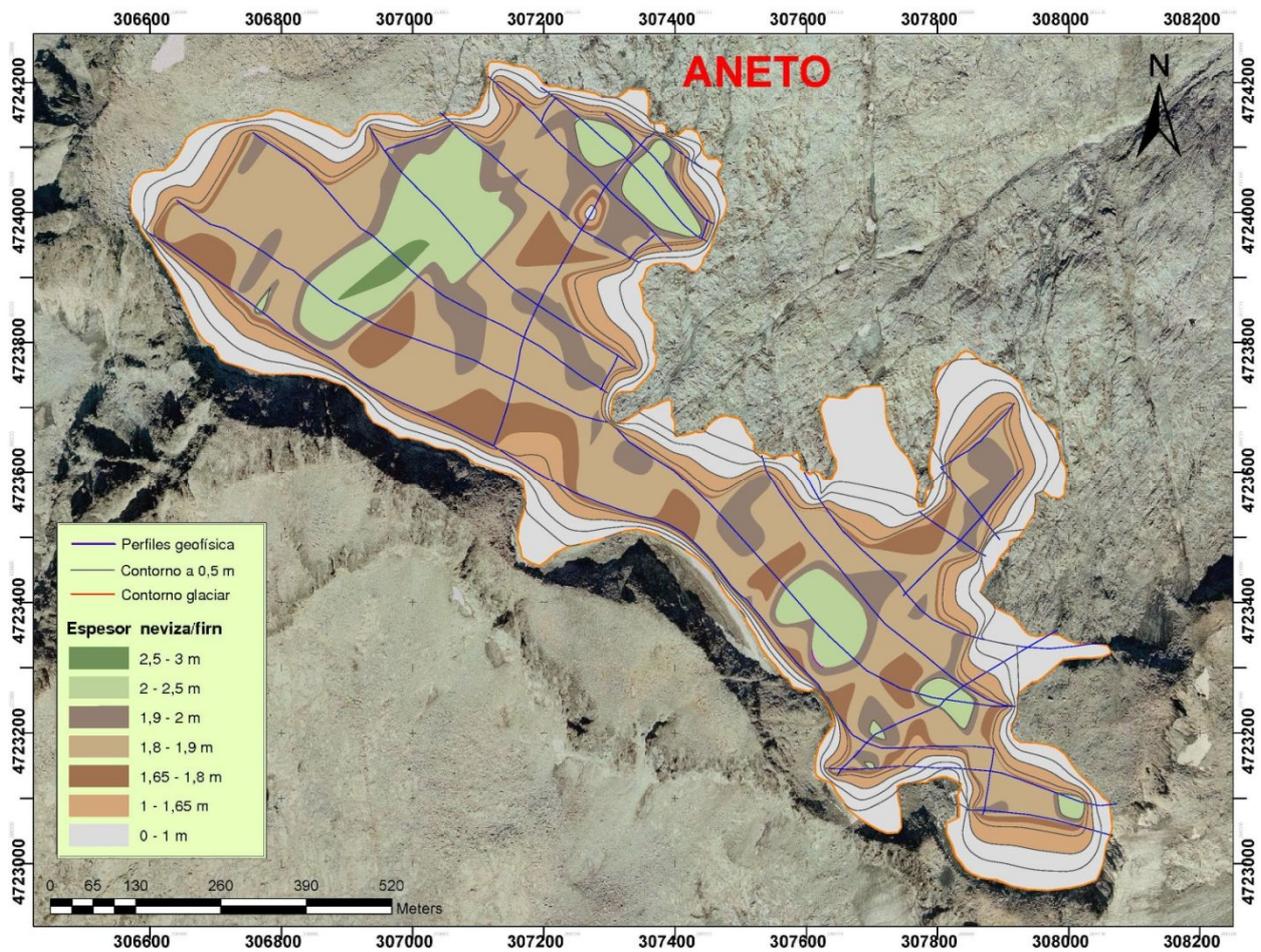


Figura 6.14. Mapa de espesores de la capa neviza/firn del glaciar Aneto. Se representan los perfiles de geofísica y las curvas de contorno de espesor cada 0,5 m. Escala 1:3.700.

I.4.2 Hielo templado

El firn sufre un proceso metamórfico, transformándose en hielo. Proceso en el cual se pierde la permeabilidad, los huecos entre las partículas de agua se reducen haciendo que la matriz sea impermeable al agua (Shumskii, 1964; Kawashima et al., 1993). Cuando la permeabilidad del hielo glaciar se hace patente en la zona de ablación, se pueden formar pequeños lagos o arroyo que contendrán el agua.

Como el hielo se halla en continuo movimiento, el hielo derretido en la superficie de ablación, se repone con hielo emergente (Meier y Tangborn, 1965), en las zonas donde no se repone el hielo inferior pierde permeabilidad y se degrada. La degradación conlleva a una rápida pérdida de volumen y al retroceso del glaciar hasta latitudes mayores.

El flujo de agua en el glaciar es mayor en la zona de ablación, en comparación con la zona de acumulación, debido a que la tasa de deshielo es mayor como consecuencia de la combinación de un menor albedo para el hielo en comparación con la nieve y temperaturas más caliente en elevaciones más bajas.

La capa hielo es la más extensa que nos encontramos dentro de un aparato glaciar, y se localiza entre las interfaces firn/hielo y hielo/zócalo granítico.

En los estudios realizados con georradar en glaciares templados, se detecta a menudo zonas donde la reflexión es más alta, producida por las impurezas que contiene el hielo, como pueden ser mezcla de hielo y sedimentos, hielo que presenta un porcentaje de contenido en agua, o incluso hielo que contiene un porcentaje significativo de sal. Durante la época invernal el contenido de agua en el hielo es casi cero, pero a medida que llega la época estival la nieve comienza su licuación, produciéndose la ablación del glaciar aflorando más zonas con hielo, donde el nivel de contenido de agua es mayor, produciéndose corrientes de agua a nivel intersticial, creando toda una red de venas o pasajes endoglaciares por donde discurre el agua procedente de la fusión superficial, así como la procedente del interior y del fondo (producida como consecuencia del fenómeno de rozamiento del bloque de hielo con el zócalo granítico).

También se pueden observar a nivel macroscópico burbujas de aire que quedan atrapadas entre los cristales de hielo durante el proceso de metamorfosis de nieve a hielo. Conforme va aumentando la profundidad, aumenta también la presión que se ejerce sobre el hielo, reduciéndose así el diámetro de las lentes de aire ocluidas.

Esto se puede ver con claridad observando varias muestras de hielo tomadas a distinta profundidad, con una placa de polarización. Por ejemplo a una profundidad de 15 m el tamaño de los cristales es de unos 2 mm de diámetro, permitiendo que queden espacios llenos de aire entre los cristales (figura 6.15).

Si aumentamos la profundidad aumenta la presión que soporta el hielo, con una profundidad de 30 m equivaldría una presión de 30 toneladas por metro cuadrado, como consecuencia aumenta el diámetro de los cristales de hielo, a medida que disminuye el tamaño de los espacios de aire. Conforme va aumentando el

tamaño de los cristales de hielo varía la orientación de las moléculas, facilitando así que comience a fluir el hielo, pendiente abajo deslizándose por el lecho rocoso.

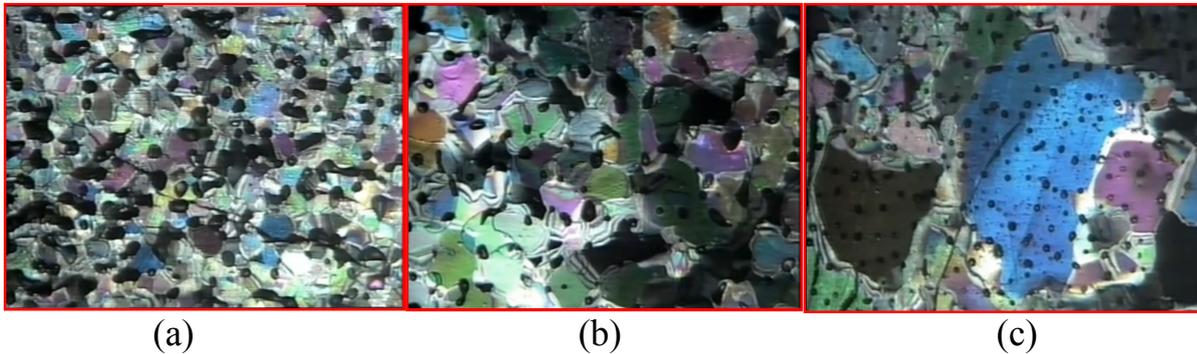


Figura 6.15. Imagen de la formación de cristales a distintas profundidades. (A) a 5 metros de profundidad. (B) a 30 metros. (C) a 50 metros. Los puntos negros son los espacios llenos de aire.

El análisis de muestras de hielo profundo en glaciares como en el glaciar templado Amundsenisen y el glaciar de dos capas Fridtjovbreen (Zagorodnov y Zotikov, 1981; Zagorodnov et al., 1985) y de espeleológicas en varios glaciares Spitsbergen (Schroeder, 1990; comunicación personal de Jania y Pulina) ha demostrado que las inclusiones de agua se concentran en los canales y cavidades con diferente orientación y el tamaño.

La región remarcada en amarillo, por ejemplo figura 6.30, se clasifica como una zona con dispersión endoglaciaria como Wilson (2009) en su estudio de la estructura politermal en dos glaciares subárticos. Por otro lado Fourcade (2010), clasifica una zona similar en su estudio como fracturas con aumento de contenido de agua.

I.4.2.1 Análisis de las trazas

Estudiando las trazas de varios perfiles se obtiene información relevante de las formaciones que son objeto de estudio en este texto, determinando las amplitudes que se registran en la onda reflejada al atravesar hielo con distintos parámetros (frecuencia, constante dieléctrica y contenido en agua).

La polaridad de fase en la onda se utilizará para determinar la naturaleza de los reflectores en el hielo, estudiando la polaridad en los tres primeros ciclos.

Como queda reflejado en las trazas estudiadas (figuras 6.16 y 6.17), los valores de amplitud normalizada de la onda obtenida para las zonas donde el hielo templado se encuentra libre de impurezas o con muy poco contenido en agua. La amplitud normalizada de la onda puede variar entorno a los valores [-1.000; 1.000], estas trazas han sido analizadas aleatoriamente. El comportamiento de la onda en un medio de hielo templado ideal sería lineal.

Cuando el valor de amplitud aumenta implica un incremento del contenido en agua que presenta el hielo, disminuyendo la velocidad de propagación de la onda y aumentando la amplitud de ésta. Esto es debido a la perturbación que sufre cuando está atravesando materiales húmedos. Los umbrales límite que se establecen para esta zona que denominamos dispersión endoglaciaria están en un rango [-5.000; 5.000] amplitud normalizada.

Con los sondeos realizados mediante la sonda de vapor en los cuatro puntos de calibración del Aneto, y el perfil 28_02, se calcula a que profundidad se encuentra el lecho rocoso, uniendo esto a los datos aportados por la onda (tiempo de recorrido), obtenemos la constante dieléctrica del medio. Aplicando la fórmula (4.1), obtenemos la velocidad de propagación del hielo templado.

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{efr}}} \quad (4.1)$$

$$v = \frac{30 \text{ cm/ns}}{\sqrt{3,65}} = 15,70 \text{ cm/ns} \quad (6.1)$$

El resultado obtenido se encuentra dentro del rango determinado por Annan (2005) y Reynolds (1997), para el hielo templado, siendo los valores extremos de la velocidad según las constantes dieléctricas adoptadas (16,8 cm/ns - 15 cm/ns), valores inferiores a 15 cm/ns implican presencia de cuerpos de agua en el hielo.

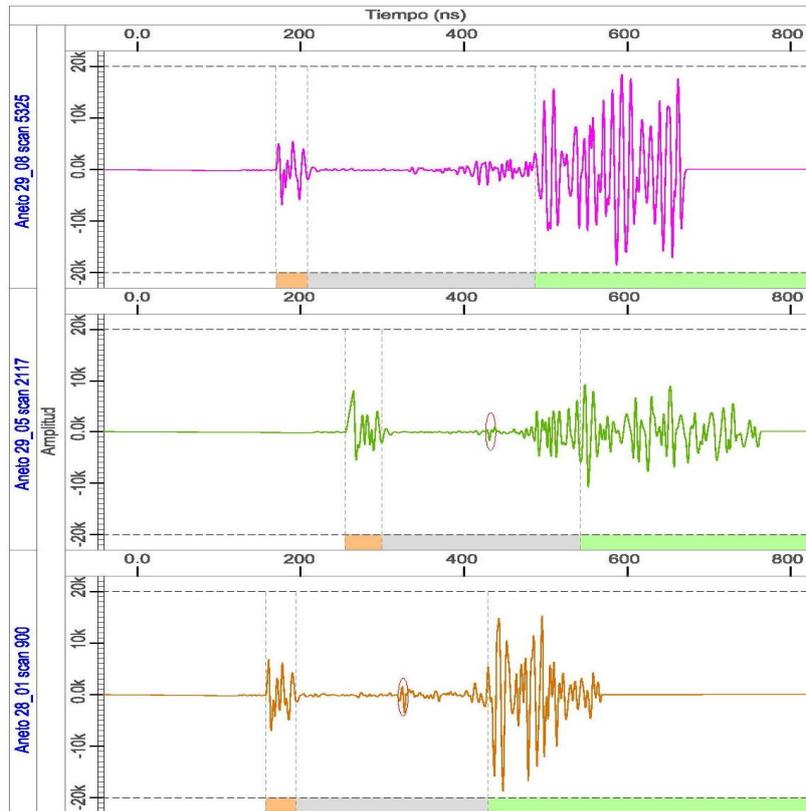


Figura 6.16. Trazas de varios perfiles del glaciar Aneto, en la cuales se aprecia el valor de la amplitud de la onda en el hielo casi libre de impurezas. Se distinguen las tres zonas que cruza la onda en su viaje, rosa el estrato neviza /firn, gris la zona hielo y en verde el zócalo.

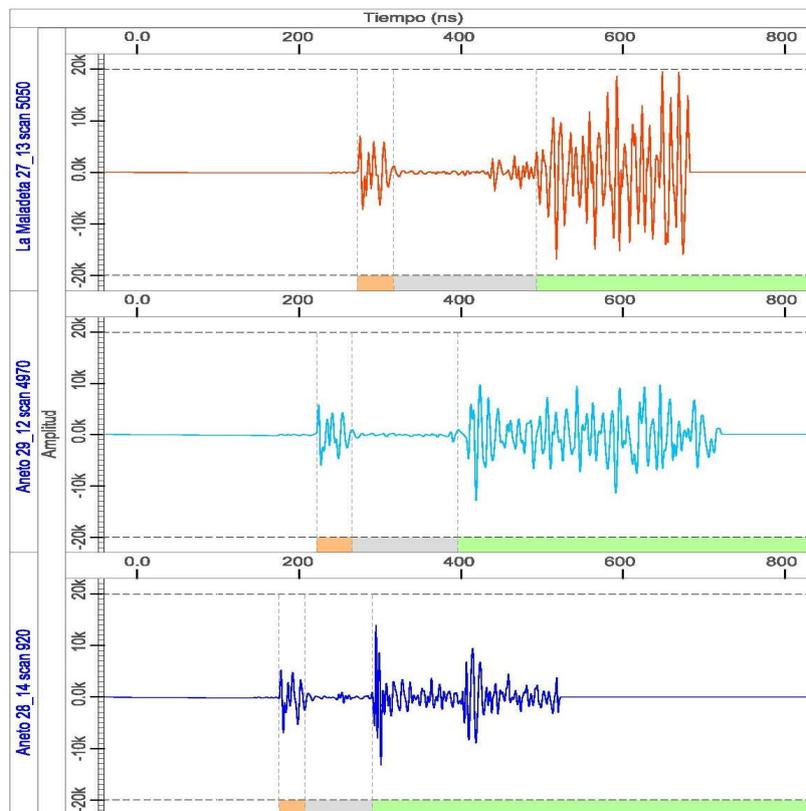


Figura 6.17. Trazas de varios perfiles del glaciar Aneto, en la cuales se aprecia el valor de la amplitud de la onda en el hielo casi libre de impurezas. Se distinguen las tres zonas que cruza la onda en su viaje, rosa el estrato neviza /firn, gris la zona hielo y en verde el zócalo.

Dada la vertiginosa reducción de volumen que están experimentando los glaciares en los últimos años, por el calentamiento mundial y la escasez de nevadas en el pirineo, el hielo comienza aflorar en superficie. De esta forma queda expuesto directamente a la radiación, el firn que lo cubría en los días en los cuales se toman los datos de campo se ha fusionado en su mayor parte.



Figura 6.18. Muestra de hielo encontrado en la superficie del glaciar, durante la campaña de campo.

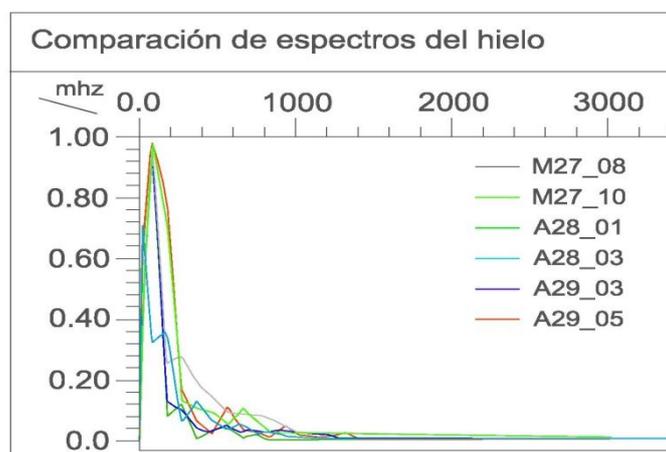


Figura 6.19. Comparativa de los espectros de varias trazas en la zona hielo en sendos glaciares.

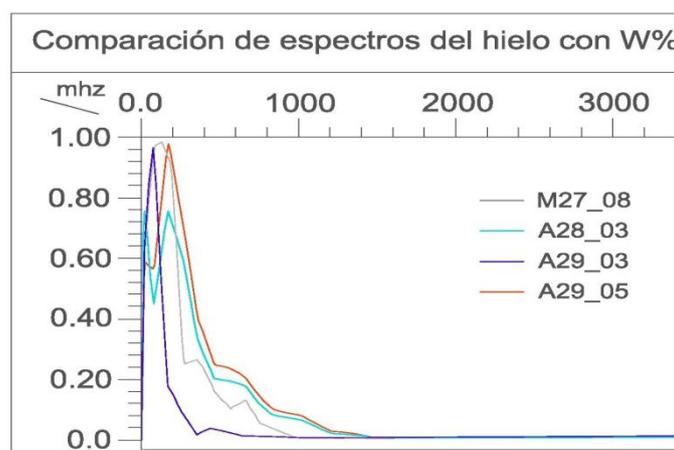


Figura 6.20. Comparativa de los espectros de varias trazas en la zona hielo con contenido de agua en sendos glaciares.

El hielo de un glaciar es mucho más duro y pesado que el hielo normal, por lo tanto tarda mucho más en derretirse.

Analizando los espectros de frecuencias de la onda al atravesar el hielo (figura 6.19), de varias trazas de los dos glaciares, se determina que en todas las trazas analizadas el pico de frecuencia máxima se produce a los 100 MHz. Las trazas elegidas representan la zona de hielo sin o con poco contenido en agua (W).

Comparando el espectro obtenido de bloques donde es evidente la dispersión de la onda por la presencia inclusiones de agua (figura 6.20), con el anterior. El pico de máxima frecuencia en los perfiles de estudio se forma entre los 100 – 200 MHz.

I.4.2.2 RWV y W en el glaciar Aneto

La circulación de agua en los glaciares templados, afecta en su movimiento debido a la enorme influencia en la distribución de las fuerzas de tensión en el lecho y de esta forma en la velocidad de desplazamiento de la masa helada sobre el mismo. Este fenómeno es estudiado tanto en los glaciares de origen alpino (Iken y Bindschadler, 1986) como en los glaciares polares (Alley et al., 1987; Echelmeyer y Harrison, 1990; Kamb, 1991).

Para realizar el estudio del contenido de agua en la zona de hielo templado, se obtiene la velocidad de la onda electromagnética mediante el método de la hipérbola de difracción, por el cual se introduce un error en el dato de velocidad de la onda electromagnética del 5%, descrita en el *capítulo 5* de esta tesis.

Esta velocidad en el hielo se calcula en un total de 498 puntos, éstos se representan en la figura 6.21.

Se representan los puntos que poseen un valor de velocidad entre $14 \pm 5\%$ cm/ns – $20 \pm 5\%$ cm/ns. Por la presencia de reflectores internos en la zona de hielo templado, se obtienen valores de velocidad característicos del granito húmedo-seco, estos puntos se analizan más exhaustivamente en el siguiente apartado de la tesis.

Los valores superiores a $16 \pm 5\%$ cm/ns se consideran que son consecuencia, de tomar la medida RWV, en zonas que presentan burbujas de aire, probablemente debido a los elementos de la hidrografía endoglaciaria como son: pasajes, venas, grietas y canales.

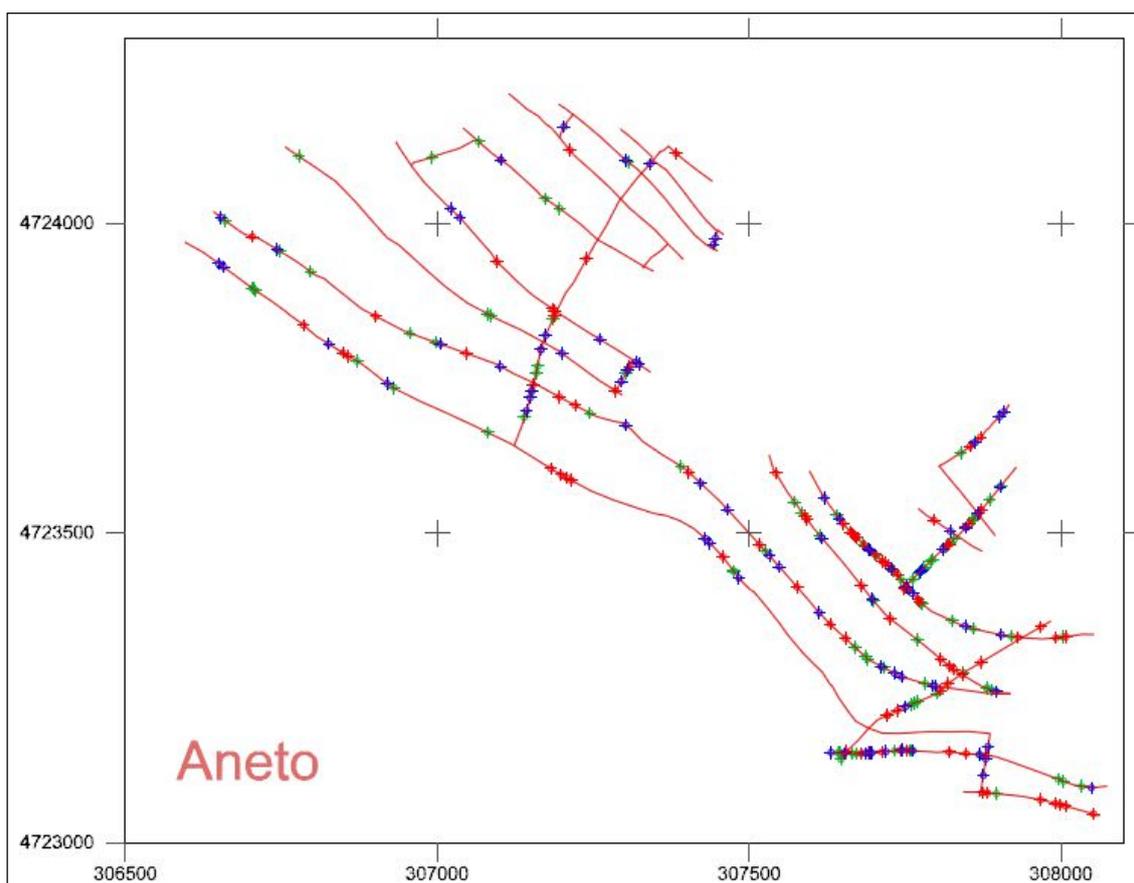


Figura 6.21. Ubicación de los puntos de medida RWV, en el glaciar Aneto. Los puntos de color verde tienen una velocidad de $14 \pm 5\%$ cm/ns, los de color azul de $15 \pm 5\%$ cm/ns y los rojos son los puntos que tienen una velocidad de $16 \pm 5\%$ cm/ns.

Para obtener el contenido en agua en los diferentes puntos se usa la expresión modificada del modelo Looyenga, donde el hielo templado se estudia como la mezcla de hielo puro y agua (4.54), se denomina en la tabla adjunta este valor como (W1). Con los valores de: $\rho_i = 0,917 \text{Mgm}^{-3}$ $\epsilon_i = 3,19$ $\epsilon_w = 86$ a 0°C . Se aplica a los puntos con velocidades de 16, 15, $14 \pm 5\%$ cm/ns, con velocidades superiores a 16,8 cm/ns el contenido en agua es negativo. En este caso se supone que la mezcla del medio carece de aire, hallándose saturado de agua.

El porcentaje del contenido de agua en el hielo denominado (W2) se obtiene mediante la velocidad del medio húmedo la cual es conocida por su medición directa en un pozo con la sonda de vapor. $\epsilon_d = 3,65$. Aplicando la fórmula (4.49) los valores del contenido en agua para puntos con velocidad de 16 cm/ns son negativos, ya que la velocidad límite es de 15,70 cm/ns.

Para calcular el contenido en agua denominado (W3), se utiliza la ecuación de Paren para la nieve saturada de agua, pero aplicada al hielo templado. En el primer caso (W3(a)) se considera la mezcla formada por hielo frío y agua con una constante dieléctrica de 3,19, usando la fórmula (4.56). Para realizar el segundo cálculo (W3(b)), como en el caso de la fórmula de Looyenga, la mezcla estará formada por hielo saturado de agua y la constante a utilizar es la obtenida en campo 3,65, usando la fórmula (4.55).

Los resultados se muestran en la tabla contigua.

RWV	W1	W2	W3(a)	W3 (b)
13	9,32%	7,19%	7,45%	5,84%
14	6,46%	4,26%	4,89%	3,29%
15	3,92%	1,66%	2,83%	1,22%
16	1,65%	-0,66%	1,14%	-0,47%
17	-0,40%	-2,76%	-0,26%	-1,87%

Tabla 6.1. Valores del contenido en agua, obtenidos mediante la aplicación de las ecuaciones del modelo looyenga (4.54), (4.49) y la ecuaciones del modelo Paren (4.56), (4.55).

Nótese que el valor negativo en el contenido de agua, se da cuando la RWV superar el límite de aplicabilidad de las expresiones usadas. Se conveniente incluir las RWV extremas para el hielo templado, como consecuencia de que el programa de tratamiento solo proporciona valores enteros de la RWV, como se observa en la tabla. De este modo los valores extremos son: el valor inferior será > 13 cm/ns velocidad tipificada del granito, mientras que el valor superior es en todos los casos $< 16,8$ cm/ns.

Comparando los resultados obtenidos con los valores de porosidad expresados en tabla 4.3, de distintos medios glaciares. Se observa que todos los valores obtenidos se encuentra en el rango de porosidad establecido para el hielo glaciar [9,5% – 0,0%], calculados en el medio seco. También el valor extremo inferior se encuentra en el rango, por lo tanto también lo estarán todos los puntos donde su RWV sea $> 13 \pm 5\%$ cm/ns.

El contenido de agua presente en el glaciar Aneto, se encuentra dentro del rango de W obtenido por Macheret y Glazovsky (2000) estudiando varios glaciares en Svalbard tabla 4.5.

Tomando el valor de la constante dieléctrica del agua 86, en la aplicación de las cuatro fórmulas. La ecuación del modelo Looyenga (4.49) y ecuación Paren (4.55) utilizan como constante dieléctrica del medio húmedo la aportada por los puntos de calibración. Ambas líneas se cortan en $W = 0$, que se produce para una velocidad de $16 \pm 5\%$ cm/ns (figura 6.22).

Los valores obtenidos mediante el modelo Paren, siempre son menores que usando las ecuaciones del modelo Looyenga. También se concluye que considerando el medio glaciar como hielo puro saturado de agua, el contenido W es aproximadamente un 2% mayor que cuando se considera una mezcla de hielo seco y agua. Mientras que la diferencia en el modelo Paren considerando estos dos medios es de aproximadamente 1,6 %.

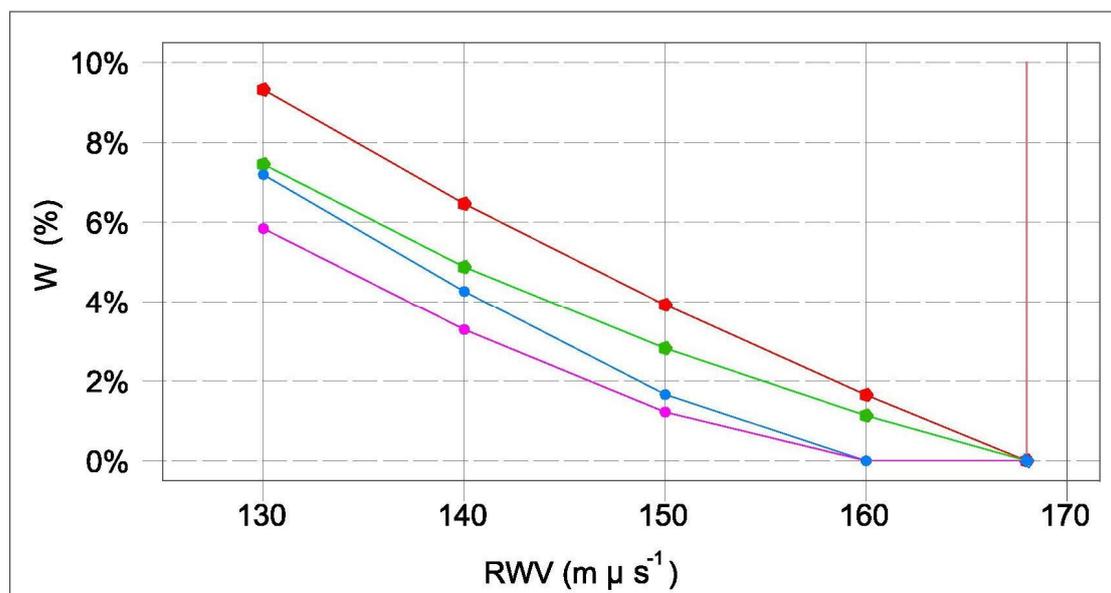


Figura 6.22. Comparación de los resultados de W (%) obtenidos mediante el uso de las expresiones: en rojo Looyenga (4.54) con $\varepsilon_i = 3,19$, en verde Paren (4.56) con $\varepsilon_i = 3,19$, en color azul se representa Looyenga (4.49) con $\varepsilon_d = 3,65$ y en último lugar en color lila se representa Paren (4.55) con $\varepsilon_d = 3,65$.

En la realización del modelado de la profundidad del hielo templado en el glaciar Aneto, se utiliza un conjunto de 4.605 puntos, obtenidos de la digitalización del zócalo granítico con el Radan 6.5. Las curvas de contorno se representan cada 5 m. Los intervalos de estudio de la profundidad del hielo, se definen cada 5 m y se representan en la figura 6.23.

La máxima profundidad identificada es de 30,16 m, se localizada en el lóbulo occidental del glaciar. Esta zona presenta forma de cubeta en el lecho, que propicia una mayor deposición del hielo. Se extiende desde la rimaya en dirección de la máxima pendiente hasta aproximadamente a 90 m del frente con una cota aproximada de 3.016,221 m.s.n.m, con una profundidad entre los 30 – 25 m. La extensión de dicha zona es aproximadamente de 1,66 ha.

La siguiente zona con una profundidad entre los 25 y 20 m tiene una extensión de alrededor de 8,4 ha, ésta se encuentra alrededor del contorno de 25 a 30 m. Se localiza otra zona con el mismo rango de profundidad en el margen derecho del glaciar en la zona de acumulación, cuenta con una extensión aproximada de 0,7 ha. La tercer zona se ubica en la zona media del glaciar donde se forman la divisoria entre las dos lenguas en esta ocasión la extensión es de alrededor de 0,4 ha.

Comparando este mapa con el mapa de espesores del estrato neviza/firn, en estas zonas también este estrato tiene mayor espesor que en el resto del área estudiada.

Mientras que la profundidad del hielo en el lóbulo oriental es menor está en un rango entre 20-15 m adelgazándose en la dirección la lengua hasta alcanzar una profundidad comprendida entre 5-10 m.

Como cabe esperar la máxima acumulación de hielo se da en el circo del glaciar, disminuyendo hasta aflorar en zócalo en el límite del contorno.

La profundidad media de la capa de estudio es de 11,11 m, con una desviación estándar de 7,5.

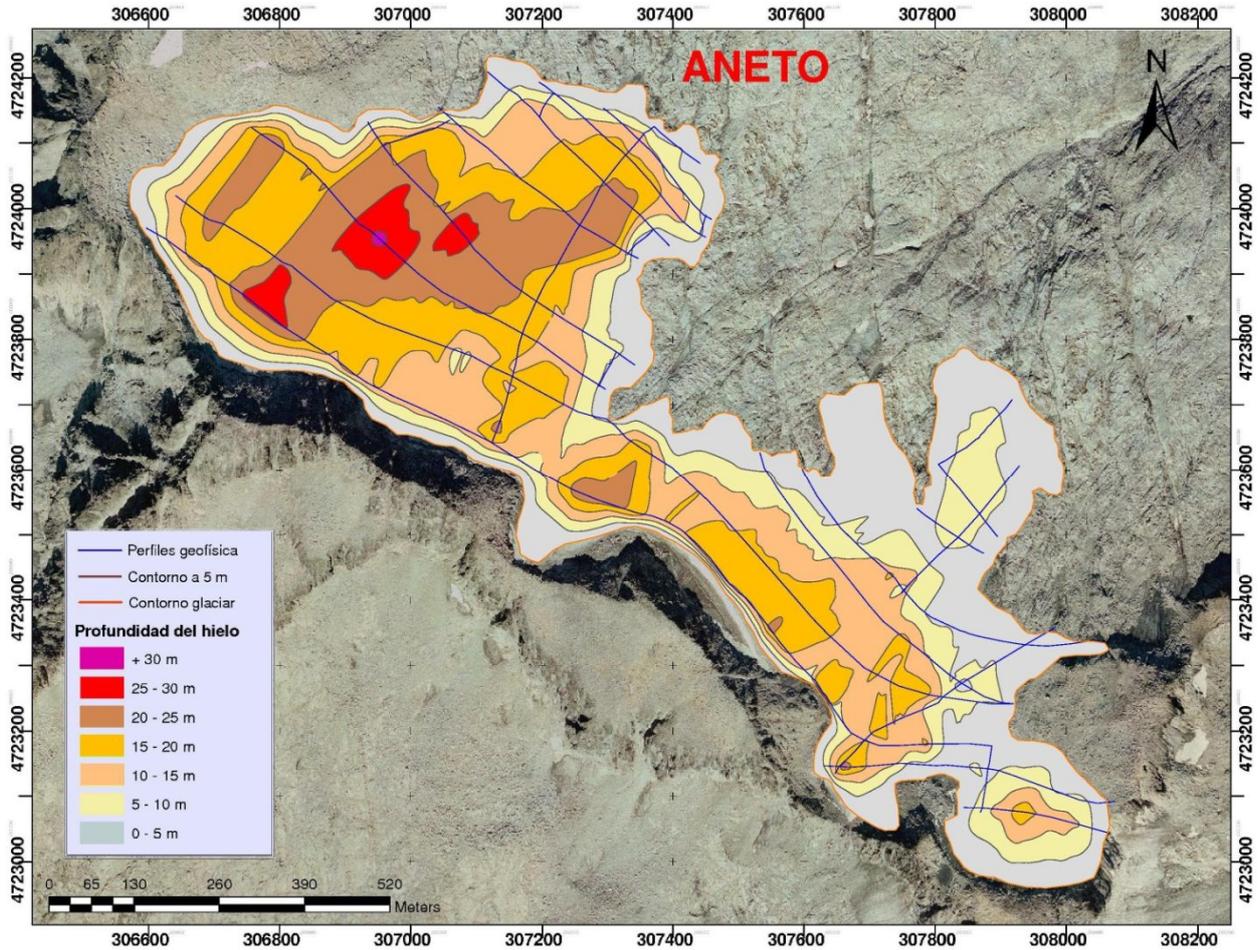


Figura 6.23. Mapa de profundidades del hielo en el glaciar Aneto. Se representan las curvas de contorno cada 5 m de profundidad y los perfiles de geofísica. Escala 1:3.700.

I.4.3 Análisis de los elementos endoglaciares

El interior de los glaciares está formado por hielo, con distinto nivel de contenido de agua y de porosidad como ya se ha visto en el análisis anterior. Pero ahora nos centraremos en la localización de los posibles elementos endoglaciares que se pueden encontrar.

Estos elementos pueden ser: moulins, canales de drenaje, pasajes o venas, grietas abierta o bien grietas colmatadas de agua, fallas/grietas basales.

En la época estival, en la zona de ablación la capa de nieve conserva agua del deshielo, retrasando la fusión. Una vez derretida la nieve, queda al descubierto el hielo glaciario. En la superficie del hielo se desarrollan canales que drenan el agua de deshielo a las grietas cercanas o moulins (Stenborg, 1973).

I.4.3.1 Reflectores puntuales

Los conductos de agua se caracterizan por quedar en radargrama representados como hipérbolas de difracción, cuyo vértice nos marca la situación del centro del canal. En caso de que sea posible localizar canales de agua en varios perfiles consecutivos, podríamos cartografiar la red hidrográfica interior del glaciar (mediante la posición y orientación de ellos).

Los conductos endoglaciares forman una red arborescente ramificada, hacia arriba (Shreve, 1972). Varios estudios revelan la existencia de estos huecos endoglaciares por toda la estructura interna del hielo (Pohjola, 1994; Harper y Humphrey, 1995). La visión tradicional de un sistema hidrológico de los glaciares donde el agua se encamina hacia el lecho glaciario, es controlado por variaciones en el potencial hidráulico (por ejemplo Shreve, 1972), con el agua que entra a través de grietas y moulins (Hooke, 1989; Fountain y Walder, 1998) para formar un red arborescente (Shreve, 1972).

Los canales se encuentran más desarrollados recibiendo una mayor cantidad de agua procedente del deshielo en la zona de ablación, ya que en la zona de acumulación la fusión del hielo es mucho menor. En ésta última la red de drenaje es menos densa, conteniendo canales de menor sección.

La red de drenaje es dinámica, con canales que se están reorientando continuamente por el diferencial de cizalla donde el hielo está adveccionado de aguas abajo. Los conductos endoglaciares se conectan unos con otros, hasta desembocar en túneles subglaciares. El método para saber la red de drenaje se utiliza los trazadores inyectados (Bmgman, 1986).

Estas hipérbolas de difracción aisladas se evidencian en varios perfiles de ambos glaciares. De los cuales elegimos una muestra representativa.

Las interfaces se digitan en distintos colores, para proporcionar al lector una identificación rápida de ellas en las diversa imágenes que a lo largo del texto se van a exponer. En color rojo, se representa la interfaz aire-firn, en cyan la correspondiente a firn-hielo y por último en color verde hielo-roca. Las zonas con una alta dispersión de la onda radar se representan en amarillo.

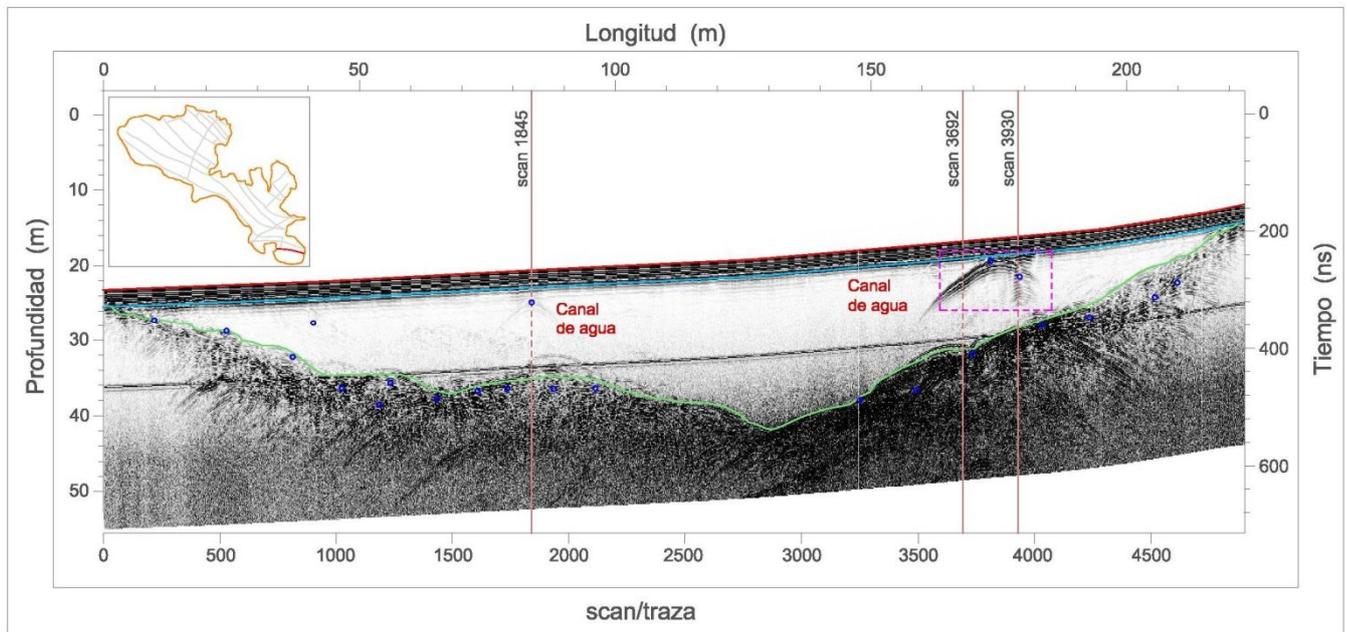


Figura 6.24. Representación del perfil geofísico 28_06 del Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo, hielo-lecho en color rojo, cyan y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

El perfil representado **28-06** (figura 6.24), se localiza en la cabecera del glaciar. La toma de los datos GPR, se realizan en la dirección de derecha a izquierda. Después de determinar las capas principales que componen dicho perfil, se detecta mediante la velocidad calculada por la hipérbola de difracción, unas zonas donde se presenta el hielo templado con contenido de agua (cuerpos de agua), con velocidades de $[14 \pm 5\% \text{ cm/ns} - 15 \pm 5\% \text{ cm/ns}]$. Los puntos que corresponden al zócalo granítico presentan velocidades entorno a los $[13 \text{ cm/ns} - 11 \text{ cm/ns}]$ calculadas con la fórmula (5.2). Se estudian más detenidamente los puntos que presentan velocidades calculadas por el método de la hipérbola de difracción entre $[20 \text{ cm/ns} - 25 \text{ cm/ns}]$ con un error de $\pm 5\%$, debido a que este material puede estar formado por una mezcla con diversas constantes dieléctricas.

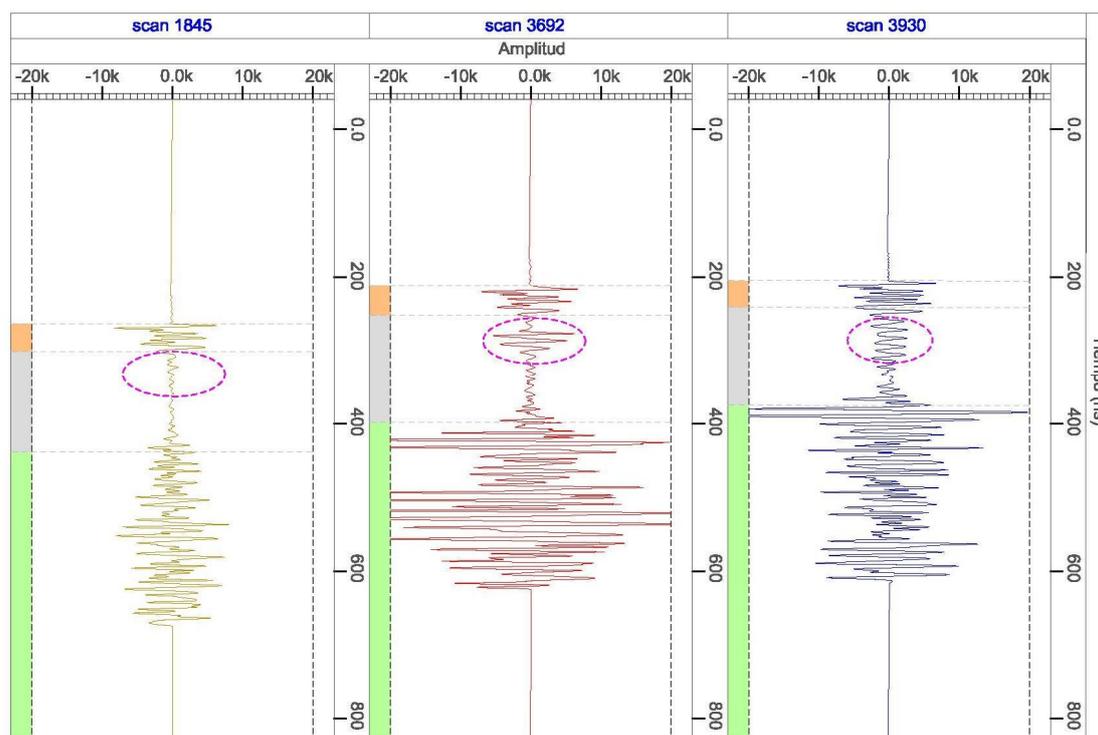


Figura 6.25. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de varias trazas del perfil geofísico 28_06 del Aneto, donde se localizan reflectores internos puntuales remarcados en color lila.

Se produce un cambio en las amplitudes con respecto al hielo circundante como se observa en las zonas de la traza remarcadas, estableceremos el posible tipo de elemento endoglaciario que producen estas anomalías.

A una distancia del origen del perfil de 83,8 m, se identifica un reflector puntual a una profundidad de 3,2 m respecto a la superficie y a unos 314 ns de tiempo de recorrido de la onda. Analizamos la **traza 1845**, donde el valor de amplitud en el reflector puntual produce un pico en la amplitud normalizada de 775, en la zona de hielo los valores se encuentran en el rango $[-700; 775]$ amplitud normalizada, la velocidad es de $25 \pm 5\%$ cm/ns con una fiabilidad del 71%, por lo tanto este dato es desechado. Con la información analizada de dicha traza no se puede clasificar este elemento como un posible canal de agua.

En los otros dos casos (**trazas 3692 y 3930**) a una distancia del origen de 167,8 m y 178,6 m correspondiente, la anomalía podrían corresponderse con un canal de drenaje.

Estudiando la **traza 3692**, la anomalía se localiza a una profundidad de 3,8 m y 277 ns de tiempo de viaje de la onda, la velocidad se detecta en una traza contigua (**3814**) a 5,81 m de la traza anterior, se obtiene un valor de velocidad de $18 \pm 5\%$ cm/ns, lo que implica presencia de aire. La amplitud se incrementa con respecto a los valores que presenta el hielo circundante, produciéndose unos valores en el rango $[-5.311; 5.800]$ de amplitud normalizada. Es evidente que estos picos máximos y mínimos nos indican la polaridad de la onda al atravesar el reflector, se produce un cambio de permitividad dieléctrica, pasando a valor de permitividad del material mayor que la permitividad del material huésped (hielo), siendo la polaridad (+-+), por lo que podría tratarse de un canal de agua, localizado con las coordenadas (307898,259; 4723079,039; 3217,801).

Se procede al análisis de otra de las trazas seleccionadas, como es la **traza 3930**, situada a una distancia de 10,82 m de la traza estudiada 3692, la singularidad se ubica a una profundidad de 3,30 m y 260 ns de tiempo de recorrido de la onda, el valor de velocidad en este caso es de $24 \pm 5\%$ cm/ns y los valores de amplitud normalizada se encuentran en el rango $[-2.591; 2.719]$, determinando la polaridad de nuevo (+-+). La onda en esta traza tiene el mismo comportamiento durante 1,90 m que se corresponden con 50 ns. Si observamos la elipse que remarca la anomalía en la traza se observa que la onda sufre una perturbación al cruzar esta singularidad dentro del hielo que tiene la forma de dientes de sierra y la amplitud se incrementa con respecto al del hielo circundante, en menor medida que la **traza 3692** anteriormente estudiada.

Con el conjunto de datos obtenidos tras dicho estudio, se concluye que el radar detecta un canal de agua representado por la hipérbola de difracción, determinando su centro a una distancia de 175 m del origen de perfil y a una profundidad de 3,8 m. Se georreferencia con coordenadas (307898,259; 4723079,039; 3217,801).

En el perfil contiguo **28_05**, no se detecta ningún reflector puntual, por lo tanto no se puede determinar la orientación del posible canal de agua.

También se detecta un reflector puntual en el **28_15** (figura 6.28), a una distancia de 102 m del origen de inicio en el radargrama, registrado en la **traza 1693**, la velocidad es de $13 \pm 5\%$ cm/ns velocidad típica del granito, el reflector se sitúa a una profundidad de 4,8 m y 160,47 ns, los valores de amplitud que se desprenden se encuentran en el rango $[-1.160; 1.402]$ de amplitud normalizada, produciéndose una polaridad (+-+) que es da cuando la velocidad del material es menor que la velocidad del hielo, no se produce cambio de polaridad con respecto al material superior. Por lo tanto es un reflector producido por el granito el cual se representa en la figura 6.26, se georreferencia en el interior del Aneto con las coordenadas (307879,471; 4723665,408; 2942,877). El perfil se localiza en la lengua del glaciar, según Wilson (2009) esta zona se encuentra a la presión del punto de fusión o por debajo de esta presentando muy bajo contenido en agua. Esto se debe a que la capa de hielo es más delgada en el frente.

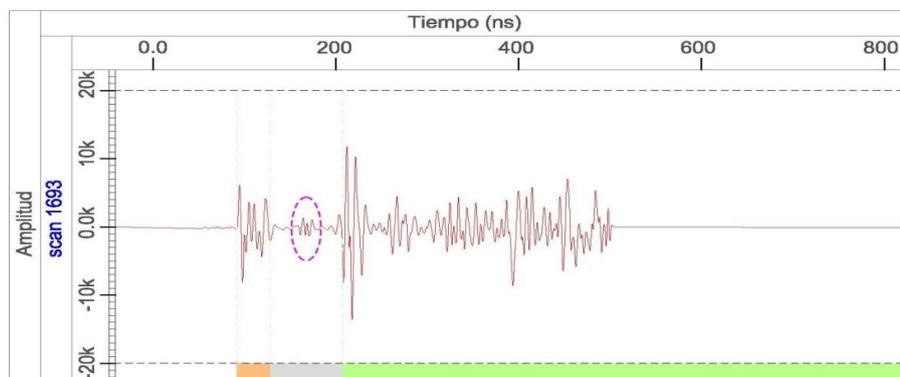


Figura 6.26. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza 1693 del perfil geofísico 28_15 del Aneto, donde se localiza un reflector interno puntual remarcados en color lila.

Se sitúan también dos reflectores puntuales, digitalizados en el perfil **29_03** que discurre de izquierda a derecha, como se muestra en la figura 6.27.

La primera **traza 10251** analizada, se encuentra a 600 m del origen, el reflector se localiza a una profundidad de 6,28 m y 328 ns, la velocidad es de $18 \pm 5\%$ cm/ns, los valores de amplitud que produce la perturbación de la onda al atravesar el reflector son [-916; 795] amplitud normalizada, lo cual nos da una polaridad (+-+), podríamos estar ante un *canal de agua*. Sus coordenadas de localización son: (307235,065; 4723764,624; 3128,767).

En el análisis de la **traza 10820**, que se sitúa a una distancia de 632 m del inicio del registro del perfil, la profundidad a la cual la onda encuentra la anomalía es de 2,37 m por debajo de la superficie y 260,35 ns, con una velocidad de $13 \pm 5\%$ cm/ns, la polaridad que presenta es (+-) con valores de amplitud normalizada en el rango [-1.770; 1.160], este elemento perturbador puede ser considerado con *una piedra enterrada* ya que la velocidad esta tabulada para el granito aunque las amplitudes estan dentro del rango de los valores limites establecidos para el hielo. (307262,108; 4723744,912; 3134,000).

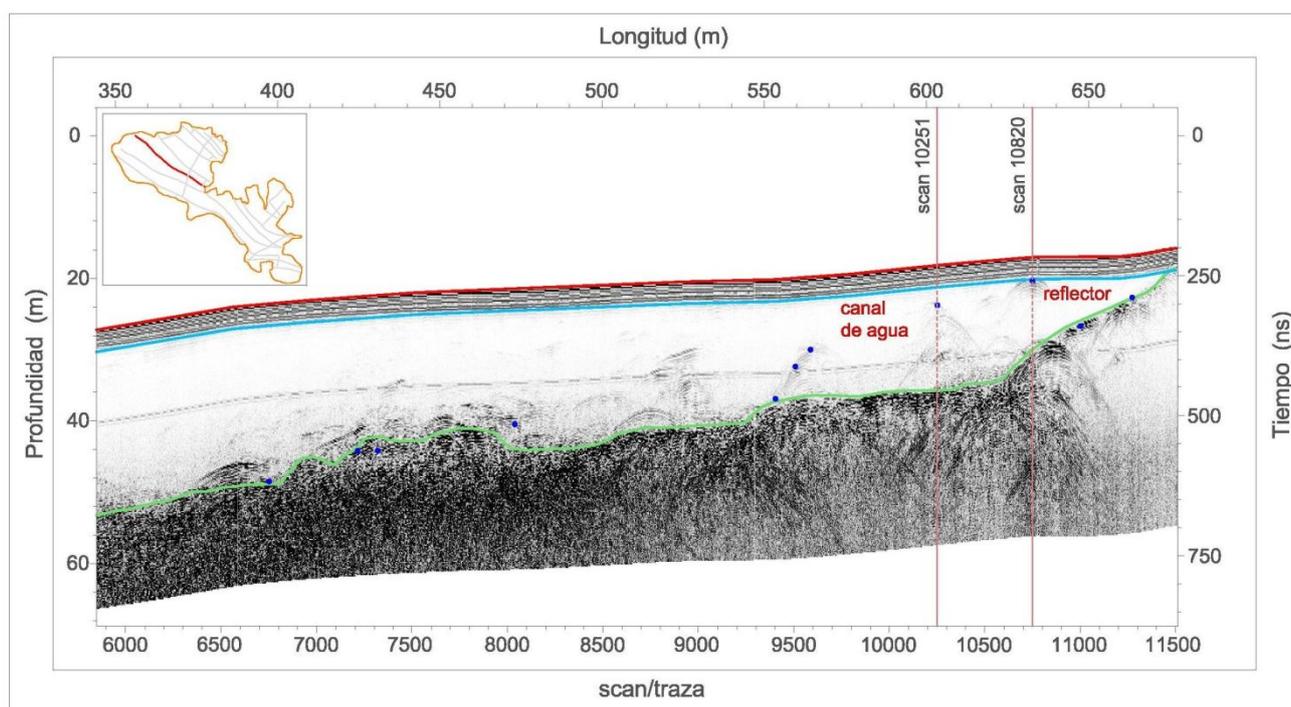


Figura 6.27. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 29_03_2 del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo y el lecho en color rojo, cian y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

I.4.3.2 Estudio de reflectores lineales (grietas colmatadas)

Las primeras evidencias del uso del radar pulso corto en aire, para detectar grietas cerca de la superficie por su difracción fueron presentadas por Kovacs y Abele (1974).

El agua que fluye por las grietas pasa a formar parte de la red de drenaje arborescente, filtrándose por las microfracturas creadas durante la formación de la grieta que se conecta con otra, o bien acumulándose en la base de la grieta derritiendo las paredes, profundizando y ampliando la grieta. Esta fusión se produce en las zonas donde el agua está en contacto con el hielo, de modo que el fondo de la grieta se funde.

Los reflectores lineales que producen una anomalía en la propagación de la onda, quedan reseñados en el radargrama por un patrón de hipérbolas de difracción superpuestas. Normalmente este tipo de reflectores se asocian a grietas en el hielo y/o fallas.

Una grieta se puede detectar por hipérbolas difracciones producidas en cualquier discontinuidad aguda asociada con la grieta (Delaney et al., 2004), que se visualizan en el radargrama. Estas cavidades producen una discontinuidad en la estratigrafía del glaciar. Estas grietas colmatadas están rellenas de agua o de hielo húmedo.

Las hidrofracturas son estructuras donde el agua como flujo preferencial, transcurre por los conductos endoglaciares desarrollados a través de la excavación mecánica del hielo circundante. Estas grietas pueden surgir a partir de una grieta abierta, que al aumentar la temperatura parte del hielo del glaciar puede derretirse entrando el agua en la grieta, formando un arroyo por debajo del glaciar. Esta agua es capaz de formar una cueva por debajo del hielo.

Estos elementos endoglaciares los encontramos reflejado en el perfil **28_15** (figura 6.28), donde se registró un patrón de difracción de una posible grieta en el frente del glaciar.

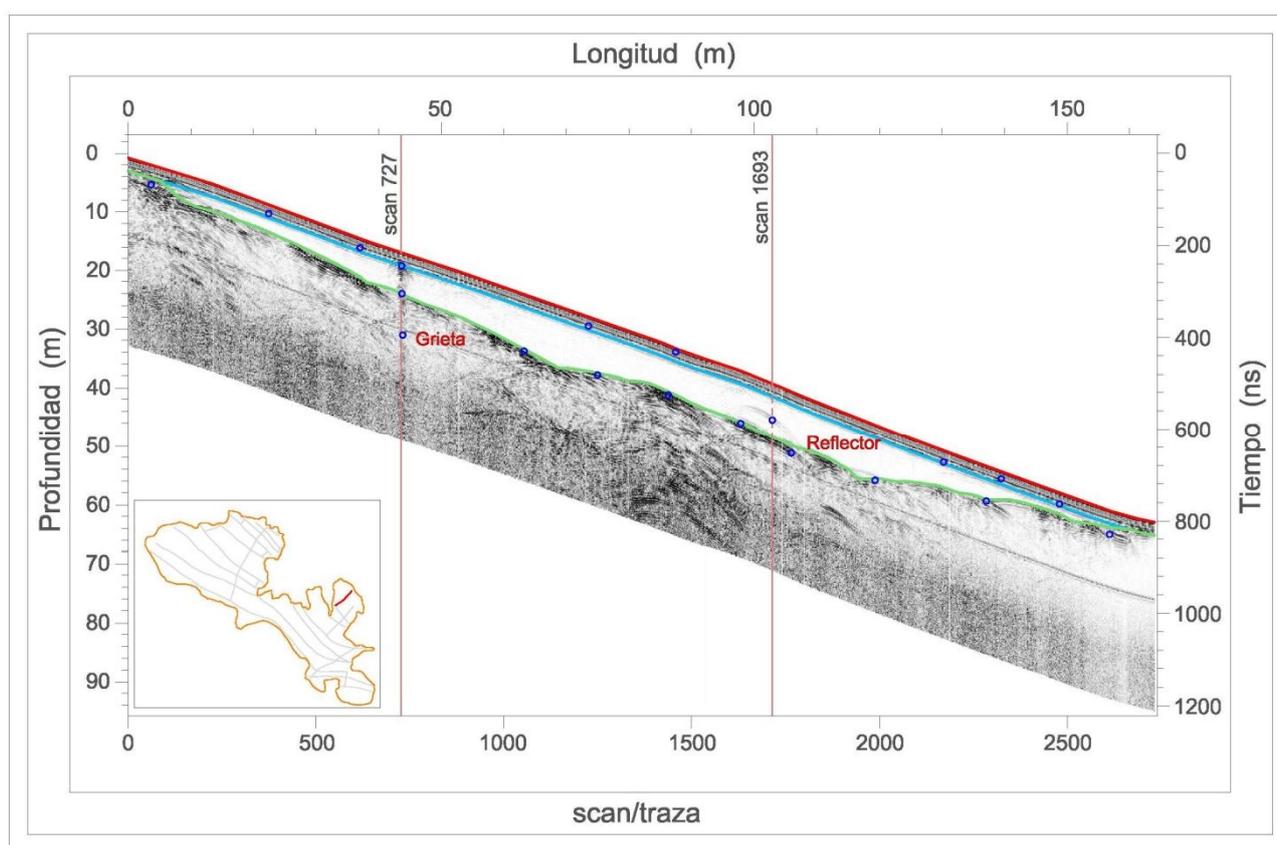


Figura 6.28. Representación del radargrama del perfil de prospección 28_15 del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firm-hielo y lecho en color rojo, cyan y verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

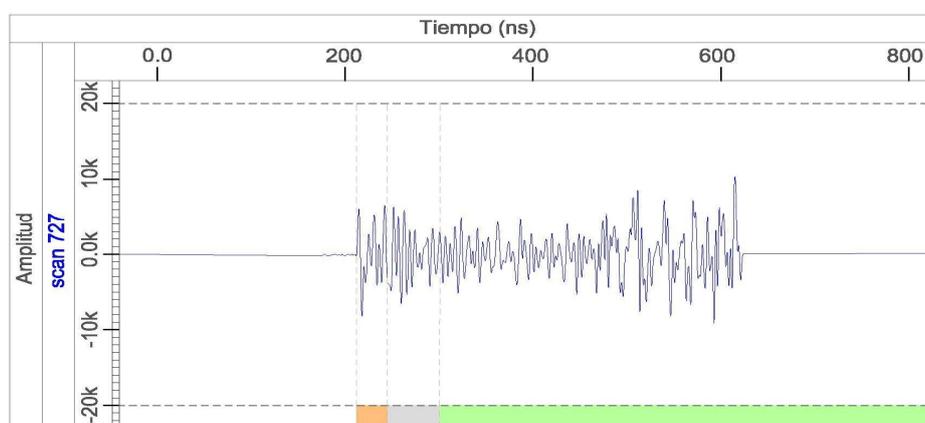


Figura 6.29. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 28_15 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.

La **grieta colmatada** se localiza a una distancia de 43 m del comienzo del perfil, con unas coordenadas de (307839,063; 4723629,376). Se registra en la **traza 727** (figura 6.29).

La velocidad es de $19 \pm 5\%$ cm/ns. con lo cual nos indica presencia de burbujas de aire, este valor es el que se obtiene con mayor fiabilidad. El rango de amplitudes normalizadas que se baraja se encuentra entre [-5.190;

4.670], esta singularidad se relaciona con una *grieta colmatada de agua con burbujas de aire*, en ésta se produce un cambio de polaridad muy brusco (-+-). Que se extiende desde la interfaz de firn-hielo hasta el lecho del glaciar. Esta grieta no afecta al estrato neviza/firn, porque el punto de inflexión se produce justo al atravesar la interfaz, como se muestra en la figura 6.29.

Estudiando otra representación de un patrón de hipérbolas de difracción que se identifica en el perfil **29_03**, clasificando el elemento endoglaciario como una posible grieta en el hielo (figura 6.30).

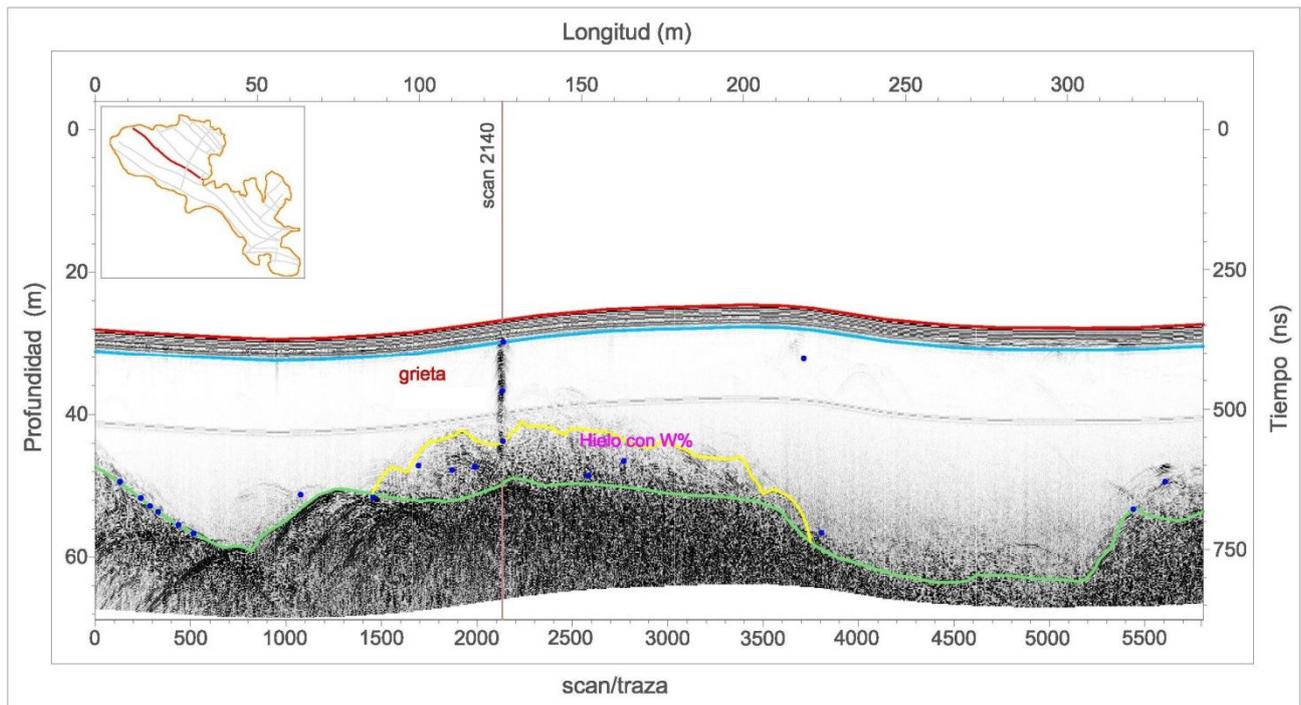


Figura 6.30. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección **29_03** del glaciar Aneto. En la figura se representan las interfaces de estudio, superficie, firn-hielo, lecho y la zona de dispersión endoglaciario en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.

A una distancia de 125,9 m del comienzo del perfil geofísico **29_03** en la **traza 2140** (figura 6.31), se localiza una grieta que se extiende desde la superficie del glaciar hasta el lecho. Con coordenadas UTM (306856,790; 4724047,755). La velocidad detectada en el patrón de hipérbolas es de $10 \pm 5\%$ cm/ns; $11 \pm 5\%$ cm/ns y $12 \pm 5\%$ cm/ns, valores tomados en tres puntos a lo largo de la fractura. Estos valores se corresponden con los adoptados para el granito y teniendo en cuenta que la polaridad de la onda a su paso por la fractura es (+-+), el elemento reflector podría ser una *grieta colmatada de agua*, en la cual el material está compuesto de una mezcla de granito con hielo húmedo (impurezas). La amplitud normalizada de la fractura se encuentra en la franja de [-6.900; 6.500] amplitud normalizada. El comportamiento de la onda es el mismo a lo largo de toda la capa de hielo.

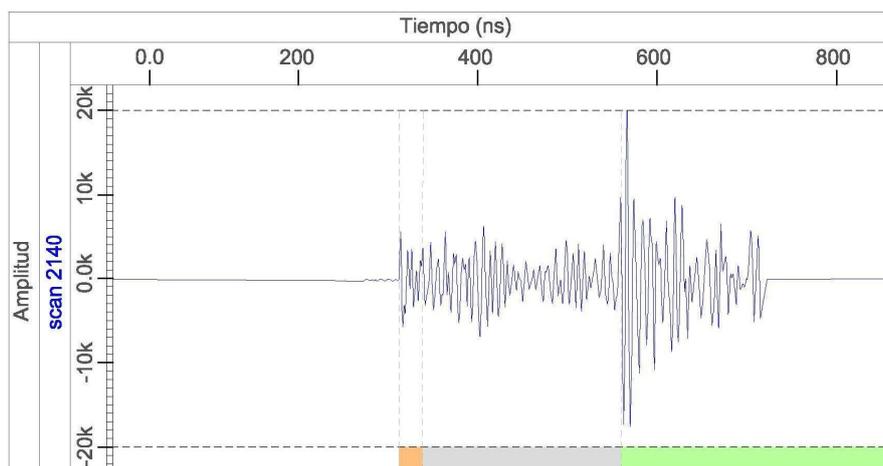


Figura 6.31. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 29_03 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.

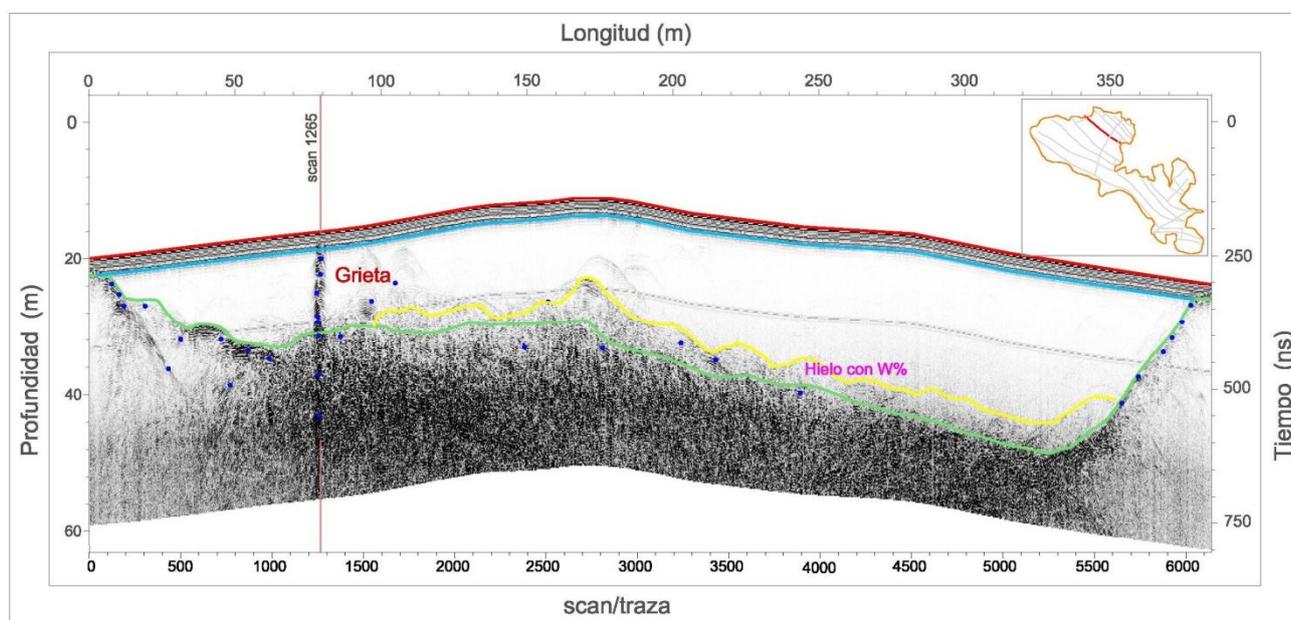


Figura 6.32. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 29_08 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciaria en color rojo, cian, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.

Otro caso más de una fractura producida en el hielo se identifica en el perfil **29_08** (figura 6.32), a una distancia de 79,198 m del inicio en la **traza 1265**, con coordenadas UTM (307101,855; 4724102,916).

En este caso la fractura en el hielo, presenta distintos valores de velocidad, pertenecientes a zonas con aire, granito y hielo con contenido en agua. Por lo tanto en la fractura están conviviendo distintos materiales dieléctricos, donde $v = 13, 15, 16, 18, 20 \pm 5\%$ cm/ns incluso un valor demasiado alto como es $25 \pm 5\%$ cm/ns tomado en el estrato del firn. Se estudia la traza con más detenimiento (figura 6.33).

A los 235 ns, la onda radar alcanza la interfaz firn-hielo, la polaridad en ese instante es (+-+), con valores de amplitud normalizada en la franja [-6.700; 5.600]. Esta formación se prolonga hasta los 270 ns de tiempo de

viaje de la onda, que se corresponde con una profundidad de 2,54 m, donde la onda cambia bruscamente produciéndose una singularidad al atravesar una estratigrafía con valores dieléctricos distintos. Los valores de amplitud normalizada se dan en rango [-1.700; 2.100]. A los 292 ns de tiempo de viaje, la onda cambia de nuevo de polaridad (-+-), aumentando la amplitud de la onda, a los 322 ns se produce un nuevo cambio de polaridad (+-+).

A los 322 ns de tiempo de recorrido de la onda, ésta atraviesa una zona de hielo con agua, hasta alcanzar el granito del lecho del glaciar. Por lo tanto, para concluir con el análisis se caracteriza el elemento como una grieta colmatada de agua (corriente supraglaciar) que discurre por el estrato neviza/firn, atravesando los materiales (teniendo en cuenta las velocidades obtenidas) derrubios o hielo con agua - hielo libre de impurezas - hielo con inclusiones de aire - hielo húmedo - zócalo. En Austre Lovénbreen (Svalbard), se analiza un patrón de reflexión similar, Saintenoy (2013) concluye que se trata de una corriente supraglaciar colmatada.

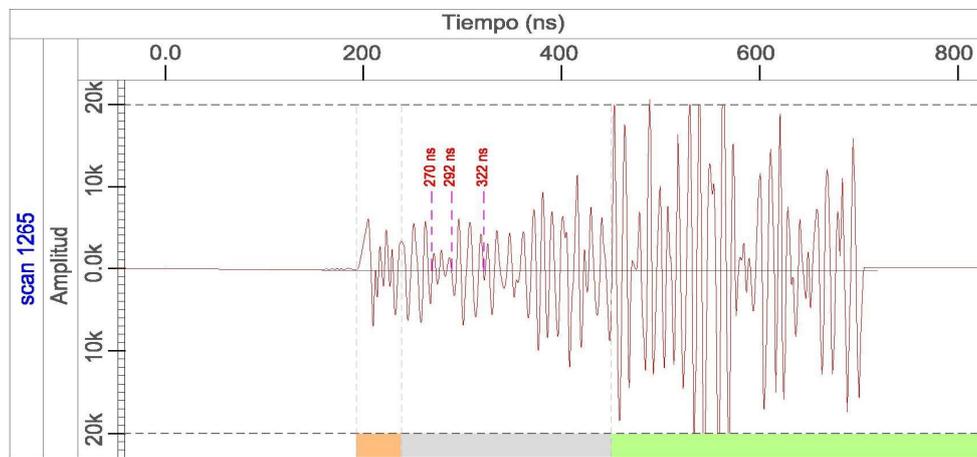


Figura 6.33. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 29_08 del Aneto, donde se localiza un patrón de hipérbolas de difracción.

I.4.3.3 Estudio de casos especiales (zonas anómalas)

Uno de estos casos que denominaremos especiales, se produce en la cabecera del perfil 28_01 (figura 6.34), donde se observa una zona de especial interés, se encuentra entre las dos capas principales que conforman la estructura interna glaciar que son el hielo templado y el zócalo granítico.

Para determinar qué formación presenta esta anomalía, se realiza una comparativa de las trazas que se producen y los parámetros que presentan. Esta zona coincide con la identificada en el perfil que se cruza con el anterior **28_05** y se corresponde con la cabecera del glaciar.

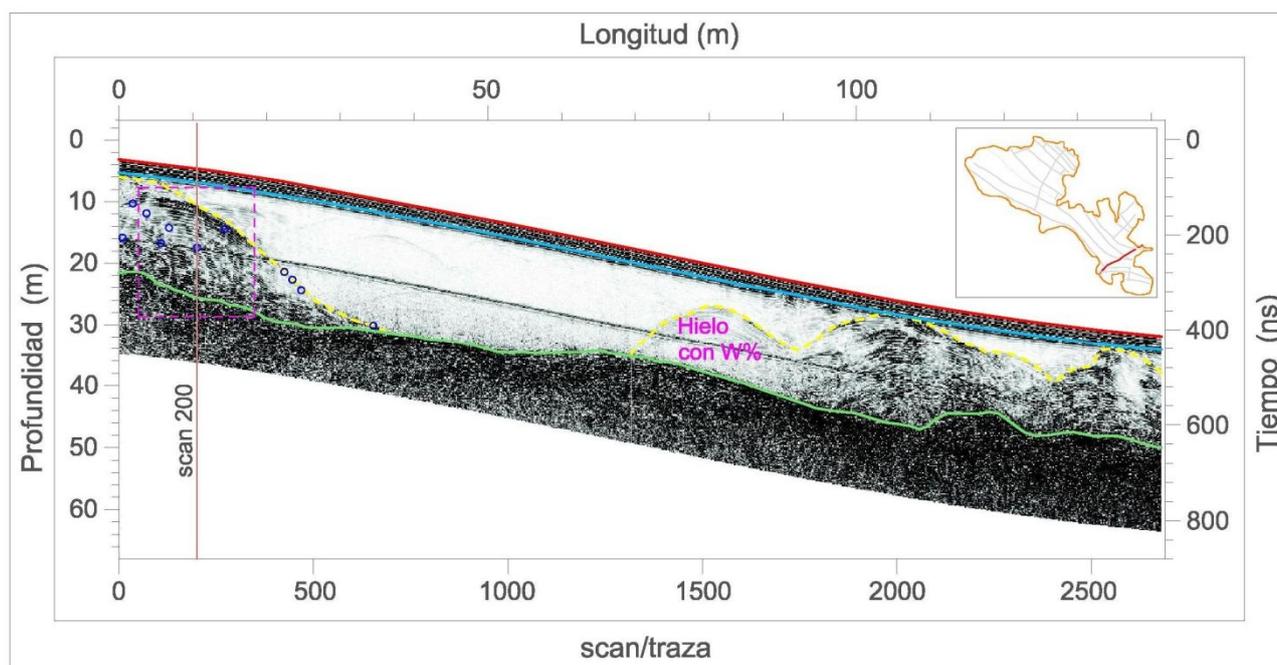


Figura 6.34. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_01 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciario en color rojo, cian, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica la traza de localización de la anomalía o singularidad.

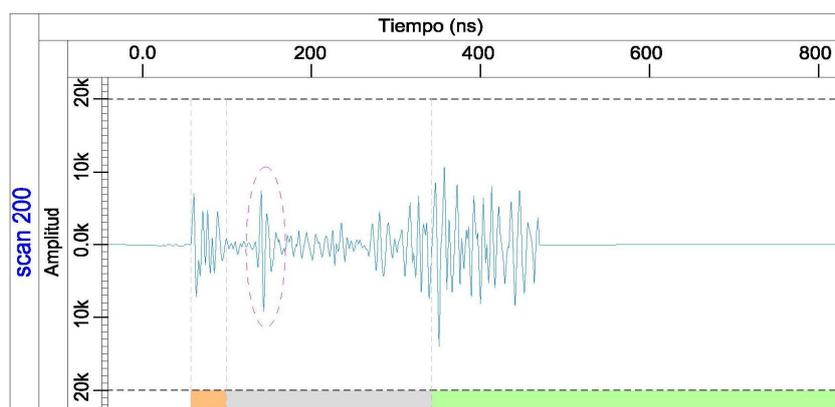


Figura 6.35. Representación de la gráfica amplitud-tiempo (ns) de la traza del perfil geofísico 28_01 del Aneto, donde se localiza el cambio en el valor de la amplitud normalizada de la onda.

Observando una de las trazas que nos proporciona el radargrama (**traza 200**) en la figura 6.35, se detecta que la zona de reflexión se produce a una profundidad de 6 m y 136,77 ns de tiempo de viaje, con unos valores de amplitud normalizada dentro del rango [-8.937; 4.641]. Estos valores pertenecen al rango de los valores adoptados para el hielo con humedad, casi ya rozando los valores adoptados para el granito. La polaridad sigue siendo la misma.

Posteriormente la onda cambia a unos valores de amplitud muy por debajo de los anteriores, el cambio se produce a una profundidad de 7,8 m que se corresponden con 157,68 ns de tiempo de viaje, correspondiéndose con el modelo del hielo, con unos valores de amplitud normalizada en el rango [-2.979; 2.978]. La tercera

anomalía se detecta con unos valores de amplitud normalizada en la franja [-13.860; 8.547], se ubica a una profundidad de 16,7 m y a 269,22 ns de tiempo de viaje de la onda, esta anomalía ya está sobre el lecho del glaciar. Los valores de velocidad son de 19, 21, 22 ± 5% cm/ns y en el estrato neviza/firn 25 ± 5% cm/ns. La singularidad se remarca con una la elipse roja en la figura 6.35.

Comparando el modelo realizado por Campbell, 1995; la anomalía analizada se corresponde con un **túnel relleno de agua y aire**, como se muestra en la figura 6.36. Este patrón se reproduce también en las trazas correspondientes a la misma zona del perfil entrelazado 28_05 (trazas 281 y 400).

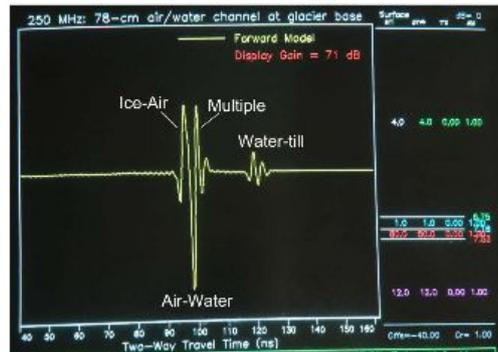


Figura 6.36. GPRMOD modelo de un túnel de aire y agua (Powers y Olhoeft, 1995; Campbell, 1995).

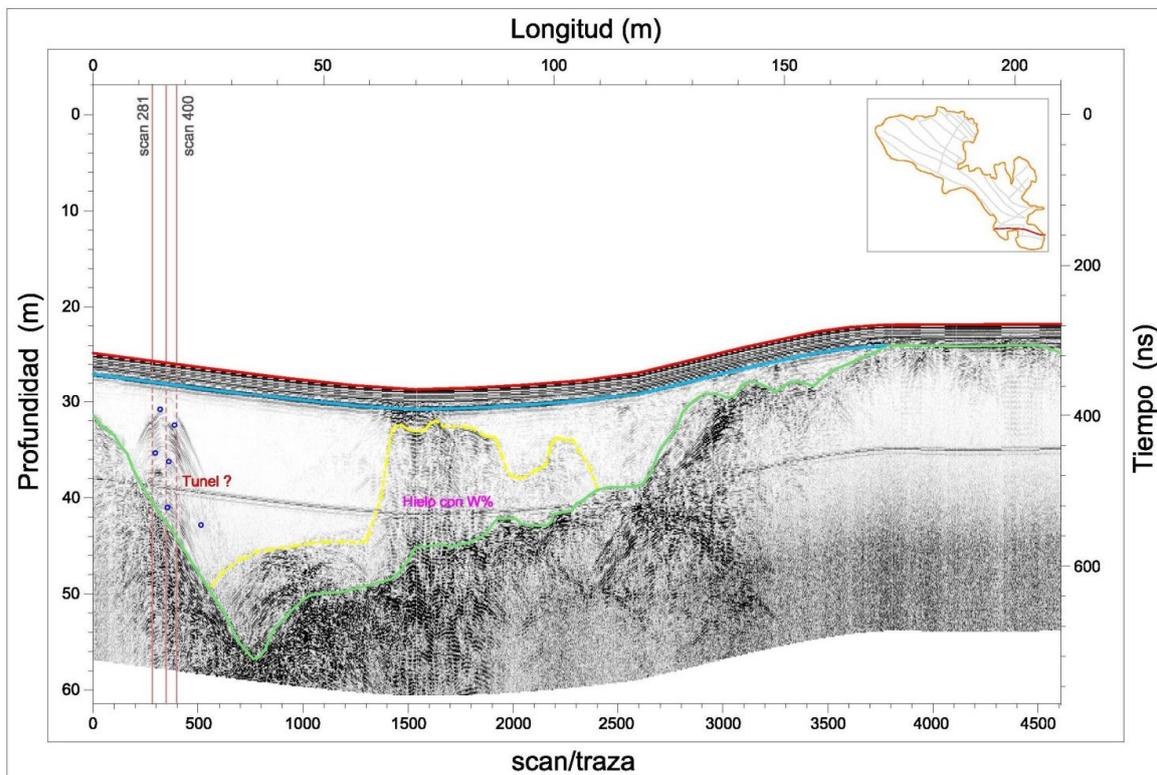


Figura 6.37. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_05 del glaciar Aneto. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho y la zona de dispersión endoglaciara en color rojo, cyan, verde y amarillo respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

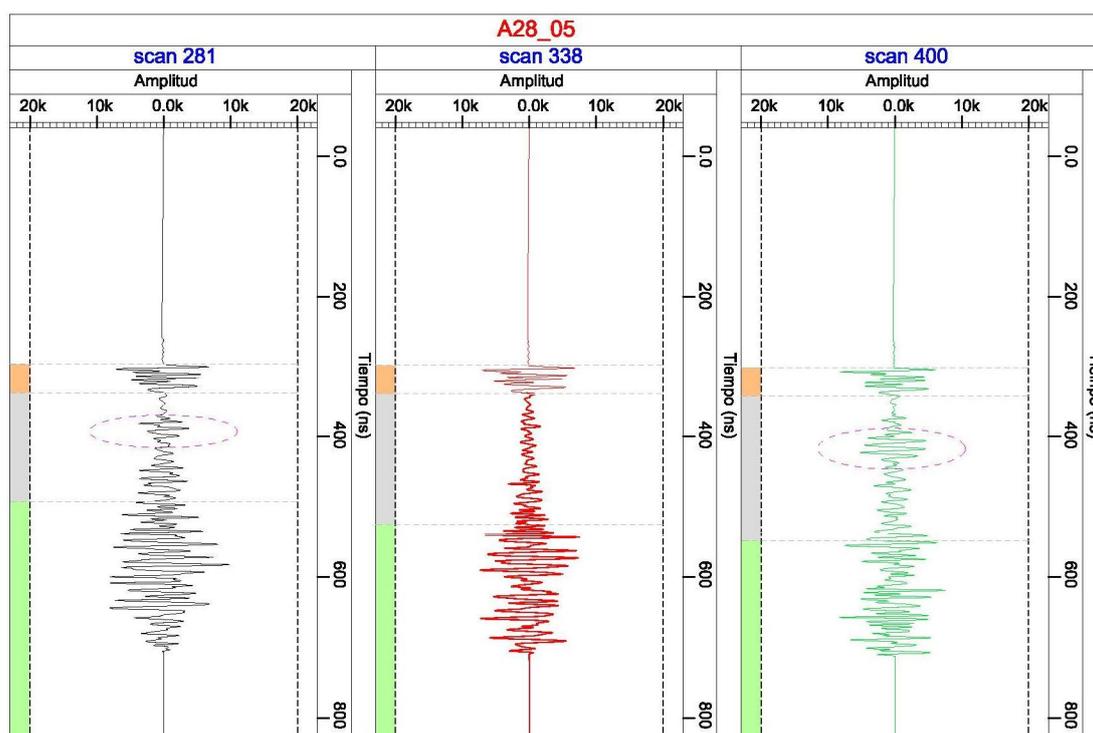


Figura 6.38. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de las trazas del perfil geofísico 28_05 del Aneto, donde se localizan los cambios del valor de la amplitud normalizada de la onda.

En la zona de conflicto del perfil **28_05**, los valores de velocidad del material que se barajan son 11, 12, 14 y $20 \pm 5\%$ cm/ns.

Seleccionamos tres trazas que cruzan la zona de estudio, que como ya se ha dicho coinciden con la zona de reflexión detectada en el perfil **28_01**.

El comportamiento de la **traza 281**, cambia de polaridad cuando cruza la capa de hielo templado a los 400 ns tiempo de viaje y a una profundidad de 15 m, pasando a una polaridad (+-+), lo cual nos indica que está atravesando un material con mayor constante dieléctrica que el hielo. Los valores de amplitud normalizada en esta singularidad se encuentran en el rango $[-3.600; 3.000]$, estos son mayores que los valores del hielo circundante.

El análisis de la **traza 338** consecutiva a la anterior, no nos aporta mayor información, la amplitud de la onda dentro de la capa de hielo es muy similar durante toda la profundidad.

Por el contrario en la **traza 400** de nuevo se produce un cambio del valor de la amplitud normalizada entre $[-5.000; 4.400]$ y presenta una polaridad a los 418 ns de tiempo de viaje (-+-). Esta polaridad coincide con la polaridad establecida en la traza de análisis del perfil 28_01.

Este elemento endoglaciario, se podría corresponder con un *canal relleno de agua y aire*, más concretamente una zona donde se está produciendo una escorrentía del agua de la ablación hacia el frente del glaciar,

desplazándose por el lecho del mismo, puede ser *un canal de drenaje subglaciar*. La hidrología subglaciar se estudio por primera vez (Mathews, 1964).

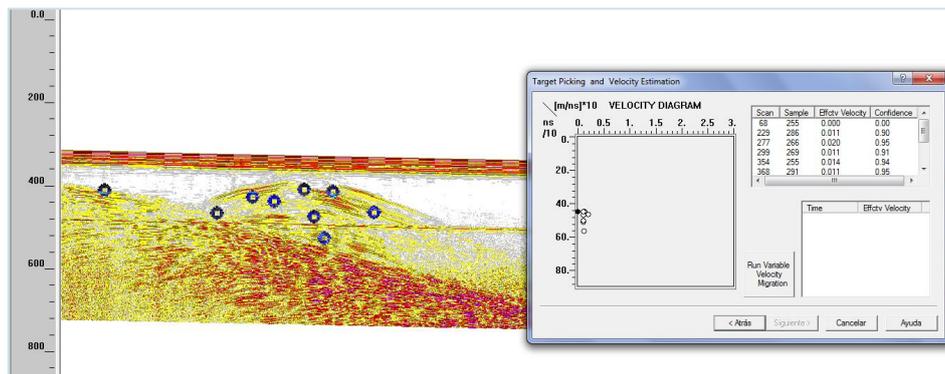


Figura 6.39. Puntos de velocidades, obtenidos por el método de la hipérbola de difracción en la zona de estudio en el perfil 28_05.

I.4.4 Lecho del glaciar Aneto

El lecho rocoso está formado por roca granítica. Esta roca es continuamente pulida, por los diminutos fragmentos de roca que quedan atrapados en el hielo y por el efecto de rozamiento con el lecho. Como consecuencia de dicha acción se producen acanaladuras, cubetas, ect... que indican la dirección de movimiento del glaciar.

Cuando el glaciar se retira, el paisaje que queda al descubierto, muestra pequeñas piedras (till), depositadas en los laterales y en el borde de avance del glaciar. A menudo trozos de roca mayores son transportados por el glaciar en la superficie, que se depositan al final de la zona de ablación.



Figura 6.40. Piedras erráticas que se desplazan en la superficie del glaciar, hasta depositarse en el frente del glaciar.

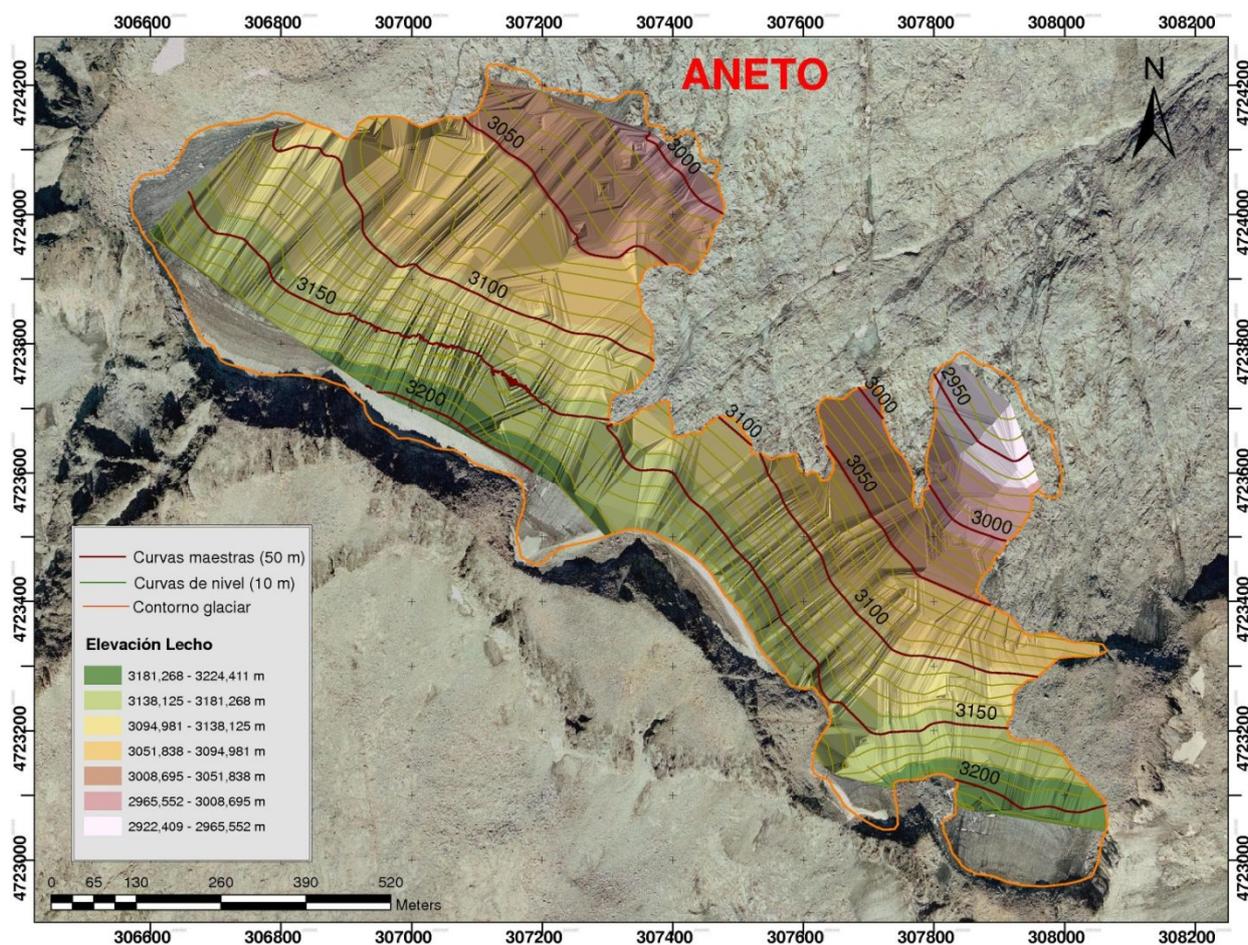


Figura 6.41. Modelo TIN del lecho rocoso del glaciar Aneto. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 50 m. Escala 1:3.700.

El lecho de roca pulida, se produce bajo un glaciar en movimiento donde afloran suficientes rocas para actuar como agente pulidor. Los diminutos fragmentos de roca atrapados en el hielo frotaron esta losa como un papel de lija fino. Se observa la morfología del sustrato muy irregular como consecuencia de la actuación conjunta de los fenómenos de arranque glaciar, abrasión y empuje.

Los valores de amplitud normalizados registrados va desde los [-5.400; 5.400] hasta [-18.600; 18.600]. Las velocidades son de 10 cm/ns, 11 cm/ns, 12 cm/ns y 13 cm/ns, obtenidas mediante la aplicación de la fórmula (5.2).

Para la realización del TIN de la superficie topográfica del lecho, se procesa un total de 5.073 puntos obtenidos de la digitalización del zócalo granítico en los radargramas de los perfiles geofísicos. Se representan las curvas de nivel cada de 10 m y las curvas maestras cada 50 m, como se observa en la figura 6.41.

La cota máxima de la roca obtenida es de 3.224,411 m.s.n.m, mientras en los dos frentes del glaciar son: en el lóbulo occidental la cota mínima es 2.991,067 m.s.n.m y en el lóbulo oriental la capa desciende hasta los 2.922,409 m.s.n.m.

Se observa a simple vista que en la superficie topográfica del lecho modelada en 3D, se pueden identificar las cubetas mientras que los elementos de menor tamaño como las grietas basales que suele caracterizar el relieve subglaciar no se pueden visualizar. Por esta razón se proyectan las secciones que ya se han comentado en el apartado anterior que permiten hacernos una idea los fenómenos ocurridos en la zona, relacionándolos con los estudios morfológicos realizados en el macizo Aneto-Maladeta por Martínez (1986) relacionando los elementos morfológicos con el aspecto actual del lecho.

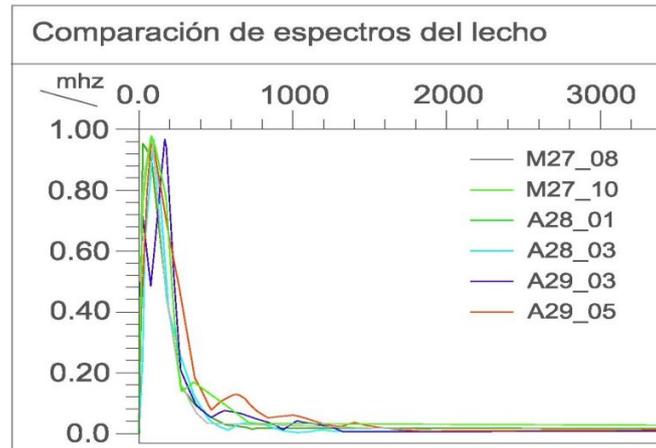


Figura 6.42. Gráfico comparativo de los espectros de varias trazas del zócalo en sendos glaciares.

Estudiando los espectros del lecho que se producen en las distintas trazas seleccionadas se determinan un picos de máxima frecuencia distintos para cada traza (no coinciden), se mueven en una abanico desde los 20 MHz hasta los 200 MHz.

I.4.4.1. Sedimentos subglaciares.

Por debajo del lecho del glaciar, se encuentran reflectores subglaciares que producen una reflexión de la onda similar a la producida por el lecho. Estos materiales pueden estar formados por till o derrubios que durante el flujo del hielo se depositan en el fondo formándose posteriormente una nueva base de roca.

Normalmente este tipo de material contiene agua subterránea producto del deshielo, como un acuífero confinado, siendo mucho más permeable que la roca subyacente (Mathews y Mackay, 1960; Boulton y Iones, 1979).

La capa de posibles till produce un horizonte de reflexión interna que se puede confundir con la reflexión del lecho (Dowdeswell et al., 1984). Como consecuencia se produce un aumento de la amplitud que se observa muy claramente en la zona central del radargrama.

Las velocidades que se obtienen en la zona de conflicto, nos dan valores que se corresponden con las fases granito-hielo-aire. El perfil 28_14 se traza en la lengua oriental a unos 165 m del borde del frente.

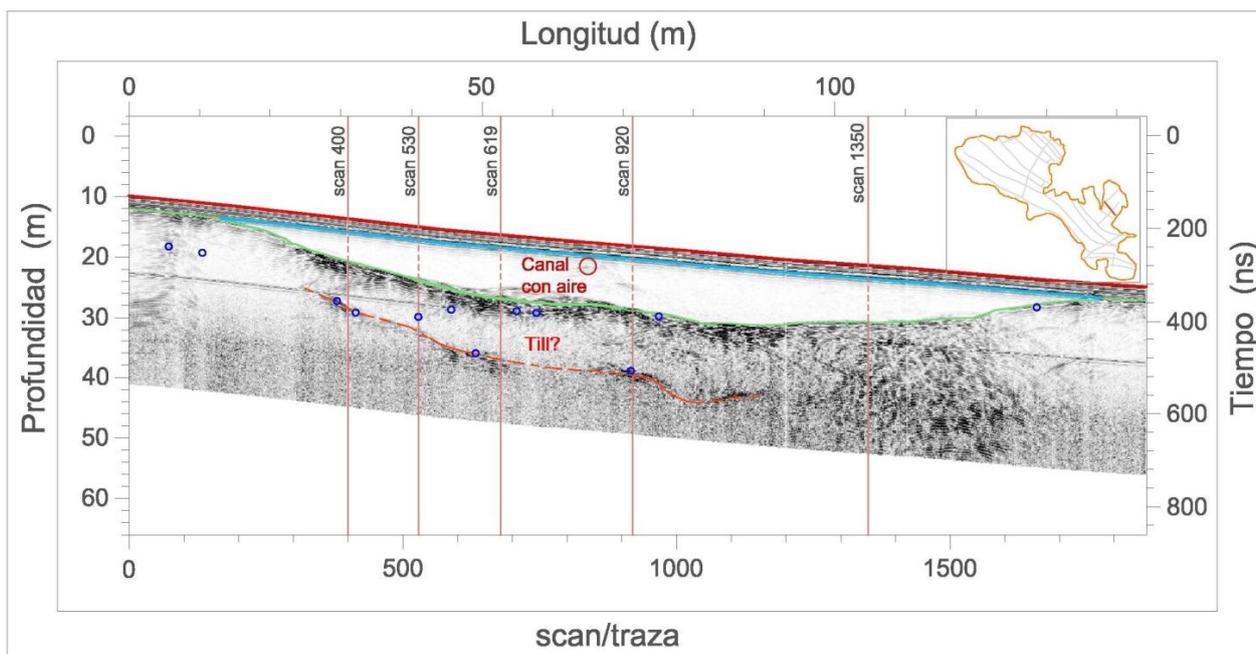


Figura 6.43. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 28_14 del glaciar Aneto, en este perfil se identifican las principales capas de análisis y una cuarta capa que discurre casi paralela al lecho del glaciar de posibles depósitos de sedimentos. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifican las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

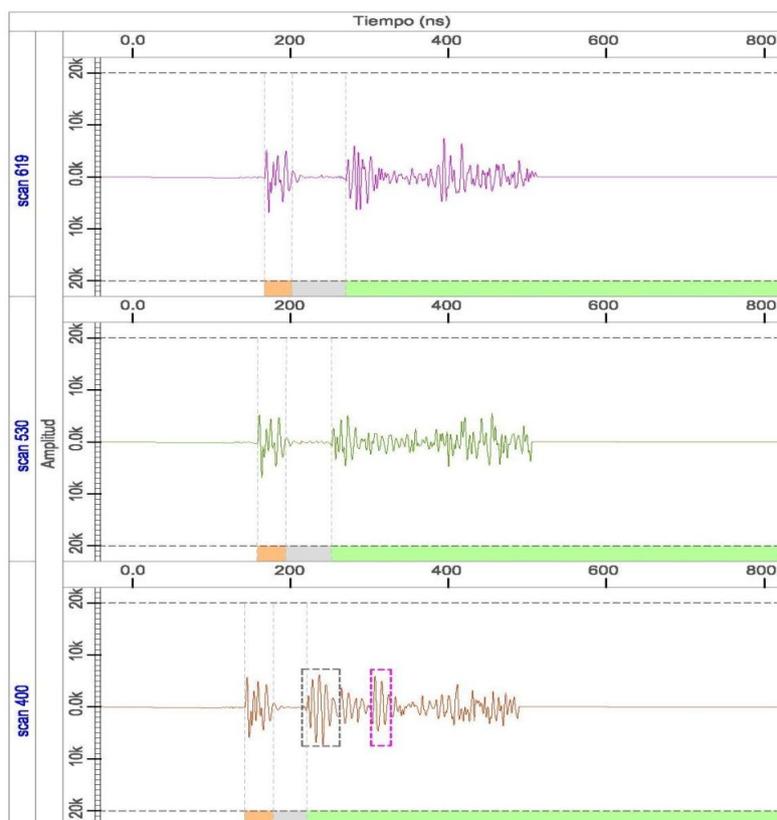


Figura 6.44. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de las trazas del perfil geofísico 28_14 del Aneto, donde se localizan la dispersión de la onda. Se identifican los patrones de cambio en el valor de la amplitud normalizada de la onda en las dos interfaces (en azul la interfaz lecho y en lila la interfaz de la formación de posibles sedimentos).

A una distancia 31 m del origen del perfil, el georradar registra la **traza 400**. Ésta nos da la información para catalogar el elemento subglaciar. En la traza se identifica el estrato neviza/firn, seguido del hielo templado y por último se alcanza el lecho a los 275,76 ns de tiempo de viaje, a una profundidad de 5,95 m. Los valores de amplitud normalizada de la onda se encuentran en el rango [-8.200; 7.400] con una la polaridad es (+-+).

Tras atravesar el zócalo granítico la onda entra en una zona con menor amplitud a los 298 ns, hasta encontrarse con otra interfaz electromagnética en la cual se incrementa bruscamente de nuevo. La amplitud normalizada que se da como consecuencia de la posible formación de till y/o derrubios subglaciares se encuentra en el rango [-3.900; 4.350]. En este caso no se produce un cambio de polaridad con respecto al lecho lo que implica que el tipo de material de la formación es granito. El espesor de esta formación subglaciar es de 7,35 m.

La anomalía se alcanza a una profundidad de 14,70 m, se da a los 369,61 ns de tiempo doble de la onda, donde la polaridad cambia de (+-+) a (-+-), lo que implica que se produce un aumento de la velocidad y por ende la permitividad dieléctrica disminuye con respecto al material superior, lo cual implica la presencia de inclusiones o corrientes de agua. La velocidad registrada de $11 \pm 5\%$ cm/ns se encuentra dentro del rango de valores tipificados por Annan (2005) para el granito húmedo, mientras que la amplitud normalizada toma valores dentro del rango [-5.800; 6.800], muy similar a la registrada para el lecho. Se concluye que el patrón de dispersión del lecho y la interfaz anómala es muy similar, con un cambio de polaridad entre ambos, como se muestra con los recuadros de la figura 6.44.

La siguiente traza que nos aporta información relevante es la **traza 920**, que se sitúa a una distancia de 40,35 m de la traza ya analizada (400). La interfaz hielo-lecho se alcanza a los 372,97 ns de tiempo doble y a una profundidad de 9 m. La amplitud normalizada que se registra tras el procesado varía dentro del rango [-14.400; 15.300], la polaridad no cambia con respecto a la interfaz superior (+-+). La zona de till se alcanza a los 385,65 ns y a una profundidad de 11 m, los rangos de amplitud son similares a los registrados en la traza (400) concretamente [-4.400; 4.300], la polaridad se invierte con respecto al material anterior (-+-), unos nanosegundos después se invierte de nuevo (+-+). La velocidad registrada en la zona de posibles sedimentos es de $14 \pm 5\%$ cm/ns, característica del hielo con un contenido de agua aproximadamente 6,5%.

Después de atravesar alrededor de 10,5 m, se alcanza la interfaz anómala causante del cambio de polaridad a (-+-), lo cual implica la presencia de agua en el material. El rango de los valores de amplitud normalizada registrada se encuentra entre [-10.362; 10.878], dentro de los valores establecidos en las formaciones graníticas. En la figura 6.45, se muestran los dos patrones de reflexión que son similares a excepción del cambio de polaridad entre ambos.

Después de este exhaustivo examen de los parámetros de las ondas electromagnéticas en el perfil 28_14, se clasifica la formación como una posible capa de *mezcla de derrubios o till húmedos y hielo templado* con alto

contenido de agua entre una interfaz superior de lecho y una interfaz inferior de losa de granito húmedo con una velocidad en el material de $11 \pm 5\%$ cm/ns.

Esta mezcla de permitividades dieléctricas, se encuentra más débilmente delimitada en los perfiles consecutivos que enlazan con el perfil de estudio, los perfiles geofísicos 28_04 y 28_15.

En la zona central se localiza un canal endoglaciario a 4,6 m de profundidad, con una velocidad propia de los elementos con burbujas de aire $22 \pm 5\%$ cm/ns, por su cercanía a la interfaz neviza/firn, el *canal presenta aire* y tiene como función evacuar el agua acumulada en el firn, transportándola hasta el frente del glaciar o el lecho. Las coordenadas UTM de ubicación son (307854,853; 4723546,811; 2989,392).

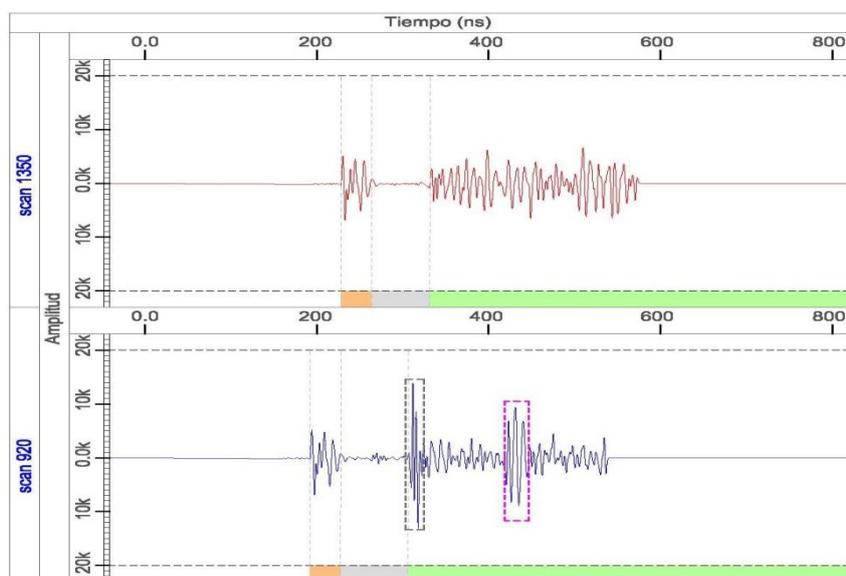


Figura 6.45. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de las trazas del perfil geofísico 28_14 del Aneto, donde se localizan los cambios en el valor de la amplitud normalizada de la onda.

I.5 Relieve subglaciar del Aneto en 3D

Tras el exhaustivo estudio de cada una de las capas que conforman la estructura interna del glaciar, la identificación, caracterización y localización geográfica de los elementos endoglaciares y subglaciares, se puede realizar una representación en tres dimensiones de los resultados más significativos. En la figura 6.46, se muestra el modelado 3D del zócalo granítico detectado, éste junto a las secciones realizadas en Autocad (*apartado I.3*) y los perfiles topográficos de los trazados geofísicos (*Anexo I*), nos aporta información sobre la morfología, estructura e irregularidades que presenta el lecho.

El lecho del glaciar presenta una morfología marca por la irregularidad de la superficie como consecuencia de la acción erosiva (arranque glaciar, abrasión, empuje) produciéndose depresiones de sobrexcaación del lecho (cubetas), estrías, huellas de choque, etc... (figura 6.46.a). Se observan cuatro grandes cubetas excavadas en la roca granítica.

La primera cubeta se sitúa en la zona de acumulación del lóbulo oriental, con una extensión aproximada de 2 ha, ésta tiene un espesor del estrato firn máximo de 2,5 m, mientras que la capa de hielo tiene una profundidad de unos 20 m. Como consecuencia de la acción erosiva del glaciar y la morfología irregular que presenta el lecho subglaciar.

La segunda cubeta se localiza en la zona de acumulación del lóbulo occidental del glaciar, con una extensión aproximada de 8,7 ha, ocupa toda la parte central extendiéndose desde la rimaya hasta el final de la zona de ablación. En esta cubeta se registran los valores máximos de espesor y profundidad para las dos capas de estudio. Siendo el espesor del estrato firn de 3 m y el hielo en ésta alcanza una profundidad máxima de 32 m. Se obtienen un valor medio del estrato firn en esta zona de 2 m y una profundidad media del hielo de 20 m. En la zona ocupada por la cubeta detectada se localizan dos grietas colmatadas de agua y un canal de drenaje endoglaciar (figura 7.1).

La tercera cubeta se encuentra en la zona de acumulación central, concretamente donde se unen los dos lóbulos del glaciar. Ésta zona presenta un valor del estrato firn entrono a los 1,9 m, mientras que la profundidad del hielo es de unos 25 metros. La extensión de esta cubeta es de aproximadamente 0,4 ha.

En la cuarta zona (zona 1), se observa una zona que presenta menos irregularidades que las analizadas anteriormente. Como se localiza en la zona de ablación del lóbulo oriental, los valores de espesores y profundidad de las capas son más bajos en el estrato firn se registran espesores hasta los 2 m y la profundidad del hielo es menor de 10 m. En esta zona se identifican varios elementos endoglaciares un canal de drenaje y una grieta colmatada de agua. También se detecta una capa de sedimentos subglaciar, ésta capa puede ser la causante de ese aspecto suavizado del lecho. Observando del perfil topográfico longitudinal que cruza esta zona (28_04), la superficie glaciar es paralela al lecho en el sentido de la máxima pendiente.

El programa ArcGis dispone de varias opciones que permite calcular volúmenes entre distintos MDE. El cálculo del volumen ocupado por un MDE, se puede realizar utilizando como base de referencia de la altitud un plano de referencia con la opción (polygon volumen) o bien por el contrario utilizando otro MDE como referente. En este último caso el cálculo se realiza por la diferencia entre los dos MDE tanto sobre el plano de referencia como por debajo de éste (surface difference). En nuestro estudio se usa la opción por diferencia entre MDE. El MDE de referencia se obtiene realizando el TIN de los puntos que forman el límite del área glaciar en la cual se registraron datos GPR. El volumen aproximado determinado para el glaciar Aneto es de $3,11 \text{ hm}^3$, mientras que la extensión aproximada del glaciar en 3D es de 56 ha.

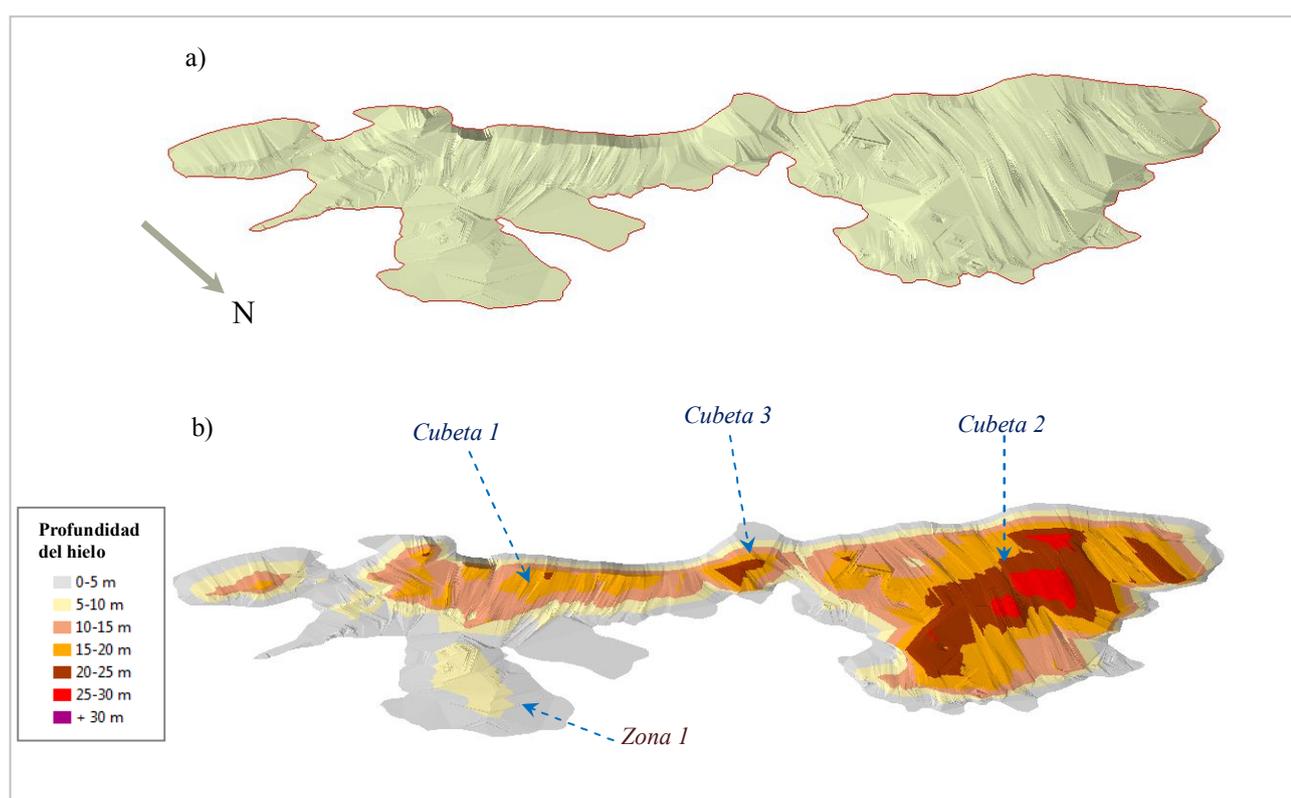


Figura 6.46. Representación en 3D del zócalo granítico del glaciar Aneto. a) representación del relieve subglaciar, b) representación del relieve subglaciar incluyendo los contornos de profundidad del hielo, identificando cubetas de acumulación.

II. GLACIAR LA MALADETA

II.1 Toma de datos

Los datos GPS y GPR, en el glaciar La Maladeta, se toman durante la segunda quincena del mes de Agosto.

En este caso se diseña una red de 14 perfiles geofísicos transversales, solamente se realiza un punto de corte en el diseño de estos perfiles, con los cuatro perfiles longitudinales, que discurren desde la rimaya del glaciar hasta la lengua, en la dirección de la máxima pendiente. De esta forma se garantiza que las señales continuas tomadas con el georradar cubren la mayor superficie posible del glaciar.

Los cuatro perfiles longitudinales denominados: M27-01, M27-02, M27-03 y M27-04, nos proporcionan información de la longitud del glaciar para el año 2008, que es de aproximadamente 760 m.

La sección del perfil longitudinal que corta el glaciar desde su coronación hasta el frente, presenta una pendiente de 40%. Distribuida en cuatro perfiles M27-01, M27-02, M27-03 y M27-04, con unas pendientes medias de 35%, 45%, 43% 46,7%, respectivamente.

Los perfiles diseñados en la zona de acumulación del glaciar, se denominados como M26 y cruzan el glaciar de un margen hasta el contrario. Estos perfiles transversales son: 26_01, 26_02, 26_03, 26_04, 26_05, 26_06 y 26_07 que equidistan unos de otros aproximadamente 50 m. De todos los perfiles trazados en esta zona el 26_06 es el que presenta mayor longitud de trazado 625 m.

El procesado de los datos GPR en la zona de acumulación, como ya se ha relatado en el **apartado 5.2.2**, son más complicados de interpretar. En ellos se produce una gran dispersión de la onda electromagnética, presentando un radargrama donde resulta complicado la identificación de los eventos geofísicos y como consecuencia no se aprecian hipérbolas de difracción.

En la zona de ablación se diseñan siete perfiles transversales, es denominan como M27 y son: 27_13, 27_12, 27_11, 27_10, 27_09, 27_08 y 27_07.

Con el diseño de los perfiles entrelazados, se dispone de cruces entre los perfiles para poder comprobar los datos GRP de las interfaces tras el procesado. De esta forma se pueden asignar características al subsuelo e identificar eventos geofísicos en varios perfiles a la vez. Este diseño se plasma en la figura 6.48.

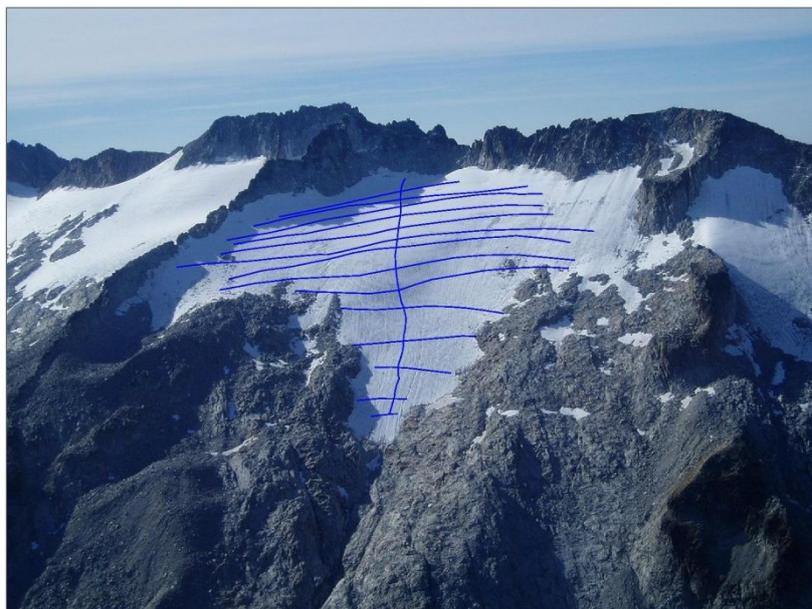


Figura 6.47. Perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008. Fotografía tomada en campo.

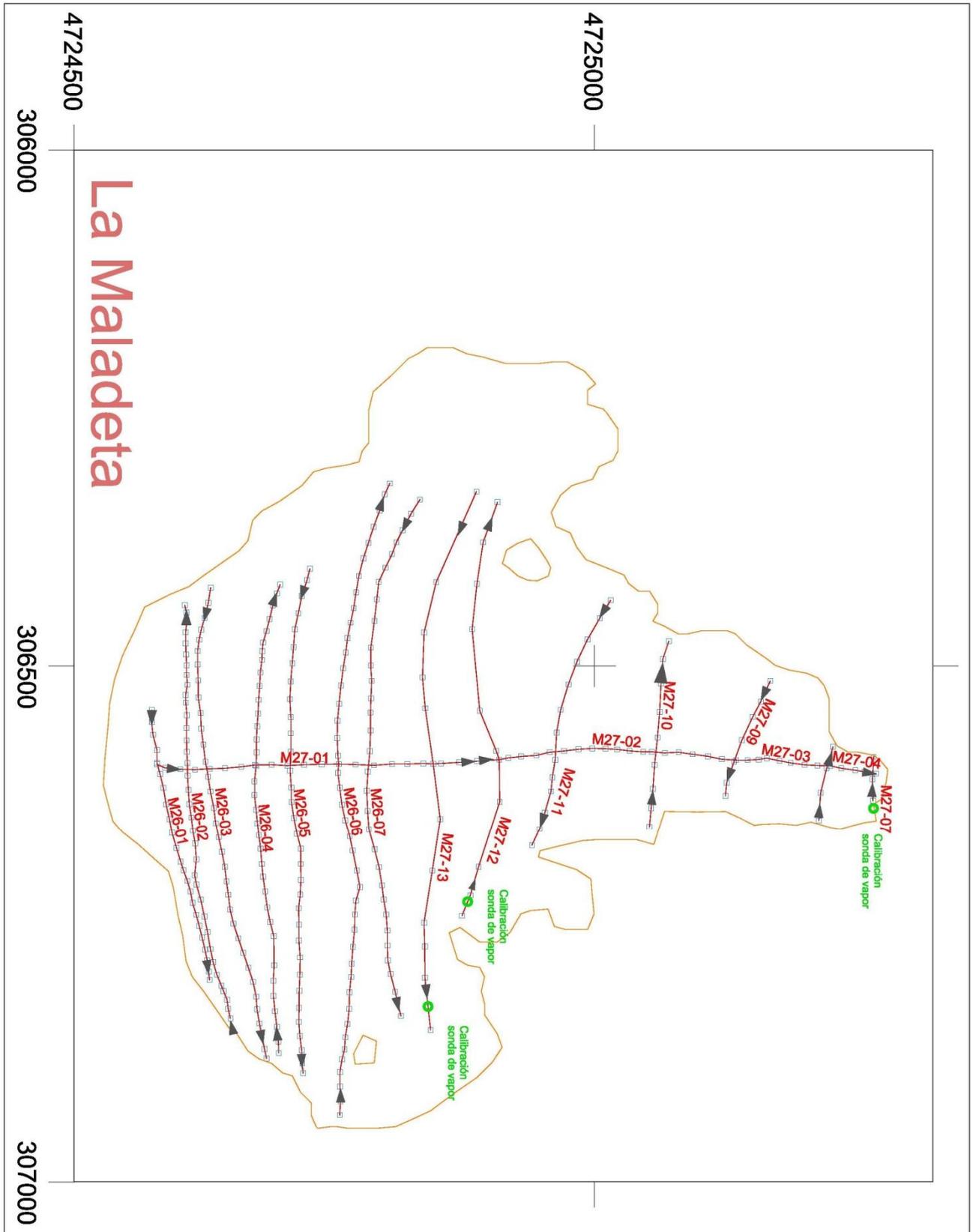


Figura 6.48. Perfiles de georradar en el glaciar La Maladeta en el año 2008, con los puntos de calibración de la sonda de vapor en verde y los puntos GPS representados en azul y la flecha negra indica la dirección de los perfiles geofísicos.

II.2 Obtención de la topografía del glaciar La Maladeta

También se registraron con GPS diferencial de gran precisión puntos de control a lo largo de los perfiles geofísicos (figura 6.48), determinado de forma precisa las coordenadas de localización de éstos sobre el glaciar.

Se utilizan la base topográfica definida anteriormente para otros trabajos de campo del programa ERHIN, llevados a cabo en los glaciares, que permite obtener las coordenadas GPS de los puntos en la superficie helada y el contorno del mismo. Esta base es torre Cordier con coordenadas (306167,529; 4725218,617; 3050,959).



Figura 6.49. Bases topográfica utilizadas para la toma de datos GPS y coordenadas UTM por Topografía Clásica.

La topografía de la superficie de La Maladeta, se procesa partiendo de los puntos de control tomados con la tecnología GPS con corrección diferencial (DGPS) y topografía clásica. Las altitudes han sido medidas sobre el elipsoide WGS84 y posteriormente se han puesto en referencia al nivel medio del mar.

Se procesa un total de 350 puntos para crear la superficie. El modelado se realiza creando la triangulación en ArcGis. Los tramos de representación de las altitudes son siete, creando curvas de nivel cada 10 m y las curvas maestras cada 25 m (figura 6.50).

El circo del glaciar se sitúa a una cota máxima de 3.189,537 m.s.n.m descendiendo hasta los 2.856,055 m.s.n.m en el frente.

La superficie total de La Maladeta medida a partir del contorno de 2008 digitalizado por en el marco del programa ERHIN, en AutoCad es de 29,3 ha con un perímetro de 2.832,024 m.

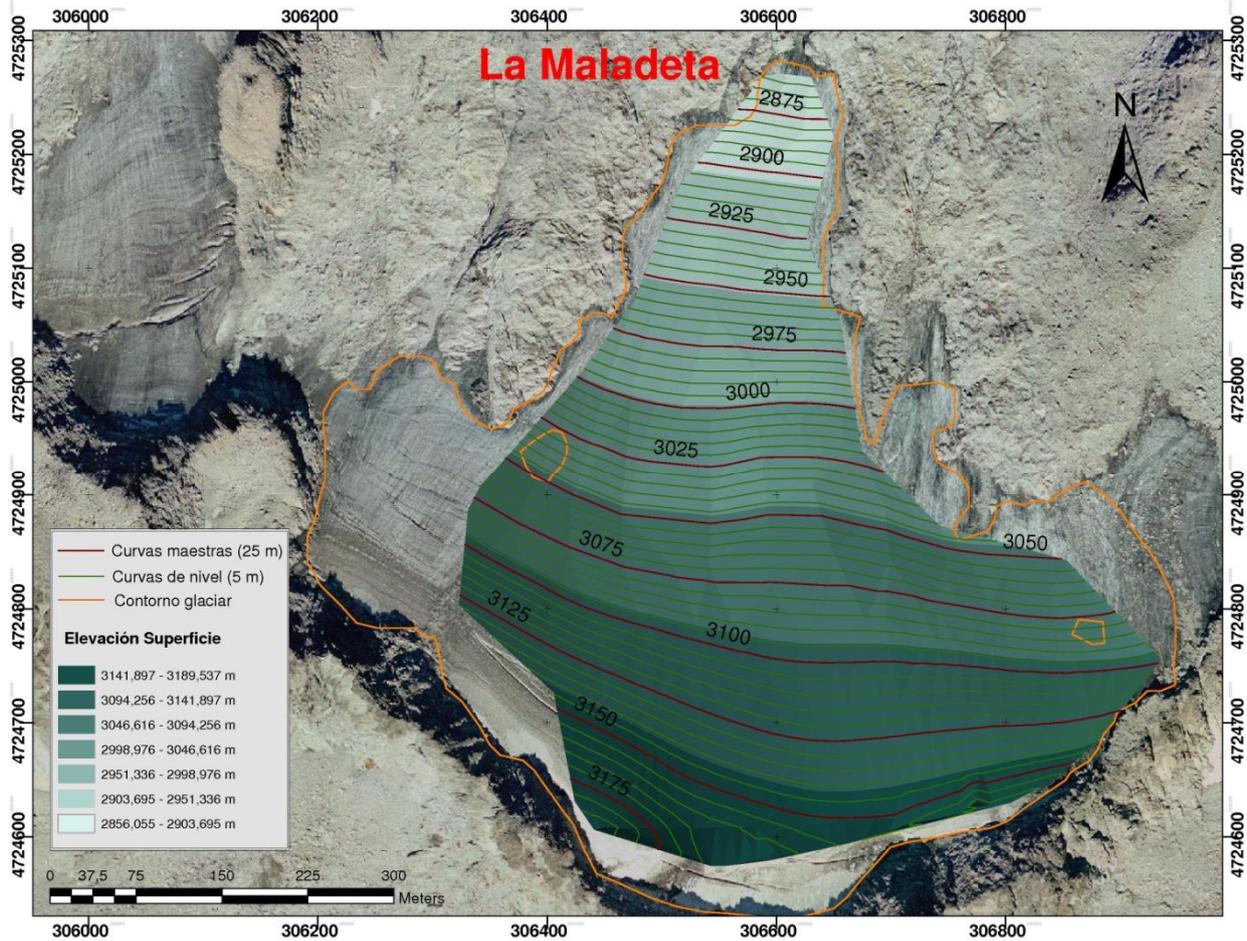


Figura 6.50. Topografía superficial del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Escala 1:2.100.

II.3 Secciones composición modelado 3D

En la generación de las secciones de los perfiles trazados en el glaciar, se representan en tres dimensiones todos las interfaces electromagnéticas, elementos (endoglaciares y subglaciares) que conforman el glaciar.

Las líneas de trabajo que se siguen son:

- 1º trazado de las interfaces que atraviesa la onda electromagnética en su viaje.
- 2º localización de los elementos principales endoglaciares: reflectores internos, grietas, corrientes supraglaciares, till, morrenas, zonas de derrubios.
- 3º localización de zonas con anomalías en los valores de amplitud de la traza.
- 4º se incluye en las secciones los puntos de velocidad obtenidos mediante los métodos descritos anteriormente.

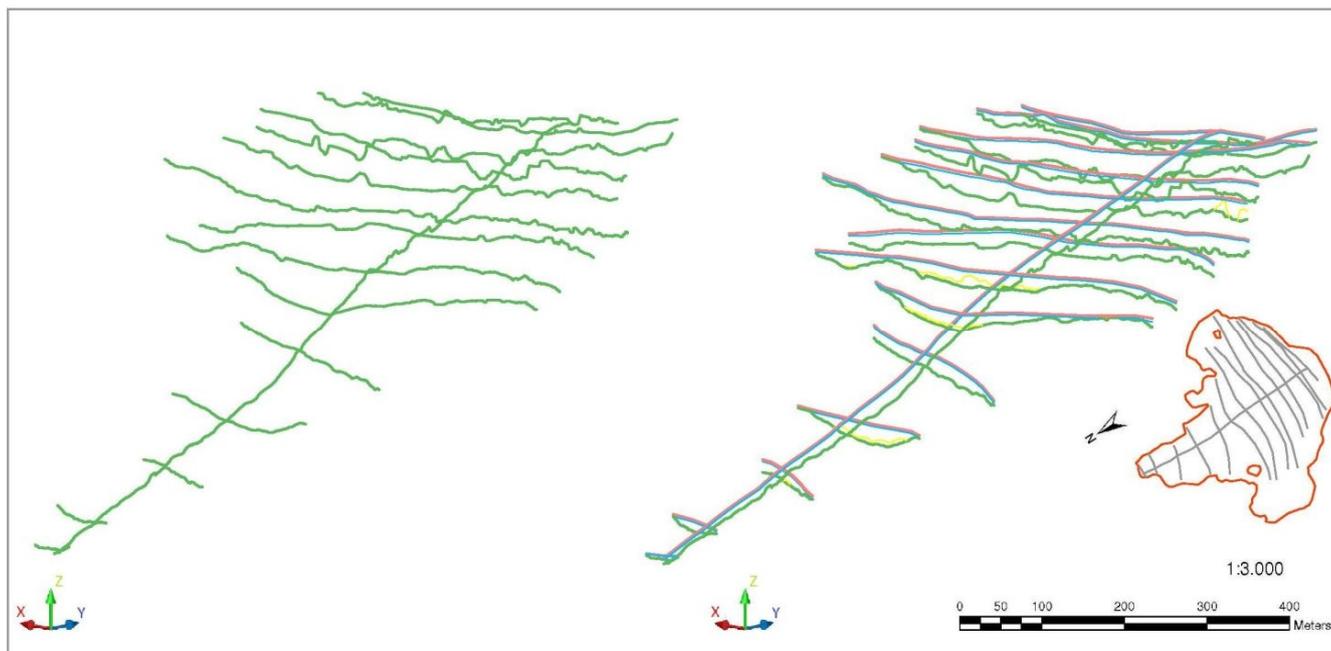


Figura 6.51. Secciones del lecho rocoso del glaciar La Maladeta en perspectiva isométrica. En la figura de la izquierda se representa únicamente el lecho del glaciar, mientras que en la figura de la derecha se muestran todas la interfaces electromagnéticas registradas.

II.4 Análisis de las capas que conforman la estructura interna de La Maladeta

II.4.1 Estrato neviza/firn

Como ya hemos visto en el **capítulo 4**, el valor la velocidad de la onda electromagnética, varía espacialmente y temporalmente. Teniendo en cuenta esta hipótesis, los parámetros físicos de la onda en esta capa, no tiene por qué coincidir con el valor obtenido en el glaciar del Aneto. Por ello se compara la línea de ajuste de la amplitud que se determino en el estudio llevado a cabo en el Aneto, con las gráficas de varias trazas en La Maladeta.

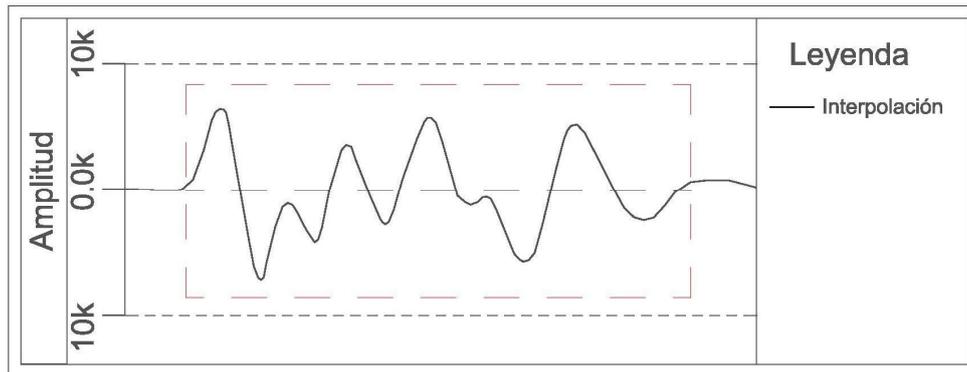


Figura 6.52. Gráfica de ajuste obtenida tras la interpolación de varias trazas en el estrato neviza/firn del glaciar Aneto.

Comparamos la gráfica anterior con varias trazas de La Maladeta, perteneciente a la zona de la neviza/firn. Las crestas de los picos en las amplitudes se corresponden con las obtenidas en las trazas del Aneto. La polaridad se evalúa con tres ciclos.

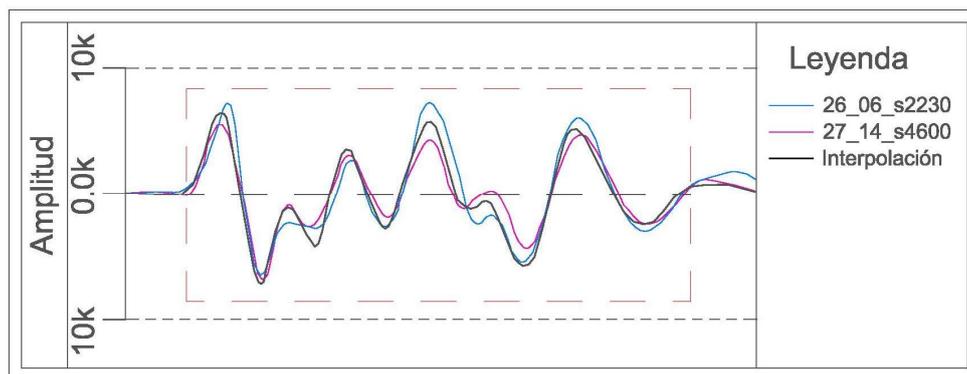


Figura 6.53. Comparación de la gráfica de ajuste obtenida tras la interpolación de varias trazas en el estrato firn/neviza, con las trazas del glaciar La Maladeta.

Los valores de amplitud normalizada de las ondas cuando atraviesa el estrato desde la interface aire-neviza hasta la interfaz firn-hielo, se encuentran comprendidas en un rango $[-7.000; 7.000]$. Los valores de velocidad calculados para este estrato están comprendidos entre los 21 cm/ns – 25 cm/ns. Estos datos se corresponden con los evaluados en el glaciar Aneto comentados en el **apartado I**.

En el procesado del modelo TIN de la superficie topográfica (figura 6.54) del estrato neviza/firn, intervienen 346 puntos, de los cuales se obtienen las coordenadas UTM a partir del procesado de dicho estrato en los radargramas de los perfiles geofísicos que confieren el entramado de datos GPR, como se ha explicado en el apartado 5.2.4. Se representan las curvas de nivel cada 10 m y las curvas maestras cada 25 m.

La cota máxima de coronación del estrato neviza/firn es de 3.188,394 m.s.n.m en circo, mientras en cota mínima desciende hasta 2.854,321 m.s.n.m en el frente del glaciar.

En los cálculos de los espesores del estrato neviza/firn aparte de los puntos de control de los perfiles GPS y GPR, se incluyen también los puntos que delimitan el contorno del glaciar trazado dentro del programa ERHIN. El conjunto de datos finales que conforman estos cálculos es de 515 puntos (figura 6.55).

Como en el estudio del Aneto se establece el primer intervalo que comprenderá los valores de 0-1 m para la creación del mapa de contornos. En este rango se encuentran no solo los puntos que delimitan el área glaciar, sino todos aquellos donde el lecho rocoso aflora por encima límite de la interfaz neviza/firn, cuyo espesor de ésta en dicho punto será cero.

En los mapas se representan dos zonas en los laterales oriental y occidental, en las cuales el glaciar ha perdido como consecuencia de la ablación todo el hielo depositado sobre ellas, quedando el zócalo a la vista.

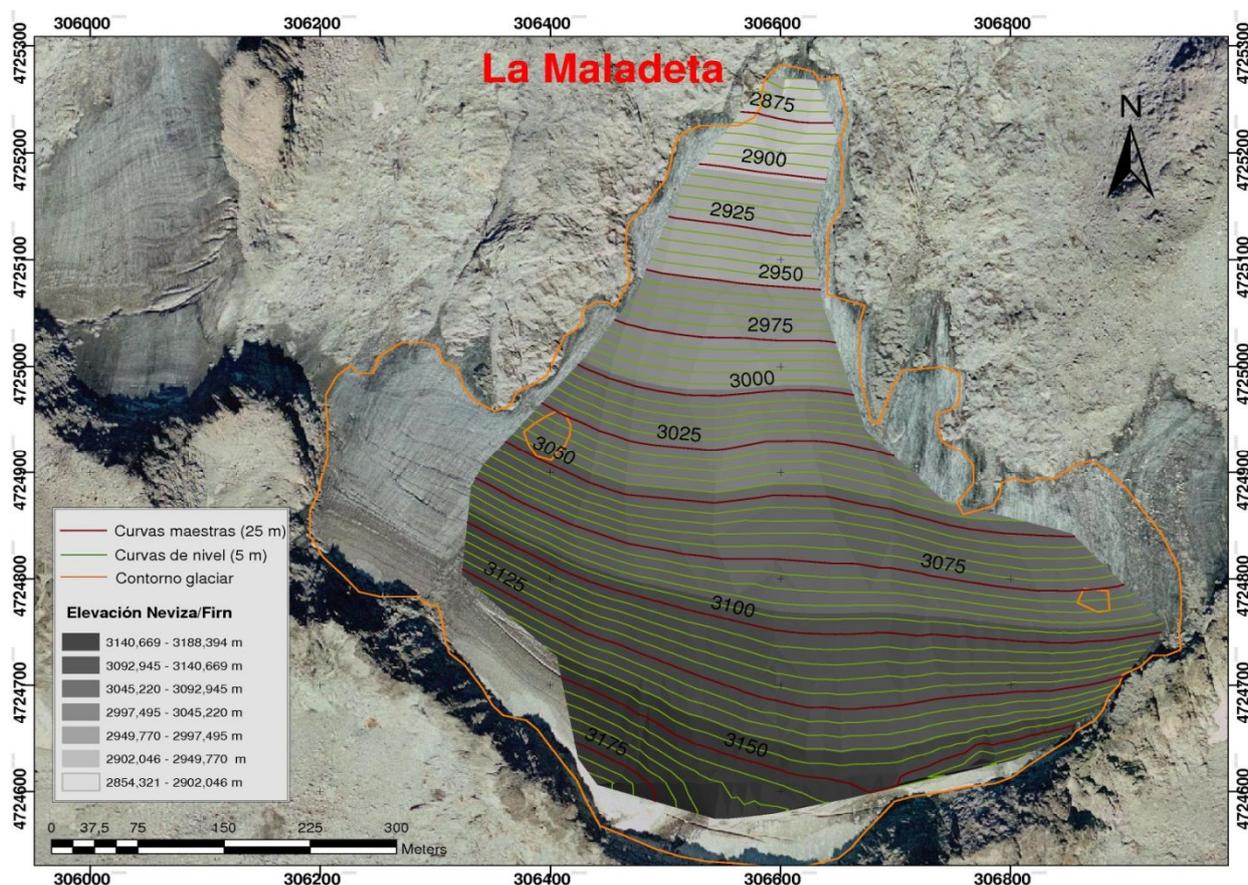


Figura 6.54. Topografía del estrato neviza/firn del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 25 m. Realizada con ArcGis. Escala 1:2.100.

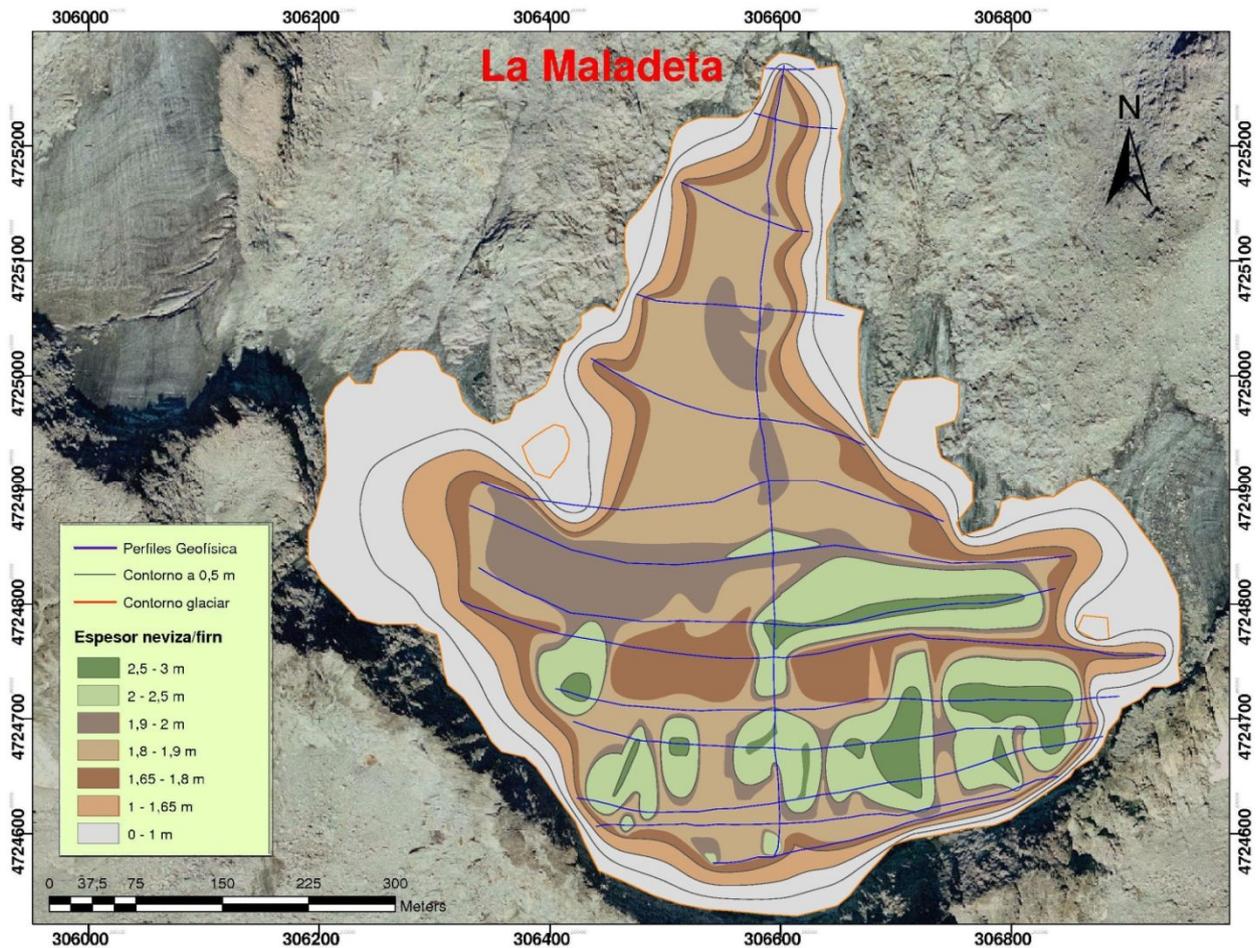


Figura 6.55. Modelado TIN del espesor de la capa neviza/firn del glaciar La Maladeta. Se representan los perfiles de geofísica y las curvas de nivel. Escala 1:2.100.

Esta capa presenta los espesores máximos de la capa neviza/firn, en la zona de acumulación y en la zona central. En el perfil geofísico 26_03, se localiza el máximo espesor de esta capa que es de 3,2 m, localizado en el circo del glaciar en el margen derecho. El primer tramo de valores del espesor de la neviza/firn, va desde 2,5 m hasta el valor máximo. La extensión de representación de este tramo en el glaciar es de aproximadamente 1 ha. El segundo tramo de valores entre (2 – 2,5 m) tiene una representación alrededor de 3,8 ha.

Evaluando los espesores de la neviza/firn, la mayor parte del área aproximadamente un 45% presenta un espesor dentro del intervalo 1,8 – 1,9 m, mientras que el siguiente intervalo con mayor área de representación es 1,9 – 2 m con 15,60% del área registrada con el georradar. Las zonas en las cuales el espesor es nulo, se registra este valor debido a que las dos interfaces de estudio intersectan (neviza/firn y zócalo granítico). Como es lógico, la profundidad de hielo templado en estas zonas también será nula.

El espesor medio de la capa de estudio es de 1,43 m, con una desviación estándar de 0,755.

II.4.2 Hielo templado

En el apartado **I.4.2.1**, se ha realizado un exhaustivo análisis de las gráficas de las trazas a su paso por la capa de hielo templado. Estos datos coinciden con los hallados para el glaciar La Maladeta. De modo que se toman como valores característicos para la capa el rango de amplitudes normalizadas $[-1.000; 1.000]$. La velocidad de la onda se determina en los perfiles de la zona de ablación, usando la ecuación (5.2).

En el perfil 27_10 (figura 6.56) se identifican unas zonas, donde se produce la dispersión endoglaciaria. La primera se localiza cerca del estrato neviza/firn, como consecuencia de la percolación del agua superficial y la segunda zona se localiza en el límite con el zócalo granítico, por donde transcurre el agua procedente de la fusión según la máxima pendiente hasta el frente del glaciar.

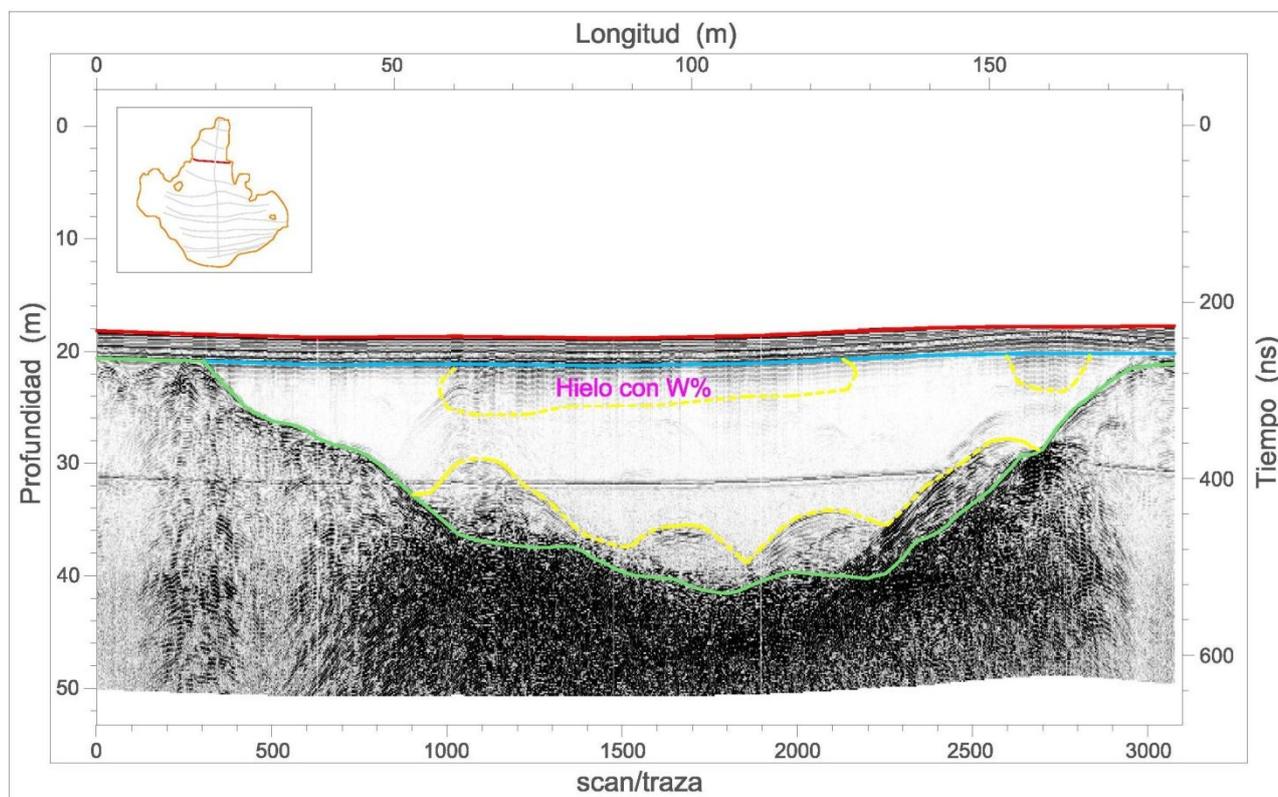


Figura 6.56. Plano del perfil 27_10 del glaciar La Maladeta, identificando las interfaces (en rojo la interfaz aire-firn, en cian la interfaz firn-hielo y en verde la interfaz hielo-roca) y las zonas con mayor dispersión de la energía de la onda en amarillo.

En la realización del modelado de la profundidad del hielo templado en el glaciar La Maladeta, se utiliza un conjunto de 3.441 puntos, obtenidos de la digitalización del zócalo granítico con el Radan 6.5, a los cuales se le añaden los puntos de delimitación del contorno del año 2008. Por lo tanto el conjunto de puntos que intervienen en la triangulación es de 3.610 puntos. Las curvas de nivel se representan cada 5 m y los intervalos de estudio de la profundidad del hielo se definen cada 5 m, como se muestra en la figura 6.57.

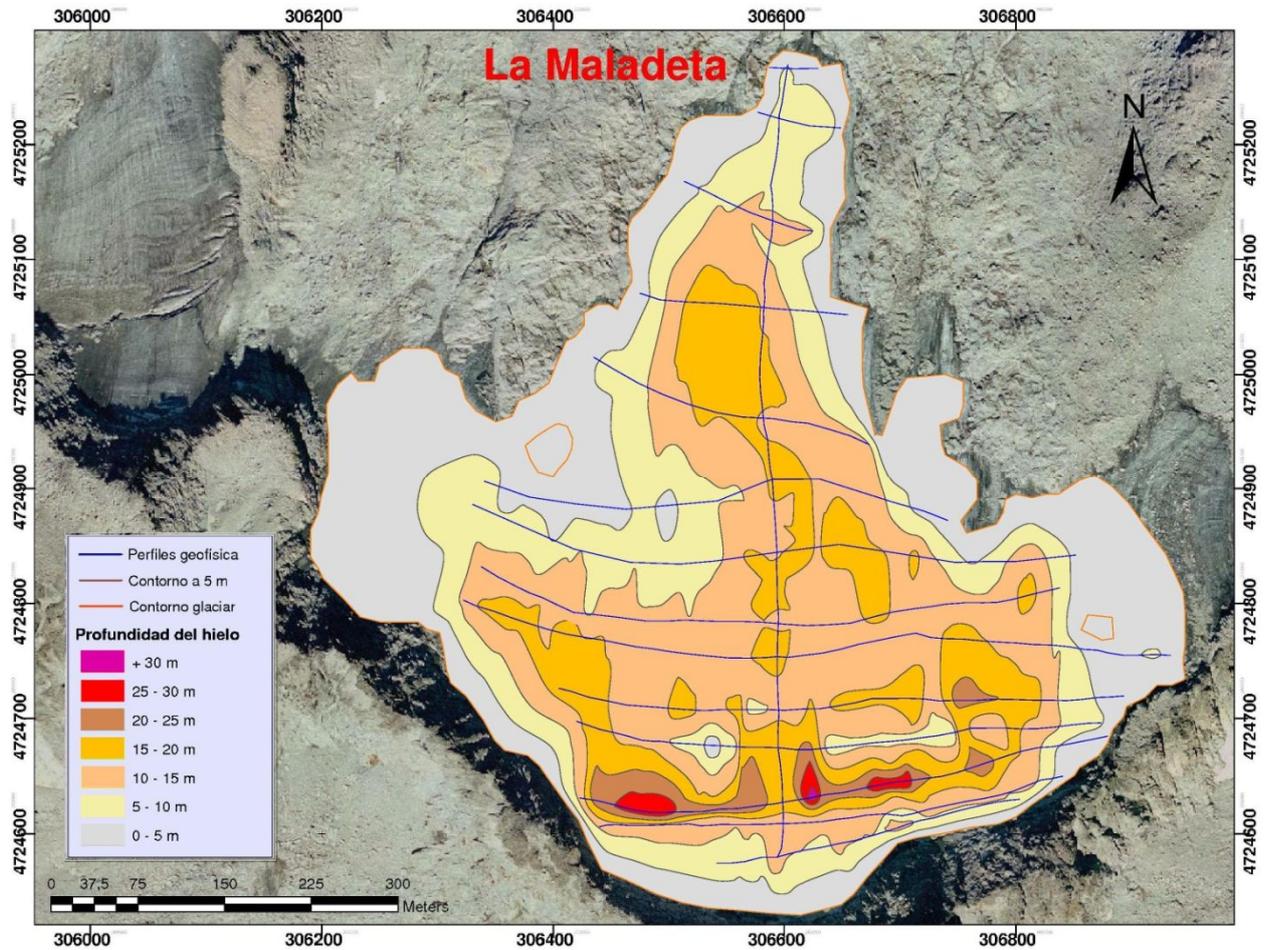


Figura 6.57. Modelado TIN de la profundidad del hielo en el glaciar La Maladeta. Escala 1:2.100.

Las zonas de mayor profundidad del hielo templado coinciden con las zonas donde se detecto también el espesor máximo del estrato neviza/firn.

La profundidad máxima se obtiene después de procesar los datos de campo del perfil geofísico 26-03 con un valor de 32 m. La capa de hielo templado es más profunda como cabe de esperar en la zona de acumulación, en la cual se dan los valores más altos. El segundo intervalo de representación va desde 25 m de profundidad hasta 30 m, cubre una superficie de aproximadamente 0,15 ha, como se muestra en la figura 6.57, se localiza en la cabecera del glaciar. La zona cubierta por hielo con una profundidad entre 20-25 m, es de aproximadamente 0,61 ha. Mientras que la superficie que contiene hielo con una profundidad entre 15-20 m, es de aproximadamente 4 ha.

En el perfil 27_07 tomado en el frente del glaciar presenta la mínima profundidad de hielo. La profundidad media de la capa de estudio es de 9 m, con una desviación estándar de 6,02.

II.4.3 Análisis de los elementos endoglaciares

II.4.3.1 Reflectores puntuales y reflectores lineales

En la zona central del glaciar se toma el perfil geofísico 27_13, visualizando el radargrama se identifican varios elementos endoglaciares que producen hipérbolas de difracción. Los clasificaremos de igual manera que para los eventos localizados en los datos GPR del glaciar Aneto.

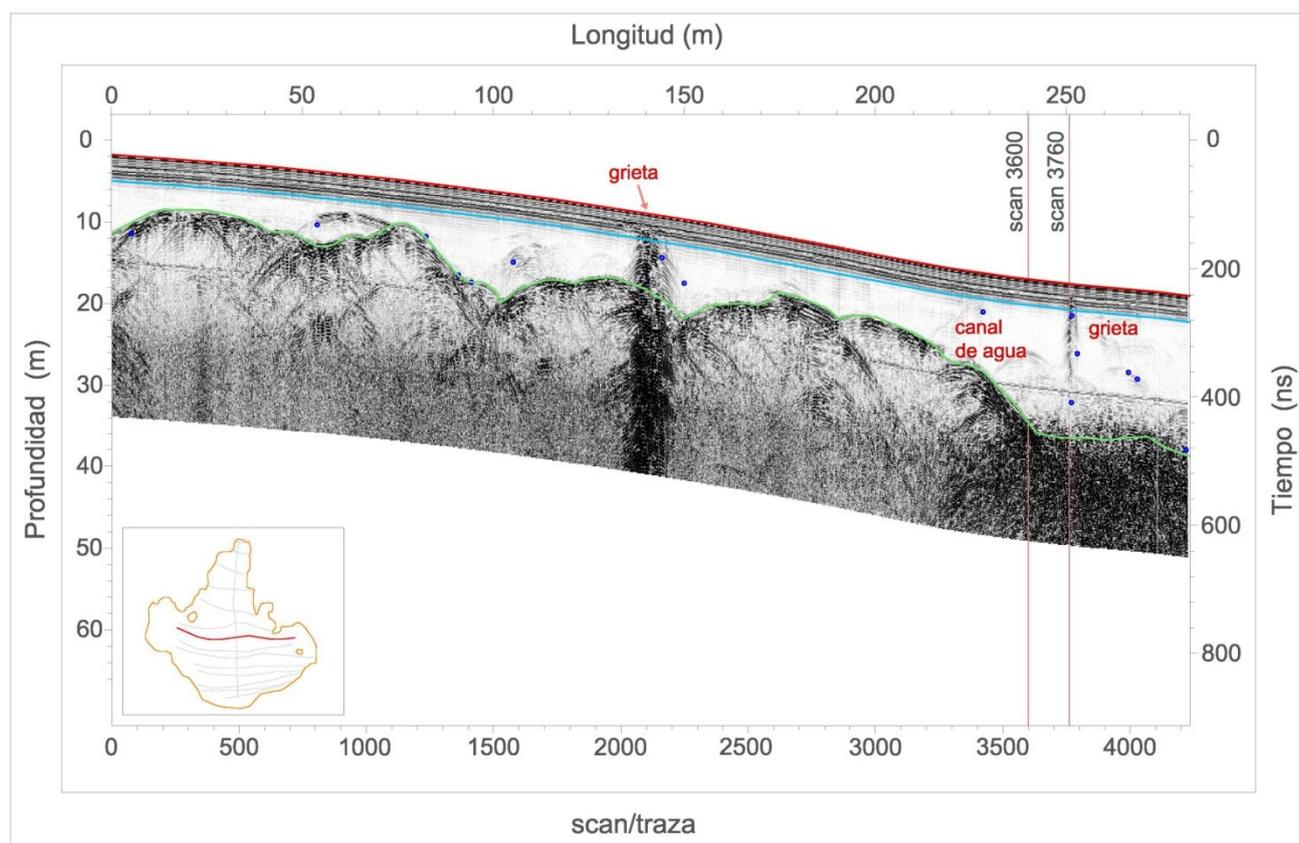


Figura 6.58. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 27_13_1 del glaciar La Maladeta. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho, en color rojo, cian, verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

En este perfil el primer elemento endoglaciario que se reseña a 140 m del inicio, es una grieta/fractura que cruza todo el aparato glaciar incluso el zócalo granítico. Se encuentra localizada en (306462,851; 4724837,393). Esta grieta basal puede ocasionar depresiones superficiales, ya que modifica las fuerzas de tensión ejercidas sobre el hielo. Las grietas basales (o inferiores) son las fracturas que se extienden hacia arriba desde la parte inferior de los cuerpos de hielo (Jezek, 1984; Van der Veen, 1998a). Ésta se diferencia de las grietas/fracturas superficiales en su dirección de apertura y que cuenta con el agua basal para crearse y propagarse. Este tipo de grietas se han observado en algunos glaciares de estudio en los cuales la presión del agua subglaciar es lo suficientemente alta (Christoffersen et al., 2005, Harper et al., 2010).

En nuestro estudio no se detecta las posibles corrientes de agua subglaciar, por lo tanto no se puede clasificar el elemento como un grieta basal. Por el contrario la geomorfología de la zona revela una estructura de fallas que cruza el macizo, veremos si existe una posible correspondencia de este patrón de hipérbolas de difracción con una series de fallas cartografiadas por Martínez (1986), en su mapa geomorfológico del macizo Aneto-Maladeta.

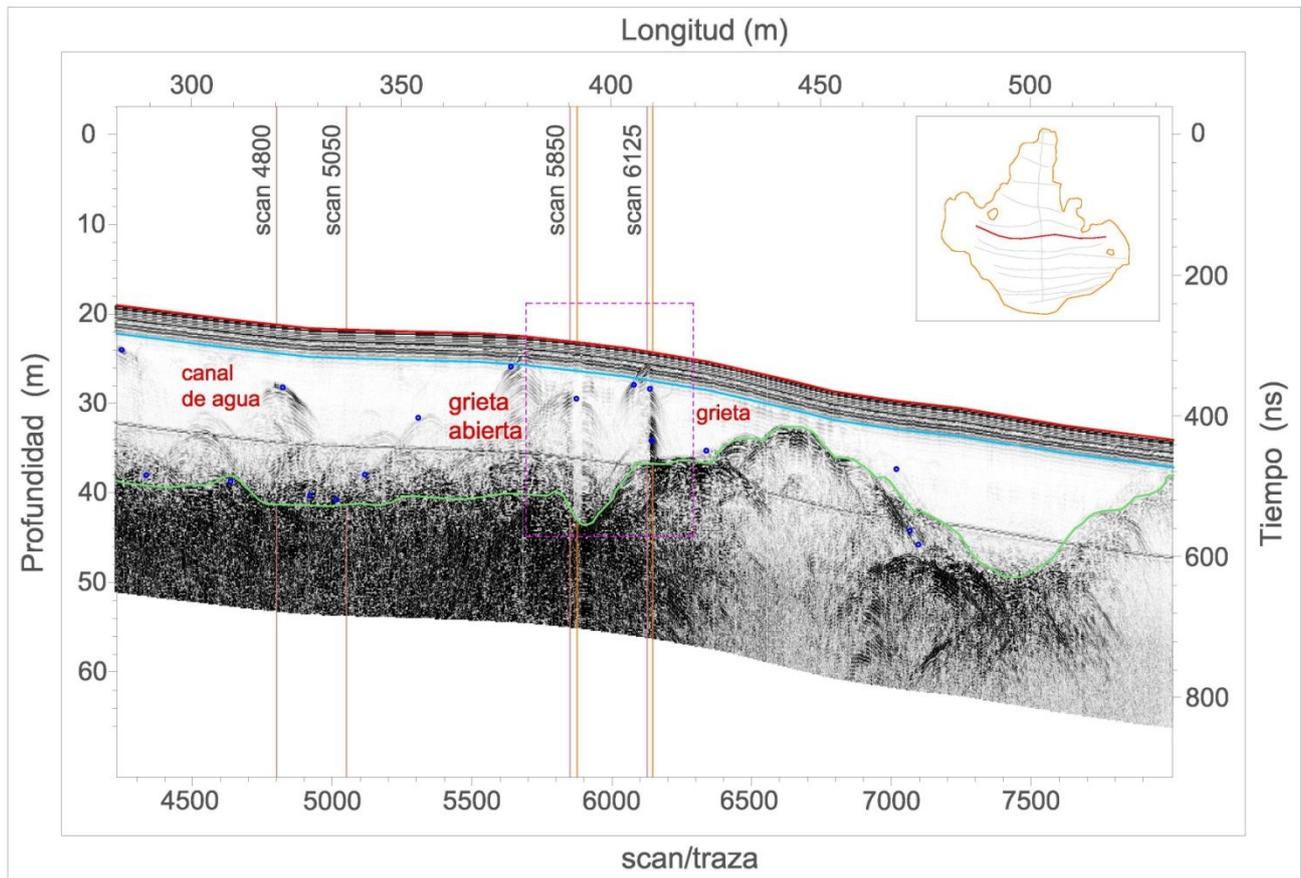


Figura 6.59. Representación de parte del radargrama del perfil de prospección 27_13_2 del glaciar La Maladeta. En la figura se representan las capas de estudio, superficie, hielo templado, lecho, en color rojo, cian, verde respectivamente. Los puntos de velocidad se representan en azul. Se identifica las trazas de localización de las anomalías o singularidades.

Se digitalizan dos reflectores puntuales uno en la **traza 3600**, a una distancia del origen de 240 m y una profundidad de 8,7 m a 327 ns, con polaridad (+-+), no se determina ningún valor de velocidad con fiabilidad del 95%. Se clasifica como **canal de agua**, su ubicación dentro del hielo templado tiene las coordenadas (306561,275; 4724840,239; 3059,054).

Mientras que el otro reflector se identifica a una distancia del anterior de 80 m (**traza 4800**) y a una profundidad de 7,65 m con una polaridad (+-+). Se sitúa el **reflector (canal de agua)** en el modelado 3D con unas coordenadas (306640,612; 4724850,844; 3055,763).

Los valores de velocidad obtenidos por el método de la hipérbola de difracción en las trazas inmediatas a la **traza 3760**, clasificada como una **grieta/fractura colmatada**, son de: 10, 12 y $14 \pm 5\%$ cm/ns . Este patrón de

reflexiones hiperbólicas se localiza a 250 m del origen con unas coordenadas en la estructura glaciar (306571,833; 4724841,747). El cambio en los valores máximos de la amplitud normalizada modifica la polaridad de la onda en el estrato neviza/firn, con respecto a la que presentan las demás trazas del perfil. Éste hecho no se da en las siguientes grietas/fracturas analizadas, debido a que el patrón de las hipérbolas de difracción no alcanza el horizonte firn-hielo.

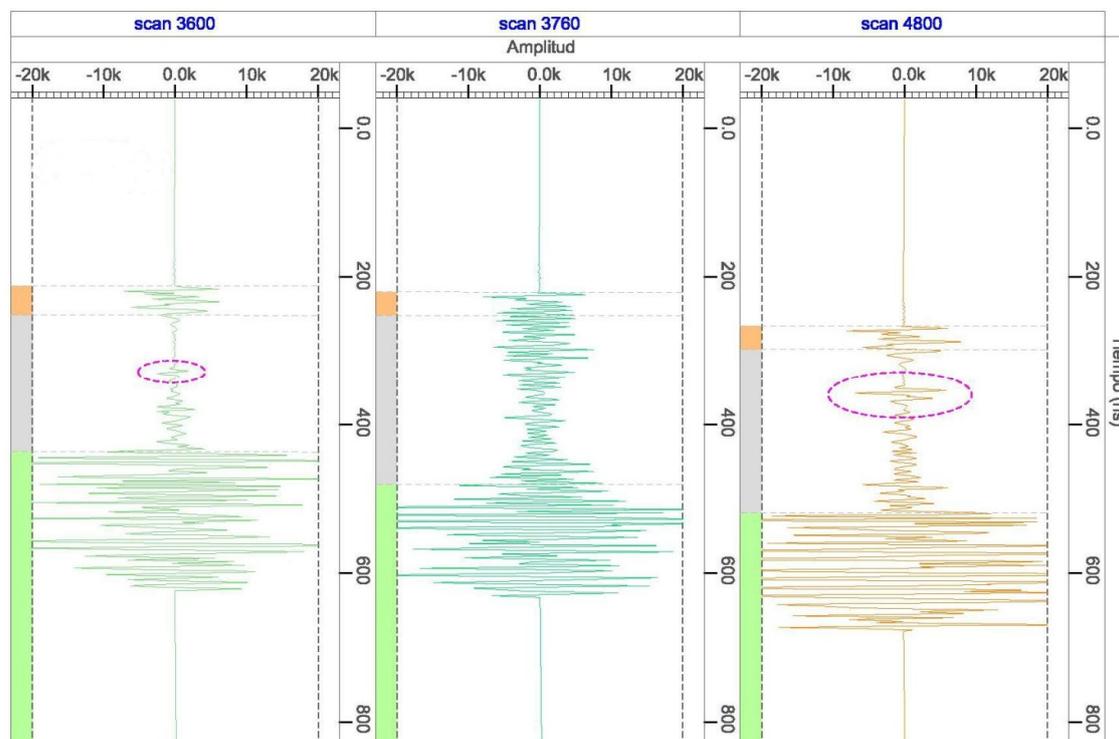


Figura 6.60. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de las trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.

Analizando la **traza 5850** (figura 6.61) a una distancia de 390 m del comienzo del perfil, la velocidad es de $24 \pm 5\%$ cm/ns, y presenta una polaridad (-+-) a los 366 ns de tiempo de viaje, lo cual indica la presencia de aire. Sus coordenadas de localización en la estructura interna son (306710,452; 4724842,314). La traza 5850 junto con la traza 5875 muestra información suficiente para clasificar la singularidad como una **grieta/fractura abierta**. Ésta se encuentra rellena por aire, se observa en el radargrama como un espacio sin reflejos (es decir varias trazas donde las hipérbolas se encuentran cortadas), como se muestra en la figura 6.61.

En el agua de deshielo podría llenar esta grieta/fractura abierta, creando una situación en la que la presión de sobrecarga de hielo es la suficiente como para provocar una mayor profundización en la grieta, ya que la densidad del agua es mayor que la densidad del hielo. Estas grietas podían propagarse hasta la base del glaciar (Weertman, 1973 y Van der Veen, 1998).

Otros investigadores también identifican la formación de grietas abiertas y grietas rellenas de agua en el interior de los glaciares (Zamora et al., 2007; Peters et al., 2007; Kilgore, 2013).

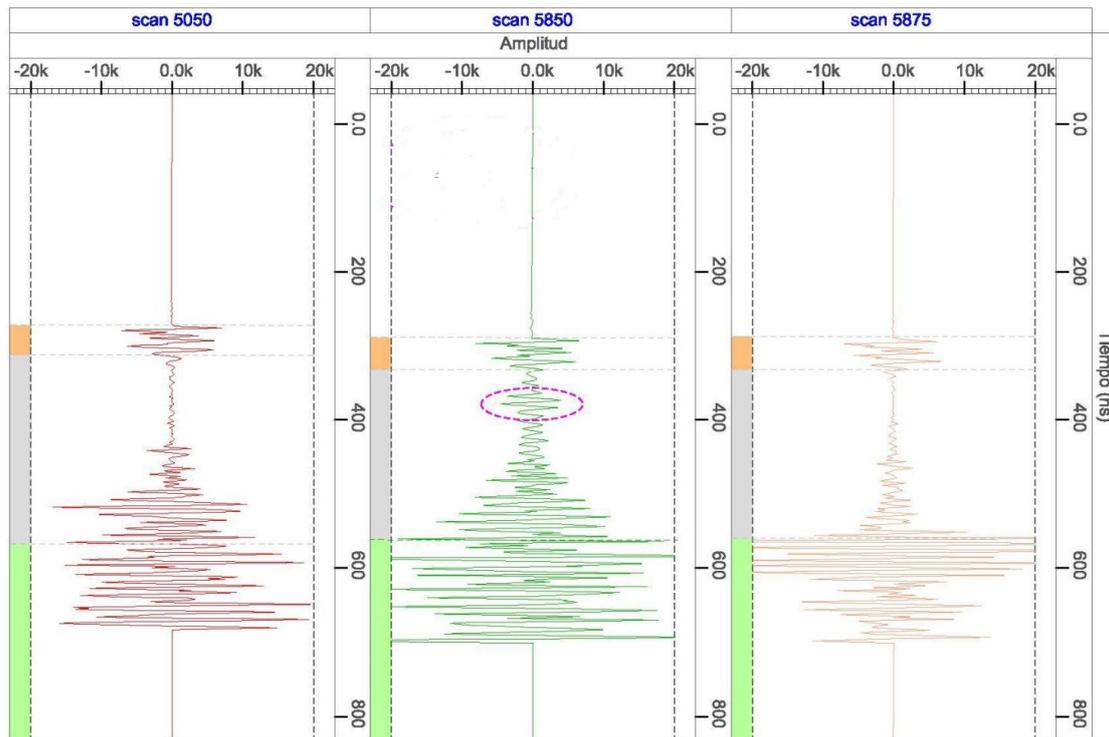


Figura 6.61. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.

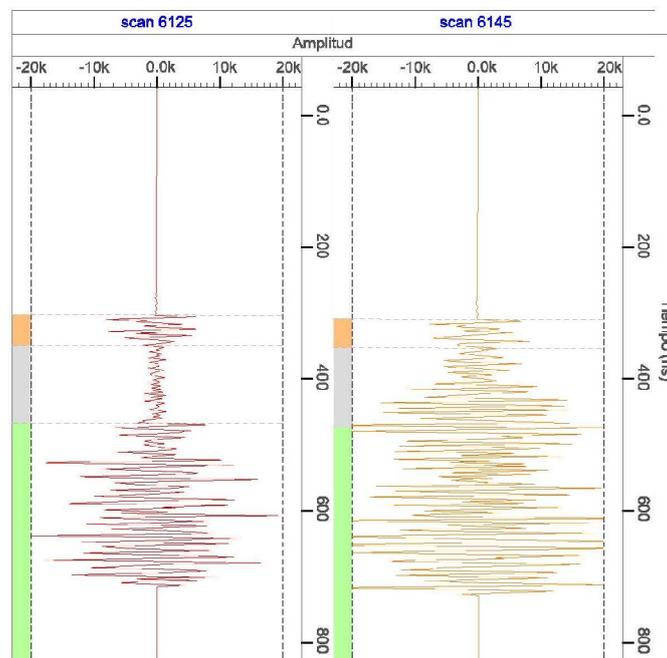


Figura 6.62. Representación de las gráficas amplitud-tiempo (ns) de la trazas del perfil geofísico 27_13_2 de La Maladeta, donde se localizan las anomalías o singularidades.

A 410 m del origen está la **traza 6145**, las velocidades nos permiten discernir que se trata de una grieta/fractura donde el hielo que la rellena es un hielo con burbujas de aire, los valores son: $18 \pm 5\%$ cm/ns y $20 \pm 5\%$ cm/ns. Sus coordenadas de localización son (306729,329; 4724839,311). Puede que se corresponda con la grieta/fractura identificada en el perfil consecutivo **26_07**, en la **traza 7620** con unas coordenadas (306750,643; 4724800,556) o con la grieta abierta detectada también. En el perfil **26_06**, sobre la **traza 2460** se identifica una grieta/fractura o corriente supraglaciaria en las coordenadas (306812,396; 4724765,079).

La continuidad de la formación de estas grietas/fracturas colmatadas de agua localizadas en tres perfiles consecutivos, establecen dos posibles orientaciones con acimutes de 136° y 132° respectivamente. Lo cual sugiere que ambas posibles orientaciones transcurren paralelas desde la zona de acumulación hacia el frente. Se localiza también una posible fractura basal que se proyecta hasta la superficie, ésta puede corresponderse con la serie de fallas detectadas por Martínez Pisón (1986) en la zona.

II.4.3.2 Grietas superficiales

Debido a las irregularidades del lecho rocoso, el hielo que fluye pendiente abajo, se dobla y se agrieta, ocasionando el desarrollo puntual de grietas de tracción longitudinales y transversales de anchura y profundidad métricas.

Estas se denominan grietas glaciares y pueden tener varios metros de profundidad, pero muy rara vez llegan a alcanzar el zócalo.

En la figura 6.63, vemos una grieta detectada durante la toma de datos en campo el día 24/09/2008, en el glaciar La Maladeta, localizada en la parte final de la lengua. La profundidad se mide con un flexómetro, la cual es de 1,75 m, variando ligeramente algunos centímetros cuando la medimos en otros puntos, debido a la irregularidad de la orografía.



Figura 6.63. Grieta abierta, medida mediante flexómetro.

También con ayuda de la fotografía de los glaciares en perspectiva desde el helicóptero se ven las grietas superficiales de varios centímetros de anchura.

II.4.4 Lecho del glaciar

La amplitud normalizada registrada en las ondas al atravesar el lecho va desde los $[-5.400; 5.400]$ hasta $[-18.600; 18.600]$. Los valores de velocidades calculados para esta capa mediante la fórmula (5.2) son de 10 cm/ns, 11 cm/ns, 12 cm/ns y 13 cm/ns, esto valores coinciden con los obtenidos en el estudio del lecho en el glaciar Aneto.

En la creación del modelo TIN de la superficie topográfica del lecho, se procesa un total de 3.455 puntos obtenidos de la digitalización del zócalo granítico en los radargramas de los perfiles geofísicos. Se representan las curvas de nivel cada de 10 m y las curvas maestras cada 50 m.

La cota máxima de la roca es de 3.177,654 m.s.n.m, mientras la cota mínima se da al final de la lengua 2.850,677 m.s.n.m.

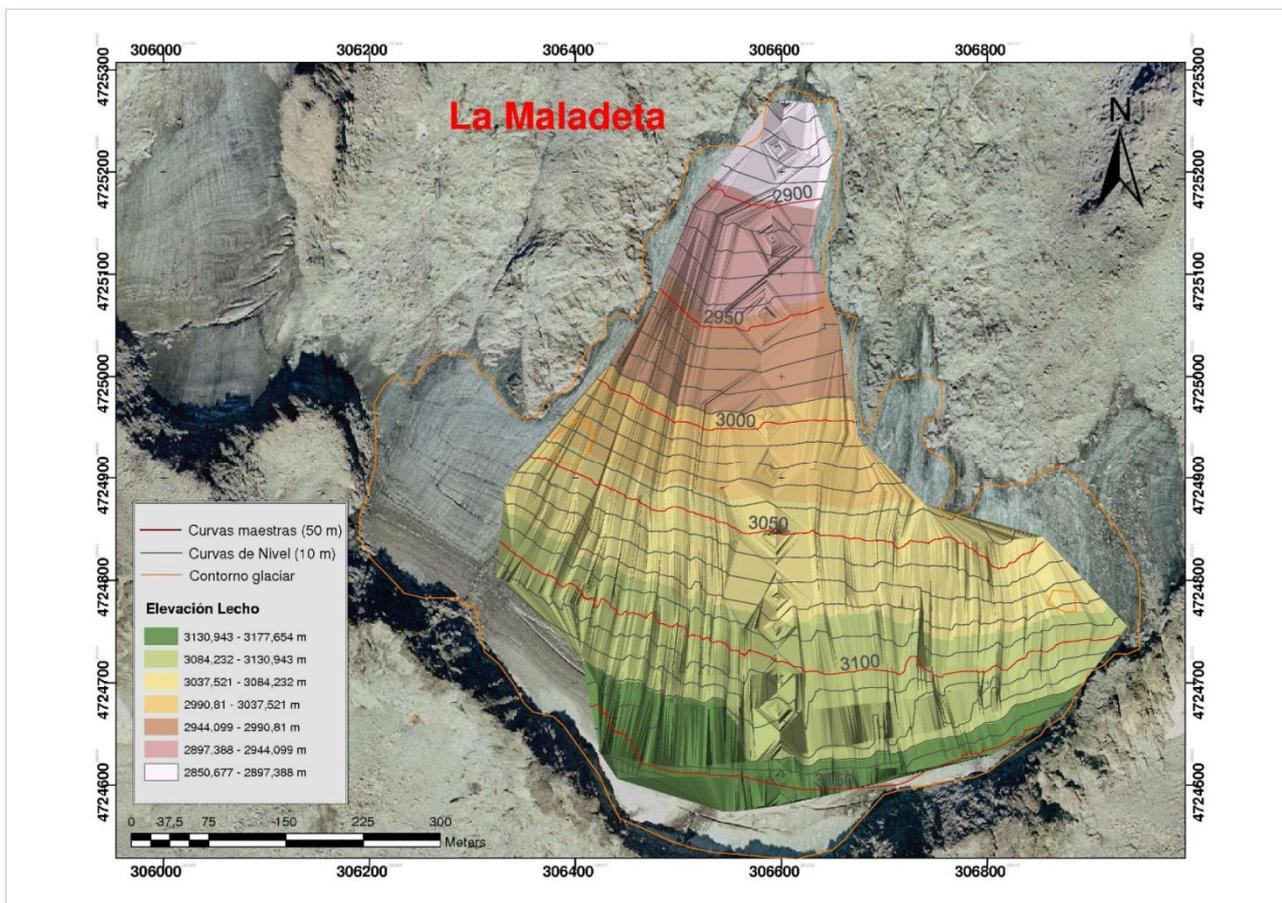


Figura 6.64. Modelo TIN del lecho rocoso del glaciar La Maladeta. Representación de curvas de nivel cada 10 m y curvas maestras cada 50 m. Escala 1:2.100.

II.4.4.1 Caverna subglaciar

El agua desciende rápidamente por los canales endoglaciares hasta alcanzar la interfaz hielo-lecho. Se produce sobre la base del glaciar una corriente de agua que por calor y fricción derrite el hielo circundante formando canales de desagüe para descender por el lecho de roca inclinado hasta alcanzar las morrenas finales. La escorrentía basal provoca la excavación de una cueva subglaciar en la terminación de La Maladeta, ésta es reseñada por Franqueville (1842) como una caverna profunda subglaciar con un torrente, con desprendimientos interiores, intermitencia de su curso y arrastre de bloques de hielo.

La sección del canal se puede ampliar en el frente del glaciar, formando cavidades de dimensiones suficientes para ser explorarlas, como la caverna que se muestra en la figura 6.65.

En una cavidad el hielo fluye separado del lecho rocoso, estas cavidades son accesibles desde los márgenes del glaciar. La formación de éstas, esta favorecida por el rápido deslizamiento de la masa helada y la alta rugosidad del lecho (Nye, 1970).



Figura 6.65. Cueva subglaciar. Localizada en el final de la zona de ablación del glaciar La Maladeta, durante la toma de medidas en campo.

II.5 Relieve subglaciar de La Maladeta en 3D

Como en el estudio del glaciar Aneto tras el análisis de cada una de las capas que conforman la estructura interna del glaciar, la identificación, caracterización y localización geográfica de los elementos endoglaciares y subglaciares, se obtiene un modelo 3D georreferenciado del zócalo granítico.

Al igual que en el glaciar Aneto, la fuerte erosión que se da en estas formaciones de hielo, le confiere un aspecto muy irregular al zócalo granítico con fuertes desniveles topográficos. En este glaciar se producen dos grandes cubetas:

La primera cubeta se encuentra en la zona de acumulación del glaciar, es la más importante debido a que ocupa aproximadamente 2,5 ha. Los valores máximos de espesor del estrato firn que se registran son 3 m, mientras

que la profundidad del hielo máxima de 32 m se obtiene en esta zona. Esta cubeta esta englobada dentro de la zona donde se dan los valores medios de profundidad del hielo. Observando el modelo 3D, en esta zona se observa como una terraza glaciar.

La segunda cubeta donde se produce también una mayor acumulación de hielo con respecto a las demás, se localiza en la zona central de la zona de ablación con una forma alargada siguiendo la línea de máxima pendiente. Tiene una extensión aproximada de 1,9 ha. Los valores máximos que se registran en esta cubeta para el estrato firn son menores a los 2 m y la profundidad del hielo como cabe de espesar en la zona de ablación es menor de 20 m. Sobre esta cubeta se identifican elementos de hidrología endoglaciaria, concretamente en la zona central dos canales de drenaje y en sus inmediaciones una grieta/fractura colmatada de agua. Observando el perfil geofísico donde se evidencian los elementos y que cruza la cubeta de análisis transversalmente (M27_13), a unos 300 metros del origen del perfil topográfico, el gran desnivel topográfico formando una vaguada siendo una zona propicia para el desarrollo de los canales. El volumen aproximado determinado para el glaciar La Maladeta es de 1,01 hm^3 y la extensión en 3D es de 23,4 ha.

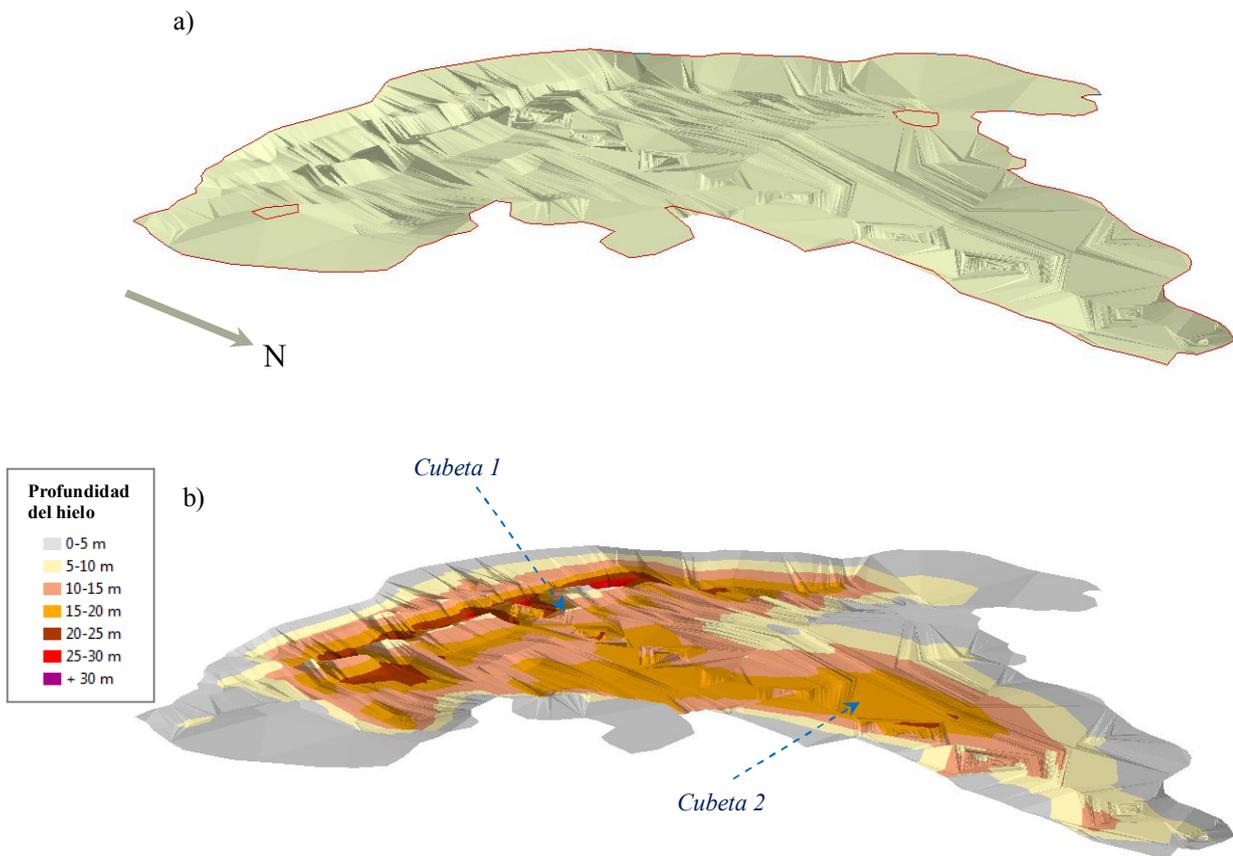


Figura 6. 66. Representación del zócalo granítico del glaciar La Maladeta. a) representación del relieve subglaciar, b) representación del relieve subglaciar incluyendo los contornos de profundidad del hielo, identificando cubetas de acumulación.

*CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y FUTURAS
INVESTIGACIONES*

7.1 Conclusiones

En esta tesis se han elaborado unos procedimientos propios concatenados, para procesar los datos georradar que permiten determinar la profundidad de hielo templado, estudiar la estructura interna glaciar y las propiedades físicas del hielo; así como confeccionar la cartografía del zócalo granítico, en los dos glaciares blancos más importantes del pirineo español.

La elección de este método de prospección geofísica no destructivo, ha sido acertado puesto que ha proporcionado una gran resolución vertical trabajando en los rangos de espesores y profundidades esperados y una rápida adquisición de los datos con fuertes condicionantes topográficos y reflectores (morfología compleja del zócalo glaciar): lechos irregulares y zonas con grietas/fracturas, es la aplicación de la técnica georradar.

La cartografía obtenida de los glaciares georrefenciada, es fundamental para:

- A. Un mejor conocimiento de la ubicación, orientación de los elementos y/o anomalías endoglaciares y subglaciares y su conectividad con otros elementos geomorfológicos de la zona pirenaica.
- B. Crear toda una estructura de datos interrelacionados a distintos niveles de profundidad desde el cartografiado de la superficie glaciar culminando con el del lecho basal.

Se ha diseñado en esta tesis un procesado de datos que ha permitido tratar el gran volumen de datos de georradar obtenidos que comprenden las siguientes fases:

- 1) visualización y validación de los radargramas,
- 2) determinación de los parámetros físicos de las ondas electromagnéticas: la velocidad, permitividad dieléctrica, densidad, contenido de agua o grado de humedad, la amplitud, la frecuencia y la polaridad,
- 3) digitalización de las interfaces electromagnéticas,
- 4) identificación y caracterización de las singularidades/anomalías y reflectores,
- 5) el cartografiado y modelado en 3D, de capas superficiales, endoglaciares, subglaciares y zócalo.

Tras el análisis exhaustivo de los métodos usados por otros investigadores para la determinación de los parámetros físicos de la onda en el medio glaciar y de la interpretación de los reflectores internos se ha recopilado un gran abanico de información de contraste con los datos obtenidos en esta tesis.

Esta correlación ha permitido determinar en los glaciares de Aneto y La Maladeta:

- a) existencia de materiales con distintas características electromagnética,
- b) hidrografía interna del glaciar
- c) grado de humedad de las capas glaciares

Cabe destacar que uno de los parámetros más fundamentales es la velocidad de la onda electromagnética, a través de ella se relaciona el resto de parámetros entre sí, como se expone en los *capítulos 2 y 3* de la tesis. A partir del valor de velocidad de la onda, se transforma la escala de tiempos doble en profundidades, se obtiene el contenido en agua, los cambios de polaridad al atravesar las anomalías, entre otros.

Las principales características de las capas glaciares (geometrías, profundidad, grado de humedad o contenido en agua y propiedades electromagnéticas) se han obtenido en esta tesis.

Caracterización de las capas glaciares

Estrato firn

En el glaciar Aneto el valor de máxima potencia de neviza/firn es de 3 m, en el área de acumulación del lóbulo occidental, concretamente en la zona central. Esta capa presenta los espesores máximos en un área aproximadamente de 4,5 ha, en la zona occidental que se extiende en la zona de acumulación incluyendo el tramo de espesores de 2 a 3 m. También se localizan dos zonas donde el espesor de la capa está comprendido entre los 2 y 2,5 m, en el área de ablación del lóbulo occidental y el área de acumulación cerca de la rimaya en el lóbulo oriental. Hacia el frente de este último la capa se adelgaza hasta llegar a extinguirse, lo cual deja al descubierto el hielo templado. El valor más representativo de neviza/firn en el glaciar Aneto es de 1,8 – 1,9 m de espesor ocupando aproximadamente el 50% de la superficie total del glaciar.

Por otra parte del estudio de La Maladeta, se deduce que la neviza/firn tiene un espesor máximo de 3,2 m, localizado en el circo del glaciar en el margen derecho. Aproximadamente en 1 ha de la superficie la potencia de la capa toma valores entre los 2,5 y 3 m. La mayor parte del área del glaciar alrededor 45%, presenta un espesor entre 1,8 y 1,9 m.

Asimismo los espesores máximos de la neviza/firn, se dan en ambos glaciares en la zona de acumulación. La diferencia radica en que mientras que en el frente occidental del Aneto, los valores del espesor son altos y no se produce un adelgazamiento extremo como consecuencia de la ablación, en La Maladeta el espesor se reduce gradualmente hasta el frente. El espesor con mayor representación en ambos se encuentra entre 1,8-1,9 m.

Las velocidades adquiridas en ambos glaciares tras el tratamiento de los parámetros de la onda electromagnética al atravesar este medio van desde 21 – 25 cm/ns, valores que se encuentran dentro del rango tipificado para esta capa por Annan (2005) y Reynolds (1997), expuestos en la tabla.4.1.

En cuanto a las amplitudes normalizadas de onda en ambos glaciares presentan similares picos y rango.

Capa hielo

La mayor profundidad del hielo en el glaciar Aneto, se localiza en la zona centro del área de acumulación del lóbulo occidental con un valor de 30,16 m. Casi la totalidad de este lóbulo presenta una profundidad del hielo entre los 15 y 30 m, mientras que en el otro lóbulo son menores de 15 m. Por lo tanto podemos concluir que existe una clara diferencia entre ambos, ya que se reduce en un 50% la profundidad de esta capa de un lóbulo al otro. Aproximadamente 10 ha, de la superficie total del glaciar está formada por una capa de hielo con una profundidad entre 20 y 30 m.

En La Madaleta la profundidad máxima detectada es de 32 m, cerca de la rimaya. El contorno que presenta valores entre los 25 – 30 m, es aproximadamente de 0,15 ha y se localiza en la cabecera del glaciar. Las concentraciones de hielo templado se dan en la zona de acumulación, sobretodo en la parte central, conectando la zona de acumulación con la zona de ablación siguiendo la máxima pendiente topográfica. Observando las secciones y perfiles topográficos realizados en AutoCad y ArcGis respectivamente, se observa la morfología del sustrato muy irregular como consecuencia de la actuación conjunta de los fenómenos de arranque glaciar, abrasión y empuje. Es lógico pensar que por el movimiento de glaciar los till/derrubios se concentran en el fondo, socavando el zócalo a su paso, provocan la aparición de cubetas.

Cabe destacar que las zonas donde el hielo tiene mayor profundidad coinciden con las zonas donde se detectó la mayor potencia del estrato neviza/firn en ambos glaciares.

Se ha determinado por el rango de velocidades calculadas ($14-20 \pm 5\%$ cm/ns) que la mayoría del volumen de hielo es templado y que en algunas zonas este hielo contiene inclusiones de agua, así como la presencia de burbujas de aire o una mezcla de aire, hielo y agua. De acuerdo con los valores de velocidad calculados en las investigaciones llevadas a cabo por Annan, (2005) y Reynolds (1997).

El análisis de los espectros de frecuencia en esta capa en ambos glaciares se diferencian valores de frecuencia máxima dependiendo si el hielo está libre de impurezas sobre los 100 MHz, con respecto al que contiene impurezas desde 20 MHz hasta 200 MHz.

En La Maladeta esta dispersión endoglaciar se concentra en la zona de ablación, mientras que en el Aneto está presente en toda su extensión.

Ambos glaciares presentan reflectores internos en esta capa los más significativos son:

En el glaciar Aneto se identifican once elementos endoglaciares y subglaciares:

-Zona de acumulación en el lóbulo oriental

- Dos canales de drenaje.
- Un posible canal subglaciar

-zona de ablación en el lóbulo oriental

- Un canal de drenaje con aire
- Un till granítico
- Una grieta colmatada con agua.
- Así mismo se cartografía una capa de sedimentos till subglaciar

- zona de acumulación en el lóbulo occidental

- Un canal de drenaje
- Una grietas/fracturas colmatada de agua.
- Un till granítico

- zona de ablación en el lóbulo occidental

- Una grieta/fractura colmatada de agua.

Estas grietas/fracturas endoglaciares detectadas en esta tesis coinciden con la series de fallas cartografiadas por Martínez Pisón (1986), en su mapa geomorfológico del macizo Aneto-Maladeta.

En el glaciar La Maladeta:

La detección de los distintos elementos endoglaciares presentes en la estructura interna ha sido compleja, sobre todo en los perfiles de la zona de acumulación, debido a la gran dispersión de la onda al atravesar el medio. No obstante se ha podido detectar en la zona de acumulación:

- Dos canales de drenaje
- Cuatro grietas/fractura colmatadas de agua
- Una grieta/fractura.

Cabe destacar que se ha registrado una fractura basal que se proyecta hasta la superficie de glaciar, esta así mismo se corresponde con la falla cartografiada por Martínez de Pisón (1986) en la zona.

El último reflector dentro de la estructura interna del glaciar es el lecho, éste determina la topografía subglaciar. Los lechos basales de ambos glaciares presentan una morfología muy irregular, como consecuencia de la acción erosiva (arranque glaciar, abrasión, empuje) produciéndose depresiones de sobreexcavación del lecho (cubetas), estrías, huellas de choque, etc... Como consecuencia de estas irregularidades del zócalo granítico, durante el registro de los datos de georradar se producen múltiples reflexiones que se deben minimizar limitando la ventana temporal de la toma de datos, o tras un procesado a priori.

Zócalo granítico

Las velocidades obtenidas en ambos glaciares tras el tratamiento de los parámetros de la onda electromagnética al atravesar el lecho van desde 10-13 cm/ns, valores que se encuentran dentro del rango tipificado para formaciones de granito tanto húmedo como seco de acuerdo con Annan (2005) y Reynolds (1997).

En síntesis ambos glaciares se caracterizan por:

1.- Valores de espesores/profundidades

(A) En el glaciar Aneto las áreas profundas, configuran tres cubetas:

- La primera en zona de acumulación del lóbulo oriental, presenta una cubeta en la zona central con espesores de la neviza/firn máximo de 2,5 m, mientras que la profundidad del hielo templado es de unos 20 m.
- La segunda cubeta se localiza en la zona centro de la zona de acumulación del lóbulo occidental, en la cual se registran unos valores máximos de espesores de 3 m en la neviza/firn y 32 m de profundidad en el hielo templado, esta cubeta es la más extensa ocupa toda la zona centro del lóbulo occidental se extiende desde la rimaya hasta el final de la zona de ablación con valores medios de espesor de 2 m en la neviza/firn y 20 m de profundidad en el hielo templado.
- La tercer cubeta se localiza en la zona de acumulación central del glaciar, en ésta se registra un valor máximo de espesor de 1,9 m en la neviza/firn y una profundidad de 25 m en el hielo templado.

Existe una marcada diferencia en los espesores registrados en los dos lóbulos, el lóbulo oriental registra valores sobre un 50% menor que en el lóbulo occidental.

(B) En el glaciar La Maladeta se localizan dos cubetas:

- La primera y más importante por ser más extensa en la zona de acumulación que presenta unos valores máximos de espesor de 3 m en la neviza/firn y una profundidad del hielo templado máxima de 30 m.
- La segunda cubeta se da en la zona central de la zona de ablación, en ésta los valores máximos de espesor registrados son mucho menores 2 m de espesor en la neviza/firn y en el hielo templado la profundidad máxima es de 20 m.

Por lo tanto los espesores/profundidades máximos que se dan en ambos glaciares para la neviza/firn y el hielo son muy similares.

2.- Existencia de elementos hidrológicos endoglacial y subglacial

Existe una mayor concentración de canales de drenaje en sus zonas de acumulación: 3 canales de drenaje y un posible canal subglacial en el glaciar Aneto y dos canales de drenaje en el glaciar La Maladeta. Por el contrario en sus zonas de ablación solamente se localiza un canal de drenaje en el lóbulo oriental del glaciar Aneto.

Parte de la red de grietas/fracturas colmatadas de agua o abiertas se localizan también en sus zonas de acumulación a excepción de dos: una en la zona de ablación del lóbulo occidental del Aneto y una en la zona de ablación en La Maladeta. Parte de estas grietas/fracturas se corresponden con la series de fallas cartografiadas por Martínez de Pisón (1986).

Los problemas surgidos a lo largo del desarrollo de esta tesis, son debidos a las limitaciones del programa de tratamiento de datos. Uno de los problemas, es el gran volumen de datos registrados por el georradar que una vez volcados a un programa de CAD, deben ser examinados minuciosamente, seleccionando los puntos significativos. La segunda limitación está producida por el propio diseño del programa:

- 1) está diseñado para procesar datos registrados en terrenos que presentan una débil o nula pendiente y topografías regulares, al introducir nuestra topografía con fuertes pendiente y con una morfología muy irregular, se produce un error acumulado en el eje de ordenadas (profundidad) en relación al incremento de la distancia del punto registrado con respecto al punto inicial del perfil.
- 2) el programa no permite introducir las coordenadas absolutas, como consecuencia una vez realizado el trazado de las interfaces electromagnéticas en el programa de procesado de los datos radar, se tienen que exportar a Excel en el sistema de coordenadas local que utiliza el Radan.6.5, en Excel se proporciona coordenadas absolutas a todos los puntos radar, para su posterior tratamiento en programas de diseño.

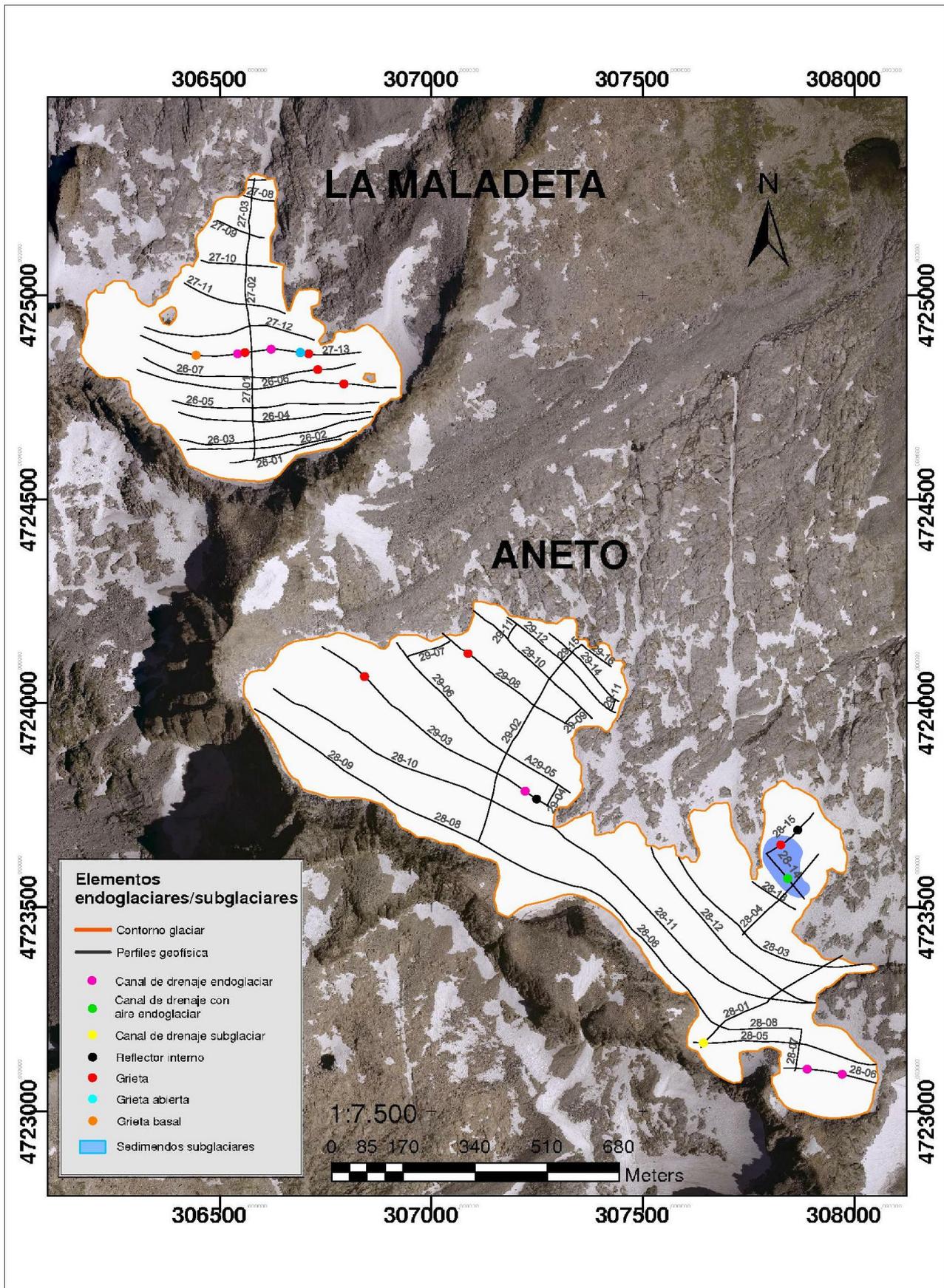


Figura 7.1. Mapa de ubicación de los elementos endoglaciares y subglaciares identificados en sendos glaciares (Aneto y La Maladeta).

7.2 Futuras líneas de investigación

Los trabajos desarrollados en esta tesis ponen de manifiesto la necesidad de profundizar e investigar en las siguientes líneas de trabajo.

- Caracterización o estudio de las zonas complejas con métodos directos, donde es evidente la dispersión de la señal de la onda electromagnética, determinando los parámetros físicos de la onda en estos puntos, mediante sondeos mecánicos.
- Nuevo modelo de balance de masa y estructura interna de los glaciares a partir de los datos obtenidos:
 - Creación de mapas de localización de zonas de dispersión endoglaciario, mediante los diversos métodos de interpolación de datos.
 - Determinación del tamaño, orientación y su conexión con otros, de la red de drenaje endoglaciario y subglaciario, mediante ensayos de trazadores inyectados y el análisis de la circulación del agua y aire dentro de éstos.
 - Implementación y desarrollo de fórmulas, para obtener el contenido de agua y del contenido de aire en los medios húmedos, adaptándose a las características físicas de los glaciares templados. La formulación utilizada en el ámbito glaciológico, está en su mayoría desarrollada para medios glaciares secos, aplicándose a los medios húmedos bajo una serie de hipótesis.
 - Estudio de la influencia de cada variable que interviene en el procesamiento de cálculo de los parámetros físicos del medio.
 - Adquisición de los datos de acumulación y ablación, para determinar el balance de masa y movimiento superficial del hielo, y cuantificación de volúmenes de las masas de hielo para cuantificar el balance hídrico.
 - Creación de modelos de predicción climática a partir de análisis de la influencia de los factores climáticos en las masas de hielo, al ser estos elementos geológicos muy sensibles a cualquier variación climática.
- Desarrollo de modelos termomecánicos, para realizar las estimaciones cuantitativas de las variables de temperatura, velocidad y tensiones y la evolución de estas temporalmente para los glaciares templados, o bien la aplicación de los implementados para glaciares politérmicos bajo cierta hipótesis de aplicación.
- Implementación del programa radar cuando nos encontramos con reflectores no planos y complejos en su topografía.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Annan AP. (2002). Ground Penetrating Radar Workshop Notes. *Sensors & Software Inc.* Mississauga, ON, Canada.
- Annan, A.P. y Davis, J.L. (1976). Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Science*, 4, pp. 383-394.
- Arcone, S.A., Lawson, D.E. y Delaney, A. J. (1995). Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *J. Glaciol.*, 41(137), pp. 68-86.
- Arcone, S.A. (1996). High resolution of glacial ice stratigraphy: A ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica. *Geophysics*, 61(6), pp. 1653-1663.
- Arcone, S.A., Peapples, P.R., and Liu, L. (2003). Propagation of a ground-penetrating radar (GPR) pulse in a thin-surface waveguide. *Geophysics*, 68 (6), pp. 1922–1933.
- Arenillas Parra, Miguel., Cobos Campos, Guillermo y Navarro Caraballo, José. (2008). *Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas. El programa ERHIN (1984-2008)*. ISBN: 978-84-8320-418-4. 235 páginas.
- Arulanandan, K.; Mitchell, J.K. (1968). Low Frequency Dielectric Dispersion of Clay-Water-Electrolyte systems. *Clays and Clay Minerals*, 16, pp. 337-351.
- Bamber, J.L. (1988). Enhanced radar scattering from water inclusions in ice. *Journal of Glaciology*, 34 (118), pp. 293-296.
- Bradford, J.H., Harper, J.T. y Joel Brown, J. (2009). Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime. *Water Resources Research*, 45 (W08403), pp. 1-12.
- Binder, D., Brückl, E., Roch, K.H., Behm, M., Schöner, W., Hynek, B. (2009). Determination of total ice volume and ice-thickness distribution of two glaciers in the Hohe Tauern region, Eastern Alps, from GPR data. *Annals of Glaciology*, 50(51), pp. 71-79.
- Booth, A. D., Clark, R., and Murray, T. (2011). Influences on the resolution of GPR velocity analyses and a Monte Carlo simulation for establishing velocity precision: *Near Surface Geophysics*, 9(5), pp. 399–411.
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J. (2009). Structural controls on englacial esker sedimentation: Skeiðarárjökull, Iceland. *Annals of Glaciology*, 50(51), pp. 85-92.
- Butkovich, T. R. (1955). Density of single crystals of ice from a temperate glacier. *J. Glacial*, 2(18), pp. 53-59.
- Cancer, L., Lampre, F., Ollero, A. (2001) Glaciares actuales del Pirineo español: Catálogo de masas aproximación hidrológica. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52, pp. 165-193.

- Chan, W.S., Mah, M.L., Voight, D.E., Fitzpatrick, J.J., Talghader, J.J. (2014). Instruments and Methods Crystal orientation measurements using transmission and backscattering. *Journal of Glaciology*, 60 (224), pp, 1135-1139.
- Chen, H.W., Huang, T.M. (1998). Finite-difference time-domain simulation of GPR data. *Journal of Applied Geophysics*, 40, pp. 139–163.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M.A., Novau, C., J. y López, I. (2003). El glaciar de la Maladeta (Pirineo central español): análisis de su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y de su relación con factores climáticos. *Rev. C. & G.*, 17 (3-4), pp. 41-55.
- Coachman, L.K., Hemmingsen, E., y Scholander, P. F. (1956). Gas Enclosures in a Temperate Glacier. *Tellus*, 8 (4).
- Colbeck, S. C. (1978). The difficulties of measuring the water saturation and porosity of snow. *Journal of Glaciology*, 20 (82).
- Daniels, J.J., Grumman, D., y Vendl, M. (1997). Vertical Incident Three Dimensional GPR: *Jour. Env. Eng. Geoph.*, 2 (2), pp.1-9.
- Deiana, R., Cassiani, G., Villa, A., Bagliani, A., y Bruno, V. (2008). Calibration of a Vadose Zone Model Using Water Injection Monitored by GPR and Electrical Resistance Tomography. *Vadose Zone J.*, 7, pp. 215–226.
- Delaney, A.J., y Arcone, S.A. (1995). Detection of Crevasses Near McMurdo Station, Antarctica With Airborne Short-Pulse Radar. *U.S. Army Corps of Engineers. Cold Regions Research & Engineering Laboratory*, Special Report 95-7.
- Denoth, A. (1982). The pendular-funicular liquid transition and snow metamorphism. *Journal of Glaciology*, 28(99), pp. 357-364.
- Denoth, A. (2003). Structural phase changes of the liquid water component in Alpine snow. *Cold Regions Science and Technology*, 37, pp. 227– 232.
- Domine, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H.W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G., y Simpson, W. R. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, pp. 171–208.
- Eisen, O., Nixdorf, U., Keck, L. and Wagenbach, D. (2003). Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body. *Tellus*, 55B, pp. 1007–1017.
- Eraso, Adolfo y Pulina, Marian. (1992). Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares. Ed. Serie McGraw-Hill de divulgación Científica. ISBN: 84-481-0188-X. 242 páginas.

- Forster, R.R., Davis, C.H., Rand, T.W. y Moore, R.K. (1991). Snow-stratification investigation on an Antarctic ice stream with an X-band radar system. *Journal of Glaciology*, 37 (127), pp. 1991.
- Fountain, A.G. (1989). The storage of water in, and hydraulic characteristics of the firn south cascade glacier, Washington State, U.S.A. *Annals of Glaciology*, 13, pp. 69-75.
- Fountain, A. G., Walder, J. S. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36 (3), pp. 299-328.
- Friello, C. y Hanson, G. Anatomy of a Crevasse Fill Ridge. In Clara's Woods, Stony Brook, New York. *Department of Geosciences, Stony Brook University, SUNY, Stony Brook, New York.*
- Fujita, S., Matsuoka, T., Ishida, T., Matsuoka, K. y Mae, S. (2000). A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheets. *Physics of Ice Core Records*, pp. 185-212.
- García García, Francisco. (1997). *Aplicaciones de la técnica geofísica de prospección por geo-radar en glaciología e ingeniería civil*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. España. 219 páginas.
- Geophysical Survey Systems, Inc., 1990. *Radan I, II and III. Instruction manual*. GSSI. Páginas: 196.
- Glen, J. W. y Paren, J.G. (1975). The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15(73), pp. 15- 38.
- Granlund, N., Lundberg, A., y Gustafsson, D. (2008). Laboratory Study of Salinity Influence on the Relationship between Electrical Conductivity and Wetness of Snow. *65th Eastern Snow Conference*, Fairlee (Lake Morey), Vermont, USA 2008. pp. 301-307.
- Greaves, R.J., Lesmes, D.P., Lee, J.M., y Toksöz, M.N. (1996). Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar. *Geophysics*, 61(3), pp. 683-695.
- Gruber, S. y Ludwig, F. (1996). Application of Ground Penetrating Radar in Glaciology and Permafrost Prospecting. *Study Paper for the Arctic Studies Programme at the Arctic Centre, Rovaniemi, Finland, under the Supervision of Dr. John Moore*. 22 páginas.
- Guy, E.D. y Radzevicius, S.J. (2001). Recognition of Borehole Radar Cable-Related Effects Using Variable Offset Sounding. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 2 (2), pp. 127-139.
- Hausmann, H. y Behm, M. (2011). Imaging the structure of cave ice by ground-penetrating radar. *The Cryosphere*, 5, pp. 329–340.
- Huisman, J.A., Hubbard, S.S., Redman, J.D., y Annan, A.P. (2003). Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. *Vadose Zone Journal*, 2, pp.476–491.
- Irving, J.D. y Knight, R.J. (2006). Numerical simulation of antenna transmission and reception for crosshole ground- penetrating radar. *Geophysics*, 71 (2), pp. K37–K45.

- Kattelmann, R. Variability of liquid water content in an alpine snowpack. I. *Sierra Nevada Aquatic Research Lab, University of California*. pp. 261-265.
- Kellem da Rosa, K., Borges, G., Baptista da Rocha, T., Lorenz, F., Vieira, R. y Cardia, J. (2014). Stratigraphy of Wanda glacier, King George Island, Antarctica, using ground penetrating radar. *Revista Brasileira de Geofísica*, 32(1), pp. 21-30.
- Kim, K.Y., Lee, J., Hong, M.H., Hong, J.K., Jin, Y.K. y Shon, H. (2010). Seismic and radar investigations of Fourcade Glacier on King George Island, Antarctica. *Polar Research*, 29, pp. 298–310.
- Koch, F., Prash, M., Schmid, L., Schweizer, J. y Mauser, W. (2014). Measuring Snow Liquid Water Content with Low-Cost GPS Receivers. *Sensors*, 14, pp. 20975-20999.
- Lambot, S., Weihermüller, L., Huisman, J.A., Vereecken, H., Vanclooster, M. y Slob, E.C. (2006). Analysis of air-launched ground-penetrating radar techniques to measure the soil surface water content. *Water Resources Research*, 42 (W11403), pp. 1-12.
- Lapazaran Izargain, Javier Jesús. (2004). *Técnicas de procesamiento de datos de georradar y su aplicación al estudio del régimen termodinámico de los glaciares fríos y politérmicos*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. España. 525 páginas.
- Leopold, M., Williams, M.W., Caine, N., Völkel J. y Dethier, D. (2011). Internal Structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglac. Process. Published online in Wiley Online Library*. (wileyonlinelibrary.com)
- Leucci, G., Negri, S. and Carrozzo, M.T. (2003). Ground Penetrating Radar (GPR): an application for evaluating the state of maintenance of the building coating. *Annals of geophysics*, 46(3), pp. 481-489.
- Lipenkov, V.Ya., Salamatin, A.N. y Duval, P. (1997). Bubbly-ice densification in ice sheets: II. *Applications. Journal of Glaciology*, 43 (145), pp. 397-407.
- Lliboutry, L. (1976). Physical processes in temperate glaciers. *Journal of Glaciology*, 16 (74), pp. 151-158.
- Lliboutry, L. (1979). Local friction laws for glaciers: A critical review and new openings. *Journal of Glaciology*, 23, pp. 67-95.
- Louge, M.Y., Foster, R.L., Jensen, N. y Patterson, R. A Portable capacitance snow sounding instrument. *Cold Regions Sci. and Techno. in press.*, pp. 202-207.
- Looyenga H. (1965). Dielectric constants of heterogeneous mixture. *Physika*, 31, pp. 401–406.
- Luckman, A., Jansen, D., Kulesa, B., King, E. C., Sammonds, P., y Benn, D.I. (2012). Basal crevasses in Larsen C Ice Shelf and implications for their global abundance. *The Cryosphere*, 6, pp. 113–123.
- Macheret, Yu.Ya., Moskalevsky, M.Yu. y Vasilenko, E.V. (1993). Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regillle. *Journal of Glaciology*, 39 (132), pp. 373-384.

- Macheret, Yu.Ya. y Glazovsky, A.F. (2000). Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. *Polar Research*, 19 (2), pp. 105-216.
- Marlena Kilgore, Susan. (2013). *The use of multi-channel ground penetrating radar and stream monitoring to investigate the seasonal evolution of englacial and suglacail drainage systems at the terminus of exit glacier, Alaska*. Tesis Doctoral. The University of Iowa. Estados Unidos. 169 páginas.
- Martínez, A. y Byrnes A.P.(2004). Modeling Dielectric-constant values of Geologic Materials: An Aid to Ground-Penetrating Radar Data Collection and Interpretation. *Current Research in Earth Sciences*, Bulletin 247, part 1, pp. 1-16.
- Ministerio de Medio Ambiente. (1997). *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN. Año 1993/94*. 288 páginas.
- Moorman, B.J., Michel, F.A. (2000). Glacial hydrological system characterization using ground-penetrating radar. *Hydrological Processe*, 14: 2645-2667.
- MOPU. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. (1988). *La nieve en el pirineo español. Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en la alta montaña. (Programa ERHIN)*. Ed. Centro de publicaciones. Secretaria General Técnica. ISBN: 84-7433-541-8. 178 páginas.
- Murray, T., Booth, A., and Rippin, D. M. (2007). Water-content of glacier-ice: Limitations on estimates from velocity analysis of surface ground-penetrating radar surveys: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 12(1), pp. 87–99.
- Navarro, F. J., Macheret, Yu.Ya., Benjumea, B. (2005). Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers. *Journal of Applied Geophysics*, 57, pp. 193– 211.
- Nicolet, M. The International Geophysical year 1957/58. pp. 222-230.
- Olhoeft, G.R. (1998). Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance. *In Proc. of GPR'98, Seventh Int'l. Conf. on Ground Penetrating Radar*. The University of Kansas, Lawrence, KS, USA, p. 177-182.
- Pälli, A. (2003). *Polythermal glaciers studies in Svalbard determined by ground-penetrating radar*. Academic Dissertation. Faculty of Science, University of Oulu. Finland. ISBN 951-42-7177-7. 33 páginas.
- Paterson, W.S.B., Cuffey, K.M. (2010). *The Physics of Glaciers, 4th ed*. Ed. Butterworth-Heinemann is an imprint of Elsevier. USA. ISBN 978-0-12-369461-4. 704 páginas
- Pérez Gracia, Vega. (2001). *Radar de subsuelo. Evaluación para aplicaciones en arqueología y en patrimonio histórico-artístico*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. España. 971 páginas.
- Pettersson, R. y Jansson, P. (2004). Spatial variability in water content at the cold-temperate transition surface of the polythermal Storglaciären, Sweden. *Journal of Geophysical Research*, 109 (F02009), pp. 1-12.

- Paren, J. G., y Walker, J. C. F. (1971). Limited solubility in ice: its influence on electrical and mechanical properties. *Nature, Physical Science*, 230 (12), pp. 77- 79.
- Richard, S., Williams, Jr., y Ferrigno, J.G. (1993). Glaciers of Europe. *U.S. Geological Survey Professional Paper, 1386-E-2*. Washington.
- Saintenoy, A., J.M. Friedt, J.M., Booth, A.D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C. y Griselin, M. (2013). Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar. 25 páginas.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya. y Duval, P. (1997). Bubbly-ice densification in ice sheets: I. *Theory. Journal of Glaciology*, 43(145), pp. 387-396.
- Singh, S.K., Rathore, B.P., I. M. Bahuguna, I.M., A. L. Ramnathan, A.L. y Ajai. (2012). Estimation of glacier ice thickness using Ground Penetrating Radar in the Himalayan region. *Current Science*, 103 (1), pp. 68-73.
- Slob, E., Sato, M., y Olhoeft, G. (2010); Surface and borehole ground-penetrating-radar developments. *Geophysics*, 75 (5), pp.75A103-75A120.
- Smith, B.M.E. y Evans, S. (1972). Radio echo sounding: absorption and scattering by water inclusion and ice lenses. *Journal of Glaciology*, 11(61), pp.133-146.
- Snakowska, A. (2005). Appearance of the acoustic and electromagnetic lateral wave in propagation phenomena. *Archives of acoustics*, 30(4), pp. 521–532.
- Sold, L., Huss, M., Hoelzle, M., Anderegg, H., Joerg, P.C., Zemp, M. (2013). Methodological approaches to infer end-of-winter snow distribution on alpine glaciers. *Journal of Glaciology*, 59(218), pp. 1047-1059.
- Teixeira, F.L., Chew, W.C., Straka, M., Oristaglio, M. L. y Wang, T. (1998). Finite-Difference Time-Domain Simulation of Ground Penetrating Radar on Dispersive, Inhomogeneous, and Conductive Soils. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 36 (6), pp. 1928-1937.
- Walford, M.E.R., Kennett, M.I. and Holmlund, P. (1986). Interpretation of radio echoes from storglaciären, Northern Sweden. *Journal of Glaciology*, 32 (110), pp. 39-49.
- Watts, R.D., England, A.W. (1976). Radio-echo sounding of temperate glacier: ice properties and sounder design criteria. *Journal of Glaciology*, 17(75), pp. 39-48.
- Wiesinger, T., Oberhammer, M., Seiwald, J., Koch, S. (2013) *Wet Snow Instabilities – Multiple Approaches to lift the Veil*. University of Natural Resources and Life Sciences, Institute of Mountain Risk Engineering, Vienna, Austria. Página 290-295.
- Wilson, Nat. (2009). *Characterization and Interpretation of Polythermal Structure in Two Subarctic Glaciers*. Tesis Doctoral. Simon Fraser University. Canadá. 239 páginas.
- Woodward, J., Murray, T., Clark, R.A., Stuart, G.W. (2003). Glacier surgemechanisms inferred from ground-penetrating radar: Kongsvegen, Svalbard. *Journal of Glaciology*, 49 (167), pp.473-480.

Woodward, J., Burke, M.J., 2007. Applications of ground-penetrating radar to glacial and frozen materials. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 12 (1), pp.69-85.

Zamora, R., Casassa, G., Rivera, A., Ordenes, F., Neira, G., Araya, L., Ronald, M., y Bunster, C. (2007). Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar. *Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge (selected papers from sessions at the IAHS Assembly in Foz do Iguaçu, Brazil, 2005). IAHS Publ. 318, 2007.*

ArcGis, [www.arcgis.com/]. [15-8-2015]

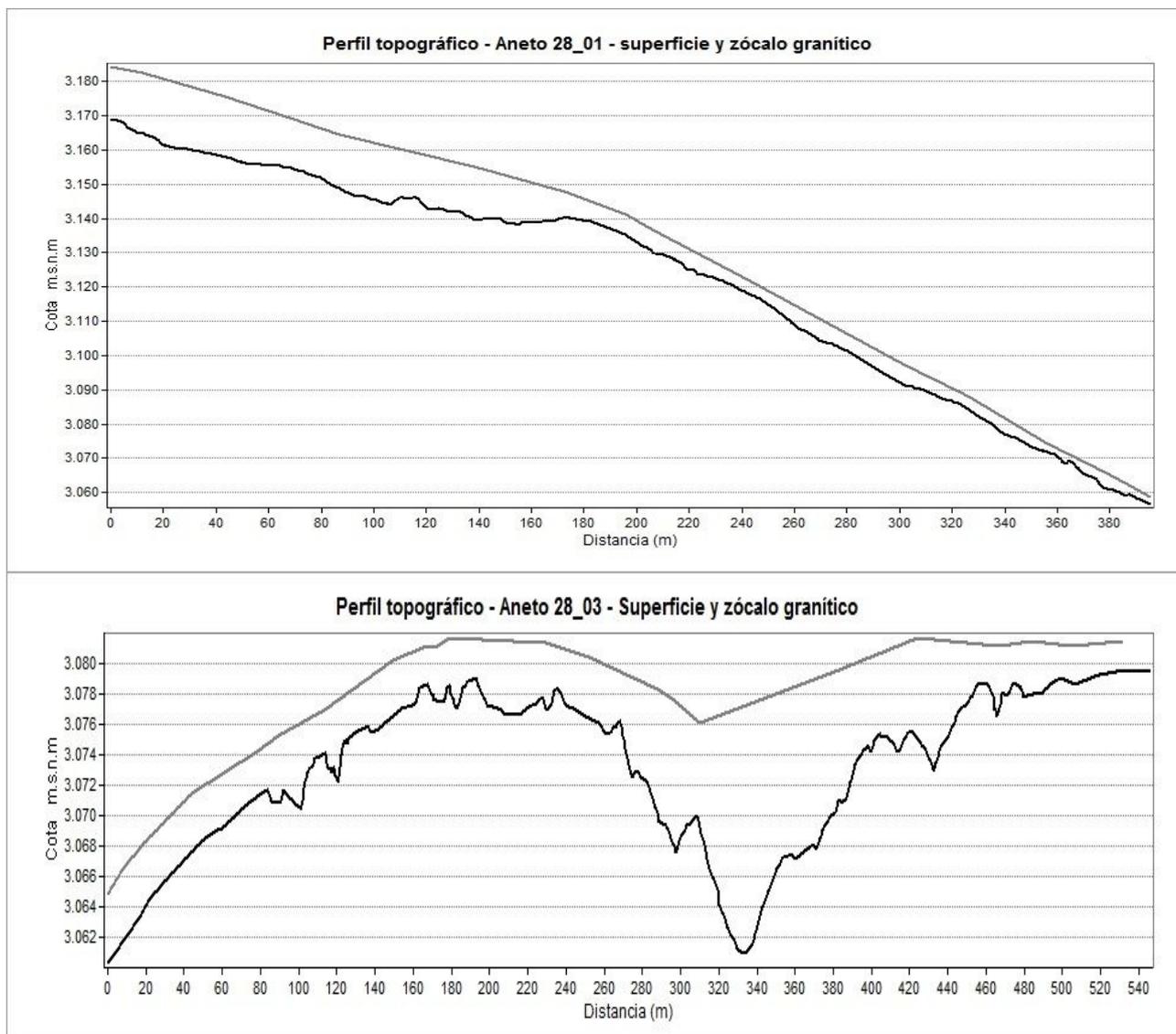
International glaciological society, [http://www.igsoc.org/annals/]. [15-3-2014]

World glacier monitoring service, [www.wgms.ch]. [20-9-2013]

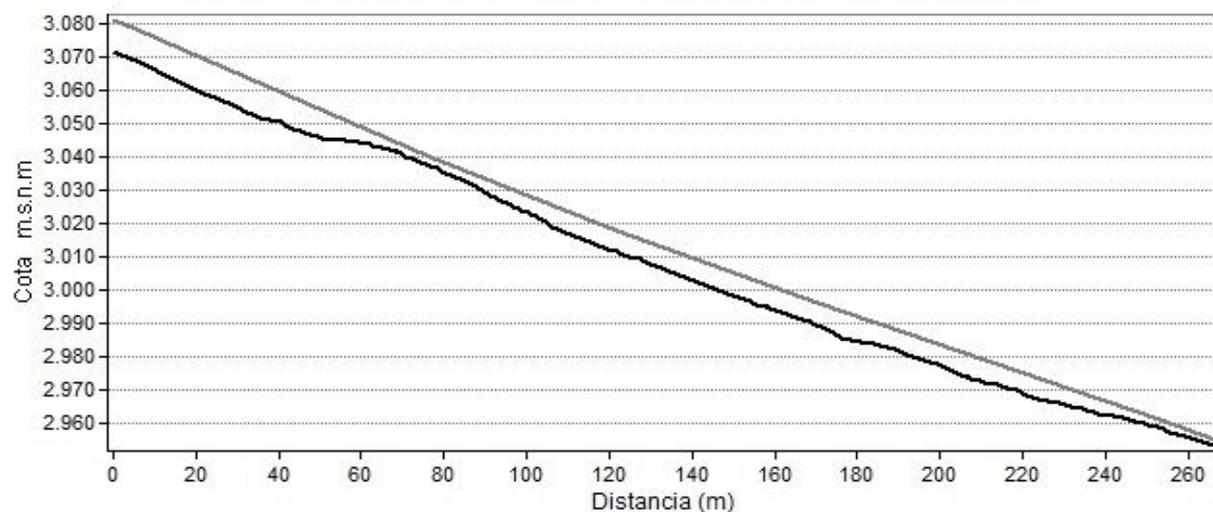
ANEXOS

ANEXOS I: Perfiles topográficos de la superficie y zócalo granítico de los glaciares Aneto y La Maladeta

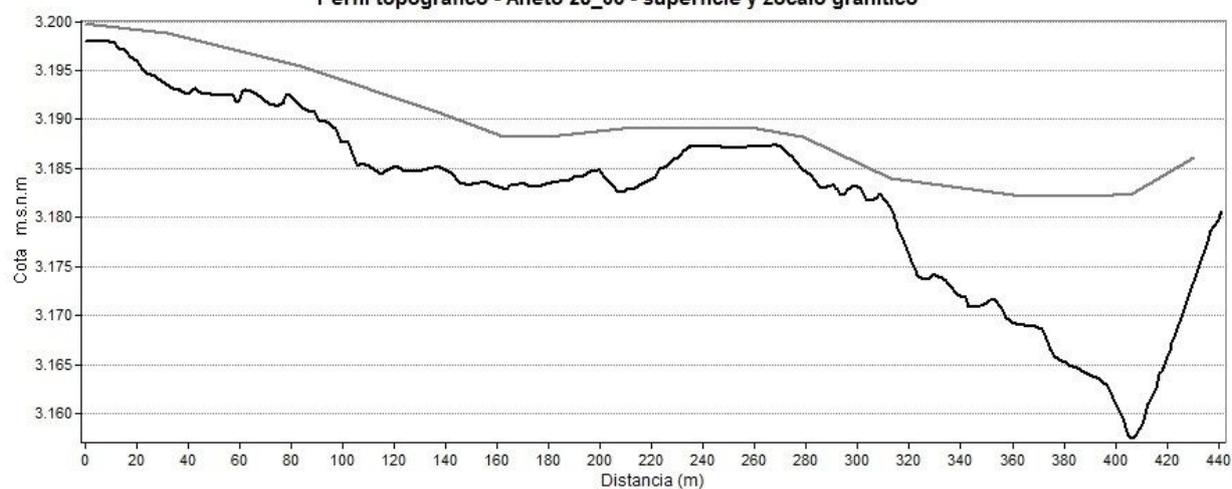
1. Perfiles topográficos del glaciar Aneto, de la superficie glaciar y el zócalo granítico.



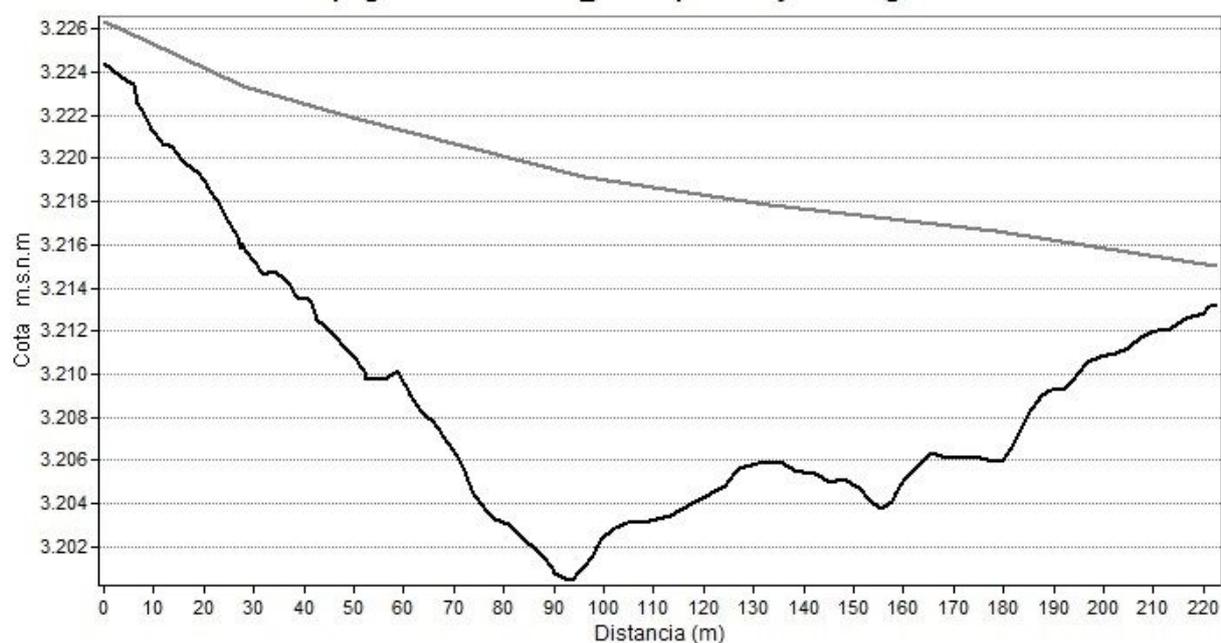
Perfil topográfico - Aneto 28_04 - Superficie y zócalo granítico



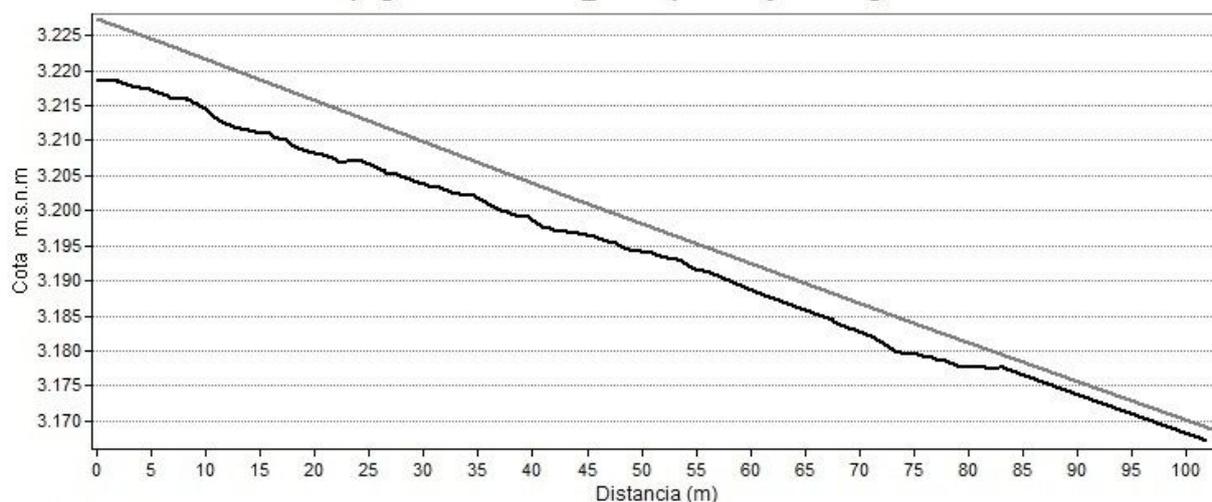
Perfil topográfico - Aneto 28_05 - superficie y zócalo granítico



Perfil topográfico - Aneto 28_06 - superficie y zócalo granítico

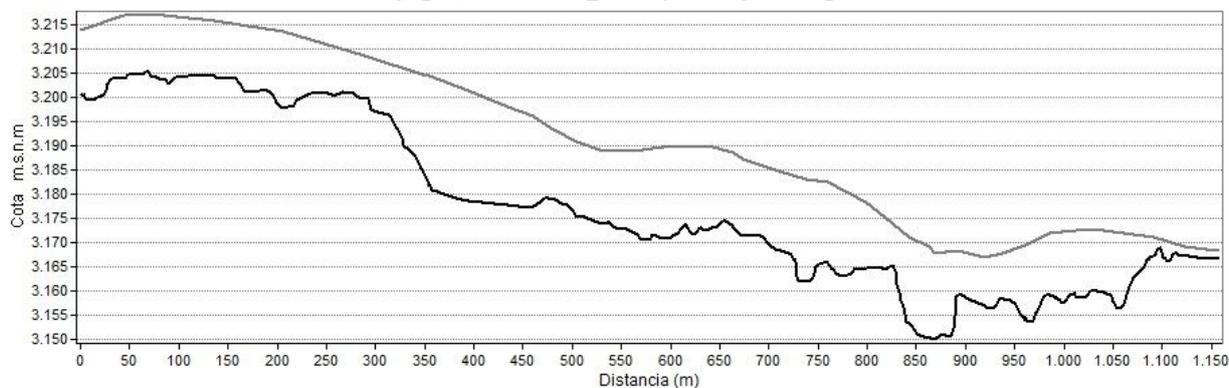


Perfil topográfico - Aneto 28_07 - superficie y zócalo granítico

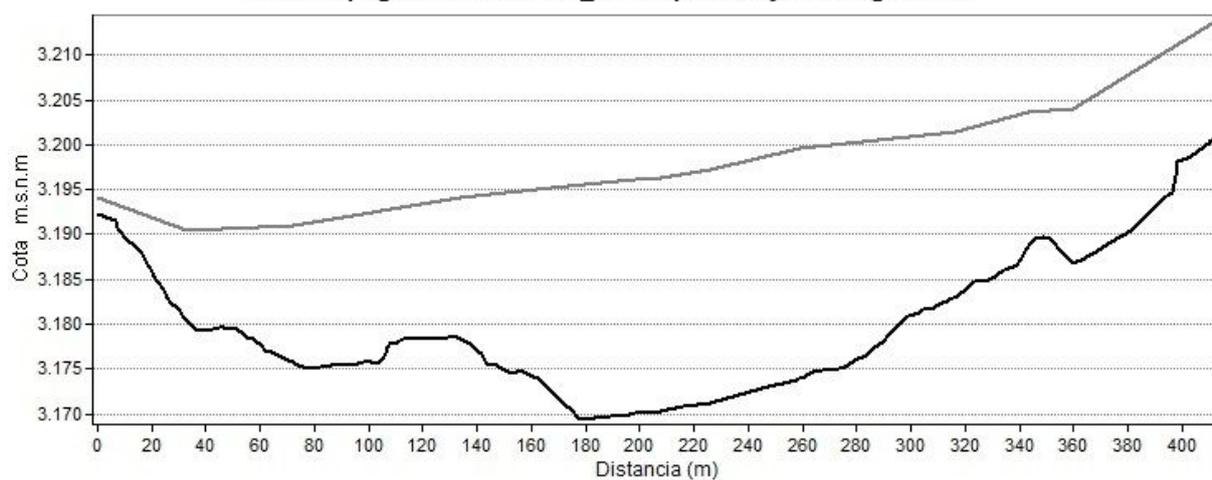


Profile Graph Subtitle

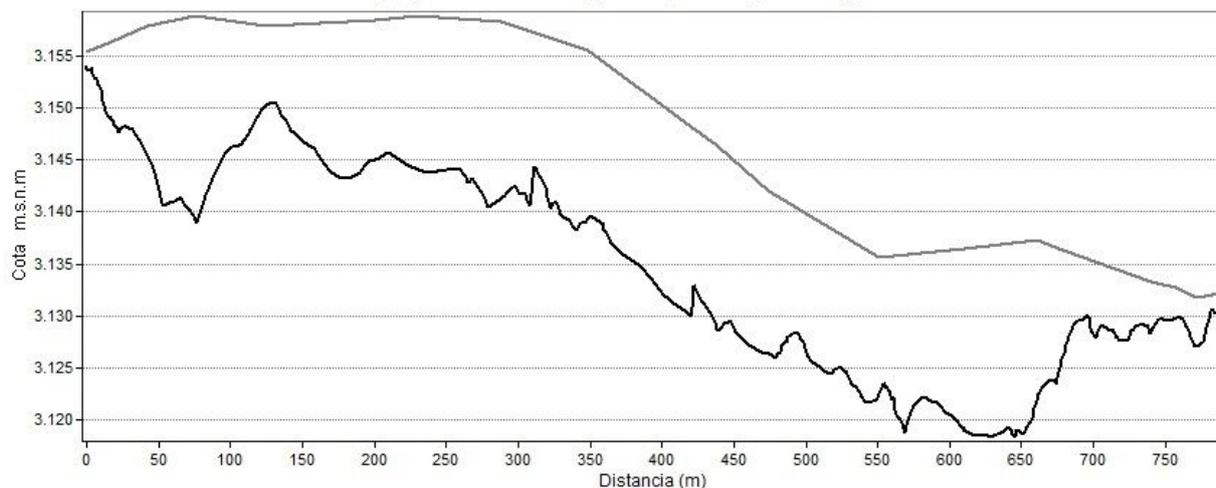
Perfil topográfico - Aneto 28_08 - Superficie y zócalo granítico



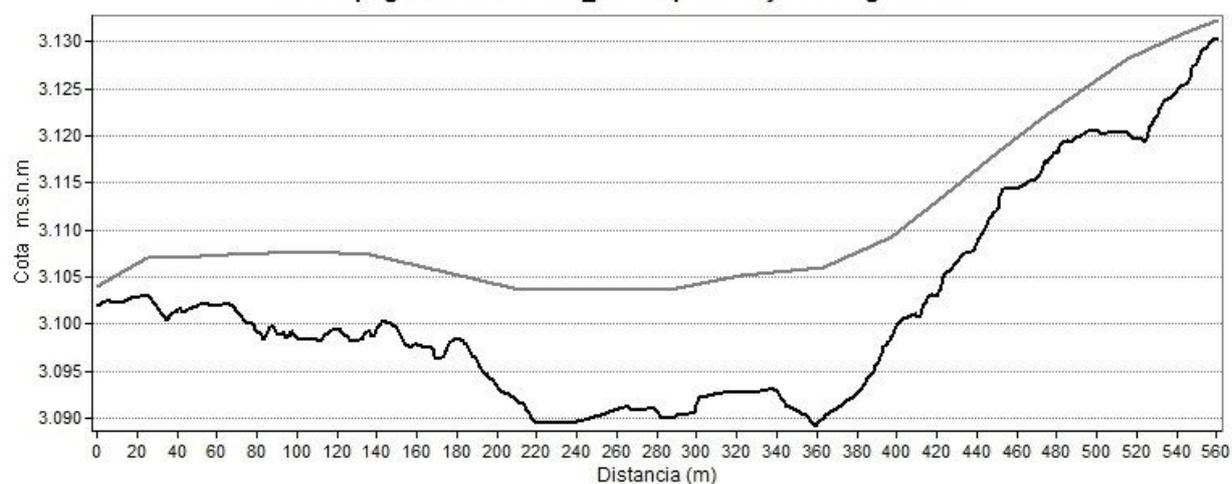
Perfil topográfico - Aneto 28_09 - Superficie y zócalo granítico



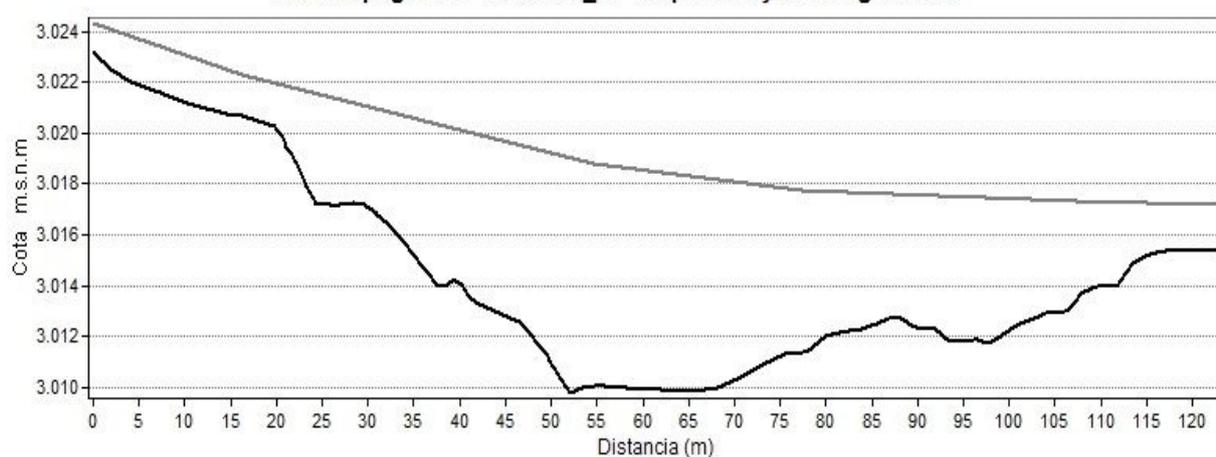
Perfil topográfico - Aneto 28_11 - Superficie y zócalo granítico



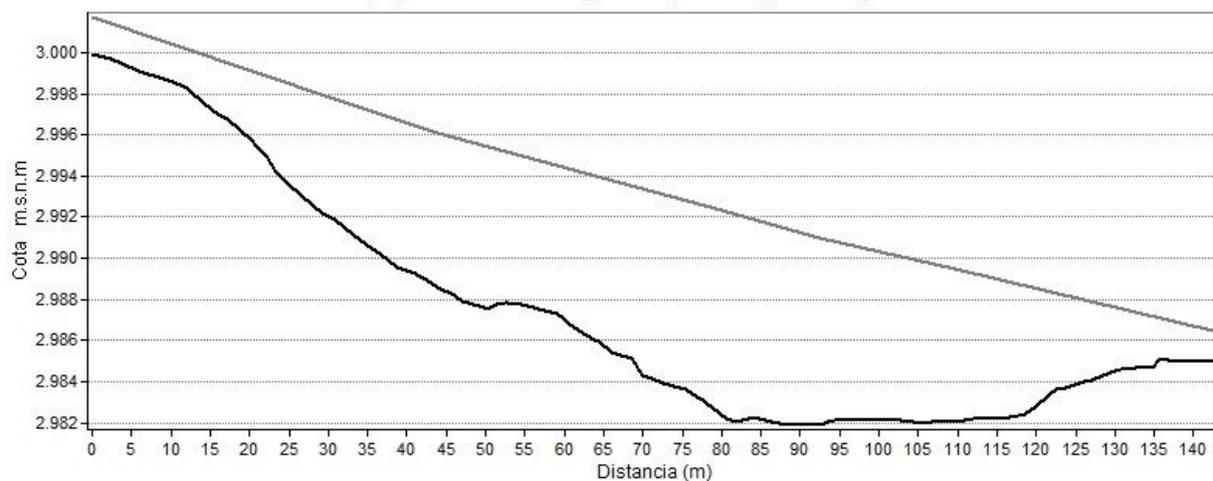
Perfil topográfico - Aneto 28_12 - Superficie y zócalo granítico



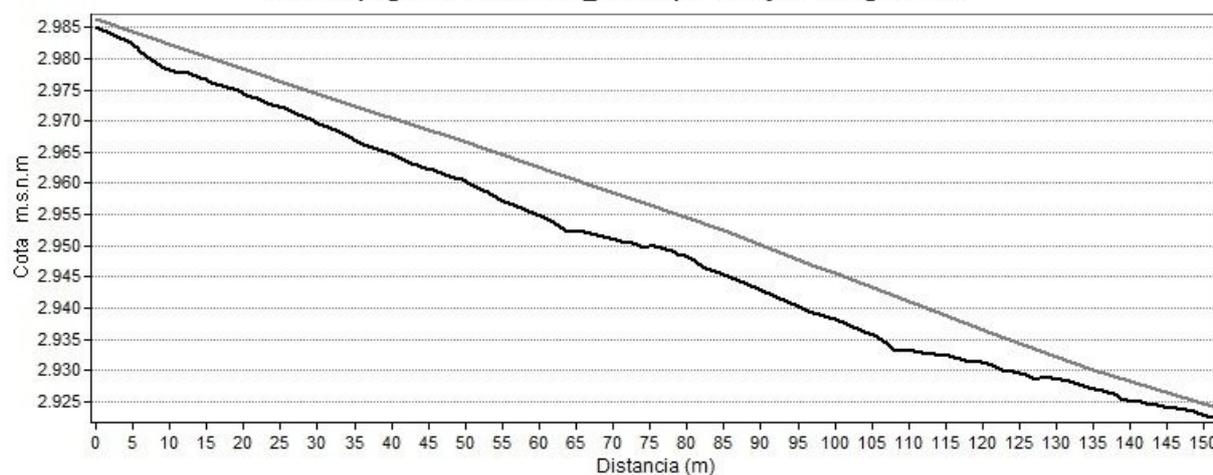
Perfil topográfico - Aneto 28_13 - Superficie y zócalo granítico



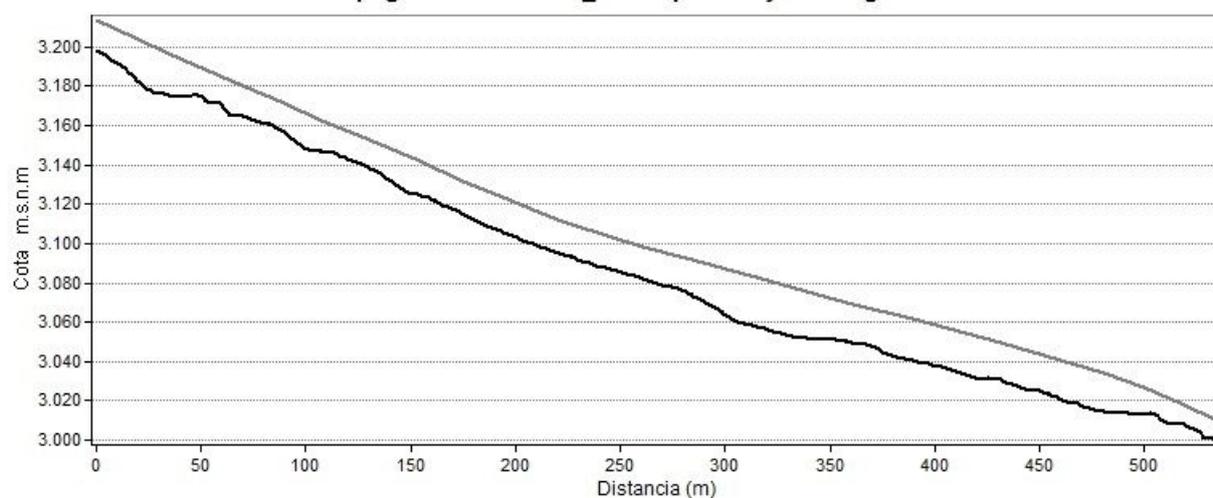
Perfil topográfico - Aneto 28_14 - Superficie y zócalo granítico



Perfil topográfico - Aneto 28_15 - Superficie y zócalo granítico

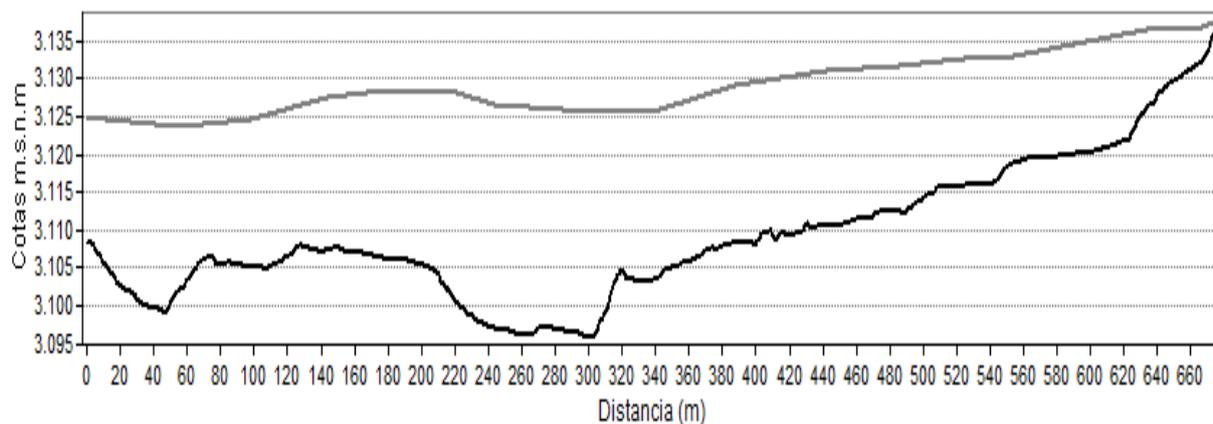


Perfil topográfico - Aneto 29_02 - Superficie y zócalo granítico

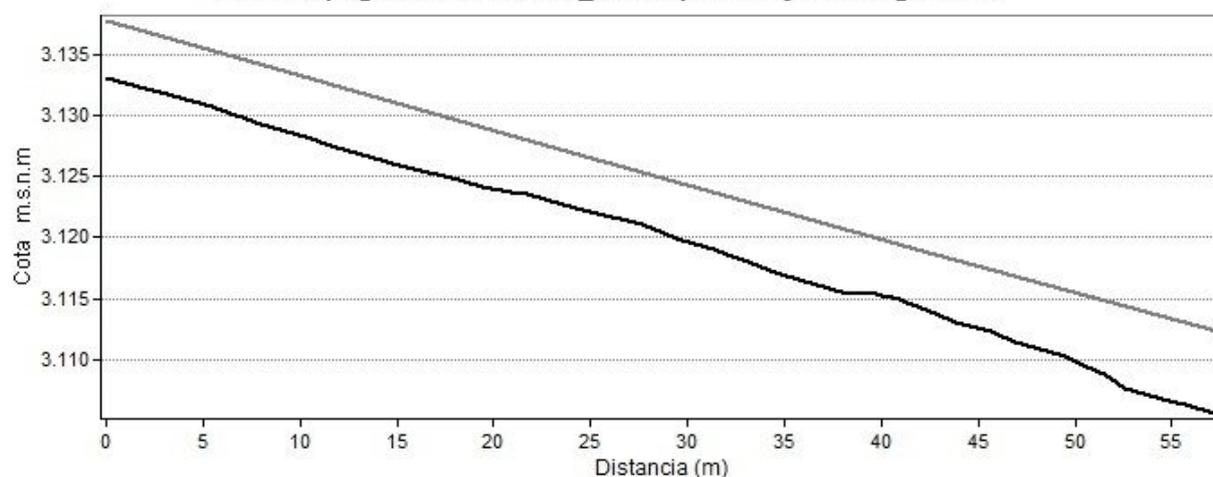


Profile Graph Subtitle

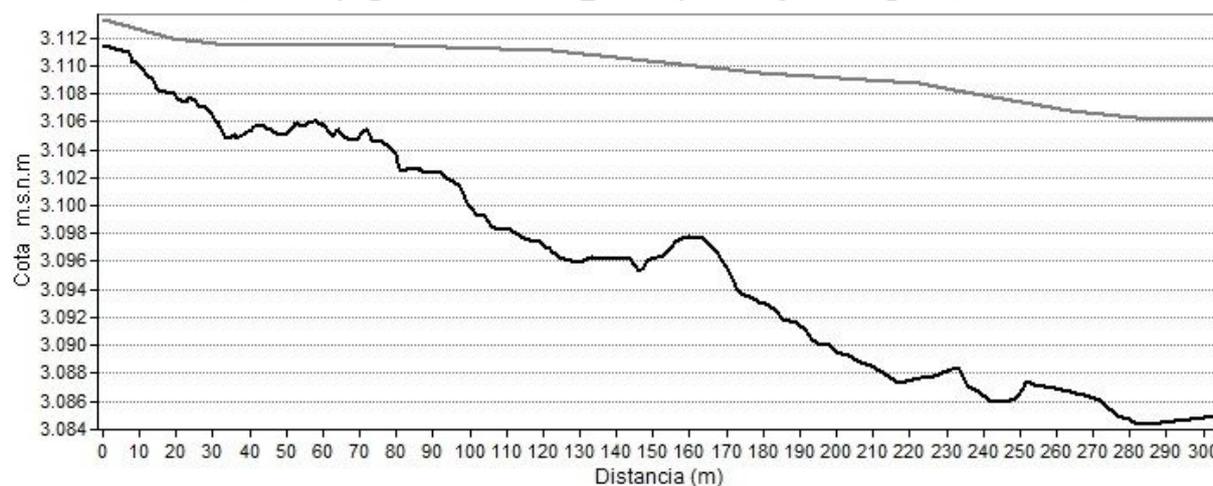
Perfil topográfico - Aneto 29_03 - Superficie y zócalo granítico



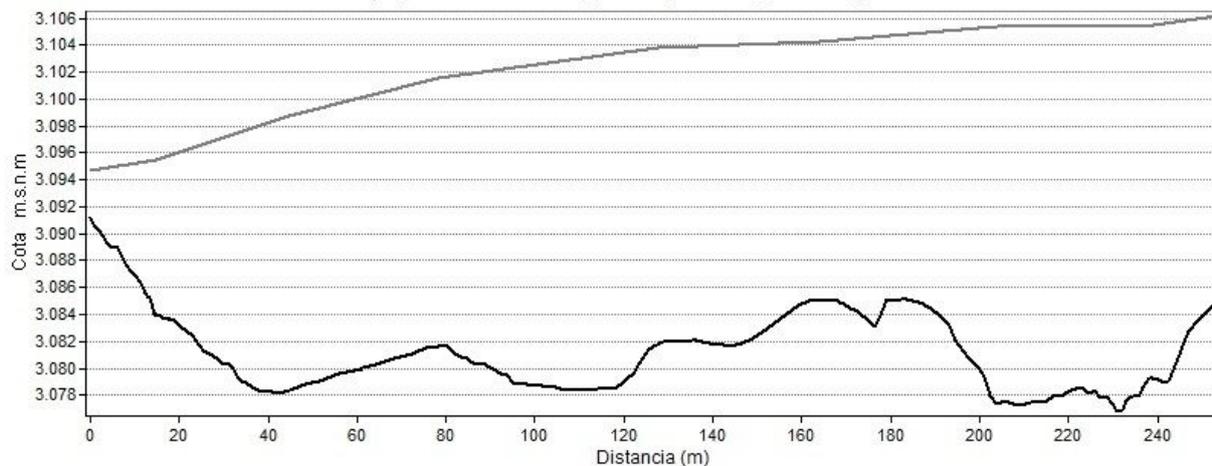
Perfil topográfico - Aneto 29_04 - Superficie y zócalo granítico



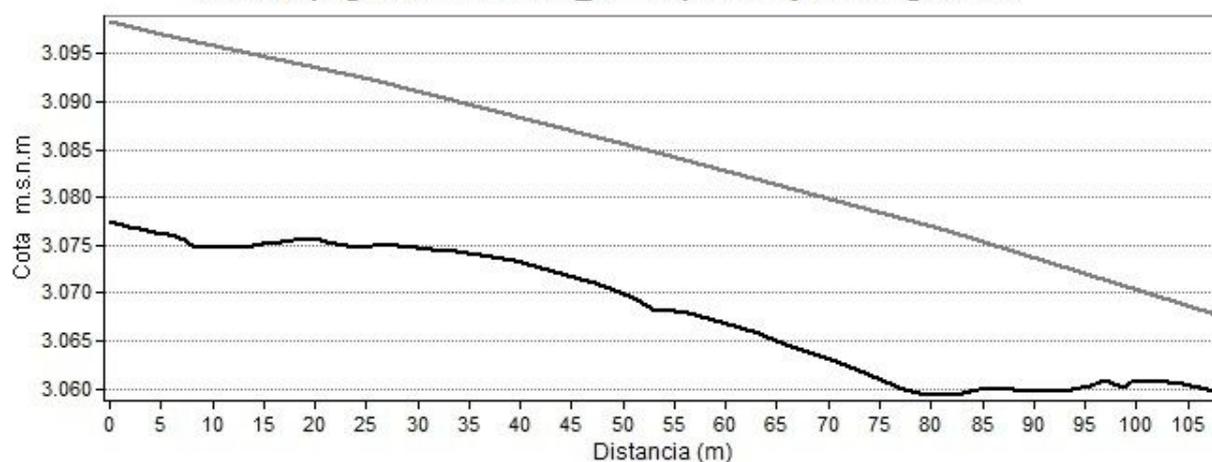
Perfil topográfico - Aneto 29_05 - Superficie y zócalo granítico



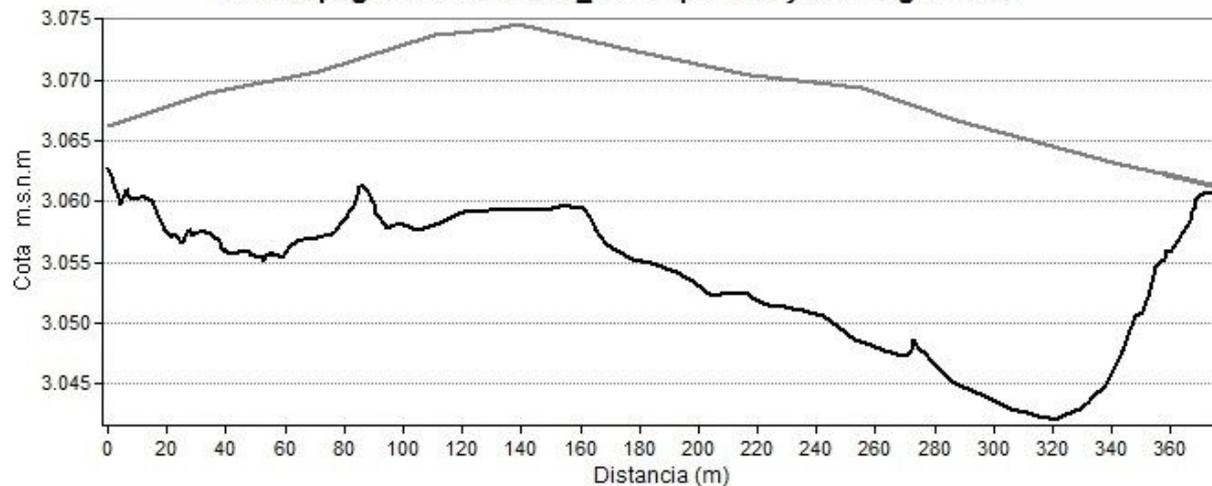
Perfil topográfico - Aneto 29_06 - Superficie y zócalo granítico



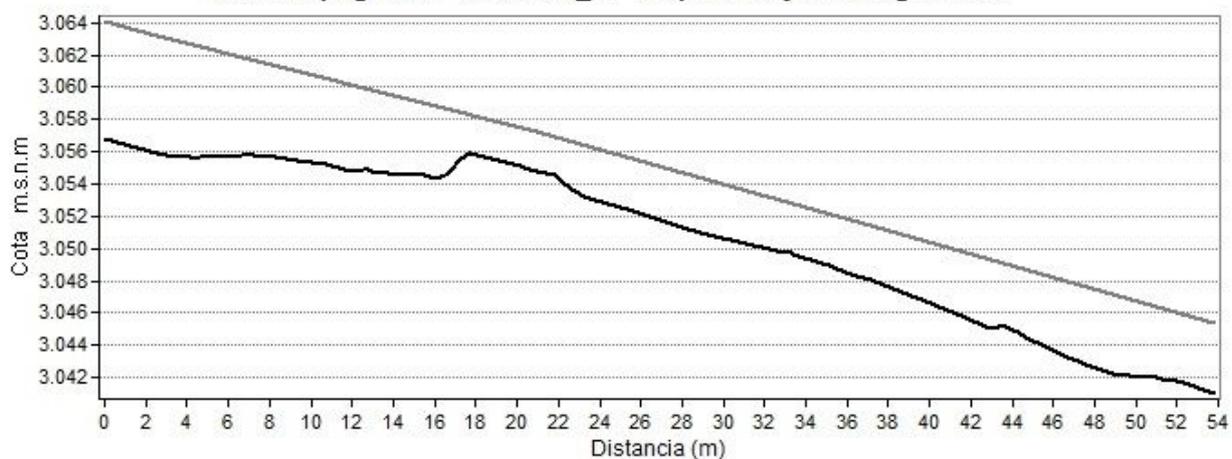
Perfil topográfico - Aneto 29_07 - Superficie y zócalo granítico



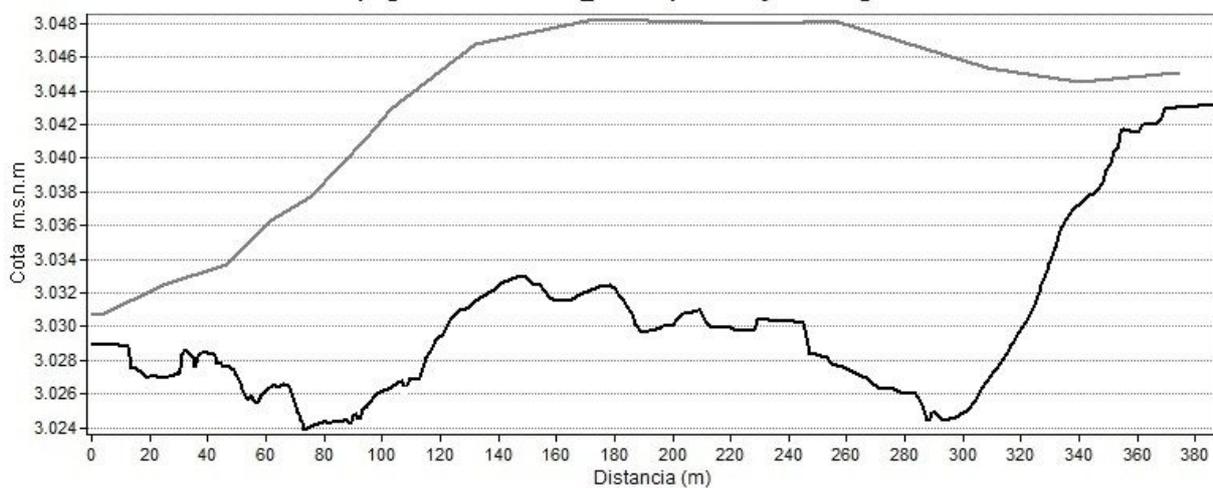
Perfil topográfico - Aneto 29_08 - Superficie y zócalo granítico



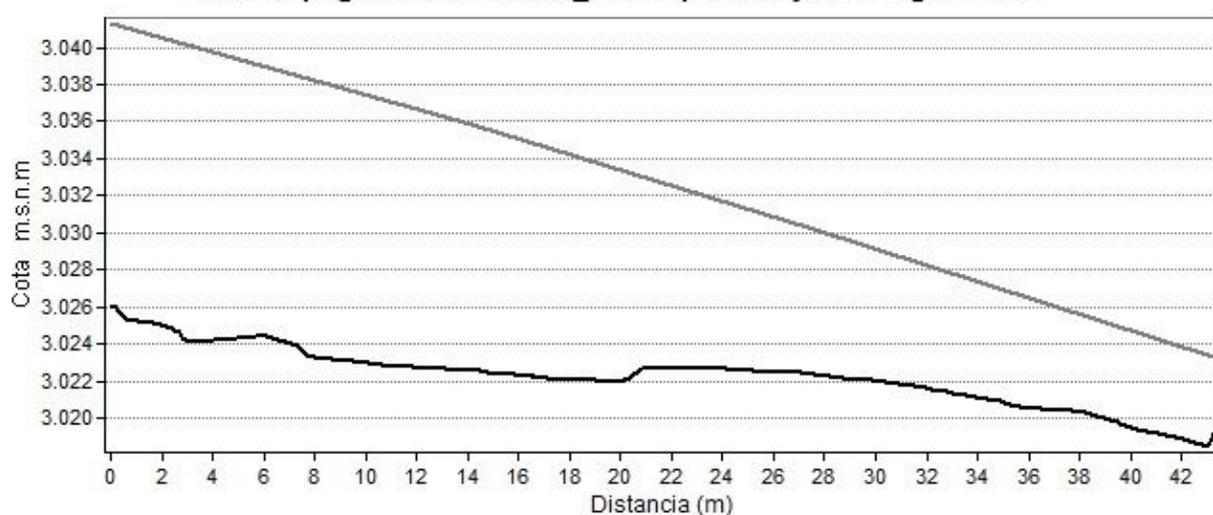
Perfil topográfico - Aneto 29_09 - Superficie y zócalo granítico



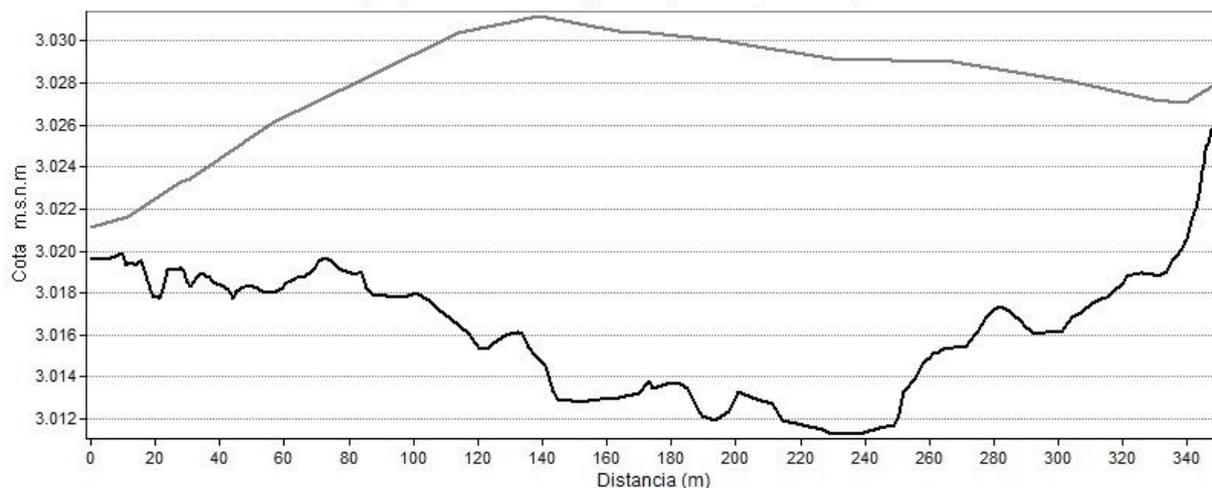
Perfil topográfico - Aneto 29_10 - Superficie y zócalo granítico



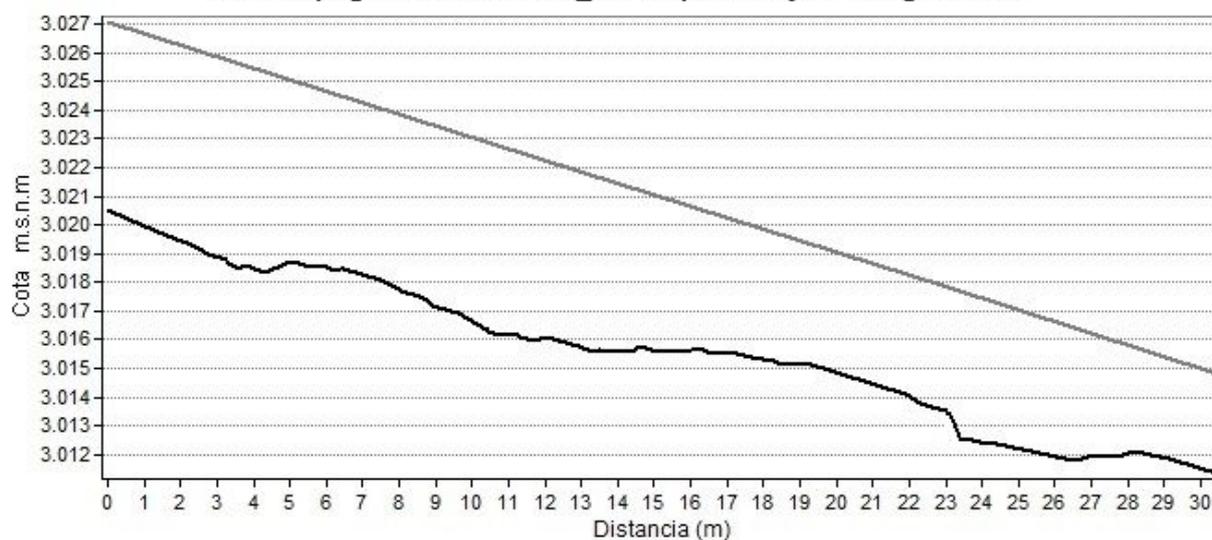
Perfil topográfico - Aneto 29_11 - Superficie y zócalo granítico



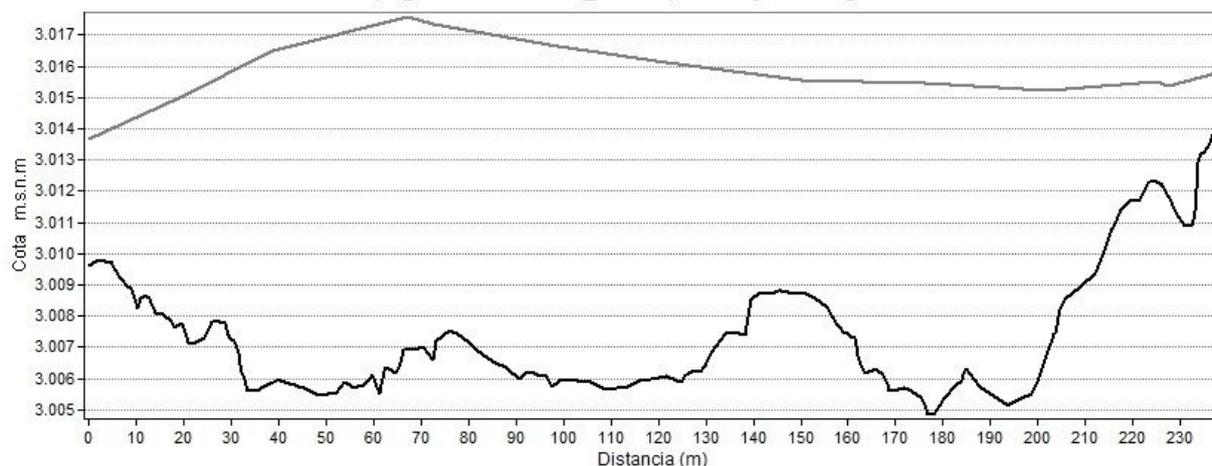
Perfil topográfico - Aneto 29_12 - Superficie y zócalo granítico

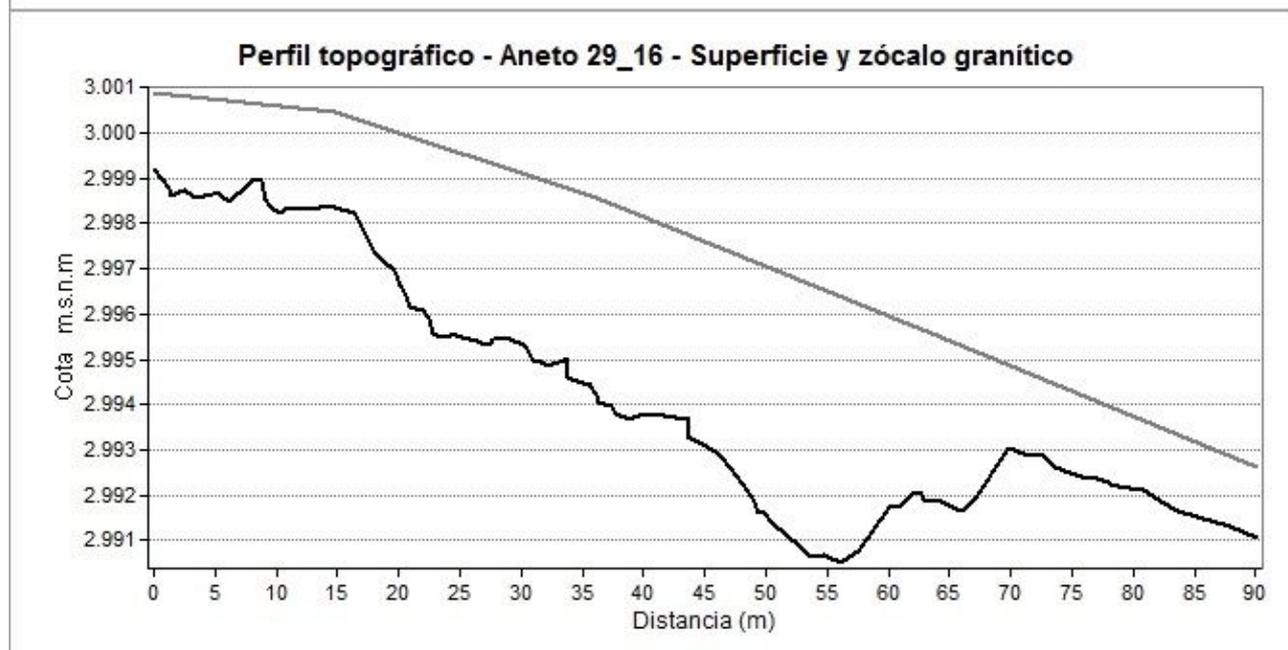
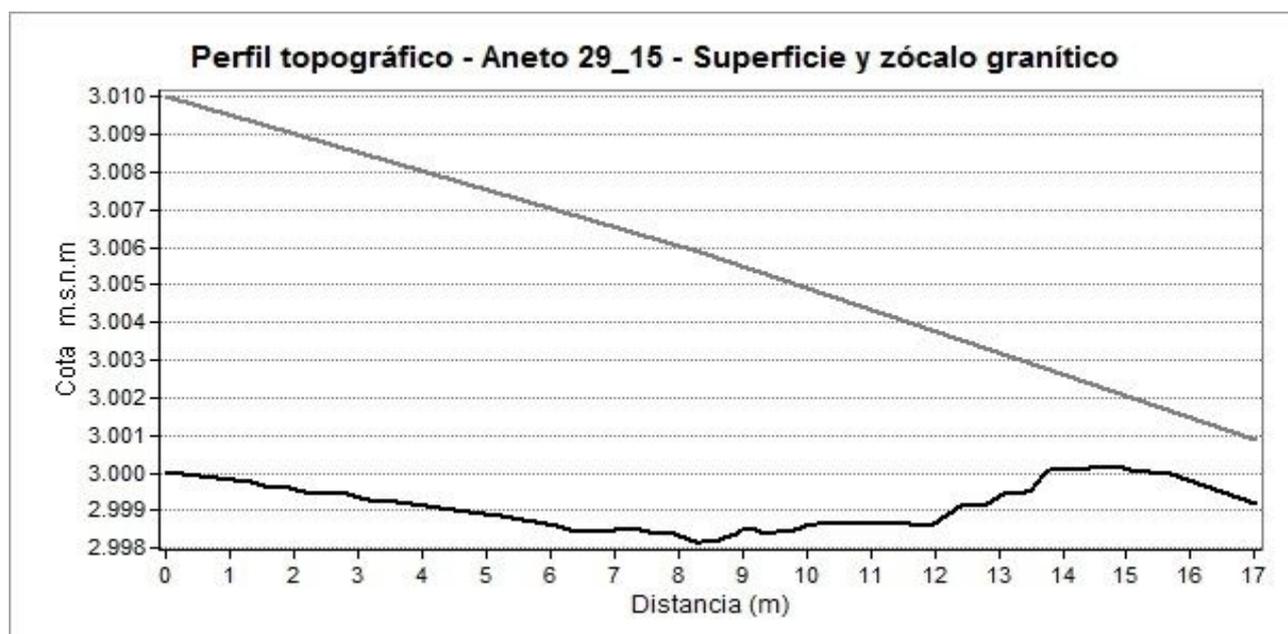


Perfil topográfico - Aneto 29_13 - Superficie y zócalo granítico

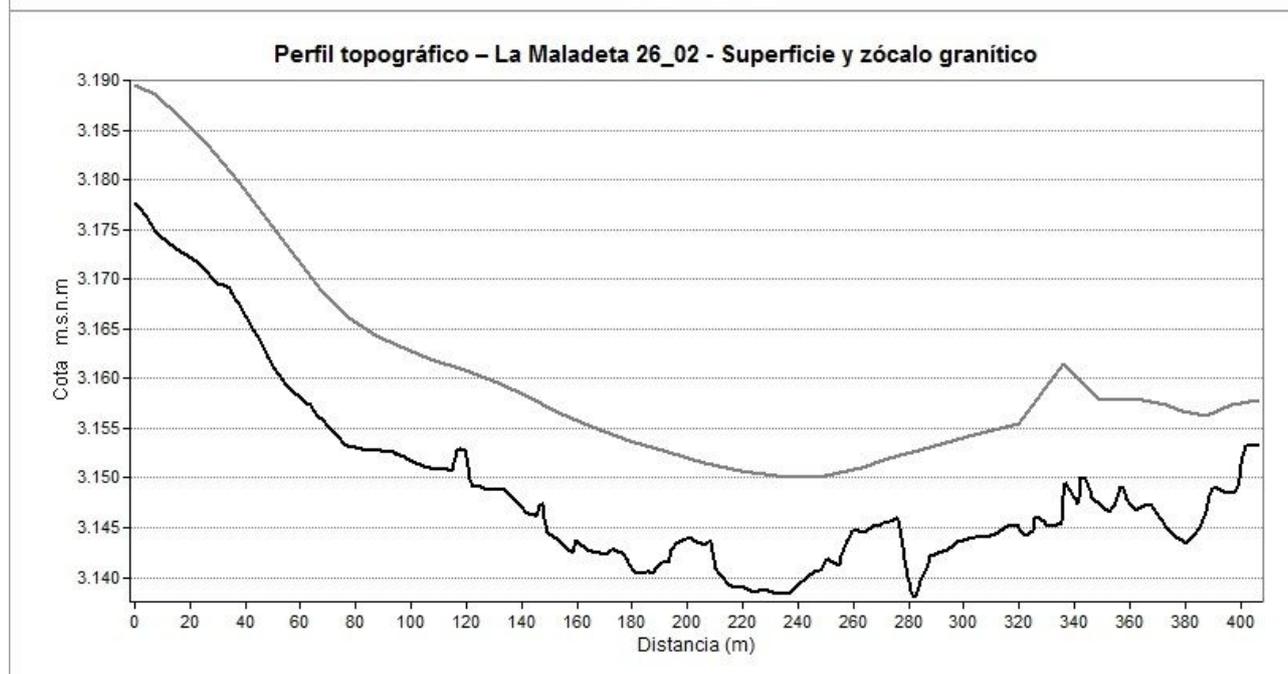
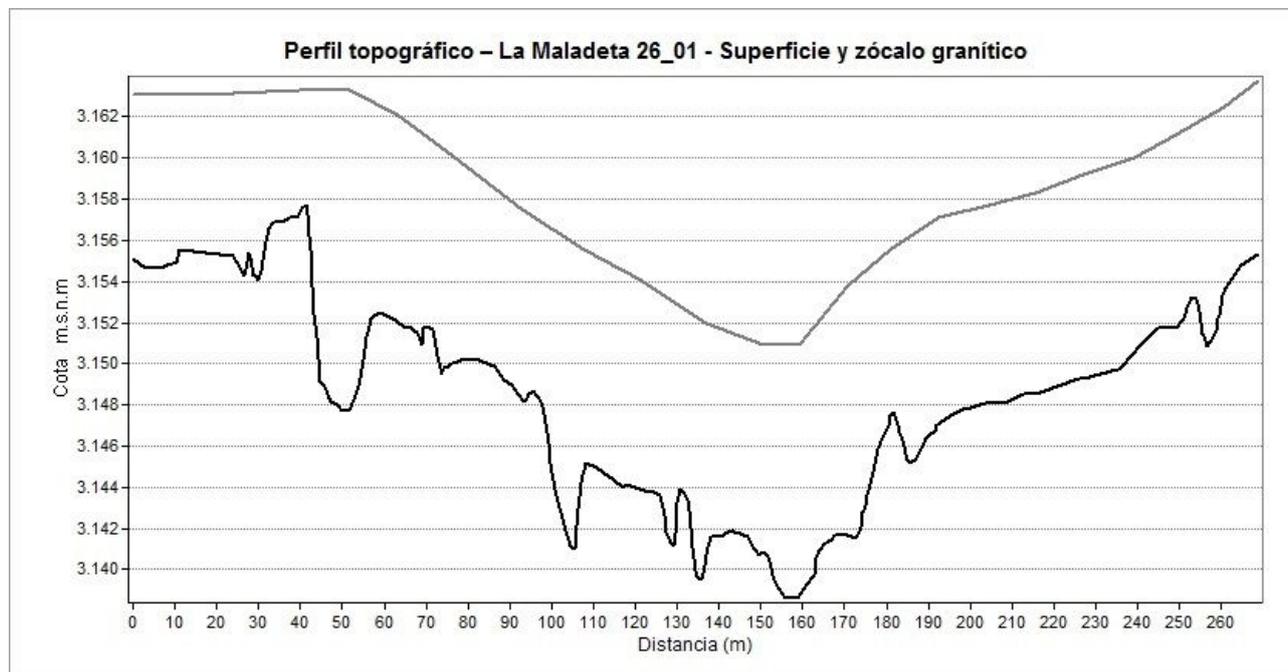


Perfil topográfico - Aneto 29_14 - Superficie y zócalo granítico

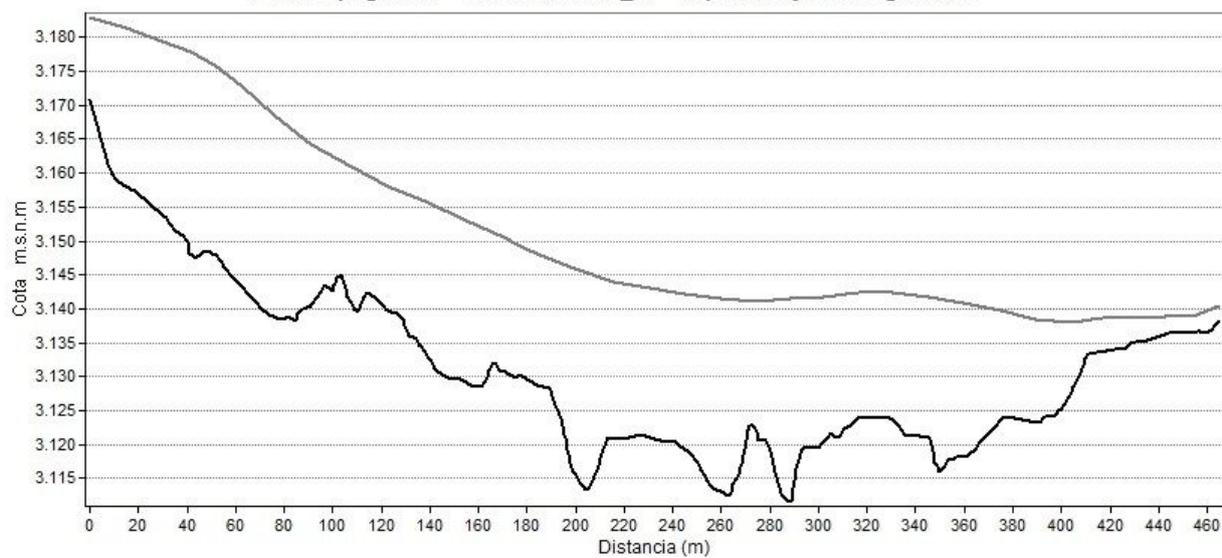




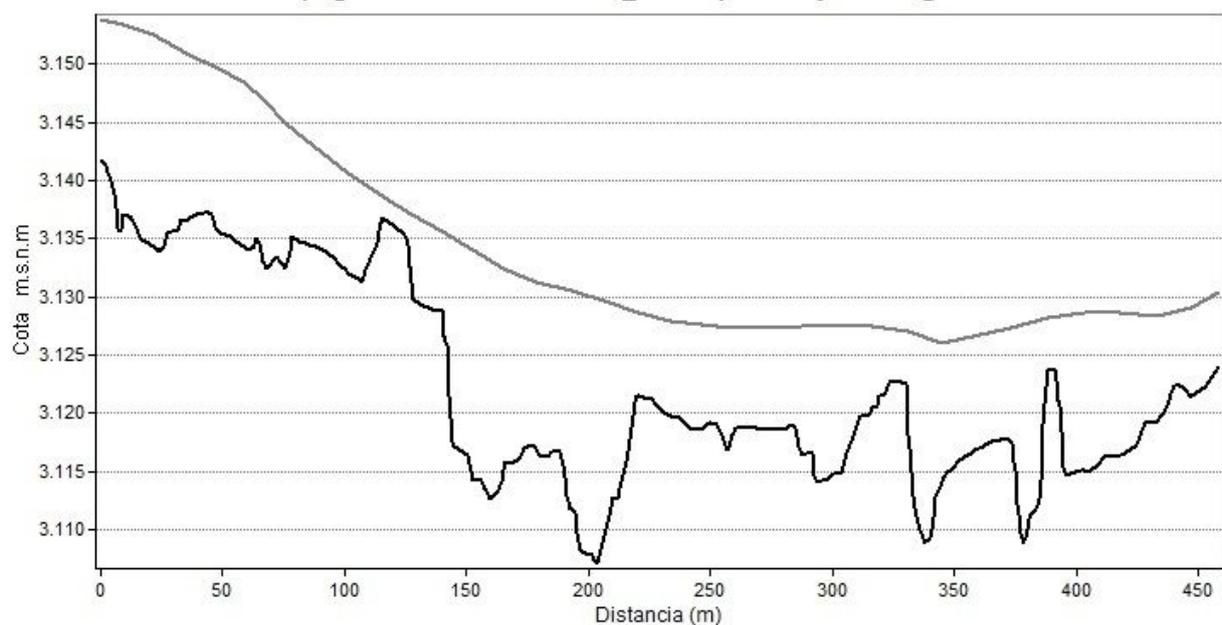
2. Perfiles topográficos del glaciar La Maladeta, de la superficie glaciar y el zócalo granítico.



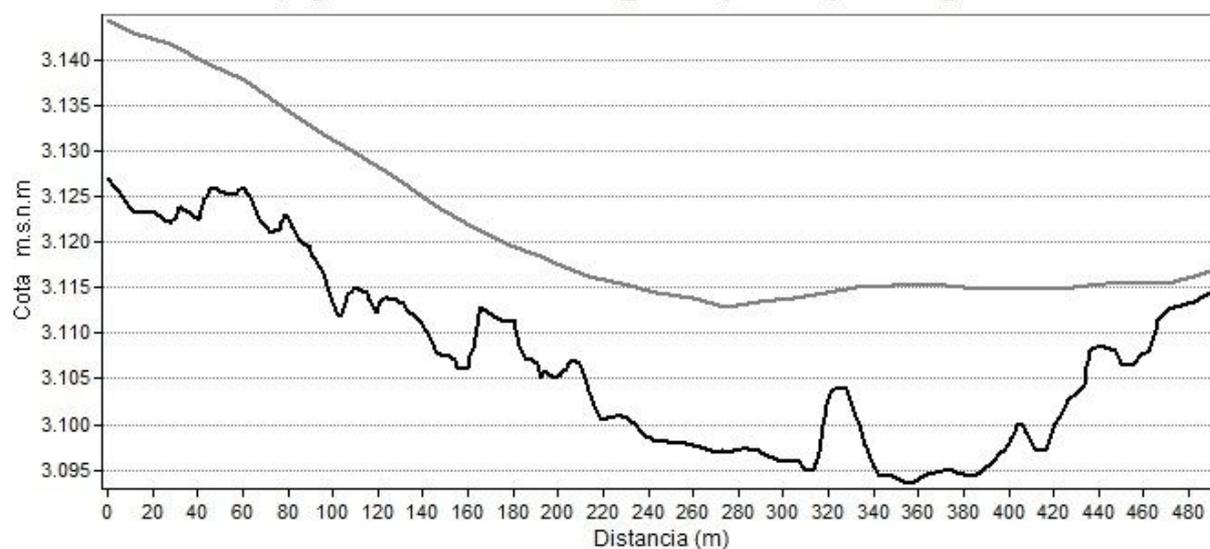
Perfil topográfico – La Maladeta 26_03 - Superficie y zócalo granítico



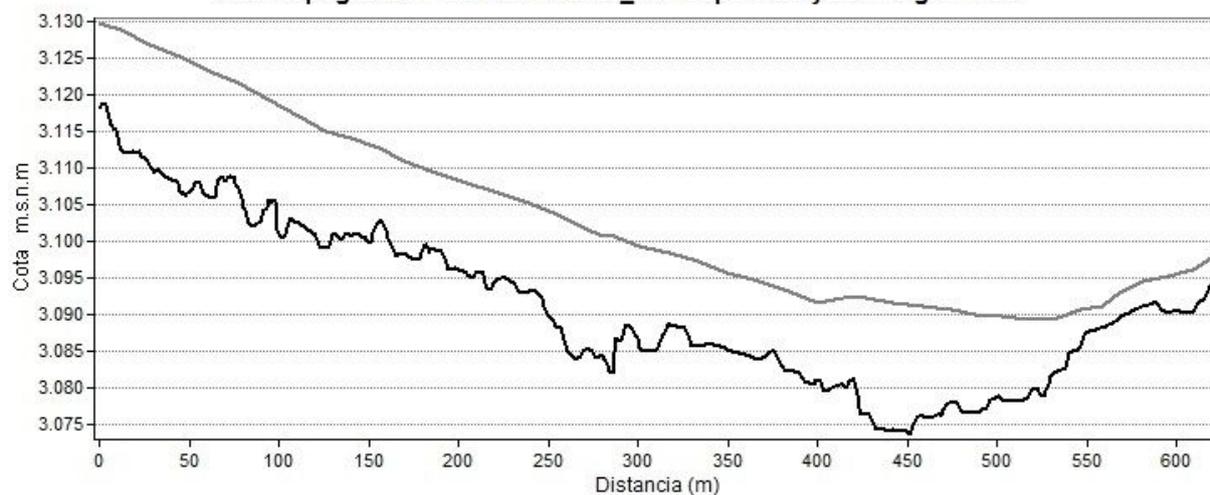
Perfil topográfico – La Maladeta 26_04 - Superficie y zócalo granítico



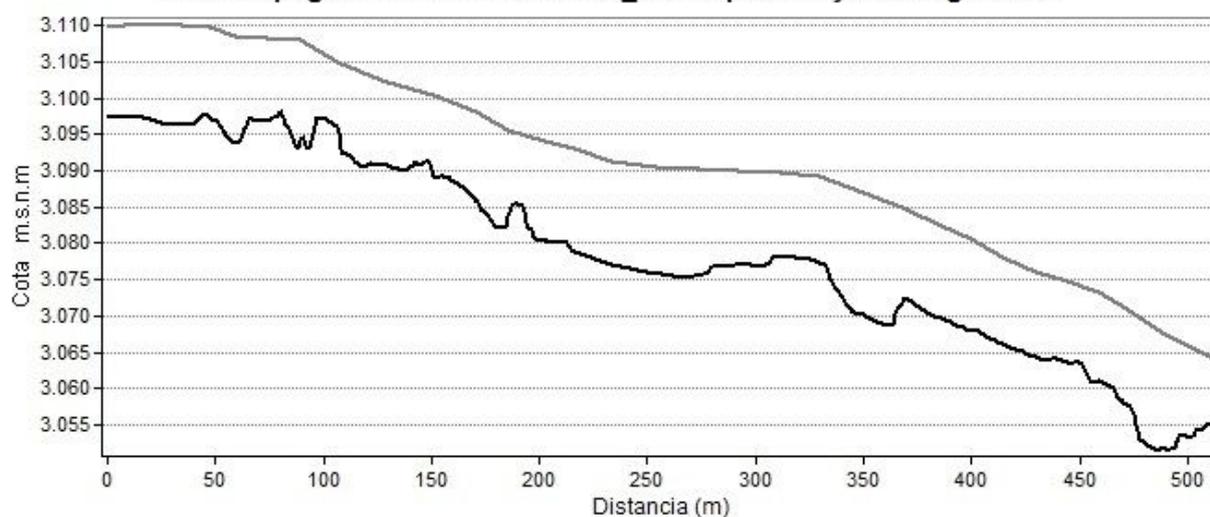
Perfil topográfico – La Maladeta 26_05 - Superficie y zócalo granítico

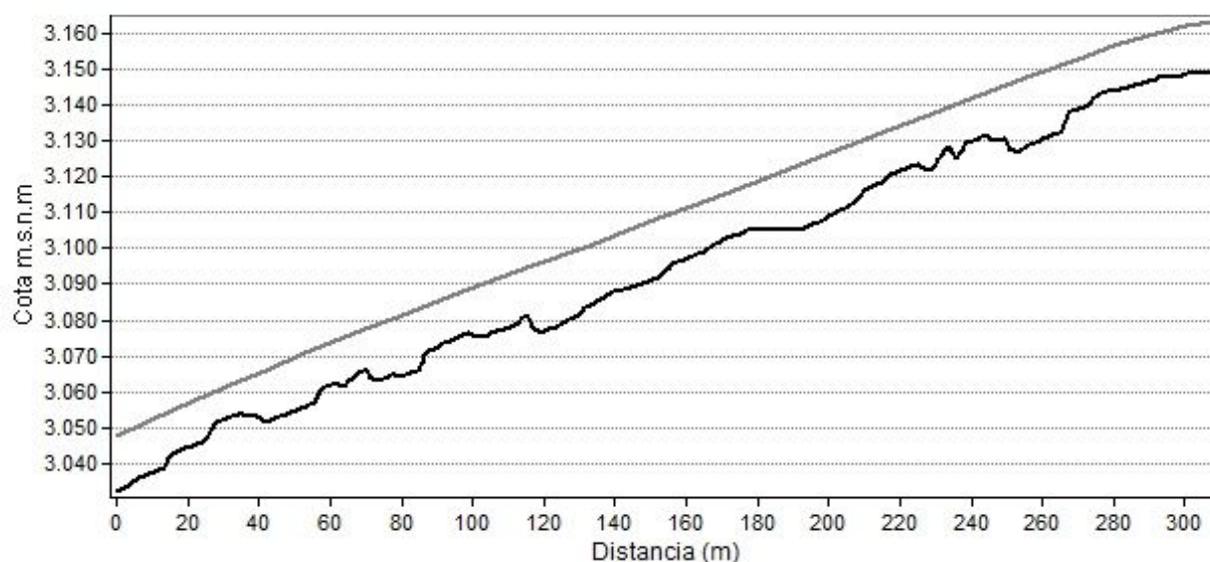
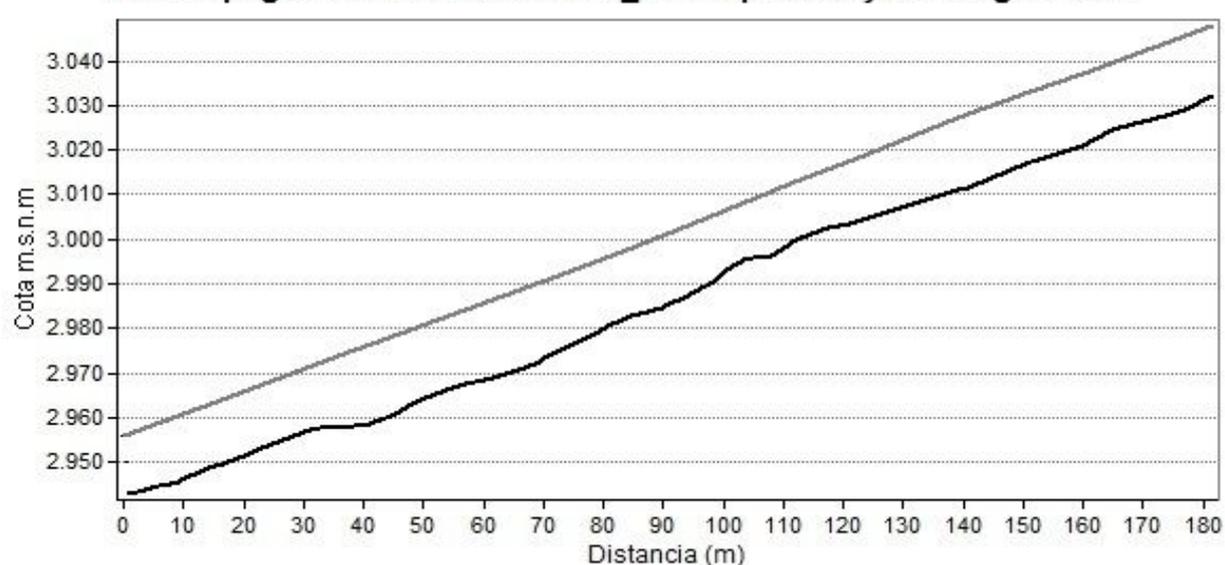


Perfil topográfico – La Maladeta 26_06 - Superficie y zócalo granítico

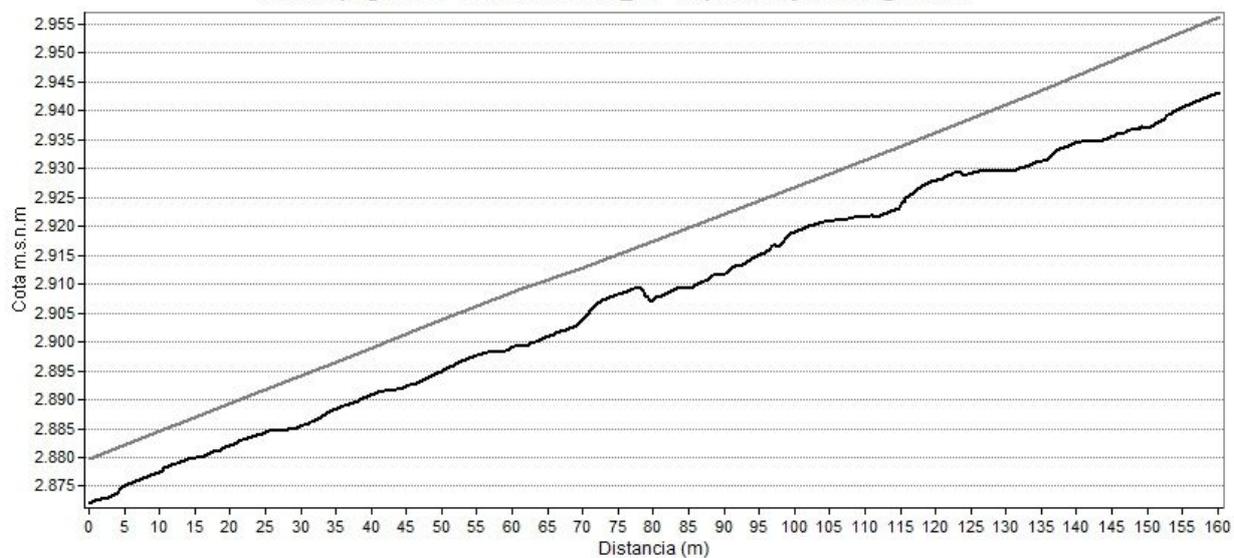


Perfil topográfico – La Maladeta 26_07 - Superficie y zócalo granítico

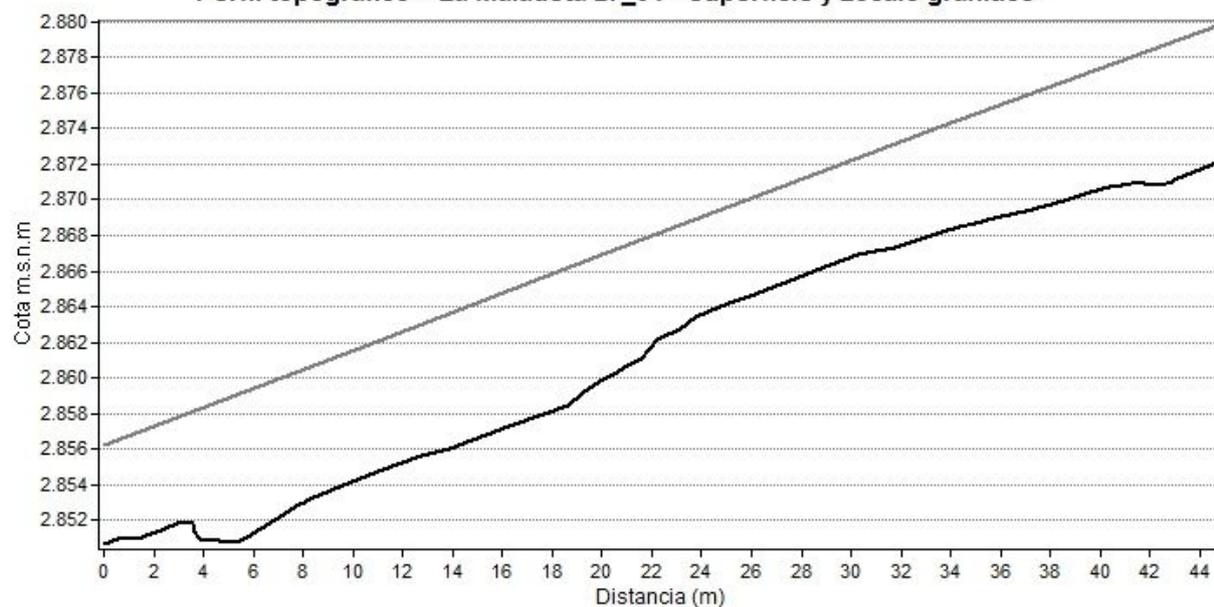


Perfil topográfico – La Maladeta 27_01 - Superficie y zócalo granítico**Perfil topográfico – La Maladeta 27_02 - Superficie y zócalo granítico**

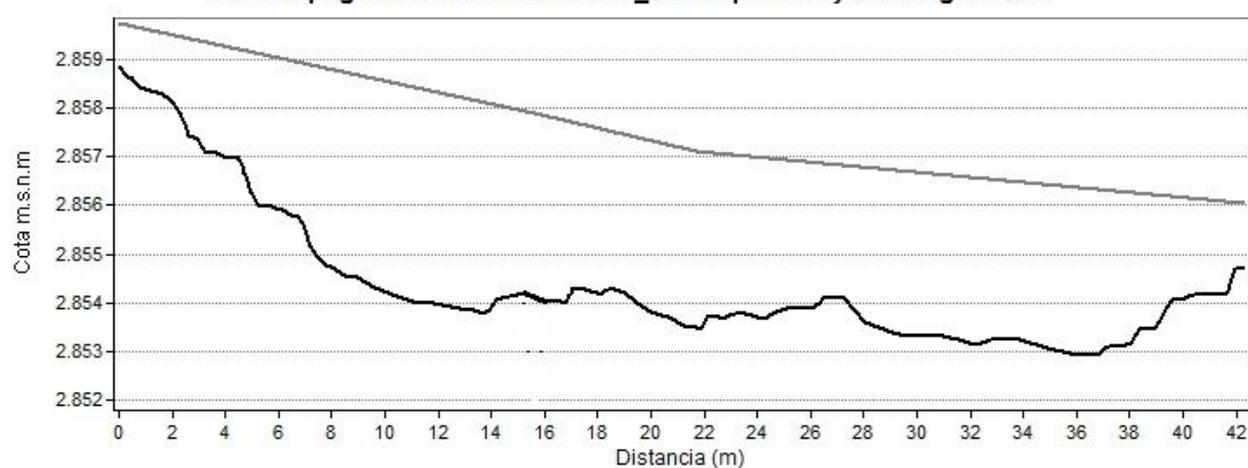
Perfil topográfico – La Maladeta 27_03 - Superficie y zócalo granítico



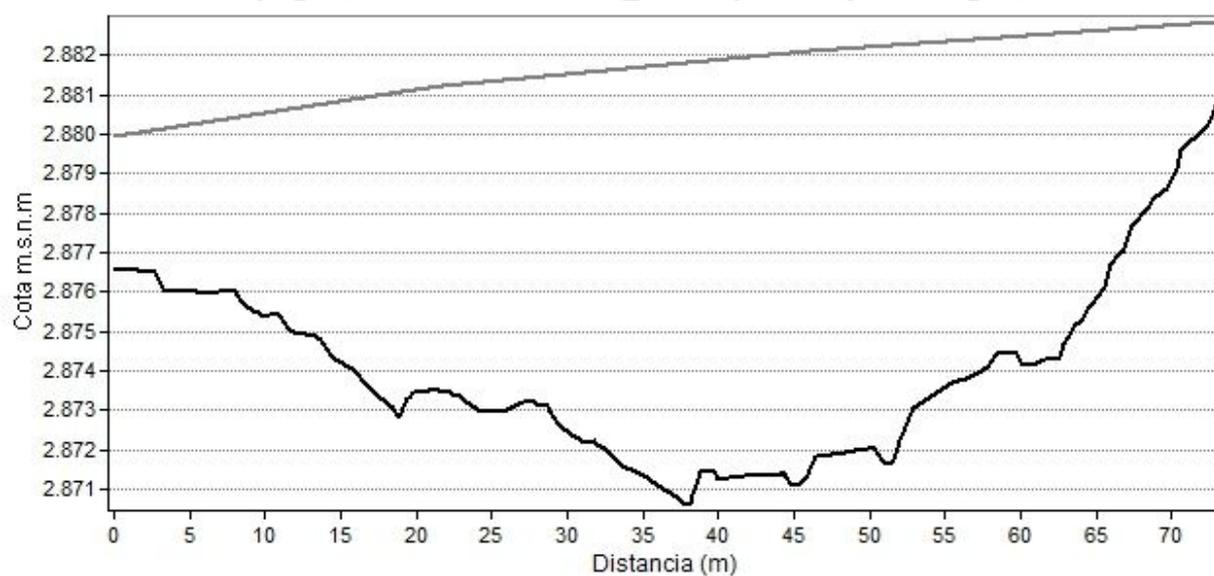
Perfil topográfico – La Maladeta 27_04 - Superficie y zócalo granítico



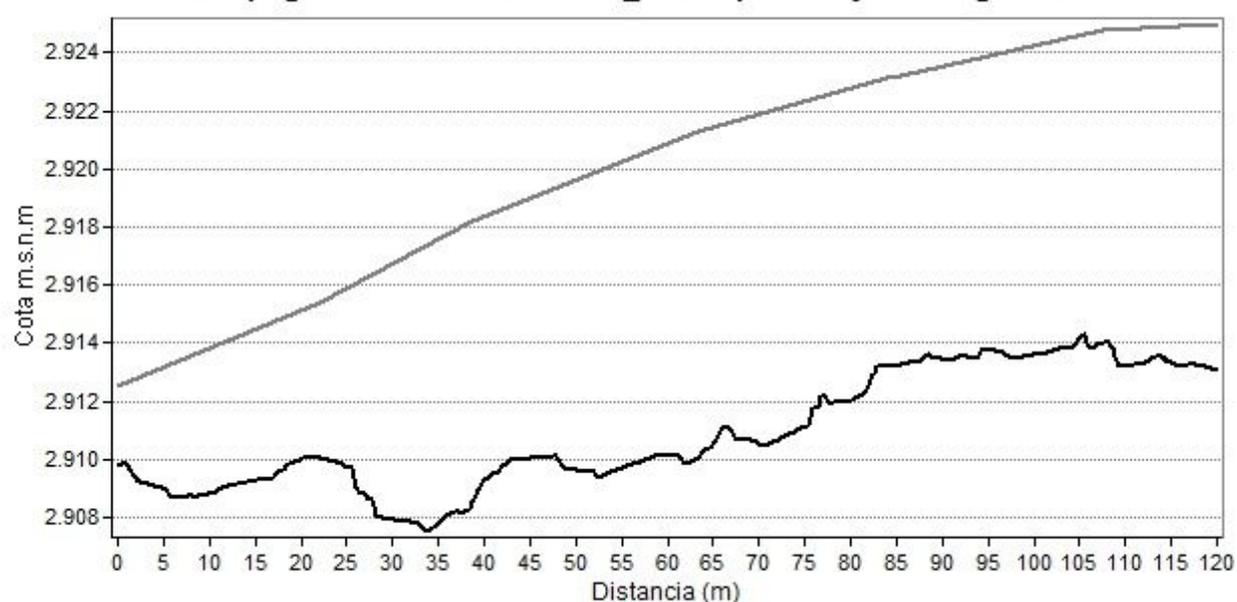
Perfil topográfico – La Maladeta 27_07 - Superficie y zócalo granítico



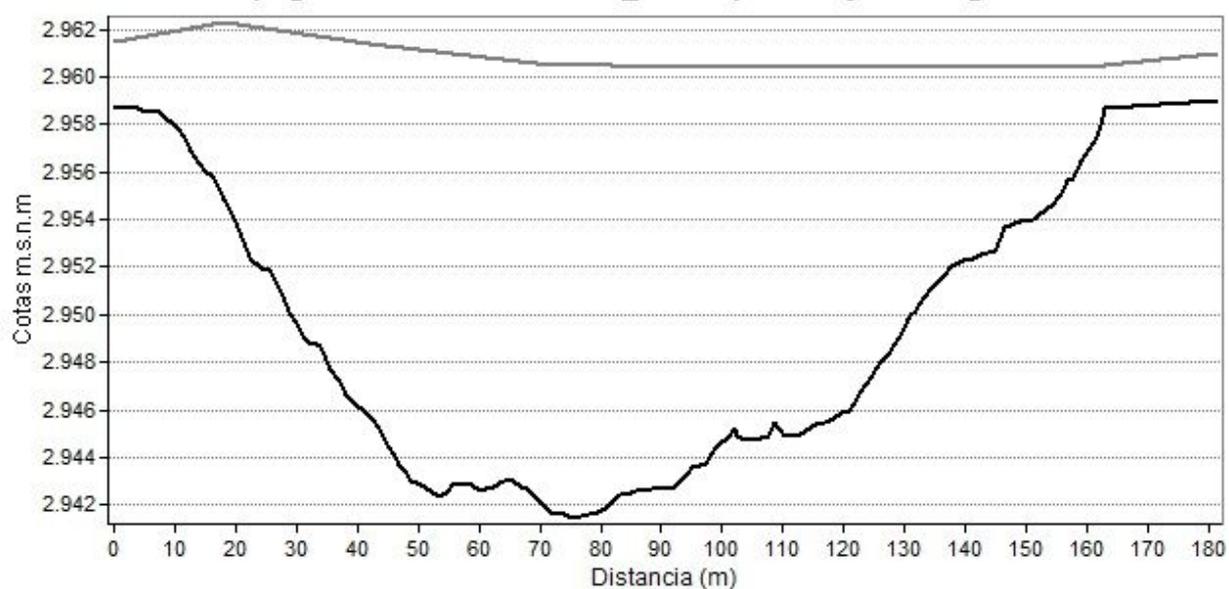
Perfil topográfico – La Maladeta 27_08 - Superficie y zócalo granítico



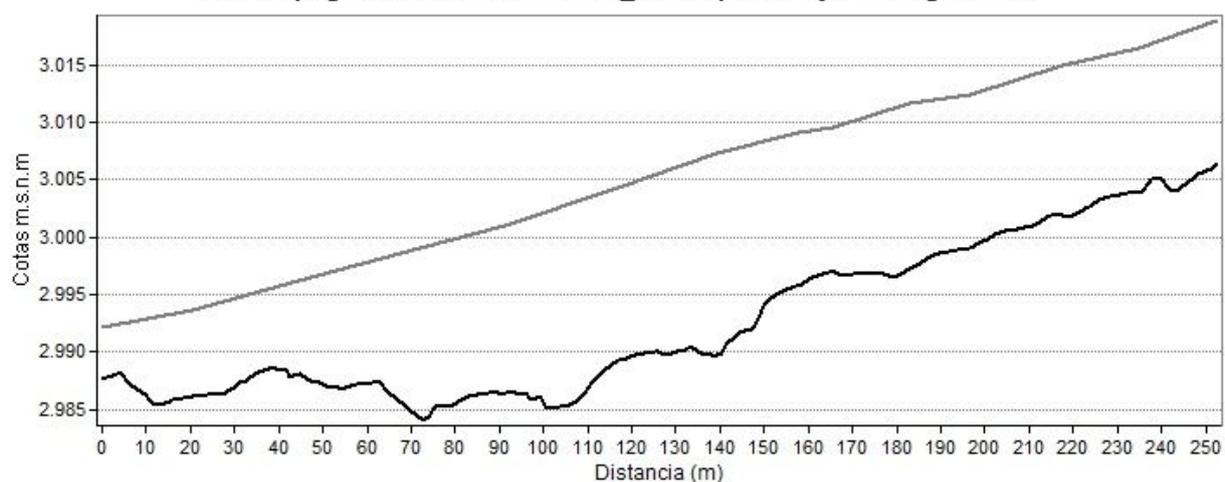
Perfil topográfico – La Maladeta 27_09 - Superficie y zócalo granítico



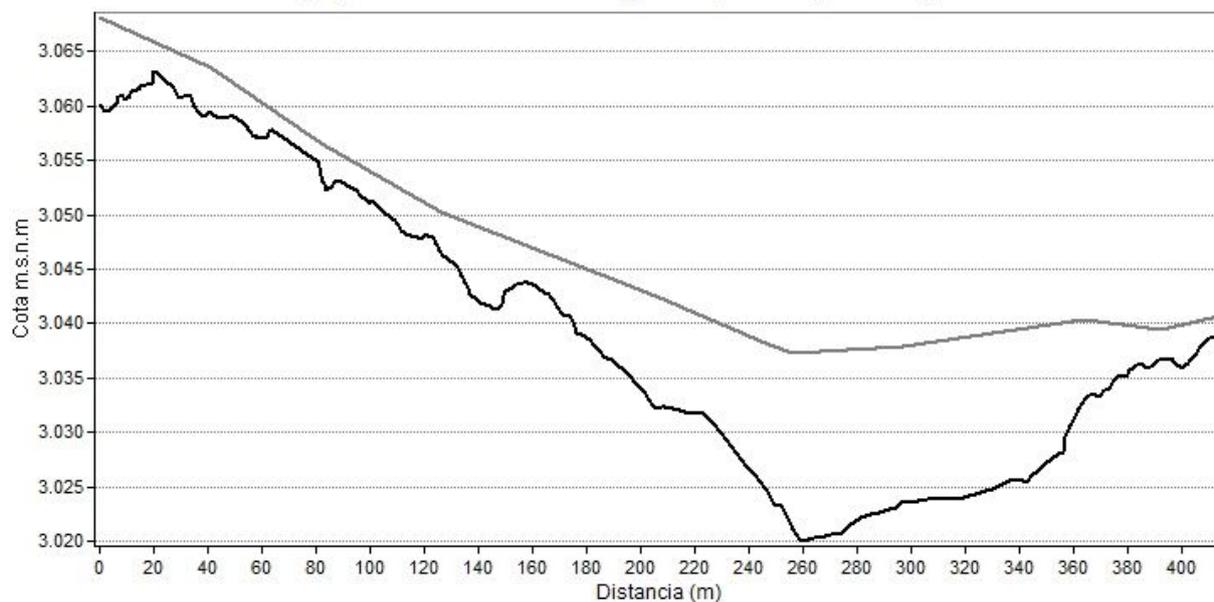
Perfil topográfico – La Maladeta 27_10 - Superficie y zócalo granítico



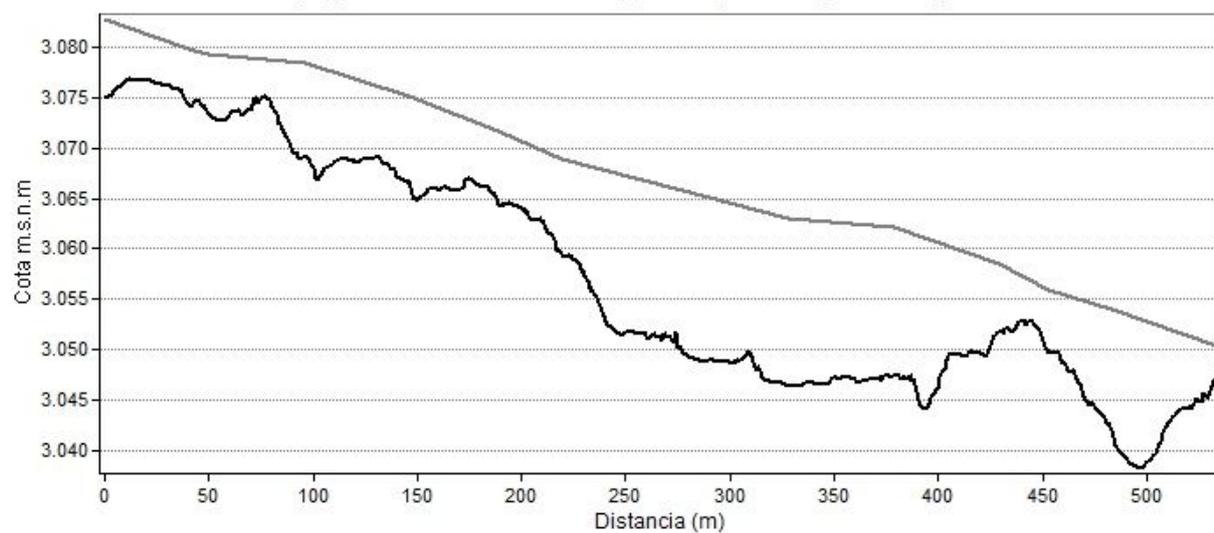
Perfil topográfico – La Maladeta 27_11 - Superficie y zócalo granítico



Perfil topográfico – La Maladeta 27_12 - Superficie y zócalo granítico



Perfil topográfico – La Maladeta 27_13 - Superficie y zócalo granítico



Anexo 2. 1. Unidades de medida y multiplicadores.

Unidad	Símbolo	Relación
Amperio	A	
Coulomb	C	$1 \text{ C} = 1 \text{ A s}$
decibelio	dB	
Faradio	F	$1 \text{ F} = 1 \text{ C V}^{-1} = 1 \text{ m}^{-3} \text{ kg}^{-1} \text{ s}^4 \text{ A}^2$
grado centígrado	°C	
Henri	H	$1 \text{ H} = 1 \Omega \text{ s} = 1 \text{ m}^2 \text{ kg A}^{-2} \text{ s}^{-2}$
Hertz	Hz	$1 \text{ Hz} = 1 \text{ s}^{-1}$
Joule	J	$1 \text{ J} = 1 \text{ m}^2 \text{ kg s}^{-2}$
metro	m	
neper	np	
radián	rad	
Siemens	S	$1 \text{ S} = 1 \text{ mho} = 1 \Omega^{-1}$
segundo	s	
Tesla	T	$1 \text{ T} = 1 \text{ Wb m}^{-2} = 1 \text{ kg s}^{-2} \text{ A}^{-1}$
Voltio	V	$1 \text{ V} = 1 \text{ A } \Omega = 1 \text{ m}^3 \text{ kg s}^{-3} \text{ A}^{-1}$
Watio	W	$1 \text{ W} = 1 \text{ J s}^{-1} = \text{m}^2 \text{ kg s}^{-3}$
Weber	Wb	$1 \text{ Wb} = 1 \text{ kg s}^{-2} \text{ A}^{-1} \text{ m}^2$
Ohmio	Ω	$1 \Omega = 1 \text{ m}^2 \text{ kg A}^{-2} \text{ s}^{-3}$

Prefijo	Símbolo	Magnitud
tera	T	10^{12}
giga	G	10^9
mega	M	10^6
kilo	k	10^3
hecto	h	10^2
deka	da	10

Prefijo	Símbolo	Magnitud
deci	d	10^{-1}
centi	c	10^{-2}
mili	m	10^{-3}
micro	μ	10^{-6}
nano	n	10^{-9}
pico	p	10^{-12}
femto	f	10^{-15}
atto	a	10^{-18}

Anexo 2. 2. Tabla de símbolos.

Símbolo	Magnitud	Unidades
A	Área efectiva de la antena receptora	m ²
A _h	Semieje mayor de huella o resolución horizontal del georradar	m
\vec{B}	Inducción magnética.	kgs ⁻² A ⁻¹ = T=Wb/m ²
B	Ancho de banda	Hz
\vec{D}	Desplazamiento eléctrico	m ⁻² s A= C/m ²
dP	Diferencial de presión	Pa
c	Velocidad de propagación de una onda electromagnética en el vacío	c = 2.998 × 10 ⁸ m/s
D	profundidad de superficie de reflexión	m
d	Penetración nominal (“skin depth”)	m
\vec{E}	Intensidad del campo eléctrico	mkg s ⁻³ A ⁻¹ =V/m= N/C
\vec{E}_0	Intensidad del campo eléctrico entrante	V/m
\vec{E}_1	Intensidad del campo eléctrico reflejado	V/m
\vec{E}_2	Intensidad del campo eléctrico transmitido	V/m
E ₀	Módulo de la intensidad del campo eléctrico radiado	V/m
E _{TX}	Coefficientes de eficacia del transmisor	Sin dimensión
E _{RX}	Coefficientes de eficacia del receptor	Sin dimensión
E _y	Campo eléctrico en la dirección “y”	V/m
E(r, ω)	Campo eléctrico en el dominio de la frecuencia	V/m
E(r, t)	Campo eléctrico en el dominio del tiempo	V/m
f	Frecuencia	Hz
f _c	Frecuencia característica de relajación	Hz
f _M	Frecuencias útil máxima	Hz
f _L	Frecuencias útil mínima	Hz
f _k	Porción de volumen de k th componentes	
G	Ganancia	dB
G _{ki}	Factores de despolarización del hielo	C·m ² ·V ⁻¹ = A ² ·s ⁴ ·kg ⁻¹
G _{kw}	Factores de despolarización del agua	C·m ² ·V ⁻¹ = A ² ·s ⁴ ·kg ⁻¹
G _{TX}	Ganancia del transmisor	dB
G _{RX}	Ganancia del receptor	dB
h	Profundidad hasta el reflector (separación entre la antena y el reflector)	m
\vec{H}	Intensidad del campo magnético	A/m
\vec{H}_0	Intensidad del campo magnético entrante	V/m
\vec{H}_1	Intensidad del campo magnético reflejado	V/m
\vec{H}_2	Intensidad del campo magnético transmitido	V/m
\vec{H}_z	Campo magnético en la dirección z	V/m
I	Matriz identidad	Sin dimensión
i	Intensidad del flujo de electrones	A/m
\vec{j}	Densidad de corriente eléctrica debida al movimiento de cargas	A/m ²
J _A	Densidad de corriente inducida parte activa	A/m ²
J _R	Densidad de corriente inducida parte reactiva	A/m ²

k	Vector número de onda	
\vec{M}	Imantación	A/m
nt	Número de trazas que alcanzan a un reflector	scan/trazas
\vec{n}	Vector unitario en la dirección de propagación de la onda	Sin dimensión
N_A	Atenuación	dB
P	Factor de pérdidas	Sin dimensión $\frac{\sigma}{\omega\epsilon} = \tan \delta = P$
P	Porosidad.	% o tanto por uno
P	energía de retorno	
P_r	La energía de retorno en un punto de referencia	
Q	Factor de calidad o sensibilidad de georradar	dB $Q=10 \log S$
R	Rango del radar	m
$R_{(1-2)_h}$	Coefficiente de Fresnel de reflexión horizontal en el contacto entre los medios (1) superior y (2) inferior	Sin dimensiones
$R_{(1-2)_v}$	Coefficiente de Fresnel de reflexión horizontal en el contacto entre los medios (1) superior y (2) inferior	Sin dimensiones
R_r	El rango en un punto de referencia	Sin unidades
R_p	Coefficiente de reflexión o poder reflector o transparencia o penetrabilidad	Sin unidades
R_h	Resolución horizontal	m
R_v	Resolución vertical	m
S_c	Saturación crítica	Adimensional
T	Temperatura	°C
T_k	Temperatura absoluta	°C
t	Tiempo	s
tr/s	Número de trazas por segundo	n° de trazas/s
$T_{(1-2)_h}$	Coefficiente de Fresnel de transmisión horizontal en el contacto entre los medios (1) superior y (2) inferior	Sin dimensiones
$T_{(1-2)_v}$	Coefficiente de Fresnel de transmisión horizontal en el contacto entre los medios (1) superior y (2) inferior	Sin dimensiones
$\tan \delta$	Tangente de las pérdidas	Sin dimensiones
v	Velocidad de la onda electromagnética en el medio material	m/s
v_f	Velocidad de fase	m/s
v_g	Velocidad de grupo	m/s
v_d	Velocidad en el medio glaciario seco	m/s
v_s	Velocidad en el medio glaciario húmedo	m/s
W_r	El contenido de agua en un punto de referencia	% o tanto por uno
W	Contenido de agua	% o tanto por uno
α	Parte real de número de onda complejo. Factor de atenuación de la onda	m^{-1}
β	Parte imaginaria del número de onda complejo. Constante de fase	rad/m
Γ	Atenuación específica	dB
χ	Susceptibilidad eléctrica	Sin dimensiones
χ_m	Susceptibilidad magnética	Sin dimensiones

ε	Permitividad dieléctrica	$A^2m^{-3}kg^{-1}s^4 = F/m$
ε_0	Permitividad dieléctrica en el vacío	F/m $8,854 \cdot 10^{12} F / m$
ε'	Parte real de la permitividad dieléctrica	F/m
ε''	Parte imaginaria de la permitividad dieléctrica	F/m
$\tilde{\varepsilon}$	Tensor permitividad dieléctrica en un medio anisótropo	F/m
ε_{ef}	Permitividad efectiva	F/m $\varepsilon' - \frac{\sigma''}{\omega}$
ε_{efr}	Permitividad efectiva relativa	Sin dimensiones $\varepsilon_{efr} = \frac{\varepsilon_{ef}}{\varepsilon_0}$
ε_i	Permitividad dieléctrica relativa del hielo puro	Sin dimensiones
ε_w	Permitividad dieléctrica relativa del agua	Sin dimensiones
ε_s	Permitividad dieléctrica relativa del medio glaciar húmedo o hielo templado	Sin dimensiones
ε_d	Permitividad dieléctrica relativa del medio glaciar seco o frío	Sin dimensiones
ε'_m	Permitividad dieléctrica de una mezcla	Sin dimensiones
ε'_k	Permitividades dieléctricas, de k^{th} componentes	Sin dimensiones
ε_s	Permitividad estática relativa	F/m
ε_∞	Permitividad relativa en altas frecuencias	F/m
γ	Constante de propagación o número de onda complejo	m^{-1} $\gamma = \alpha + i\beta$
η	Impedancia del campo eléctrico	V/m
η_0	Impedancia intrínseca del vacío	$\eta_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}} = 376,73\Omega$
λ	Longitud de onda	m
λ_m	Longitud de onda en un medio	m
λ_0	Longitud de onda en el vacío	m
μ	Permeabilidad magnética	H/m
μ'	Parte real de la permitividad magnética	H/m
μ''	Parte imaginaria de la permitividad magnética	H/m
$\tilde{\mu}$	Tensor permeabilidad magnética en un medio anisótropo.	H/m
μ_0	Permeabilidad magnética en el vacío	H/m $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$
μ_r	Permeabilidad magnética relativa	Adimensional
θ	Volumen de hielo	m^3
θ_1	ángulo de incidencia	° grados
θ_1'	ángulo de reflexión	° grados
θ_2	ángulo refractado	° grados
ρ	Resistividad	Ωm
ρ_0	Resistividad de una roca totalmente saturada	Ωm
ρ_f	Densidad de carga libre	C/m^3

ρ	Densidad del medio	kgm^{-3}
ρ_a	Densidad aparente	kgm^{-3}
ρ_i	Densidad del hielo puro	$917 kgm^{-3}$
σ	Conductividad	S/m
σ'	Parte real de la conductividad	S/m
σ''	Parte imaginaria de la conductividad	S/m
$\tilde{\sigma}$	Tensor conductividad en un medio anisótropo	S/m
σ_{dc}	Conductividad estática	S/m
σ_{ef}	Conductividad efectiva	S/m
τ	Período de relajación	s
ω	Pulsación (frecuencia angular)	$s^{-1} = rad/s = 10^{-6} MHz$
ω_0	Frecuencia propia de resonancia de la molécula de agua	s^{-1}
ω_{M1} ω_{M2} ω_{M3}	Frecuencias propias de los modos de vibración de una molécula de agua	s^{-1}
ξ	Coefficiente de la ecuación de Debye	Sin dimensiones. $0 \leq \xi \leq 1$