

TRABAJO FIN DE MÁSTER

CÁLCULO DEL ESPESOR DE NIEVE POR ALTIMETRÍA SATELITAL ICESAT-2 EN EL PIRINEO CENTRAL

Autor: MIGUEL TORIBIO PÉREZ

Director: FERNANDO PÉREZ CABELLO

***Tutores: CÉSAR DESCHAMPS-BERGER
y JESÚS REVUELTO BENEDÍ***

**Máster Universitario en Tecnologías de la Información
Geográfica para la ordenación del territorio:
Sistemas de Información Geográfica y Teledetección**

Junio del 2024



**Instituto
Pirenaico
de Ecología**



**Universidad
Zaragoza**

**Departamento de Geografía
y Ordenación del Territorio**



Resumen

El espesor de nieve es un parámetro fundamental en los estudios de hidrología de montaña. Este Trabajo Fin de Máster tiene como objetivo calcular el espesor de nieve para diferentes fechas en el Pirineo central empleando datos de ATLAS (ICESat-2). Este cálculo implica la obtención de un Modelo Digital del Terreno (MDT) de referencia lo más preciso posible, así como el uso de fuentes auxiliares de mayor resolución para la validación de resultados, entre otros aspectos. Además, este cálculo requiere una metodología exhaustiva para la reunión y transformación de dichas fuentes, del mismo modo que se propone el análisis de correlación de los resultados de espesor con ciertas variables topográficas (elevación, orientación, pendiente) derivadas de las fuentes anteriores.

Se han filtrado los datos resultantes de espesor a los valores comprendidos entre -1 y 15 m, así como para aquellos puntos con indicio de presencia de nieve según la intensidad registrada por el sensor. Además, se han agrupado cronológicamente las observaciones de ICESat-2 según la distancia temporal con los registros de validación (elaborados con sensores aeroportados de mayor resolución), de las cuales solamente el 5 de febrero del 2021 ha podido ser validada al coincidir espacialmente con el mapa de espesor de validación.

Las diferencias altimétricas observadas entre los puntos ICESat-2 (sin nieve) y el MDT son de 1 metro aproximadamente. Con esto, se puede deducir el margen de error de esta plataforma para el área de estudio y el MDT empleado. Los espesores filtrados tienen valores promedios en torno a 1 metro y dispersiones de entre 90 cm. y 3,9 m. Por todo ello, se puede concluir que la altimetría ICESat-2 es una herramienta adecuada para el cálculo sistemático del espesor de nieve en grandes superficies y áreas remotas de montaña, pero está condicionada por una serie de imprecisiones y la limitada oferta de información derivada de la naturaleza del sistema de registro, la órbita polar para latitudes medias (como Pirineos, determinando así la oferta temporal de sus productos) y el filtrado de su información.

Palabras Clave: ICESat-2, criosfera, espesor de nieve, Izas

Abstract

The snow thickness is a fundamental parameter in mountain hydrology studies. This master's Thesis aims to calculate the snow thickness for different dates in the central Pyrenees using ATLAS (ICESat-2) data. This calculation involves obtaining a reference Digital Terrain Model (DTM) as accurately as possible, as well as using higher resolution auxiliary sources for result validation, among other aspects. Furthermore, this calculation requires a thorough methodology for gathering and transforming these sources and proposes the correlation analysis of the thickness results with certain topographic variables (elevation, orientation, slope) derived from the aforementioned sources.

The resulting thickness data has been filtered to values between -1 and 15 meters, as well as for those points indicating the presence of snow according to the intensity recorded by the sensor. Additionally, the ICESat-2 observations have been chronologically grouped based on their temporal proximity to the validation records (produced with higher resolution airborne sensors). Of these, only the data from February 5, 2021, could be validated due to spatial overlap with the validation thickness map.

The altimetric differences observed between the ICESat-2 points (without snow) and the DTM are approximately 1 meter. From this, the margin of error of this platform for the study area and the DTM used can be deduced. The filtered thicknesses have average values around 1 meter and variations ranging from 90 cm to 3.9 meters. Therefore, it can be concluded that ICESat-2 altimetry is a suitable tool for the systematic calculation of snow thickness over large areas and remote mountainous regions, but it is subject to certain inaccuracies and the limited availability of information due to the nature of the recording system, the polar orbit for mid-latitudes (such as the Pyrenees, thus determining the temporal availability of its products), and the filtering of its information.

Key Words: ICESat-2, cryosphere, snowdepth, Izas

Índice

1.	INTRODUCCIÓN	pág. 1
1.1.	Estado de la cuestión	pág. 2
1.2.	Hipótesis y objetivos	pág. 4
2.	FUENTES DE INFORMACIÓN	pág.5
2.1.	Zona de estudio.....	pág. 5
2.2.	Modelos Digitales del Terreno	pág. 6
2.2.1.	MDT05 (España)	pág. 6
2.2.2.	RGE Alti® 5M (Francia)	pág. 7
2.3.	ICESat-2 (ATLAS)	pág. 7
2.4.	Mapas de nieve (snowmaps)	pág. 9
3.	METODOLOGÍA	pág. 10
3.1.	Topografía de referencia (MDT)	pág. 10
3.2.	Tratamiento de datos ATL06	pág. 12
3.2.1.	Emulación de ventanas o footprints	pág. 13
3.3.	Cálculo del espesor de nieve	pág. 14
3.3.1.	Filtrado de espesores de nieve	pág. 14
3.4.	Validación con mapas de nieve y MDT	pág. 15
3.4.1.	Snowmaps	pág. 15
3.4.2.	MDT – ICESat-2	pág. 15
3.5.	Análisis de correlación con variables topográficas	pág. 16
4.	RESULTADOS	pág. 18
4.1.	Error entre MDTs	pág. 18
4.2.	Diferencias MDT – ICESat-2	pág. 19
4.3.	Espesor de nieve	pág. 20
4.4.	Relación con la topografía	pág. 22
5.	CONCLUSIÓN Y DISCUSIONES	pág. 25
	ÍNDICE DE ABREVIATURAS	pág. 28
	BIBLIOGRAFÍA	pág. 28

1. INTRODUCCIÓN

En 1974, el geógrafo británico John Birks acuñó y definió por primera vez el denominado “cambio global”, un conjunto de procesos y transformaciones planetarias sobre el clima, la biota, los sistemas terrestres y Humanos experimentados con cada vez mayor eminencia. Del mismo modo, Paul Crutzen y Eugene F. Stoermer propusieron en el año 2000 la consideración de una nueva era geológica caracterizada por el impacto del Hombre sobre la Tierra: el Antropoceno. Las actividades humanas asociadas a los modelos productivos y demográficos posindustriales comenzaron a adivinarse como responsables de muchos de estos cambios planetarios, desde la pérdida de biodiversidad al avance en la fusión de los casquetes polares, o la intensificación y mayor frecuencia de episodios climáticos extremos como sequías, inundaciones y olas de calor.

El clima de la Tierra es considerado un sistema energético en evolución permanente con cierto equilibrio entre los distintos subsistemas que lo constituyen. Sin embargo, el ineludible aumento de las temperaturas registradas en todo el globo – que resulta de los cambios en la composición atmosférica debido a la emisión antropogénica de gases de efecto invernadero, entre otros factores –, ha alterado notablemente dichos balances energéticos y desencadenado todos los fenómenos indicados hasta ahora.

Uno de los flujos energéticos y físicos naturales más afectados por este cambio global es el ciclo hidrológico. La transformación de los estados del agua implica transferencias de masa y energía importantes entre la atmósfera y la superficie terrestre, y es un paso relevante en la consecución de ciertos fenómenos biofísicos. El agua es también un agente erosivo de gran protagonismo y un medio vital para millones de especies. Constituye aproximadamente el 70% de la superficie planetaria y un 0,3% de la atmósfera en forma de vapor de agua y nubes. Pero, su distribución y presencia a lo largo del planeta no es homogénea ni el tiempo ni en el espacio.

Así, el ciclo hidrológico es un proceso natural de gran variabilidad, manifestándose en forma de pluviosidad en algunas latitudes y momentos, y en forma de sequías en otros. La criosfera constituye una parte importante de los paisajes y ecosistemas del planeta Tierra y representa, además de un estado físico (agua en estado sólido) que contribuye al equilibrio del ciclo hidrológico y los balances energéticos del sistema terrestre, una fórmula natural de reserva hídrica. Se estima que el 10% aproximadamente de la pluviosidad en todo el mundo se produce en forma de nieve y más de la mitad del agua dulce, un 68,7%, se encuentra en estado sólido. Así, el hielo y la nieve configuran un recurso natural de gran protagonismo para la Tierra.

Todos estos cambios afectan de forma particular a algunas regiones. Según el informe no. 6 del IPCC (Grupo II), la reserva hídrica en España puede llegar a reducirse en un 45% en los próximos 100 años. Todo ello podría resultar en una disminución en los niveles de precipitación, una transformación y reducción de la cubierta forestal en la Península Ibérica, y en un aumento significativo en los niveles de evapotranspiración real. A una menor disponibilidad hídrica hay que sumar una mayor demanda potencial producida por el aumento de las temperaturas. Este escenario arrastraría consigo los ecosistemas y modelos productivos que dependen de la actual distribución y disponibilidad hídrica en España.

La cuenca hidrográfica del río Ebro es el sistema hídrico más caudaloso de la Península Ibérica, abasteciendo a su paso a varios millones de personas y territorios de gran diversidad geográfica. Sin embargo, es una de las regiones más afectadas por el cambio global y los fenómenos descritos hasta ahora (García Ruiz, 2011). Según la Confederación Hidrográfica del Ebro, su régimen (nivo-pluvial y permanente) está protagonizado por un marcado descenso de su caudal en los meses de verano (a partir de abril - mayo), solo atenuado en primavera por el abastecimiento de la fusión del manto nival que se forma durante el invierno en las montañas que enmarcan la cuenca. Es por esta razón por la que la reserva hídrica almacenada naturalmente en forma de nieve requiere de especial atención ante los cambios y alteraciones que pueda llegar a sufrir. Un descenso significativo en los volúmenes de pluviosidad nival se traduciría de forma directa en la inutilización de la infraestructura de embalses y regadíos durante el verano. Recordando las advertencias del informe no. 6 del IPCC, este tipo de escenario puede sucederse con mayor probabilidad y frecuencia si la evolución climática y planetaria no desvían su rumbo actual.

Algunos trabajos enmarcados en el Grupo de Investigación de la Criosfera en los Pirineos del Instituto Pirenaico de Ecología señalan el retroceso de los glaciares pirenaicos como un termómetro de gran sensibilidad ante el aumento de las temperaturas y la falta de precipitación en forma de nieve (López-Moreno, 2016; Vidaller, 2021). Otras líneas de este grupo de investigación tratan de analizar la evolución de los espesores de los glaciares y la nieve que se acumula en las distintas zonas de estudio (Rojas, 2022; Mateos, 2023) o la aportación de la fusión nival a las cuencas que manan de ellos (Revuelto et al. 2022; López-Moreno et al. 2023). La modelización del espesor de nieve a gran escala puede actuar como una herramienta potencial para la previsión de sequías y la gestión de los recursos hídricos en la cuenca del Ebro, o facilitando la automatización en la estimación de la equivalencia de la nieve en agua (SWE).

El conocimiento extensivo de la distribución espaciotemporal del manto de nieve permite la construcción de modelos automatizables para facilitar la previsión de su comportamiento futuro. Esta es una gran herramienta para la planificación en todos los campos sobre los que la reserva hídrica y los riesgos asociados con el manto de nieve (como los aludes) tienen algún impacto directo. Así mismo, la puesta en marcha de programas como ICESat-2, Copernicus o la misión NISAR (que incorporará un sensor ISRO de tipo SAR) prueban el interés generalizado en el ámbito científico por seguir monitorizando y conociendo con mayor profundidad el estado de la criosfera.

Al aumento del número de plataformas de teledetección destinadas al seguimiento del hielo y la nieve en el Planeta, hay que sumar el desarrollo inminente del aprendizaje automático o machine learning, una técnica computacional que facilita la generación de algoritmos y modelos numéricos. Con ello, se podrán mejorar los modelos que ya se disponen para la estimación del espesor de nieve o la evolución de los glaciares y simular su evolución espaciotemporal. Sin embargo, para que estos modelos puedan funcionar, es imprescindible seguir registrando de forma precisa la superficie terrestre y la criosfera, tratando de entender qué procesos y fenómenos intervienen en su distribución espacial y temporal.

En conclusión, el análisis del manto de nieve pirenaico es un objeto de estudio científico de gran relevancia en el actual contexto de cambio global y una herramienta en potencia para la previsión de escasez hídrica en la cuenca del Ebro y en los sistemas productivos, así como en los ecosistemas, que dependen de ella.

1.1. Estado de la cuestión

Según Alain Giret (2023), los primeros estudios hidrológicos del Pirineo se remontan al siglo XVII a manos del científico francés Pierre Perrault. Su trabajo asentó las bases del estudio moderno de la hidrología de montaña y puso especial atención sobre la relación de este campo con la meteorología. En la actualidad, este ámbito de estudio tiene una elevada actividad científica al hacerse necesario el conocimiento de los procesos que rigen la evolución del manto de nieve y los glaciares en un contexto de cambio global.

Actualmente, existe una gran diversidad de modelos que son capaces de simular la evolución espaciotemporal del manto de nieve: SNOWPACK, Crocus, FSM, SNOWball (Vionnet et al., 2012; Essery, 2015; Voordendag et al., 2021). Sin embargo, la parametrización de ciertos procesos físicos relativos a la acumulación y distribución del manto nival aún debe ser investigada (Revuelto, 2018) por lo que mejorar su comprensión a todas las escalas se hace necesario para disponer de sistemas de observación que permitan caracterizarlos.

Algunas técnicas como la instalación de balizas o sondas para la observación del espesor de nieve ofrecen series de datos desde 1985, como sucede con el programa ERHIN en el Pirineo. Esto permite elaborar estudios acerca de la evolución en la distribución y espesor del manto nival en las últimas décadas, así como relacionar dicha tendencia con distintos índices de teleconexión atmosférica (Revuelto, 2012).

No obstante, el análisis del manto de nieve requiere diferentes ópticas según la escala a la que se trabaje. De esta manera, algunos procesos que controlan el manto nival se producen a nivel microscópico o submétrico mientras que otros fenómenos son relevantes a menor escala como en toda una cuenca fluvial o en el conjunto de una cordillera (figura 1). Una ilustración de las diferentes resoluciones a las que puede sucederse la acumulación de nieve se adjunta a continuación. Por ello, es imprescindible

determinar que el uso de teledetección satelital implica un análisis del manto de nieve a escala de conjunto montañoso o ladera.

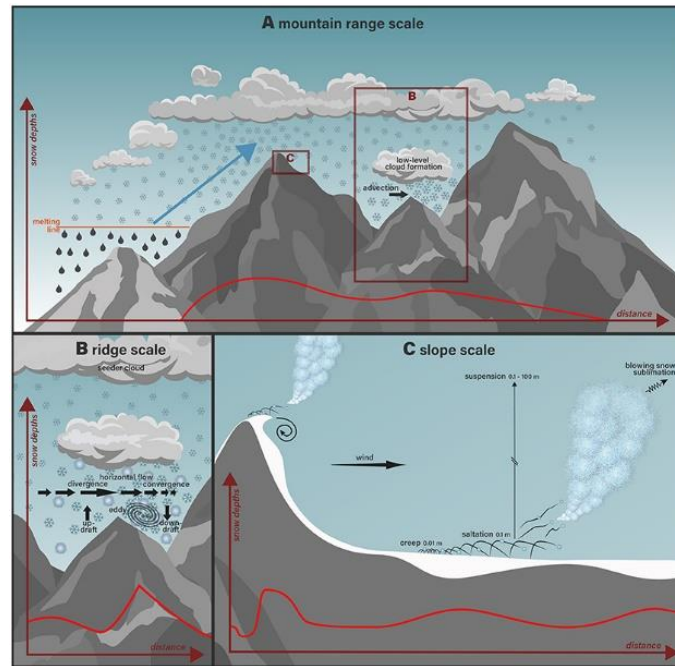


Figura 1. Comportamiento y distribución del manto nival a diferentes escalas

Fuente: Mott et. al., 2018.

Desde mediados de la década de 1960, la generalización del uso de tecnologías RADAR empezó a ofrecerse como una alternativa al análisis topográfico por medio de teledetección. La invención del “RADAR de apertura sintética” (Synthetic Aperture Radar, en adelante SAR), como un desarrollo del precedente SLAR, supuso una eminente mejora en la precisión espacial de estas observaciones. Su principal ventaja frente a la teledetección óptica conocida hasta ese momento – con la cual la lectura de la distribución nival se limitaría a la identificación visual del manto de nieve sobre la superficie observada – fue su capacidad para penetrar la nubosidad presente en la atmósfera y de registrar la superficie terrestre tanto en las horas de día como de noche.

Concretamente, las técnicas de interferometría (inSAR) permiten la observación del espesor de nieve, los cambios en su volumen y nivel de compactación. Algunos de los estudios más recientes sobre el cálculo del espesor nival en zonas montañosas incluyen el uso de estas tecnologías como Sentinel-1 para alcanzar precisiones submétricas en el cálculo del espesor (Meyer, 2024).

En la actualidad, el uso de teledetección óptica como las tecnologías de escaneo láser y LiDAR (Revuelto 2016, Rojas 2022) o sensores multiespectrales como MODIS se ha venido recuperando y desarrollando en el ámbito del estudio del manto nival y la criosfera. Si bien la energía luminosa de estas técnicas puede verse afectada por el estado de la atmósfera y afectar así a la precisión de sus observaciones, su naturaleza de registro activo permite su uso en condiciones nocturnas. El principio físico para su funcionamiento en la estimación de distancias consiste en el uso de la diferencia de fase y/o el tiempo de vuelo de la señal luminosa para estimar la distancia recorrida entre la fuente de emisión y la de observación.

Con ello, se pueden distinguir distintos tipos de plataformas LiDAR según el soporte sobre el que se incorporan, pudiendo destacar: láseres terrestres, móviles, aeroportados (vehículos aéreos) y satelitales.

Las plataformas LiDAR terrestres (en adelante, TLS) como la que se ha empleado desde el año 2011 en la cuenca de Izas (centroide del área de estudio del presente documento; Revuelto et. al., 2017) así como en otros espacios y glaciares del Pirineo (López-Moreno et. al., 2016; López-Moreno et. al., 2017), presentan una gran deficiencia respecto a las tecnologías de teledetección: la propia topografía genera ángulos muertos en función de la perspectiva del punto de observación, lo que implica el uso de varios registros para conseguir un escaneo lo más completo espacialmente que permita esta técnica.

Además, las tecnologías TLS son más lentas durante los registros de campo que las plataformas aeroportadas (pues reúnen el escaneo de grandes superficies con la misma precisión que estas últimas en un

solo punto de visión, mientras que las segundas van recorriendo de forma inmediata la superficie observada).

Si bien la mayor parte de estas plataformas tienen como objetivo principal determinar los valores altitudinales de la superficie terrestre (y con ella, del hielo o nieve que sobre ella se acumula), su combinación con otros sensores ópticos permite calcular otros parámetros como el índice de presencia de nieve (normalized difference snow index, en adelante NDSI). Tal es el caso del programa Copernicus que con los registros de Sentinel 1 y 2 oferta un producto ad hoc con una resolución máxima de 5 Km². La integración de datos de diferentes fuentes (SAR, microondas, ópticos) permite mejorar la precisión de las estimaciones de espesor de nieve mediante técnicas de fusión de datos y modelos de asimilación.

El uso emergente de LiDAR (Light Detection & Range) y su incorporación en la generación de Modelos Digitales del Terreno plantean el uso de esta herramienta como una tecnología preferente para la automatización del cálculo del espesor de nieve a escalas reducidas. Tal es el interés por analizar y monitorizar la criosfera desde el espacio que algunos de los altímetros ópticos más reconocidos como GLAS de ICESAT (NASA), GEDI (a bordo de la Estación Espacial Internacional) o ATLAS (a bordo de ICESAT-2) fueron diseñados y lanzados específicamente para la observación del hielo o la nieve y demás irregularidades de la superficie terrestre.

A diferencia de las plataformas terrestres, móviles y aeroportadas – que ofrecen resoluciones espaciales submétricas – el objetivo del LiDAR satelital es escanear grandes extensiones superficiales con periodos de revisita estables y próximos, construyendo así series de datos lo más continuadas y completas posibles, tal y como sucede con la teledetección satelital óptica.

La plataforma ICESat-2 sucedió a su predecesora ICESat (I) para monitorizar la criosfera en todo el globo. Si bien su diseño orbital permite una mejor cobertura de las latitudes polares para grandes masas de hielo, algunos trabajos recientes muestran sus aptitudes para estimar el espesor de nieve en zonas montañosas con gran precisión (Deschamps-Berger et. al., 2023; Meyer, 2024). Aunque, muchos de estos espacios están protagonizados por densas manchas forestales que dificultan la interpretación de las cifras altimétricas de estos sensores generando ruido, la presencia continuada de nieve en el Pirineo a partir de 1600 ms.n.m. permiten omitir la consideración de la inferencia forestal más relevante en otros sistemas montañosos.

Por todo ello, el uso de esta plataforma altimétrica satelital (ICESat-2) en el medio pirenaico para la estimación del espesor de nieve resulta de gran interés para la investigación en hidrología de montaña. Además, se puede tratar de una técnica novel en el Pirineo al no haber sido aplicada hasta la fecha para el análisis del manto nival.

1.2. Objetivos e hipótesis

El objetivo principal de este trabajo es calcular el espesor de nieve en el Pirineo central a través de altimetría satelital (ICESAT-2) combinada con Modelos Digitales del Terreno (MDT) ofertados por los organismos IGN francés y español. Además, se establecen los siguientes subobjetivos: i) Generar un MDT propio como superficie basal de referencia, ii) Determinar la precisión de ICESat-2, iii) Validar los espesores obtenidos con información auxiliar.

La principal hipótesis en la que se fundamenta este trabajo es que ICESat-2 en combinación con un MDT de referencia permitirá obtener estimaciones reales del espesor de nieve en zonas de montaña remotas. Esto permitirá establecer relaciones del espesor de nieve con otras variables físicas como la topografía (altitud, orientación, pendiente), con el fin último de mejorar en aplicaciones futuras la estimación de la reserva hídrica contenida en forma de nieve (*Snow Water Equivalent*, en adelante “SWE”).

La estructura de este documento, así como la metodología y las fuentes de información empleadas son fruto del trabajo tutorado por César Deschamps-Berger y Jesús Revuelto durante una beca de investigación JAE Intro en el Instituto Pirenaico de Ecología para el curso 2023-2024.

2. FUENTES DE INFORMACIÓN

Las fuentes de información empleadas son las relativas al modelo topográfico de referencia, la altimetría por ICESat-2 – que posibilitará el cálculo del espesor de nieve con respecto a la topografía anterior – y otras fuentes auxiliares que apoyen la búsqueda de relaciones entre el espesor y las coberturas, litología, o productos derivados de los anteriores (pendientes, orientaciones, altitud, ...) entre otros aspectos. Así mismo, se han empleado para la validación de los resultados de espesor de nieve las observaciones de elevada resolución espacial de Revuelto et al. 2020.

2.1. Zona de estudio

El área de estudio toma como referencia la cuenca experimental del CSIC-IPE “Izas” (Revuelto, 2017), ubicada en el Valle de Tena sobre el río Escarra. Las coordenadas UTM 30 (N) aproximadas son 712688E y 4735327N. Esta cuenca actúa como centroide para el área de estudio del presente trabajo: una extensión cuadrangular de 40 Km². Es un espacio pirenaico de alta montaña caracterizado por la irregularidad del terreno, fuertes contrastes en la orografía y diversidad en las coberturas terrestres.

Las cotas de este espacio oscilan entre 715 y 3200 ms.n.m. reuniendo así fondos de valle y zonas bajas junto a las cumbres más elevadas que separan naturalmente Francia y España. No obstante, la presencia continuada de nieve en estas latitudes – que es el objeto de estudio de este trabajo – es un fenómeno habitual a partir de 1600 ms.n.m. según las observaciones desde plataformas como MODIS (Gascoin et al. 2024).

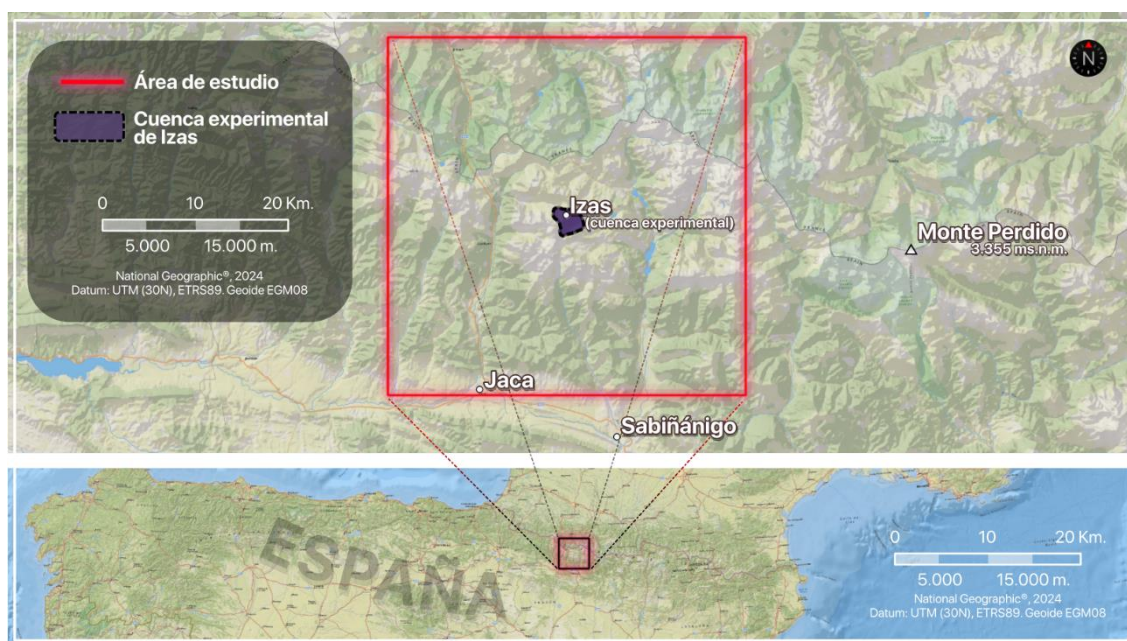


Figura 2. Localización del área de estudio
Elaboración propia, 2024.

La magnitud de esta extensión establecida (40 Km²) responde a la irregular oferta de ICESat-2. Debido a su órbita diseñada para dar cobertura de mayor densidad a los casquetes polares, la disponibilidad de datos en las latitudes más meridionales como los 40-42°N del Pirineo es menor. También la naturaleza del sensor y el sistema de registro – que se detallan en el apartado 2.3. – exigen abarcar una cuenca de estudio lo suficientemente amplia como para reunir una cifra significativa de observaciones por año.

En el Pirineo Central, el diseño de una cuenca de estudio con dadas dimensiones supone la observación de superficies transfronterizas. Esto implica la consulta de fuentes de información procedentes desde organismos nacionales distintos (IGN respectivos a Francia y España) y las consecuentes diferencias en el sistema de descargas, tratamiento y naturaleza de los datos espaciales que intervienen en la construcción del MDT (topografía basal para el cálculo del espesor de nieve).

2.2. Modelos Digitales del Terreno

El sistema de referencia establecido para el área de estudio, considerando las importantes diferencias elipsoidales entre los datos españoles y franceses, es el ETRS 1989 UTM zona 30 Norte (EPSG 25830). El propósito es minimizar las diferencias altimétricas que se manifestarán posteriormente durante la unión de ambas superficies junto a otras técnicas como la referenciación (corregistación, véase apartado 3.1. *Topografía de referencia MDT*). Además, este sistema cumple con los estándares fijados en la normativa INSPIRE 2007/2/CE que señala la interoperabilidad con el sistema WGS84 y posibilita una transformación entre sistemas con un error medio submétrico (0,055 m). Este aspecto resulta de especial relevancia pues los datos ATLAS y sus productos derivados se ofertan en formato WGS84. En cambio, la precisión en las transformaciones RGF93 y WGS84 (desde el modelo de Francia) no está asegurada.

De igual modo, son previsibles las diferencias altimétricas o geoidales entre ambos modelos, por lo que se espera de nuevo que la referencia española ajustada a los estándares europeos (Geoide EGM08) presente mayor resolución y precisión espacial que el modelo geoidal adoptado por el modelo francés IGN69 (de ámbito único para Francia y territorios insulares más próximos al continente). Si bien la extensión delimitada en la figura anterior implica altitudes entre 715 y 3200 ms.n.m. la nieve se manifiesta de forma habitual desde los 1600 ms.n.m. en adelante.

Además, por encima de dicha cota es frecuente encontrar manchas forestales que pueden traducirse como problemas técnicos en la lectura de datos ATL06 de ICESAT-2. Por todo ello, ha de tenerse en cuenta la inferencia de estas zonas en el cálculo y análisis del espesor de nieve desarrollado. El objetivo es estudiar y considerar aquellas superficies de alta montaña ocupadas únicamente por roca desnuda, suelo y vegetación baja (principalmente, pastos de montaña y matorral), pudiendo aparecer láminas de agua y siendo frecuentes las orografías con escarpes prominentes. Todos ellos, son factores que condicionan la construcción de la superficie de referencia tal y como se plantea a continuación en los siguientes apartados.

2.2.1. MDT05 (España)

El Instituto Geográfico Nacional de España ofrece diferentes MDTs según la escala y nivel de procesamiento, seccionados en hojas del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000 (MTN50) y disponibles a través del portal de descargas del CNIG. En la actualidad, esta cartografía se ha actualizado con algunas técnicas de corrección y análisis topográfico como el posicionamiento diferencial o el LiDAR aeroportado, siendo esta última la técnica fundamental en la elaboración

Están disponibles para su descarga tanto las nubes de puntos originales LIDAR como los propios MDTs. La precisión de estos productos ha evolucionado notablemente a lo largo del tiempo. Algunas de sus ofertas y características son las siguientes (Tabla 1), con la excepción para Navarra y Comunidad de Madrid, que disponen de características propias.

Tabla 1. Características del PNOA (año 2009 a 2025)

	1ª COBERTURA	2ª COBERTURA	3ª COBERTURA
Años de vuelo	2009 a 2015	2015 a 2021	2022 a 2025
Densidad mínima de puntos	0,5 p/m ²	0,5 a 2 p/m ²	5 p/m ²
Sistema de referencia	ETRS89 (28, 29, 30 o 31 N según la longitud correspondiente)		
Geoide de referencia (altimetría)	EGM08 (altitudes ortométricas)		
RMSE Altimetría LiDAR	≤ 40 cm	≤ 20 cm	≤ 10 cm
RMSE Altimetría MDE	≤ 50 cm	≤ 25 cm	≤ 15 cm
RMSE Planimétrico LiDAR	≤ 30 cm	≤ 30 cm	≤ 25 cm
RMSE Planimétrico MDE	≤ 50 cm	≤ 50 cm	≤ 50 cm
Fuente: PNOA (IGN), 2024. Disponible en: https://pnoa.ign.es/web/portal/pnoa-lidar/especificaciones-tecnicas			

El MDT05 empleado es un modelo digital de 1ª cobertura del PNOA a 5 m de resolución espacial que incluye correcciones actualizadas de gran precisión con el uso de vuelos fotogramétricos, nubes de puntos LiDAR, aerotriangulación, estereocorrelación de superficies y otras labores de apoyo de campo durante las mediciones aeroportadas. El resultado es un MDT de gran precisión actualizado con nubes de

puntos. El gran inconveniente que presenta, al igual que sucederá con la superficie de Francia, son las dispersiones que generan las láminas de agua en el haz reflejado al sensor. Así, los espacios lacustres aparecen como vacíos de información que son interpolados para generar un valor de altimetría constante en toda su extensión. Debido a su naturaleza constante, este tipo de superficies podrán ser empleadas como puntos de control durante la referenciación con el modelo digital de Francia.

El MDT02, si bien se trata de cartografía digital de 2ª cobertura PNOA más actualizada, con las mismas correcciones que el producto anterior y una resolución mejorada (2 m), los 15 m de resolución espacial de ICESat-2 que obligarán a la posterior pérdida de escala (*upscaling*) hacen indiferente el uso de uno u otro producto. Otrosí, la oferta común del modelo francés a 5 m insinúa el empleo del primero (MDT05) para facilitar la referenciación espacial de ambos productos (*co-registration*) y evitando de este modo las transformaciones internas del modelo español a diferentes escalas, de ahí su elección.

La extensión espacial de estos modelos abarca entre 500 m y 7 Km de territorio francés desde la frontera internacional, generando así un solape que facilitará la identificación de errores o diferencias geoidales (altimétricas) entre ambos productos (español y francés) más adelante.

2.2.2. RGE ALTI® 5M (Francia)

En 2009, el IGN de Francia puso en marcha un programa de altimetría LiDAR y fotogrametría homóloga al desarrollado en 2010 por el PNOA en España. Su objetivo es construir una superficie del territorio nacional francés con resoluciones entre 1 y 5 m a gran escala. La precisión altimétrica oscila en torno a 20 cm según la zona, pudiendo aumentar en espacios litorales, inundables o de alta montaña.

Estas características apuntarían a una mayor precisión con respecto al MDT español. Sin embargo, el sistema de referencia elipsoidal con que ha sido generado este modelo es el RGF93 (en su versión anterior, EPSG 2154) y el geoide propio IGN69, que presenta diferencias significativas con el geoide europeo EGM08 integrado en los modelos españoles, requieren la consideración de diferentes reproyecciones y corrección ortométrica que se abarcarán en el apartado de 3.1. *Topografía de referencia MDT*.

Su descarga y utilización se ofrecen en cuadrículas de 5 Km², enmarcadas en departamentos (entidades oficiales de administración territorial en Francia, no. 64 y 65 en el área de estudio delimitada anteriormente). Al igual que sucedía con los modelos españoles que abarcaban hasta varios kilómetros de superficie en Francia desde la frontera, este producto se adentra a una distancia fija de 500 m en territorio español en la tangente de la línea de frontera. Suma, por lo tanto, medio kilómetro a la topografía solapada entre ambos modelos hasta el momento.

2.3. ICESat-2 (ATLAS)

El *Topographic Laser Altimeter System* (ATLAS) es un sensor láser altimétrico a bordo del satélite ICESat-2. Este programa dirigido por la NASA se inició en 2016 y tiene como objetivo registrar los datos altimétricos del hielo, nubes y la superficie terrestre con un grado de cobertura destacable en las latitudes polares. Su funcionamiento se estructura en tres partes: en primer lugar, emite pulsos de luz verde (532 nm.) a la superficie terrestre, luego registra los fotones reflejados individualmente como radiación en la misma longitud de onda de los pulsos emitidos y por último calcula el desfase para determinar la distancia a la que se encuentra la superficie reflectiva del punto de observación del satélite. En realidad, este es el esquema elemental para el funcionamiento de cualquier telémetro láser terrestre, aeroportado o satelital.

Como se puede apreciar en la Fig. 3, el sistema óptico de registro se estructura en tres pares de observaciones constituidas por pulsos de alta y baja intensidad separados por 90 m. La distancia entre cada par de registros es de 3,3 Km y, además de los valores de distancia superficie-observación, los pulsos de energía recogen información adicional en efemérides como la fecha, hora, intensidad de la señal, número de fotones registrados, etcétera. Estas variables serán de utilidad en el cálculo de máscaras de nieve y otros parámetros más adelante.

Fue precedido por el sensor GLAS a bordo de ICESat (I) cuyo funcionamiento es bastante similar. ICESat-2 entró en órbita en 2018 con el fin de reproducir los registros de este sensor anterior (2003 a 2009) e introducir mejoras en el control de la dispersión de la atmósfera y aquella producida de forma endógena por el sistema electrónico de registro (EarthData, 2022).

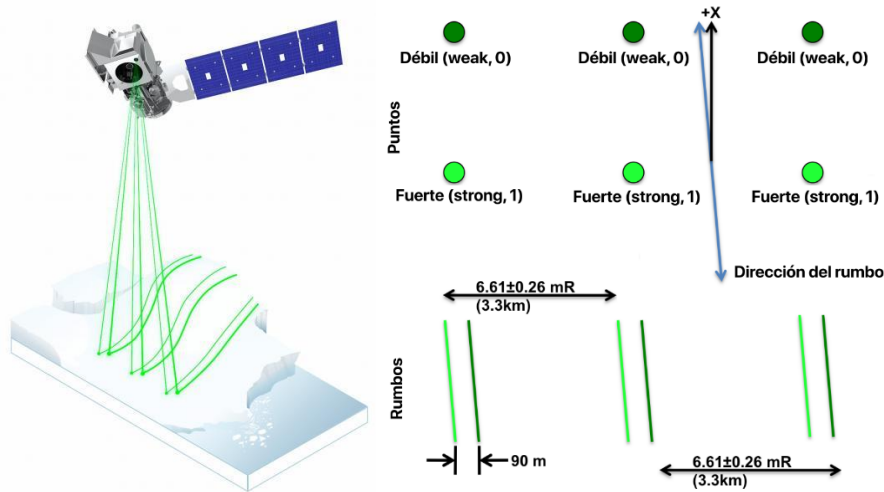


Figura 3. Funcionamiento y sistema de registro de ICESat-2

Fuente: <https://icesat-2.gsfc.nasa.gov/science/specs>

Aunque, el objetivo principal de esta plataforma era la observación de la elevación de la criosfera y la nubosidad, dada su naturaleza de registro (Fig. 4) también se ha aplicado recurrentemente en la medición de coberturas forestales y vegetación (Neuenschwander, 2019; Mulverhill, 2022), así como en la observación de arrecifes de coral cuando se acompaña de información auxiliar como imágenes multispectrales (Gleason, 2021). No obstante, su aplicación más recurrente es el seguimiento global de la criosfera y de las banquisas polares (Duncan 2024).

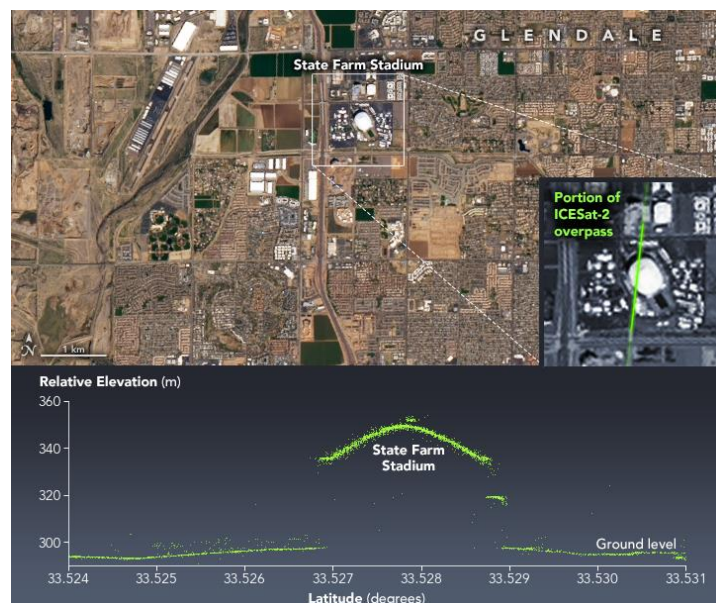


Figura 4. Perfil altimétrico de ICESat-2 en Arizona (Estados Unidos)

Fuente: earthobservatory.nasa.gov/images/150960/a-super-view-of-arizona

Sus datos se pueden descargar a través de servicios web en un total de 23 productos. Algunos de ellos son efemérides y cifras en bruto que permiten conocer los procesos de corrección. El producto ATL06 ofrece las elevaciones filtradas, clasificadas y agrupadas que se emplearán en el cálculo del espesor de nieve más adelante. La clasificación binaria de los puntos ATL06 permite, por ejemplo, discernir los correspondientes a suelo o nieve y enmascarar consecuentemente las superficies de interés.

Los datos ATL06 resultan de gran utilidad para la estimación del espesor de nieve. Este producto en particular reúne las elevaciones registradas por el sensor promediadas en “footprints” o huellas de 40 m en la misma dirección de su órbita. Cada huella comparte la mitad de su extensión con la siguiente, ofreciendo así datos promediados cada 20 m. Al tratarse de un producto ya elaborado (a diferencia de datos en bruto como ATL00 y ATL03, por ejemplo) caben esperarse enmascaramientos de nubosidad que impiden el alcance del pulso de luz hasta la superficie terrestre. No obstante, en ATL06 es posible encontrar datos de elevación anómalos frutos de algún error durante el registro (Smith et al. 2023).

2.4. Mapas de nieve auxiliares (*snowmaps*)

Con el fin de validar los resultados de espesor derivados de ICESat-2 se ha considerado el uso de mapas de nieve de mayor precisión en la cuenca experimental Izas generados con observaciones LiDAR a partir de vehículos aéreos no tripulados (en adelante, UAV o VANT) con técnicas Structure from Motion (SfM) para esta zona (Revuelto et al., 2021) y estereoscopía satelital de imágenes Pléiades (Deschamps-Berger, 2022).

Estos mapas de espesor presentan una resolución espacial de 1 metro, posibilitando así la interpretación de los episodios de precipitación nival. No obstante, estos registros están igualmente afectados por distintas fuentes de error como, por ejemplo, la variabilidad del ángulo de iluminación (Rodríguez López, 2019). En cualquier caso, su empleo se puede apuntar como un producto de estimación más riguroso que el de las observaciones satelitales protagonistas debido a su mayor proximidad con la superficie registrada (menor inferencia atmosférica) y mayor resolución espacial y temporal.

Con la misma metodología que se enuncia en el siguiente apartado para el cálculo del espesor de nieve con observaciones ICESat-2, los *snowmaps* de Izas han sido elaborados mediante la observación de diferencias altimétricas entre la superficie de la cuenca en periodos sin nieve y en episodios con presencia nival. Para ello, se han realizado diferentes vuelos en el periodo 2019 - 2023 para registrar la superficie de la cuenca tanto por fotogrametría estereoscópica como por LiDAR. A su vez, estos productos han heredado el análisis superficial elaborado por Jesús Revuelto en sus tesis (2015) por medio de escaneo láser terrestre (TLS) que, a diferencia de la teledetección satelital o aeroportada usada para la elaboración de estos mapas, genera sombras topográficas en algunas zonas de la cuenca de estudio.

La plataforma VANT empleada en la observación de la superficie de la cuenca de estudio para la composición de estos mapas de nieve es el sistema eBee X RTK de Sensefly (equipo de ala fija). Los productos de salida se reescalan a 1 metro como resolución establecida por defecto para toda la serie de *snowmaps*. Finalmente, la coincidencia entre registros ICESat-2 que se sucedan físicamente sobre la cuenca de Izas – a la que se ajustan los *snowmaps* – determinará la posibilidad de validar la información de espesor desde satélite.

3. METODOLOGÍA

Desde las fuentes descritas en el apartado anterior, se enuncian a continuación las herramientas y funciones que permitan relacionar la topografía basal del MDT con los datos de elevación observados en ATL06, calculando así el espesor de nieve en el área de estudio. Asimismo, se definen los procesos para la estimación del error o validación de resultados a partir de los mapas de nieve auxiliares (*snowmaps*) de mayor resolución.

Algunas de las fuentes de datos requieren transformaciones y uniones preliminares para garantizar resultados rigurosos y realistas en función del escenario descrito hasta ahora – donde se combinan MDTs procedentes de fuentes nacionales distintas, pudiendo la topografía de referencia presentar escarpes y accidentes orográficos complejos o los datos satelitales una oferta temporal limitada. Algunos de estos productos derivados, por ejemplo, son las variables de naturaleza topográfica (orientación, elevación, pendientes, ...) que proceden de la topografía de referencia construida a continuación a partir de los MDTs de Francia y España.

Igualmente, estos modelos de referencia requieren algunas transformaciones y la observación de su equiparabilidad en el estado original con que se descargan. Para ello, se analiza el error obtenido de su superposición y se establecen los criterios técnicos y metodológicos para la creación de un MDT basal lo más preciso, en la medida de lo posible, que sirva para calcular el espesor de nieve en el área de estudio.

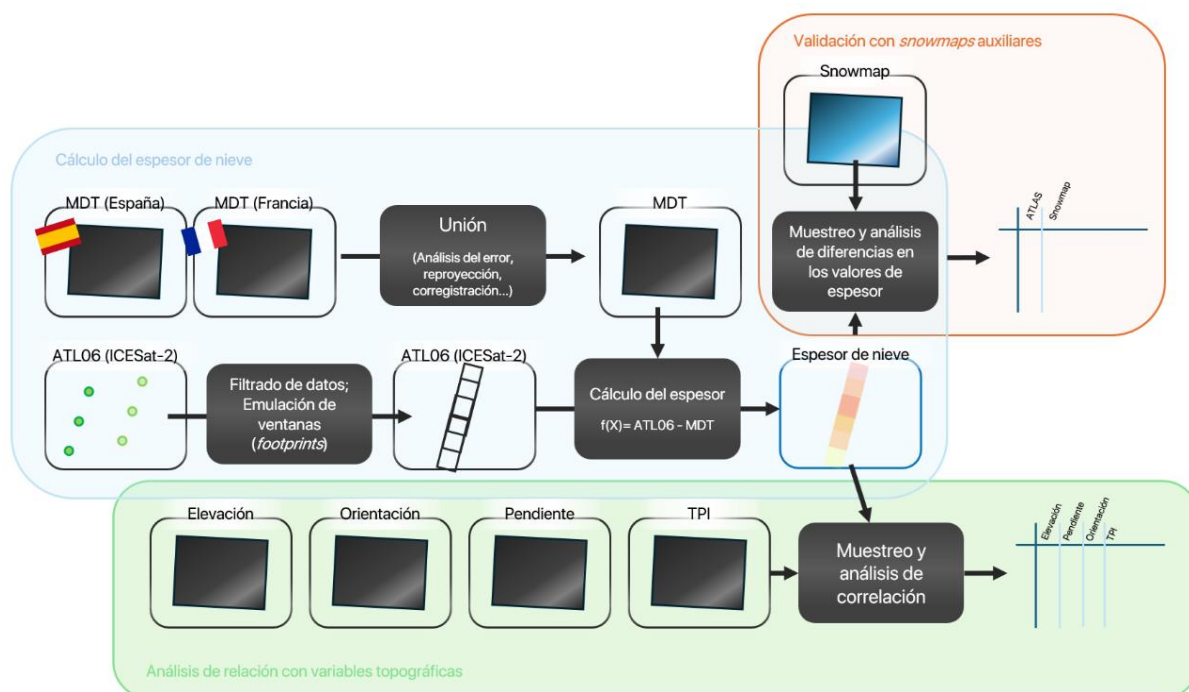


Figura 5. Flujo de trabajo para el cálculo, validación y análisis de correlación del espesor de nieve con las fuentes auxiliares
Elaboración propia, 2024.

3.1. Topografía de referencia (MDT)

A partir de los productos señalados en el capítulo 2.2, el objetivo del presente epígrafe es elaborar un MDT ininterrumpido entre Francia y España que abarque el conjunto del área de estudio. Para ello, se comprobará la precisión de diferentes modelos con una lectura comparativa de sus datos altimétricos gracias al solape mutuo de sus extensiones y referenciadas al sistema de coordenadas ETRS89 UTM 30N (EPSG:25830). Puesto que la equiparación planimétrica (elipsoidal) se lleva a cabo con la reproyección del modelo francés, es posible analizar las diferencias geoidales entre los píxeles alineados que determinarán la necesidad de aplicar correcciones ortométricas derivadas de la lectura anterior.

La combinación de productos es MDT05 (España) y RGE ALTI® (Francia), ambos modelos digitales ya procesados y ofrecidos a través de sus respectivos servicios de descarga. Cabe recordar que la cartografía elaborada por el IGN de Francia abarca un pequeño corredor que cubre superficie en España de 500 m desde la frontera. Recíprocamente, el modelo español ataña grandes extensiones ortogonales que se adentran en territorio francés, entre 7 Km y 500 m desde la frontera. Gracias a este solape entre ambos

modelos, es posible alinear y georreferenciar (corregistrar) las dos superficies para llevar a cabo la equiparación elipsoidal que se detalla en la Fig. 6.

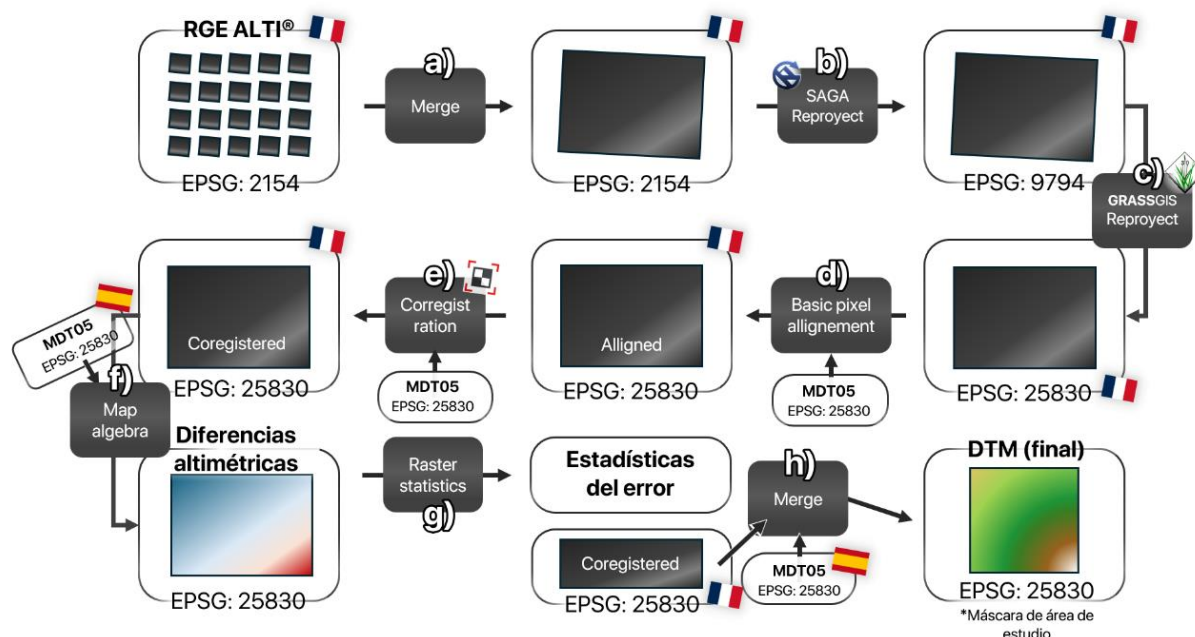


Figura 6. Flujo de trabajo para la creación del MDT
Elaboración propia, 2024

a) Unión de las distintas hojas en que se oferta el producto original en un mismo archivo ráster. El producto RGE ALTI está disponible para la descarga a través de los servicios web del IGN de Francia en departamentos territoriales y, dentro de ellos, en hojas homólogas a las secciones del MTN en España. Por ello, la disposición original de este producto que aparece desagregada en las hojas de descarga es unida en un solo archivo ráster por medio de la función “Unión” o *Merge* en el SIG QGIS.

b) El IGN de Francia ha actualizado su sistema de proyección lambertiano de forma interna en diferentes ocasiones a lo largo del tiempo. El MDT francés RGE ALTI reunido en un mismo archivo en el paso anterior, incorpora la primera versión de este sistema de proyección (v1, EPSG 2154). Para garantizar su correcta transformación al ETRS89 30N (EPSG 25830, establecido por defecto en el apartado 2.1 Modelos Digitales del Terreno), es necesario usar la segunda versión del sistema Lambert-93: v2, EPSG 9794. Las diferentes herramientas que permiten la transformación entre el v1 EPSG 2154 y el EPSG 25830 no indican el grado de error producto de esta reproyección.

Por esta razón, se ha realizado una primera reproyección interna entre los sistemas EPSG 2154 a EPSG 9794 (v1 a v2 de Lambert-93) a través de la herramienta que incorpora el módulo SAGA integrado en el software QGIS.

c) Dispuesto el MDT de Francia en el sistema de proyección Lambert-93 actualizado (versión 2, EPSG 9794), es posible su reproyección al ETRS89 30N (EPSG 25830) a través de la herramienta nativa de GRASS GIS. Esto permitirá la equiparación del MDT francés con el español, ambos en formato elipsoidal de sus elevaciones. La técnica empleada es bilinear de 2x2 con un error aproximado de 0,055 m.

d) Alineación de mallas de píxeles (Basic pixel allignement). La función de esta herramienta es encajar los píxeles de uno y otro MDT (español y francés) para poder operar con ellos en álgebra de mapas y analizar el error altitudinal más adelante. El ráster objetivo (MDT francés) se desplaza sobre el español por vecindad local. Sin embargo, esta función no referencia espacialmente las alturas de uno y otro modelo, sino que ejecuta únicamente la superposición de las mallas para que los píxeles de uno y

otro modelo sean coincidentes en el espacio. Por tanto, es necesario aplicar la función que se desarrolla en el siguiente paso.

e) **Corregistación o referenciación espacial.** Además de superponer paralelamente una y otra malla ráster, es necesario georreferenciar los píxeles teniendo en cuenta los valores altitudinales de ambos archivos. La herramienta usada para tal fin ha sido elaborada por Xavier Corredor Llano y está disponible en <https://github.com/SMBYC/Coregistration-Qgis-processing>. También puede accederse a ella automáticamente como complemento instalable en QGIS. Se ha usado el MDT de España como terreno verdadero sobre el que ajustar los valores de elevación originales en el MDT de Francia. El resultado es un MDT francés referenciado y alineado con el MDT de España.

f) **MDT español y francés.** Dispuestos ambos productos bajo el mismo sistema de proyección, alturas elipsoidales y a partir de éstas georreferenciados uno con otro, se calculan las diferencias en los valores de elevación contenidos en sus píxeles por medio de álgebra de mapas, donde la diferencia se expresa como la resta de MDT España - MDT Francia, siendo así los valores positivos de error donde el MDT español supera al francés y negativos donde sucede lo contrario. El resultado es un nuevo archivo ráster cuyos niveles digitales (en adelante, ND) expresen esta diferencia o error entre los MDT anteriores. Sus valores han sido reclasificados para permitir la supervivencia de aquellos contenidos entre (-39 a 39 m). Los ND superiores o inferiores a este intervalo recién definido se han reclasificado como “-39” o “39” respectivamente.

g) **Estadísticas del error.** Con el archivo resultado del paso anterior, se calculan sus estadísticas para obtener una visión general de la diferencia elipsoidal entre uno y otro MDT. La extracción de esta información se realiza por medio de la herramienta nativa en QGIS “Estadísticas del archivo ráster” o Raster Statistics. El resultado es un documento de texto que refleja los principales parámetros estadísticos del ráster seleccionado como el promedio, la mediana, la desviación estándar o los máximos y mínimos, etcétera.

h) **Creación del MDT final.** Con la unión de uno y otro MDT, tras haber analizado sus diferencias o error en los valores de elevación, se lleva a cabo la unión de ambos productos en uno solo con el fin de construir una superficie de referencia basal para toda el área de estudio. El resultado es un archivo ráster con una resolución espacial de 5 m ajustado al sistema de proyección ETRS89 UTM 30N (EPSG 25830).

3.2. Tratamiento de datos ATL06

Los datos ATL06 se ofrecen para su descarga a través de servicios web y de forma automatizable para volúmenes masivos también desde Python. Su formato predeterminado de descarga es .HDF5 (“Hierarchical Data Format version 5”), pero también es convertible para su lectura en SIG a archivos .CSV – que será importado como archivo de puntos empleando la información de los pares de coordenadas.

La información que contiene el producto ATL06, como se detallaba en el apartado 2.2, contempla las elevaciones promediadas en cada una de las ventanas o footprints del sensor. Estos datos proyectados en sistema WGS84 y formato elipsoidal deben ser transformados a los sistemas de proyección y elevación empleados en la generación del MDT como superficie basal de referencia. La reproyección de WGS84 a UTM 30N (EPSG: 25830) se ha llevado a cabo a través del módulo específico de GDAL nativo en QGIS 3.34 con un margen de error submétrico ($< 0,99$ m).

La corrección ortométrica se ha realizado con la descarga y muestreo del geoide EGM08 para todos los puntos de ICESat-2. Se resta en álgebra de mapas el valor observado en el geoide con el campo original de altitud (h_{li}) de cada punto, creando así el campo derivado que se indica en comentarios posteriores “ H_{li2} ”. Es decir, la altitud observada por ICESat-2 corregida ortométricamente y ahora equiparable a las elevaciones del MDT de referencia. Esta información se citará nuevamente durante la creación de variables topográficas.

3.2.1. Ventanas emuladas o *footprints*

Aunque, los datos ATL06 se representen de forma puntual, la información altimétrica contenida en cada par de coordenadas procede del promediado de ventanas rectangulares o *footprints* con dimensiones de 13 x 40 m. Si se calculara el espesor de nieve a partir de la diferencia de elevación entre la observación superficial de ICESat-2 y la puntual del modelo digital, se incurriría en un error metodológico al establecer de forma homóloga un cálculo estadístico entre datos procedentes de fuentes espaciales distintas (puntos con superficies).

Por el contrario, como se puede ver en la Fig. 6 se han emulado las ventanas consideradas por ICESat-2 en la elaboración de su producto ATL06 para conseguir datos equiparables de altura basal. El procedimiento metodológico para la generación de estas ventanas se desarrolla en los párrafos que siguen a continuación.

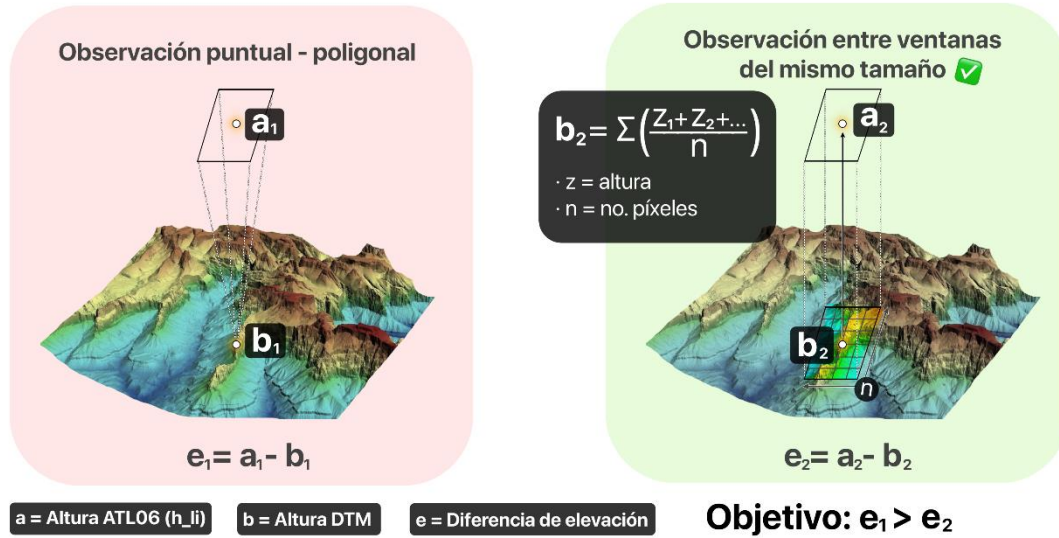


Figura 7. Métodos de muestreo de altimetría del MDT desde ventanas ATL06
Elaboración propia, 2024.

Dispuestos los productos ATL06, se puede apreciar un rumbo eminente en el desarrollo de sus puntos a lo largo del área de estudio. De facto, existen dos grandes tendencias o rumbos que se deben a las diferencias en el sentido de la órbita (ascendente o descendente). Esta inclinación o desviación geométrica de las observaciones afecta directamente a la construcción de las ventanas emuladas, cuyos límites geométricos no son paralelos y tangentes al NG, sino que lo son respecto a estos rumbos o ángulos señalados.

El ángulo de la órbita se calcula a partir de las diferencias trigonométricas entre los pares de coordenadas. Este cálculo se ha realizado iteradamente en distintas nubes ATL06 para comprobar que se trata de un rumbo estable en el grupo de las observaciones ascendentes y en el de las descendentes. Y es el que se explica a continuación: el ángulo entre dos puntos en un sistema de coordenadas cartesianas es aquel que forma la línea tangente a los dos puntos con respecto al eje Y (Norte Geográfico NG).

La Ecuación 1 de arco tangente ($\arctan 2$) permite calcular el ángulo en radianes del vector que une las coordenadas X, considerando la propia diferencia entre estas coordenadas. La ecuación es:

Ecuación 1. $\theta = \arctan 2(\Delta Y, \Delta X)$

Donde:

- $\Delta X = X_2 - X_1$
- $\Delta Y = Y_2 - Y_1$

Después de obtener el ángulo en radianes con la función “ $\arctan 2$ ”, es preciso convertir este rumbo en grados desde el NG con la siguiente función:

$$\text{Ecuación 2.} \quad \theta_{deg} = \theta \times \frac{180}{\pi}$$

Si la cifra resultante es negativa, basta con sumar “360” para convertirlo en dato positivo y resolver la siguiente operación. Para ajustar el resultado respecto al NG, se restan 90° ya que el ángulo obtenido con la primera función arctan2 es desde el eje X positivo. Y así, finalmente se ha determinado un ángulo de 3° (87° y 93°, según ascendencia/descendencia) como rumbo orbital para los registros ATL06. Con este dato, se construyen las ventanas rectangulares de 13 x 40 m, dispuestas con la inclinación que marcan estos ángulos calculados, y que emularán el registro promedio de ATL06 con los datos de elevación del MDT.

3.3. Cálculo del espesor de nieve

El cálculo del espesor de nieve mediante altimetría ATLAS (ICESat-2) se produce mediante la diferencia numérica entre los valores de elevación registrados por el sensor ATLAS y corregidos al geoide de referencia (EGM08) con los valores altitudinales obtenidos en el MDT. El resultado se expresaría en metros de espesor como formato decimal (real).

Codificado en álgebra de mapas, se expresaría como la resta entre la elevación registrada por el satélite y corregida “H_li2” menos la observada en el MDT (campo muestreado del MDT ráster por *zonal statistics*).

Es aquí cuando cobra gran relevancia la aplicación de la corrección ortométrica de los datos satelitales en formato elipsoidal para poder ser equiparados con los del MDT. También podría sucederse de forma inversa convirtiendo las elevaciones geoidales del MDT en formato elipsoidal. No obstante, se ha realizado la primera transformación descrita. Si no se aplicara esta corrección, al equiparar elevaciones elipsoidales del satélite con las geoidales del MDT, se obtendrían valores de espesor próximos a 53 m (que es la diferencia altitudinal típica que presenta el geoide EGM08 con el elipsoide en estos espacios, aproximadamente).

3.3.1. Filtrado de espesores de nieve

Los resultados de la metodología descrita hasta ahora para el cálculo del espesor de nieve generan estadísticas muy irregulares que distorsionan la lectura de los valores medios. Por esta razón, se ha precisado el filtrado de los datos de espesor resultantes en un intervalo asimétrico de [-1 a 15 m) esperando una distribución potencial de Fisher de los valores y la tolerancia de errores de hasta -1 m. Se espera, por tanto, una tendencia hacia valores bajos o negativos.

La aplicación de este cribado estadístico supone la reducción de las observaciones originales entre un 17 y un 60% como se puede observar en la siguiente tabla. En promedio, se ha eliminado una tercera parte de las ventanas o puntos de ATL06. Como se puede observar, no existe una relación directa entre la fecha de la observación y el volumen de información filtrado, como pudiera hacer creer la distribución estacionalizada del espesor y la presencia de nieve.

Tabla 2. Cantidad de información filtrada en los resultados de espesor nival

FECHA	COINCIDENTES					CERCANAS				PRÓXIMAS					
	02-feb-20	03-may-20	02-feb-21	05-feb-21	04-may-21	03-mar-23	03-may-20	02-feb-21	30-may-21	30-abr-23	05-mar-19	07-abr-19	05-abr-21	30-may-21	02-ene-22
Observaciones originales	2883	1077	1100	2583	120	179	1077	1100	223	29	14	930	881	223	204
Observaciones tras aplicar el filtro	2348	687	770	1845	80	96	68	770	172	19	10	767	512	172	81
Información filtrada (%)	18,56	36,21	30,00	28,57	33,33	46,37	36,21	30,00	22,87	34,48	28,57	17,53	41,88	22,87	60,29
Elaboración propia, 2024.															

3.4. Validación con mapas de nieve y MDT

El uso de información auxiliar como el trabajo de campo o los modelos empíricos permiten estimar el grado de acierto o error de las observaciones ICESat-2 respecto a la verdad del terreno. En la publicación de Meyer et. al. (2024), el error cuadrático medio (RMSE, en adelante) obtenido para el espesor de nieve en el conjunto de la Península de Escandinavia fue de 36 cm. Con el fin de validar la precisión métrica en los valores de elevación registrados por ICESat-2 en este trabajo, se han llevado a cabo las siguientes lecturas comparativas con el MDT y algunos mapas de nieve elaborados por el grupo de hidrología de montaña CRYOPYR que se explican en el siguiente epígrafe.

3.4.1. Snowmaps

Durante los años 2019 a 2023, se han realizado numerosos mapas de nieve o *snowmaps* en la cuenca experimental Izas (que actúa como centroide para el área de estudio de este trabajo, señalada en la Fig. 2) y que servirán como fuente auxiliar para la validación de los resultados de espesor con ICESat-2. Además, la disponibilidad temporal de estos mapas de nieve se ha utilizado para agrupar los registros de ICESat-2 según la distancia cronológica entre el *snowmap* (vuelo correspondiente del VANT) y el paso del satélite. El propósito de estas agrupaciones temporales es considerar la precisión de cada conjunto de registros ICESat-2 según la distancia temporal que guardan con la fecha del *snowmap* utilizado para la validación.

Estas agrupaciones cronológicas se han decidido enunciar en: coincidentes (cuando la diferencia es de 0, 1 o 2 días entre la observación de ICESat-2 y la del *snowmap* auxiliar), cercanas (cuando la diferencia temporal es de 3 a 7 días) y próximas (de 1 semana a 15 días). De este modo, se puede prever un mayor grado de acierto o similitud en la verificación de las observaciones de ICESat-2 cuando se empleen los *snowmaps* coincidentes.

Para obtener los valores del *snowmap* y equipararlos a cada punto de la observación de ICESat-2, se usan las ventanas emuladas y empleadas para el cálculo del espesor de nieve descrito en el apartado 3.2.1. Con estas ventanas poligonales, se muestrean los valores del mapa ráster auxiliar de nieve por medio de la función *Zonal statistics*. Esta herramienta extrae los valores medios de espesor de nieve observados en los píxeles del *snowmap* auxiliar por cada ventana emulada. Así, es posible conocer, del mismo modo en que el producto ATL06 promediaba las alturas registradas en todos los fotones contenidos en cada ventana, los espesores promediados de nieve para cada una de ellas y poder realizar más tarde la validación de los resultados de este trabajo.

Como se indicaba en los párrafos anteriores, es preciso que la observación de ICESat-2 y sus ventanas emuladas coincidan físicamente sobre la cuenca experimental de Izas, aspecto que solo la fecha señalada tras la aplicación del filtro [-1 a 15 m) cumplirá.

Por esto, el restante de fechas – que suponen la gran mayoría de todo el conjunto de datos, con la única excepción de la fecha señalada anteriormente – presentarán las cifras estadísticas de todo el conjunto del *snowmap* para la fecha correspondiente, y no únicamente los datos promediados en cada ventana pues no se sucede la coincidencia de alguna ventana en todo este conjunto de datos restante señalado. El objetivo es presentar el nivel de desviación, promedio y mediana dentro de la cuenca experimental de Izas en comparación con el del conjunto de la cuenca de estudio.

Si bien la cuenca experimental de Izas (extensión a la que se ajustan los recién citados *snowmaps* auxiliares) es lo suficientemente amplia como para observar gradientes altitudinales y diferencias en la distribución nival según la topografía, cabe señalar que las estadísticas calculadas para el conjunto de la cuenca no pueden extrapolarse ni equipararse al conjunto total del área de estudio, con una extensión de 40 Km². Por esto, las estadísticas generales señaladas en el apartado de validación 4.2. (salvo para la fecha del 5 de febrero de 2021) no deben ser tomadas en cuenta como valores absolutos, sino como referencia para caracterizar de forma aproximada el manto de nieve en cada fecha usando una sola parte (cuenca de Izas) de todo el conjunto que abarcaría la cuenca de estudio.

3.4.2. ICESat-2 – MDT

Para el cálculo del espesor de nieve (apartado 3.3. *Cálculo del espesor de nieve*), se filtraban los puntos de las observaciones ATL06 para enmascarar únicamente aquellos con indicios de presencia nival en función de la intensidad del pulso láser y el número de fotones registrados. Utilizando los índices de

nieve derivados de los registros MODIS en Sierra Nevada (California), se determinó que la presencia habitual de nieve se sucede en los pulsos de alta intensidad (beam = “strong”, 1) y que contienen 186 o más fotones (Deschamps-Berger, et. al., 2023).

De modo inverso, se puede deducir que los puntos con menos de 186 fotones y baja intensidad (beam = “weak”, 0) se corresponden con superficies descubiertas de nieve. Con este criterio, se han seleccionado todos aquellos puntos sin nieve para estimar las diferencias altitudinales o precisión con el MDT de referencia. No obstante, esta selección de puntos sin nieve puede abarcar zonas con vegetación alta o elementos superficiales que distorsionen los valores de elevación del suelo. Por esta razón, las diferencias altitudinales apreciadas por ATLAS y el MDT de referencia pueden presentar cierto ruido.

Por ello, los datos resultantes se han filtrado en una ventana simétrica de -10 a 10 m. A diferencia de los valores de espesor, donde su distribución se creía potencialmente de Fisher (con tendencia hacia los valores más bajos y menor frecuencia en los más elevados), ahora los valores del error se esperan con una distribución potencialmente normal o gaussiana (véase figura 8), pudiendo ser con la misma probabilidad de hecho un valor positivo como negativo y a diferencia de los de espesor, donde se esperaban siempre cifras positivas hasta 15 m y un error de valores negativos tolerable hasta -1 metro.

3.5. Análisis de correlación con variables topográficas

En ocasiones, la distribución de ciertos procesos físicos está directamente relacionada con la variabilidad de un fenómeno espacial. La nieve podría depender potencialmente de la topografía y los usos del suelo de la superficie sobre la que precipita, se acumula y funde. En consecuencia, resulta de especial interés conocer la variabilidad de la topografía en el área de estudio para cuantificar su potencial efecto sobre la distribución del espesor de nieve.

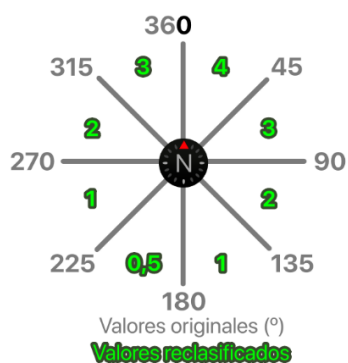
Se plantea el siguiente análisis de correlación (índice de Pearson) entre el espesor calculado durante los apartados que preceden y ciertas variables de naturaleza topográfica como la elevación, la pendiente, la orientación y el índice derivado *Topographic Position Index* (en adelante, TPI); (Deems et. al, 2006; Revuelto et. al, 2014), que se explican a continuación:

- Elevación. Ya se ha obtenido durante la corrección ortométrica al aplicar el geoide EGM08 al MDT elipsoidal de referencia para calcular la diferencia altimétrica con ICESat-2 y el espesor de nieve. Se expresa en metros sobre el nivel del mar. Considerando un gradiente térmico altitudinal, general de 0,6°C/100 m, se prevé un descenso de las temperaturas y un aumento de la precipitación en forma de nieve hacia las zonas más altas. En consecuencia, se esperan espesores de nieve mayores en estos espacios (siendo así, una correlación positiva entre elevación y espesor).

- Orientación. Se calcula a partir del MDT de referencia usando la herramienta nativa de QGIS programada en GDAL “Aspect”. El resultado preliminar se expresa en grados. Sin embargo, esto genera un mapa donde las laderas más próximas al NG aparecen con valores dicotómicos de 0/360.

Para muestrear los valores de orientación y calcular el índice de correlación con los espesores de nieve, se ha llevado a cabo la siguiente reclasificación (Tabla 3), puntuando las laderas septentrionales en umbría como zonas de mayor espesor y penalizando las meridionales occidentales como zonas de menor acumulación de nieve. Algunas características geofísicas como la circulación general atmosférica o las horas de luz solar se ven intensificadas o atenuadas según la disposición física de las laderas en un grado de intensidad cercano al puntuado en la reclasificación descrita. El resultado propio de esta reclasificación sería un mapa de sombras donde los píxeles de mayor iluminación coinciden con los de disposición Noroeste.

Tabla 3. Reclasificación de orientaciones (MDT)



Valor original	Reclasificado
[0 a 45°)	4
[45 a 90°)	3
[90 a 135°)	2
[135 a 180°)	1
[180 a 225°)	0,5
[225 a 270°)	1
[270 a 315°)	2
[315 a 360°)	3

- Pendiente. Se expresa en grados de inclinación (0 a 89°) y se calcula por vecindad local a partir de los valores de elevación (“z”) de los píxeles vecinos. A diferencia del producto anterior, no es necesario reclasificar los valores del mapa de pendientes para calcular el índice de correlación con el espesor de nieve.

- Topographic Position Index (TPI). Este índice de “posición topográfica” indica la frecuencia o nivel de autocorrelación de los píxeles en el MDT por vecindad local (a 10 m), comparando la elevación del píxel central protagonista con el promedio de elevaciones vecinas. Cuando el resultado es positivo, significa que la elevación del píxel es mayor con respecto a sus vecinos, coincidiendo habitualmente con crestas montañosas, barrancos o cimas. Por el contrario, valores negativos significarán puntos menos elevados que las superficies vecinas como simas, depresiones o incisiones fluviales.

A diferencia de las variables anteriores, el TPI permitirá identificar los comportamientos de la nieve en los puntos con elevaciones más eminentes si el resultado de la correlación es positivo o espesores mayores en las zonas más deprimidas si la correlación resulta negativamente, de forma inversa.

Creados los productos topográficos (ráster), se muestrean sus valores en las ventanas emuladas de las observaciones ICESat-2 (vectorial) del mismo modo en que se hizo con la elevación para calcular el espesor nival. Se registra el valor medio de todos los píxeles contenidos en cada ventana, de forma que a cada registro de ICESat-2 se le asocian los valores correspondientes de orientación, pendiente, TPI y elevación.

El índice de correlación empleado es el Índice de Pearson (r, Ecuación 1), que usa las cifras continuas originales tanto de espesor como de las variables topográficas para expresar en un intervalo de [-1 a 1] el nivel de relación estadística entre ambos campos (“x” e “y”). Además de los propios coeficientes, se indicarán aquellos más significativos estadísticamente según el valor crítico y el p valor.

$$r = \frac{n(\sum xy) - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n\sum x^2 - (\sum x)^2][n\sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

Ecuación 3. Índice de Pearson (r)

4. RESULTADOS

A continuación, se adjuntan los resultados de los procesos y metodología descritos en el capítulo anterior. En primer lugar, se presentan los errores o diferencias altimétricas observadas con la superposición de los MDTs español y francés en el solape mutuo alrededor de la frontera. La observación de estos errores altitudinales llevará a la justificación del proceso de corrección del MDT francés definido en el apartado 3.1.

En segundo lugar, se presentan los espesores de nieve calculados a partir de las diferencias altitudinales observadas entre ICESat-2 y las del MDT de referencia, según la metodología desarrollada en el apartado 3.3. Del mismo modo, en la presentación de resultados de este apartado se adjunta la estimación de precisión del ICESat-2 usando los datos inversos a la máscara de nieve tal y como se indicó detalladamente en la metodología del epígrafe 3.4.2.

En tercer lugar, se exponen los índices de correlación del espesor de nieve con las diferentes variables topográficas analizadas (elevación, pendiente, orientación y TPI). A diferencia de la validación con *snowmaps* auxiliares, donde únicamente sobrevive el registro del 5 de febrero de 2021, ahora todas las observaciones de ICESat-2 han sido analizadas y relacionadas con la topografía al sí coincidir las observaciones con la extensión de estas variables morfo-topográficas.

4.1. Error entre MDTs

Puesto que ambos MDTs (español y francés) ofrecen una superficie de solape paralela a la frontera entre ambos países, ha sido posible analizar de forma preliminar la diferencia en los valores de altimetría entre ambos productos por medio de álgebra de mapas tal y como se enunció en el apartado 3.1. Esta lectura del error precede a la corrección del modelo francés sobre el español y es la que, en gran medida, justifica tal decisión.

La distribución estadística del error es la que se presenta a continuación (fig. 8), con una tendencia hacia el rango de valores positivos (superiores a “0”). Aproximadamente, el 85% de los datos se encuentran en el rango de -10 a 10 m, una diferencia en los valores de elevación no tolerable para el presente ejercicio de estimación de espesor nival que requiere el uso de un MDT basal lo más riguroso y exacto posible con el fin de minimizar el error potencial derivado del análisis comparativo con ICESat-2. Esta concentración de los errores en el rango indicado se puede apreciar visualmente en la distribución leptocúrtica (forma más eminente que una distribución normal) de la curva de los valores, con un valor de Curtosis = 11,56. La tendencia positiva del error ($x > 0$) se ve reflejada, igualmente, en el valor promedio (0,756 m) con una desviación aproximada de 5 m.

La representación cartográfica del error (Fig. 9) permite analizar visualmente la distribución espacial de estos datos con tendencia positiva/negativa. Puede observarse una anteposición de estos errores en las zonas de cumbre, siendo positivos en algunas de las laderas y negativos en las contrarias.

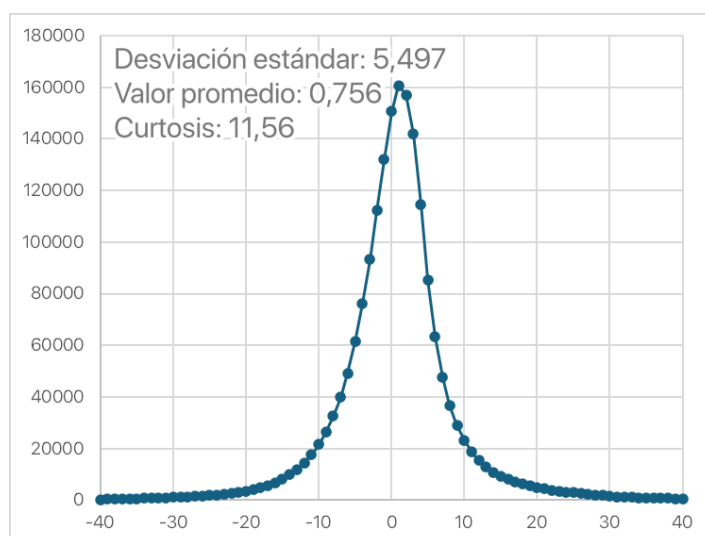


Figura 8. Frecuencia del error entre Modelos Digitales del Terreno (MDT05 – RGE ALTI)
Elaboración propia, 2024.

En el mapa resultante, un error nulo es allí donde los valores altimétricos de ambos modelos son coincidentes (diferencia = 0 m). El error se incrementa cuando los valores tienden hacia cifras positivas o negativas. Se eliminaron los resultados constantes fuera de la zona de solape codificados como “9999” y se reclasificaron los valores atípicos, es decir, aquellos no comprendidos en el intervalo de -39 a 39 m. Los valores superiores a -39 o a 39 m se han reclasificado respectivamente a una u otra cifra, quedando así reflejados tanto en el histograma (Fig. 8) como en el mapa adjunto (Fig. 9). No obstante, no representan una parte siquiera significativa para el conjunto de errores observados.

Por lo general, en este contraste entre orientaciones predominan los valores negativos (azul), dando lugar así a un “efecto de sombra” sobre las laderas afectadas. Al otro lado de algunas líneas divisorias, aparecen valores positivos (rojo) pero con menor intensidad. Esta interpretación está condicionada por el ajuste continuo en la escala de representación dicotómica que toma como mediana el valor “0” (no error). En cualquier caso, puede concluirse que las zonas más escarpadas inducen los errores más importantes.

De esta forma, la coexistencia de zonas con bajos niveles de error (orografías más suavizadas) con espacios escarpados que concentran altas intensidades del error apunta la necesidad de aplicar una corrección del MDT francés sobre el español para ajustar exactamente, no solo en encaje de los píxeles de una y otra malla, sino también los valores de elevación.

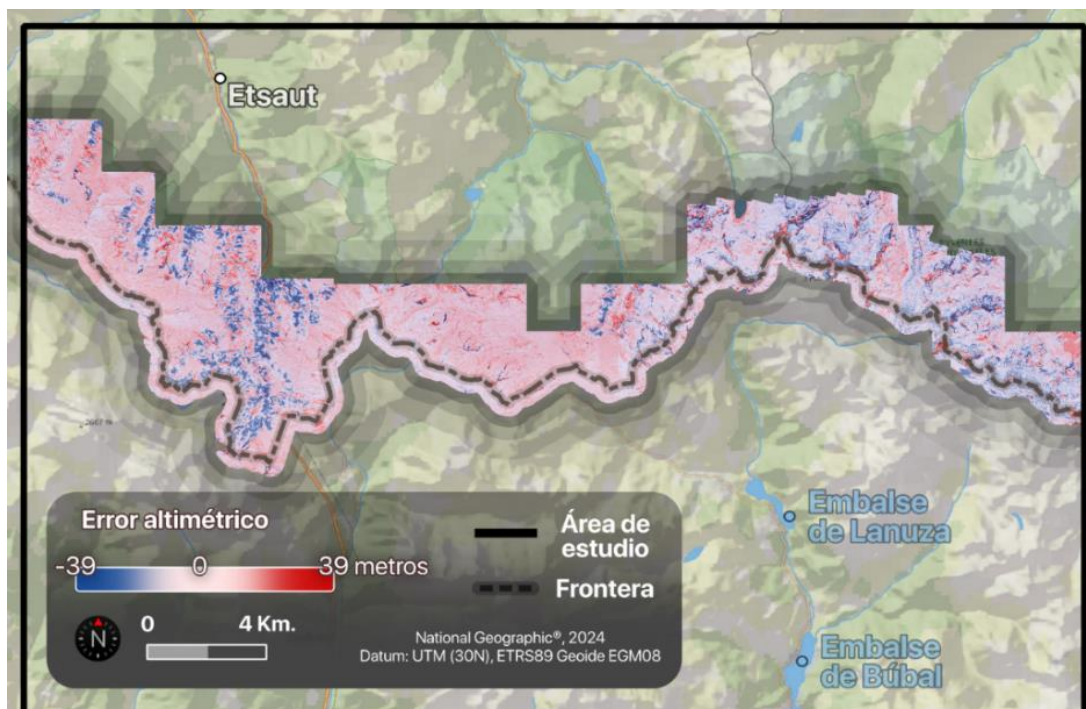


Figura 9. Error altimétrico entre Modelos Digitales del Terreno de referencia
Elaboración propia, 2024.

Con todo, se produce la corrección mediante la herramienta indicada en el epígrafe 3.1. para generar el MDT final que sirva de superficie basal en la estimación del espesor de nieve cuyos resultados se presentan en el siguiente apartado. Tras aplicar la corrección, la diferencia entre MDTs en la zona de solape se reduce en 67,4 cm, es decir, a un error medio de 0,082 m. Por lo tanto, se puede decir que el error ha quedado casi anulado con la aplicación de dicha función y el MDT es válido para la estimación del espesor de nieve.

4.2. Diferencias MDT – ICESat2

Precediendo la lectura de los valores de espesor de nieve por medio del álgebra entre la elevación de los puntos con presencia de nieve de ICESat-2 y la elevación basal recogida en el MDT de referencia, se ha procedido a calcular la precisión original de ICESat-2 para con este MDT usando los valores de elevación en los puntos sin nieve. De este modo, es posible saber para cada fecha la irregularidad con que se oferta la elevación observada por ICESat-2. Las diferencias se expresan en la Tabla 4.

Tabla 4. Precisión ICESat-2 (sin nieve) respecto al MDT

	FECHA	Media	Mediana	St-Dev
COINCIDENTES	2 FEB 2020	1.357	0.883	2.972
	3 MAY 2020	0.329	-0.293	3.019
	2 FEB 2021	0.756	0.131	3.275
	5 FEB 2021 *	1.048	0.328	3.054
	4 MAY 2021	0.827	0.934	3.318
	3 MAR 2023	-0.26	-0.784	3.104
CER- CAS	30 ABR 2023	1.055	0.139	3.241
PRÓXIMAS	7 ABR 2019	0.940	0.057	3.176
	5 ABR 2021	0.607	-0.017	3.194
	30 MAYO 2021	1.015	0.701	3.356
	2 ENE 2022	-0.229	-0.643	2.354
	Valor objetivo = “0”			

En esta tabla no aparecen reflejadas las fechas repetidas puesto que la precisión es igual al no variar el MDT en el tiempo como sí lo hacen los valores de espesor recogidos en los *snowmaps* para su validación. Por esta razón, en la Tabla 5 el número de fechas es mayor. Como se puede leer en la Tabla 4, las diferencias promediadas entre el MDT de referencia y ICESat-2 oscilan entre 20/30 cm y más de 1 metro. Esta cifra considerable ha de tenerse en cuenta más adelante como fuente de error potencial. La fecha del 5 de marzo del 2019 es la única que no ha podido ser empleada para esta calibración puesto que no ofrece puntos sin nieve en toda su serie de observaciones ICESat-2.

4.3. Espesor de nieve

La fecha del 5 de febrero de 2021* es la única del conjunto que ha podido ser validada por información de espesor de nieve procedente de los *snowmaps* auxiliares, debido a que su trayectoria de observación coincide espacialmente sobre los límites de la cuenca experimental de Izas. Sin embargo, las demás cronologías adjuntas no disponen de ventanas que atraviesen los *snowmaps* para su muestreo y validación, por lo que se ha procedido a analizar y reflejar en la Tabla 5 los valores estadísticos (media y desviación estándar) del conjunto de la cuenca de Izas para cada fecha señalada.

Como se puede observar en la Tabla 4, algunas fechas se muestran de forma iterada en las diferentes agrupaciones cronológicas (coincidentes, cercanas y próximas). Esto es debido a las posibilidades múltiples de comparación con los datos de los mapas de nieve auxiliares empleados para la validación.

Para cada registro filtrado de ICESat-2, se disponen varios *snowmaps*, más o menos cercanos cronológicamente. De este modo, para una misma fecha de observación ICESat-2 se pueden realizar varias validaciones aprovechando los diferentes *snowmaps* disponibles. Por ejemplo, la observación de ICESat-2 del 3 mayo del 2020 ha sido comparada con un *snowmap* del mismo día en la agrupación de fechas coincidentes, pero con un *snowmap* del 29 de abril del 2020 en la agrupación de fechas cercanas.

¿Existe un error o diferencia consistente entre ICESat-2 y el *snowmap* en las zonas sin nieve? La correlación entre las diferencias de todas las observaciones es de “-0,244”. Si bien el volumen de los pares de datos no es lo suficientemente extenso como para observar tendencias estadísticas significativas, la lectura estadística realizada para los *snowmaps* tampoco facilita la relatividad con el conjunto del área de estudio.

Como se indicó en el epígrafe 3.5, al disponer de una única fecha con que validar los espesores observados en ICESat-2, que es la del 5 de febrero del 2021, el resto de fechas recogidas en la Tabla 5 indican en las columnas de “Snowmap auxiliar (Izas)” los valores estadísticos del espesor de nieve del propio mapa ajustado a la cuenca de Izas y no de las ventanas emuladas que lo atraviesan (pues no hay tales). Considerando este aspecto, cabe esperar que la variabilidad del espesor de nieve en el conjunto de la cuenca experimental de Izas difiera de la observada en los registros de ICESat-2, con lo que las

diferencias estadísticas y la falta de correlación observadas entre las columnas de ICESat-2 y los *snowmaps* (exceptuando la fecha del 5 de febrero del 2021) están justificadas.

Tabla 5. Resultados de espesor, calibración y validación de ATLAS (ICESat-2)

	Espesor de nieve			Snowmap auxiliar (Izas)	
FECHA	Media	Mediana	St-Dev	Media	St-Dev
2 FEB 2020	1.877	1.404	2.213	1,235	0,722
3 MAY 2020	0.773	0.333	1.682	0,451	0,739
2 FEB 2021	1.219	0.862	1.86	1,063	1,007
5 FEB 2021 *	0.943	0.493	1.707	1,1	0,701
4 MAY 2021	2.528	2.227	2.442	0,354	0,641
3 MAR 2023	0.241	0.014	0.903	0,493	0,524
3 MAY 2020	0.773	0.333	1.682	0,803	0,869
2 FEB 2021	1.219	0.862	1.86	1,158	0,768
30 MAY 2021	1.687	1.351	1.518	0,399	0,543
30 ABR 2023	2.069	1.304	3.094	0,188	0,394
5 MAR 2019	1.439	0.776	2.324	0.869	0.847
7 ABR 2019	2.649	0.997	3.819	0,697	0,731
5 ABR 2021	0.76	0.427	1.479	0,511	0,685
30 MAYO 2021	1.687	1.351	1.518	0,399	0,543
2 ENE 2022	0.826	0.67	1.192	1,029	0,775
Elaboración propia, 2024.					

En conclusión, las columnas de *snowmaps* presentadas en la Tabla 5 han de servir como estadísticas meramente orientativas o referentes para la distribución de los espesores de ICESat2, pero no como validaciones *per se*. Aun así, para la fecha del 5 de febrero que sí ha podido ser validada muestreando los espesores del *snowmap* en las ventanas de ICESat-2 que atraviesan la cuenca, cabe destacar el siguiente comentario: el aumento del valor promedio en las estadísticas del *snowmap* con respecto a la observación de ICESat-2 se debe al rango positivo de sus valores (“0 a 15 m”, mientras que los espesores de ICESat-2 comienzan en “-1”).

En lo que refiere a la desviación estándar; la desviación del mapa de nieve es menor ($0,701 < 1,707$), pudiéndose traducir como una mayor homogeneidad en los datos del *snowmap* y, en consecuencia, una mayor precisión – si bien este apunte no es absoluto sobre la distribución de un fenómeno físico como la acumulación de nieve, que pudiera presentar un comportamiento mismamente irregular. Además, la tolerancia de datos negativos hasta “-1 metro” en la serie de ICESat-2 contribuye a aumentar esta desviación estadística.

Por otro lado, la representación visual de los resultados de espesor en un perfil topográfico cobraría el siguiente aspecto (Fig. 10). La fecha representada en la siguiente figura, que es el 5 de febrero del 2021, es la única que ha podido ser validada por datos del mapa de nieve auxiliar al coincidir espacialmente con uno de estos. De las 1845 ventanas que constituyen el registro de nieve filtrado en el área de estudio para esta fecha, 66 de ellas atraviesan el *snowmap* auxiliar sobre la cuenca de Izas, es decir, un 3,57% sobre el total de ventanas o un 9,79% sobre la hilera de ventanas en la que se inscriben

En la mitad meridional del conjunto, la relación entre espesores de ICESat-2 y *snowmap* es menos consistente. Por el contrario, en la mitad septentrional la relación entre espesores de una y otra fuente parece más homogénea.

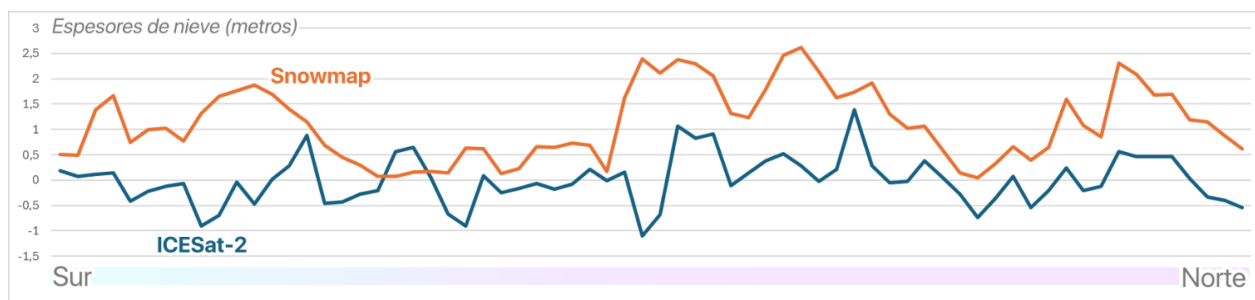


Figura 10. Espesores (Snowmap y ICESat-2) para el 5 de febrero del 2021
Elaboración propia, 2024.

La disposición de estos resultados sobre el mapa se representa en la Fig. 11. Quepa recordar que cada ventana emulada se superpone a la siguiente. Puesto que cada una de ellas tiene una dimensión latitudinal de 40 m y una separación de 20 m, la mitad de cada ventana subyace a la siguiente.

Como se puede ver, el rumbo de las observaciones ICESat-2 filtradas (enmascaradas a zonas con nieve y eliminadas las ventanas con valores de espesor fuera del intervalo [-1 a 15]) atraviesa la cuenca de Izas y el *snowmaps* correspondiente. Ningún otro registro de ICESat-2 cumple esta disposición, quedando todas las ventanas supervivientes a la aplicación del filtro de todas las demás fechas fuera de la extensión de los *snowmaps*, por lo cual no han podido ser validadas tal y como se indicó en párrafos anteriores sobre la Tabla 5.

En la Fig. 11 es posible distinguir una cierta relación, al menos visual, entre los valores de espesor de las observaciones ICESat-2 y las del *snowmap*. Una vez más, las zonas más escarpadas como las divisorias de aguas son los puntos que mayor cifra de espesor acumulan. Si bien la lectura estadística de los datos en detalle que se adjunta en la Tabla 4 muestra una imprecisión aproximada de medio metro, en la representación visual de estos resultados puede concluirse una distribución espacial de los espesores homóloga al *snowmap* que los valida.

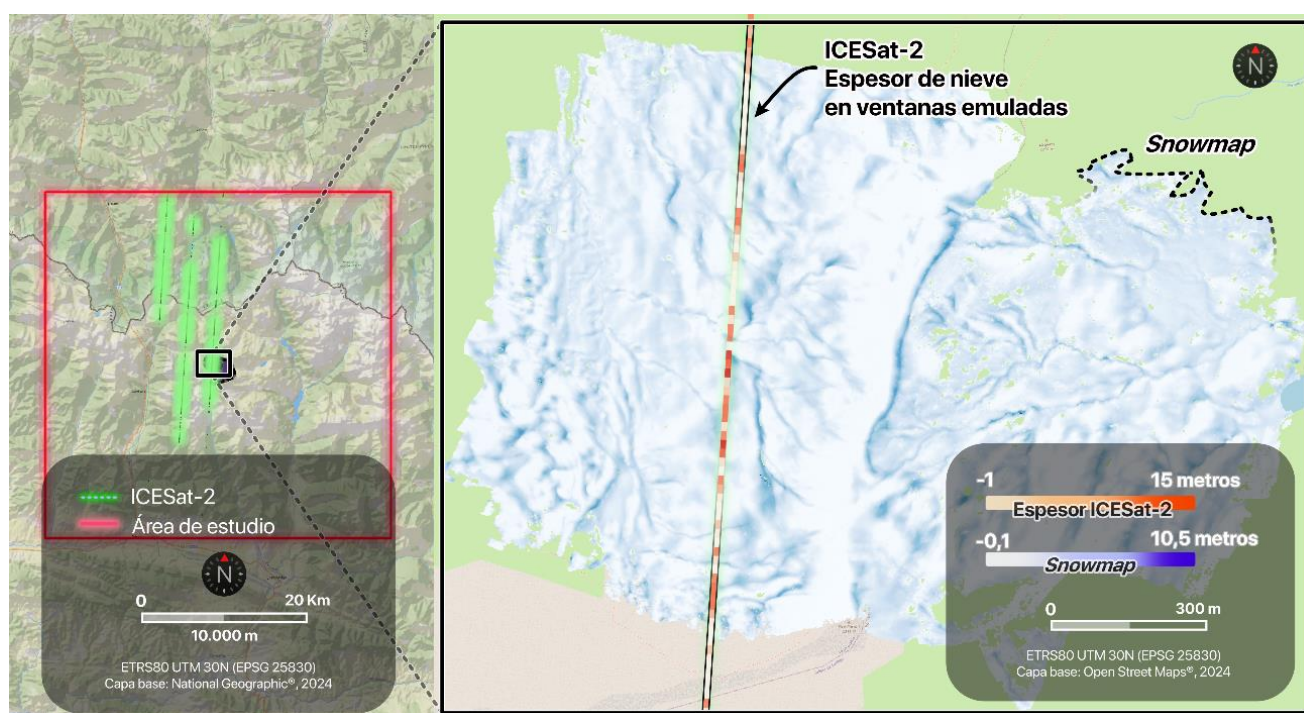


Figura 11. Espesor de nieve de ICESat-2 y *snowmap* en Izas (5 de febrero del 2021)
Elaboración propia, 2024.

4.3. Relación con la topografía

El índice de correlación analizado para todas las fechas disponibles con las distintas variables de orientación, pendiente, elevación e índice topográfico TPI presenta valores positivos en la mayor parte de las estadísticas observadas. Sin embargo, el nivel de correlación no es lo suficientemente significativo desde

el punto de vista estadístico en todas las variables (véase Tabla 6) como para establecer una relación firme (ya sea directa o inversa) entre alguna de las variables y el nivel de espesor.

La variable que acumula un mayor número de índices positivos es la elevación, como ya cabía esperar desde su apunte en el apartado 3.4. El gradiente térmico altitudinal que determina la distribución de especies o la velocidad de determinados fenómenos geofísicos en espacios de montaña también parece tener un efecto directo sobre la acumulación de nieve. De facto, esta relación entre la elevación y el nivel de acumulación nival ya se pudo discernir en la representación visual de los valores de espesor por ventanas en la Fig. 11, donde las masas y líneas del *snowmap* que apuntaban mayores concentraciones de nieve coinciden con los puntos más elevados de la orografía analizada.

Otras variables como la pendiente o el índice TPI parecen tener una relación ligeramente notable con el espesor de nieve. En lo que respecta a la pendiente, las superficies de mayor inclinación, debido a su predominio de índices positivos, parecen ser aquellas que acumulen mayores volúmenes de nieve. La investigación de Ben-Asher et. al. (2022), señala que las pendientes de 25 a 35° de inclinación son las que mayores niveles de espesor nival acumulan. En el área de estudio del presente trabajo la frecuencia en los valores de inclinación aumenta lineal e ininterrumpidamente hasta los 34°, por lo que la correlación de espesores con inclinación se espera directa y positiva. Y así se sucede en la mayor parte de las observaciones como puede verse en la Tabla 6.

En cambio, la correlación esperada con el TPI es inversa. Esto es debido a que, mientras las zonas más deprimidas suelen ser aquellas con mayor nivel de acumulación de nieve, los puntos más elevados son aquellos con menor espesor de nieve por el efecto señalado Mott et. al. (2018), (Fig. 1).

Tabla 6. Coeficientes de correlación ESPESOR – Variables topográficas

	FECHA	Orientación	Pendiente	TPI	Elevación
COINCIDENTES	2 FEB 2020	0,172	0,162	-0,026	0,372
	3 MAY 2020	0,079	0,342	-0,104	0,041
	2 FEB 2021	-0,022	0,284	-0,022	0,217
	5 FEB 2021	0,048	0,182	0,079	-0,008
	4 MAY 2021	0,358	0,063	-0,077	0,072
	3 MAR 2023	-0,217	-0,215	-0,09	0,458
CERCANAS	3 MAY 2020	0,079	0,342	-0,104	0,041
	2 FEB 2021	-0,022	0,284	-0,022	0,217
	30 MAY 2021	0,368	0,25	-0,226	0,139
	30 ABR 2023	-0,418	0,02	-0,13	-0,104
PRÓXIMAS	5 MAR 2019	-0,331	-0,68	0,515	0,65
	7 ABR 2019	0,022	0,021	-0,011	-0,492
	5 ABR 2021	0,022	0,021	-0,011	-0,501
	30 MAYO 2021	0,368	0,25	-0,226	0,139
	2 ENE 2022	-0,212	0,439	0,084	0,505
Elaboración propia, 2024; En negrita aquellas estadísticas significativas (p.value < 0,05)					

La dispersión de algunas variables significativas estadísticamente (p.valor < 0,05) para la fecha del 5 de febrero del 2021 se muestra en las siguientes figuras, que permiten identificar algunos de los comportamientos estadísticos propios de su naturaleza. En la figura 12, se puede observar la tendencia lineal positiva de espesor-pendiente prevista, así como el rango acotado de valores de inclinación hasta 50° que posibilita dicha relación, teniendo en cuenta las observaciones de Ben-Asher et. al. (2022).

La figura 13, por ejemplo, muestra una distribución típica del TPI. Como se indicó en comentarios anteriores, la tendencia esperada para este índice es inversa o negativa. Los puntos más deprimidos son aquellos con mayores niveles de acumulación, por lo que al aumentar el espesor de nieve disminuye el valor de “posición topográfica”.

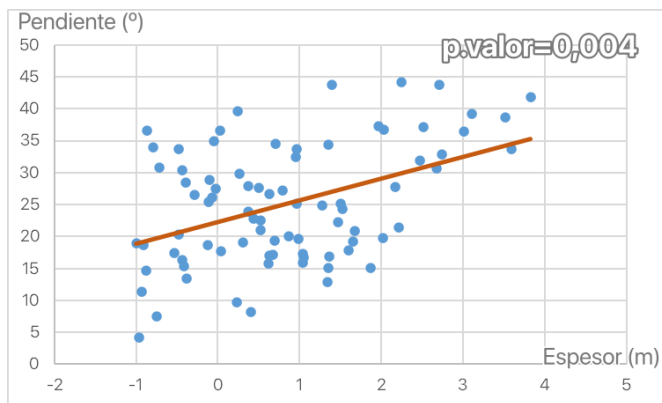


Figura 12. Dispersión de “Pendiente”
(5 febrero del 2021)

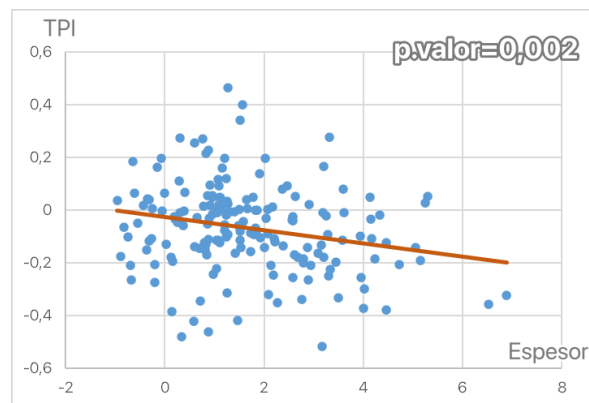


Figura 13. Dispersión de “TPI”
(30 mayo del 2021)

Elaboración propia, 2024.

5. DISCUSIONES Y CONCLUSIÓN

¿Es ICESat-2 una herramienta eficiente para la estimación del espesor de nieve en los Pirineos? Si bien trabajos recientes como el de Meyer (2024) han alcanzado precisiones submétricas ($RMSE = 36$ cm) en el cálculo del espesor nival para zonas montañosas con ICESat-2, el presente estudio versa sobre un espacio de latitud media condicionado por la marcada estacionalidad de la presencia de nieve y un menor índice de cobertura espaciotemporal de la plataforma ICESat-2 con motivo de la naturaleza de su órbita.

Todo ello, se traduce en una oferta limitada de las observaciones de nieve de ICESat-2 para esta zona. Además, la teledetección satelital se ve afectada por múltiples inferencias físicas y ambientales que han de ser tenidas en cuenta en el ajuste de la precisión de sus observaciones. Habría que añadir los posibles sesgos que signifiquen los errores o imprecisiones de naturaleza técnica y humana, como los que se enumeran a continuación que participan de la metodología descrita en este trabajo:

- MDT impreciso. Si bien se ha seguido una metodología específica para construir un MDT de referencia lo más preciso que las fuentes consultadas permiten elaborar, sería igualmente acertado analizar la precisión de este modelo por medio del análisis comparativo con otras fuentes y/o mediciones en campo con sistemas de posicionamiento de gran precisión. Todo ello sería compatible con el análisis entre el MDT resultante y ICESat-2 (como se ha sucedido en este trabajo) y el análisis específico de la precisión de ICESat-2 por medio de una función como la que sigue.
- Corregistración entre datos altimétricos de ATL06 y las elevaciones del MDT de referencia. Recordando la metodología desarrollada para el cálculo del espesor de nieve y el tratamiento de los datos ATL06, en este trabajo no se ha producido una corrección entre los valores de ambas fuentes (ICESat-2 y el MDT de referencia). Por el contrario, las nubes de puntos de ICESat-2 han sido importadas y reproyectadas al sistema EPSG 25830.

En la creación del MDT para la superficie basal, tras la reproyección y ajuste de mallas ráster de Francia y España, se calculó el error o diferencia en las alturas elipsoidales de ambos productos, donde se pudo apreciar una clara imprecisión en rededor de las superficies más escarpadas (véase Fig. 9). En este caso, tras colocar los puntos (luego transformados en ventanas rectangulares) de las observaciones ICESat-2 no se ha realizado ninguna corrección con el fin de corregir las posibles imprecisiones espaciales entre la ubicación de cada punto (considerando su valor altitudinal) y el MDT.

De cualquier forma, este proceso no se podría realizar con los puntos cubiertos de nieve debido a las diferencias lógicas en los valores de elevación entre las observaciones de la superficie cubierta de nieve de ICESat-2 y la superficie basal “desnuda” del MDT. Cabe señalar que se presume una correcta referenciación espacial y ortométrica de las observaciones ICESat-2 con la mera aplicación de la reproyección WGS 84 a ETRS 89 y la corrección geoidal (transformación de elevaciones elipsoidales a ortométricas).

- Durante el cálculo de la precisión de ICESat-2 por medio de la lectura comparativa entre elevaciones de puntos sin nieve y las elevaciones del MDT, se usó un filtro inverso al empleado por Deschamps et. al. (2023) para detectar los puntos cubiertos de nieve, que eran aquellos con intensidad de pulso fuerte (*strong*, “1”) y un ajuste mínimo de 186 fotones por punto de observación. Para seleccionar las ventanas sin nieve, se empleó la agrupación contraria (intensidad débil y < 186 fotones).

Sin embargo, para llevar a cabo una selección rigurosa de las ventanas sin nieve y respaldada por información externa, sería necesario reproducir la búsqueda de estos puntos a través de un índice inverso al NDSI. Es decir, la asociación del análisis multispectral de la superficie terrestre para las zonas sin nieve con la intensidad radiométrica de ICESat-2.

- En el análisis de correlación con variables topográficas, durante la elaboración de la metodología de análisis se estableció una reclasificación del mapa de orientaciones que podría producir un cierto sesgo. Al haber establecido una puntuación propia sin validez externa en otros documentos académicos y que puntúa por igual, por ejemplo, a las laderas de orientación Noroeste (2 puntos, de 270

a 315°) que las Sureste (2 puntos, de 90 a 135°), el análisis de correlación con el espesor de nieve puede resultar inexacto.

De hecho, la variable de orientación es la más inconsistente estadísticamente del grupo de cuatro variables analizadas (Tabla 5). La fuente del error, en este caso, puede proceder del tipo de reclasificación numérica establecido. Si se analiza el comportamiento estadístico de estas variables en un gráfico de dispersión, podrá verse una evidente concentración en torno a los valores reales a los que han sido reclasificadas las orientaciones.

El índice de Pearson está diseñado para analizar la relación entre dos variables continuas. Sin embargo, la variable “orientación” reclasificada es de naturaleza entera discreta por lo que la aplicación de un método de correlación como ANOVA para la lectura de diferencias de medias entre grupos estadísticos podría ser más acertada (comparación variable continua - categórica).

- Por el contrario, la variable topográfica “pendiente” no se ha reclasificado. En investigaciones precedentes como la de Ben-Asher (2022), se indica que las superficies más escarpadas o las más llanas son aquellas con menor nivel de acumulación nival, siendo las zonas con una inclinación de 30/40° aquellas que concentran volúmenes superiores de nieve. Teniendo esto cuenta, el modelo de inclinación muestreado debe ser puntuado (reclasificado) de algún modo para premiar las superficies con inclinaciones en torno a estos valores (30/40°) y penalizar las más próximas a 0°/90°.
- Aun así, la variable de inclinación es junto con la altitud la que mayores cifras de correlación con el espesor de nieve presenta. Esto se puede interpretar debido a la baja frecuencia de pendientes de más de 50° en el área de estudio, por lo que el rango de datos muestreados en la mayor parte de las fechas comprende 0 a 50/60° como valores mínimos y máximos. Véase la Fig. 12, por ejemplo.
- Durante el cálculo de los índices de correlación (r , Pearson) para las variables morfo-topográficas, se ha omitido la irregular extensión de las diferentes series de datos, comprendiendo algunas fechas una sola centuria de datos mientras que otra superaba los 2 mil registros (Tabla 2). Para evitar un posible sesgo en la elaboración del índice hubiera sido acertada la generación de submuestras en alguna fecha y promediar sus correlaciones. Este proceso denominado *Bootstrapping* en el campo de la estadística permite el análisis comparativo de los índices de correlación, por ejemplo, entre volúmenes de series de datos muy irregulares como aquí se sucede.

Durante la creación del MDT de referencia se observó un error de gran relevancia que fue reducido a 0,082 m con la aplicación de la corrección del modelo francés sobre el español.

Aún con todo, ¿de dónde procede este error tan notable entre modelos – especialmente en las zonas de cumbre – observado en la Fig. 9 y que precede a su corrección? En espacios de montaña, las diferencias en los sistemas geoidales y de proyección, por pequeñas que resulten, pueden generar incorrecciones altitudinales de gran relevancia con motivo de los fuertes desniveles que caracterizan a estos espacios. Si la georreferenciación y/o la corrección ortométrica aplicadas en cada MDT difieren (como sucede en el caso protagonista entre los modelos digitales español y francés), los grandes desniveles observados pueden resultar en errores como los indicados en la construcción del MDT de referencia. Una ilustración de esta explicación física a las imprecisiones entre los MDT es la que acompaña a continuación (Fig. 14).

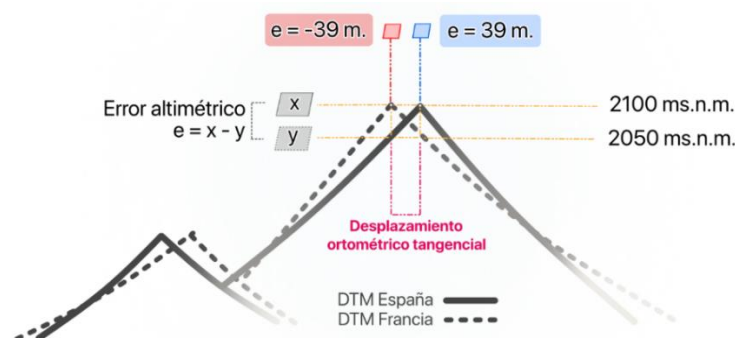


Figura 14. Diferencias en la referenciación en los sistemas de registro
Elaboración propia, 2024.

En conclusión, el uso de teledetección satelital ICESat-2 para la estimación del espesor de nieve en el Pirineo es una herramienta fuertemente limitada por su disponibilidad espaciotemporal, pero con la capacidad de alcanzar resultados precisos con una tolerancia de errores cercanos a los de otras fuentes auxiliares de mucha mayor precisión. A esta limitación técnica de su diseño (órbita, tipo de registro, muestreo y presentación de sus observaciones) habría que sumar algunos de los errores o sesgos de naturaleza humana que se han venido indicando en párrafos anteriores y se derivan del diseño metodológico para calcular el espesor nival.

El acompañamiento de estos procesos incorporando algunas de las mejoras propuestas e incrementando las series temporales de observaciones ICESat-2 así como de las fuentes empleadas para su validación, permitiría conocer con mayor profundidad la capacidad y precisión de esta plataforma en la estimación del espesor de nieve en estas latitudes de modo más generalizado. Además, algunos trabajos similares precedentes indican la utilidad o emplean fuentes de teledetección auxiliares en el cálculo (no validación) del espesor de nieve como tecnologías SAR o sensores homólogos como CryoSat-2, con la potencialidad de transformar estos datos en información derivada como SWE (Kacimi, 2022; Besso, 2024; Meyer et. al., 2024). Por lo tanto, el uso de ICESat-2 como herramienta de altimetría satelital para la estimación del espesor de nieve en el Pirineo no solo es posible sino, además, una técnica con gran potencialidad.

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

MDT/DTM. Modelo Digital del Terreno/ Digital Terrain Model
NG. Norte Geográfico o verdadero
ND. Niveles Digitales o *Digital Numbers*
NDSI. Normalized Difference Snow Index
SWE. Snow Water Equivalent
TLS. Terrestrial Laser Scanner / Escáner láser terrestre
TPI. Topographic Position Index
VANT/UAV. Vehículo aéreo no tripulado / Unmanned Aerial Vehicle

BIBLIOGRAFÍA:

- Ben-Asher, M.; Magnin, F.; Westermann, S.; Malet, E.; Berthet, J.; Bock, J.; Ravanel, L.; Deline, P. (2022). *Estimating surface water availability in high mountain rock slopes using a numerical energy balance model*. EGU: Earth Surface Dynamics (Discussions). Publicado en noviembre del 2022. DOI: 10.5194/esurf-2022-58.
- Besso, H.; Shean, D.; Lundquist, J.D. (2024). *Mountain snow depth retrievals from customized processing of ICESat-2 satellite laser altimetry*. Remote Sensing of Environment, Vol. 300, 2024, 113843. ISSN 0034-4257. DOI: 10.1016/j.rse.2023.113843
- Boy, J.P.; Taghiyev, V. (2024). *Vertical deformation in Greenland: separation of past and present-day ice mass loss contributions*. EGU General Assembly 2024, Vienna (Austria) 14–19 Apr 2024. EGU24-12953. DOI: 10.5194/egusphere-egu24-12953
- Das, I.; Goldberg, D.; Scambos, T. (2024). *Grounding Zone Processes at Thwaites Glacier from ICESat-2 Data and Ice-Ocean Modelling*. EGU 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-13155. DOI: 10.5194/egusphere-egu24-13155, 2024.
- Duncan, K.; Farrell, S. (2024). *Annual Cycle of Antarctic Sea Ice Deformation from ICESat-2*. EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-10502. DOI: 10.5194/egusphere-egu24-10502
- EarthData (2022). *ICESat-2 quick access and guide information*. EarthData, 2022. Open Access, NASA real-time data and imagery. Disponible en mayo de 2024, en: <https://www.earthdata.nasa.gov/learn/find-data/near-real-time/icesat2-nrt>
- Essery, R. (2015). *A factorial snowpack model (FSM 1.0)*. Geosci. Model Dev., 8, 3867–3876 pp. DOI: 10.5194/gmd-8-3867-2015, 2015.
- García-Ruiz, J.M.; López-Moreno, J.I.; Vicente, S.M.; Lasanta-Martínez T. (2011). *Mediterranean water resources in a global change scenario*. Earth science reviews 105 (3-4): 121-139 pp. DOI: <https://doi.org/10.1016%2Fj.earscirev.2011.01.006>
- Gascoin, S.; Loujus, K.; Nagler, T.; Lievens, H.; Masiokas, M. (2024). *Remote sensing of mountain snow from space: status and recommendations*. Frontiers in Earth Science. HAL Science ouverte, vol. 12 138 - 323 pp. DOI: 10.3389/feart.2024.1381323
- Giret, A. (2023). *Pierre Perrault: Le père de l'hydrologie*. PU Rennes: Histoire. Publicado en noviembre del 2023. ISBN: 978-2753587755
- Gleason, ACR; Smith, R; Purkis, S.J.; Goodrich, K.; Dempsey, A.; Mantero, A. (2021). *The Prospect of Global Coral Reef Bathymetry by Combining Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite-2 Altimetry With Multispectral Satellite Imagery*. Frontiers. March 2021. Sci. 8:694783. DOI: 10.3389/fmars.2021.694783
- Deems, J. S.; Fassnacht S.R.; Elder, K.J. (2006). *Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data*. Hydrometeor., 7, 285–297. DOI: doi.org/10.1175/JHM487.1
- Deschamps-Berger, C.; Gascoin, S.; Shean, D.; Besso, H.; Guiot, A.; López-Moreno, J.I. (2023). *Evaluation of snow depth retrievals from ICESat-2 using airborne laser-scanning data*. European Geosciences Union (EGU): The Cryosphere, Vol. 17, 7. 2779 – 2792 pp. DOI: 10.5194/tc-17-2779-2023
- Deschamps-Berger, C.; Gascoin, S.; Cluzet, B.; Dumont, M.; Lafaysse, M.; Berthier, E. (2022). *Improving the Spatial Distribution of Snow Cover Simulations by Assimilation of Satellite Stereoscopic*

- Imagery*. American Geophysical Union (AGU), Water Resources Research, Vol. 58, Issue 3. Publicado en marzo de 2022. DOI: 10.1029/2021WR030271
- Kacimi, S.; Kwok, R. (2022). *Arctic Snow Depth, Ice Thickness, and Volume From ICESat-2 and CryoSat-2: 2018–2021*. Geophysical Research Letters, Vol. 49, Issue 5: e2021GL097448. Publicado el 10 de marzo del 2022. DOI: 10.1029/2021GL097448
- López-Moreno, J. I.; Revuelto, J.; Rico, I.; Chueca-Cía, J.; Julián, A.; Serreta, A.; Serrano, E.; Vicente-Serrano, S. M.; Azorin-Molina, C.; Alonso-González, E.; García-Ruiz, J. M.: (2016). *Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981*. The Cryosphere, 10, 681–694. DOI: 10.5194/tc-10-681-2016, 2016
- López-Moreno, J.I.; Revuelto, J.; Alonso-González, E. et al. (2017). *Using very long-range terrestrial laser scanner to analyze the temporal consistency of the snowpack distribution in a high mountain environment*. J. Mt. Sci. 14, 823–842 (2017). DOI: 10.1007/s11629-016-4086-0
- López-Moreno, J.I.; Granados, I.; Ceballos-Barbancho, A.; Morán-Tejeda, E.; Revuelto Benedí, J.; Alonso-González, E.; Gascoin, S.; Herrero, J.; Deschamps-Berger, C.; Latron, J. (2023). *The signal of snowmelt in streamflow and stable water isotopes in a high mountain catchment in Central Spain*. Journal of Hydrology: Regional Studies, Vol. 46, 2023, 101356. ISSN: 2214-5818. DOI: 10.1016/j.ejrh.2023.101356.
- Mateos García, A. (2023). *Calibration and future projections of Monte Perdido glacier evolution with the Open Global Glacier Model*. Barcelona: UB, Depósito Digital, Máster Oficial en Meteorología, TFM. Directores: Yolanda Sola Salvaterra, Jesús Revuelto Benedí y María Santolaria Otín. Disponible en mayo de 2024, en: <http://hdl.handle.net/2445/202052>
- Meyer, R.; Schødt, M.; Rasmussen, M. L.; Andersen, J. K.; Bjørk, A. (2024). *A new method for weekly sub-kilometer mapping of deep snow in mountainous regions using ICESat-2 and Sentinel-1*. EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-16162. DOI: 10.5194/egusphere-egu24-16162
- Mott, R.; Vionnet, V.; Grünwald, T. (2018). *The Seasonal Snow Cover Dynamics: Review on Wind-Driven Coupling Processes*. Frontiers in Earth Science, 6. Publicado en mayo del 2018. DOI: 10.3389/feart.2018.00197.
- Mulverhill, C.; Coops, N.C.; Hermosilla, T.; White, J.C.; Wulder, M.A. (2022). *Evaluating ICESat-2 for monitoring, modeling, and update of large area forest canopy height products*. Remote Sensing of Environment. Vol. 271, 2022, 112919. ISSN: 0034-4257. DOI: 10.1016/j.rse.2022.112919.
- NASA (2023). *ICESAT-2 programme story*. NASA: programas espaciales (ICESat-2), Mission, Space Lasers. Disponible en febrero de 2024, en: <https://icesat-2.gsfc.nasa.gov/space-lasers>
- Neuenschwander, A.; Pitts, K. (2019). *The ATL08 land and vegetation product for the ICESat-2 Mission*. Remote Sensing of Environment: Vol. 221, 2019, 247-259 pp. ISSN: 0034-4257. DOI: 10.1016/j.rse.2018.11.005.
- Nuth, C.; Kääb, A. (2011). *Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change*. EGU: The Cryosphere, Vol. 5, Issue 1. 271 – 290 pp. Publicado el 29 de marzo del 2011. DOI: 10.5194/tc-5-271-2011
- Revuelto Benedí, J.; Morán-Tejeda, E.; López-Moreno, J.I.; Fassnacht, S. R.; Vicente Serrano, S.M. (2012). *Variabilidad interanual del manto de nieve en el Pirineo: tendencias observadas y su relación con índices de teleconexión durante el periodo 1985-2011*. IPE Comunicaciones. Disponible en abril del 2024, en: <http://hdl.handle.net/10261/67583>
- Revuelto Benedí, J.; López-Moreno, J.I.; Azorín-Molina, C.; Zabalza, J.; Arguedas, G.; Vicente-Serrano S.M. (2014). *Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning*. Journal of Maps, 10:3, 379-393 pp. Publicado el 17 de enero del 2014. DOI: 10.1080/17445647.2013.869268
- Revuelto Benedí, J. (2015). *Application of Terrestrial Laser Scanner for analyzing snowpack distribution in Pyrenean subalpine and forested sites*. CSIC (Tesis Doctoral), Introducción y estado de la cuestión. Directores Juan Ignacio López Moreno, Luis Gimeno Presa. Publicado en octubre de 2015. Disponible en junio de 2024, en: <http://hdl.handle.net/10261/124152>
- Revuelto Benedí, J.; Vionnet, V.; López-Moreno, J.I.; Lafaysse, M.; Morin, S. (2016). *Combining snowpack modeling and terrestrial laser scanner observations improves the simulation of small scale*

- snow dynamics*. Journal of Hydrology, Vol. 533, 2016. 291-307 pp. ISSN: 0022-1694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.12.015
- Revuelto, J.; Azorin-Molina, C.; Alonso-González, E.; Sanmiguel-Valladolid, A.; Navarro-Serrano, F.; Rico, I.; López-Moreno, J. I. (2017). *Meteorological and snow distribution data in the Izas Experimental Catchment (Spanish Pyrenees) from 2011 to 2017*. Earth Syst. Sci. Data, 9, 993–1005 pp. DOI: 10.5194/essd-9-993-2017
- Revuelto, J.; Lecourt, G.; Lafaysse, M.; Zin, I.; Charrois, L.; Vionnet, V.; Dumont, M.; Rabatel, A.; Six, D.; Condom, T.; et al. (2018). *Multi-Criteria Evaluation of Snowpack Simulations in Complex Alpine Terrain Using Satellite and In Situ Observations*. Remote Sens. 2018, 10, 1171. DOI: 10.3390/rs10081171
- Revuelto Benedí, J.; Gómez, D.; Alonso-González, E.; Vidaller, I.; Rojas Heredia, F.; Deschamps-Berger, C.; García-Jiménez, J.; Rodríguez-López, G.; Sobrino, J.; Montorio, R.; Perez-Cabello, F.; López-Moreno, I. (2022). *Intermediate snowpack melt-out dates guarantee the highest seasonal grasslands greening in the Pyrenees*. Scientific Reports, no. 12. DOI: 10.1038/s41598-022-22391-x.
- Rodríguez López, G. (2019). *Aplicación de dispositivos UAV para el estudio del manto nival en entornos de alta montaña: El papel de la iluminación en la calidad de los productos finales*. UNIZAR, Facultad de Filosofía y Letras, Trabajo Fin de Grado. Directores: Juan de la Riva Fernández y Jesús Revuelto Benedí. Disponible en junio de 2024, en: <https://zaguan.unizar.es/record/85274/files/TAZ-TFG-2019-2545.pdf>
- Rojas Heredia, F. (2022). *Variabilidad espacial del espesor de nieve en la franja superior del bosque subalpino: observación con VANT en el Pirineo Central*. Universidad de Zaragoza, Máster en Sistemas de Información Geográfica y teledetección, Trabajo Fin de Máster. Disponible en febrero de 2024, en: <https://zaguan.unizar.es/record/124586>
- Smith, B., S. Adusumilli, B. M. Csathó, D. Felikson, H. A. Fricker, A. Gardner, N. Holschuh, J. Lee, F. S. Paolo, M. R. Siegfried, T. Sutterley and the ICESat-2 Science Team. (2023). *ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 6* (manual). NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. DOI: 10.5067/ATLAS/ATL06.006
- Thomas A. N.; Anthony J. M.; Thorsten M.; Sungkoo, B.; Megan R.; Bock; Brenner, A.; Brunt, K.M.; Cavanaugh, J.; Fernandes, S.T.; Hancock, D.W.; Harbeck, K.; Lee, J.; Kurtz, N.T.; Luers, P.; Luthcke, S.B.; Magruder, L.; Pennington, T.; Ramos-Izquierdo, L.; Rebold, T.; Skoog, J.; Thomas, T. (2019). *The Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite – 2 mission: A global geolocated photon product derived from the Advanced Topographic Laser Altimeter System*. Remote Sensing of Environment, Vol. 233. 2019, 111325. ISSN: 0034-4257. DOI: 10.1016/j.rse.2019.111325
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.-M. (2012). *The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2*. Geosci. Model Dev., 5, 773–791 pp. DOI: 10.5194/gmd-5-773-2012
- Voordendag, A.; Réveillet, M.; MacDonell, S.; Lhermitte, S. (2021). *Snow model comparison to simulate snow depth evolution and sublimation at point scale in the semi-arid Andes of Chile*. The Cryosphere, 15, 4241–4259 pp. DOI: 10.5194/tc-15-4241-2021