



DYNA

ISSN: 0012-7353

Universidad Nacional de Colombia

Monterroso-Tobar, Mario Fernando; Londoño-Bonilla, Jhon Makario; Samsonov, Sergey
Estimación del retroceso glaciar en los volcanes Nevado del Ruiz, Tolima
y Santa Isabel, Colombia a través de imágenes ópticas y Din-SAR
DYNA, vol. 85, núm. 206, 2018, Julio-Septiembre, pp. 329-337
Universidad Nacional de Colombia

DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v85n206.66570>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=49659032039>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

Determination of glacier retreat at Nevado del Ruiz, Santa Isabel and Tolima volcanoes, Colombia through optical image and Din-SAR

Mario Fernando Monterroso-Tobar ^a, Jhon Makario Londoño-Bonilla ^a & Sergey Samsonov ^b

^a Universidad Católica de Manizales, Manizales, Colombia. mario.monterroso@ucm.edu.co, jmakario@ucm.edu.co
^b Canada Centre for Mapping and Earth Observation Natural Resources Canada, Ottawa, Canada. sergey.samsonov@nrcan-rncan.gc.ca

Received: July 25th, 2017. Received in revised form: May 24th, 2018. Accepted: June 8th, 2018.

Abstract

We performed a quantification of glacier retreat of Nevado del Ruiz Volcano (VNR), Nevado de Santa Isabel Volcano (VNSI) and Nevado del Tolima Volcano (VNT), using satellite images Landsat 8 OLI TIRS and coherence images obtained by DinSAR technique of Radarsat II images. Spectral indexes and supervised image classification were calculated to differentiate the ice boundary. Between 2010 and 2015 the ice sheet of the volcanoes under study has reated 24%, 42% and 60% respectively. The coherence images show similar results as those obtained by optical images. The use of coherence images can be used for the delimitation of ice and rock in glacial areas. The ash on the ice sheet is a particular phenomenon on the VNR ice cap, which complicates the delimitation of the glacier surface for that volcano.

Keywords: optical images; glacier retreating; DinSAR; coherence images.

Estimación del retroceso glaciar en los volcanes Nevado del Ruiz, Tolima y Santa Isabel, Colombia a través de imágenes ópticas y Din-SAR

Resumen

Se realizó una cuantificación del retroceso glaciar del Volcán Nevado del Ruiz (VNR), Volcán Nevado de Santa Isabel (VNSI) y el Volcán Nevado del Tolima (VNT), utilizando imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS. Se calcularon índices espectrales y clasificación supervisada de imágenes para diferenciar el límite entre hielo, se utilizó la técnica DinSAR usando imágenes de Radarsat II, específicamente las imágenes de coherencia. Entre 2010 y 2015 la capa de hielo de los volcanes en estudio ha retrocedido 24%, 42% y 60% respectivamente. Las imágenes de coherencia muestran resultados similares que los obtenidos mediante imágenes ópticas. El uso de las imágenes de coherencia puede utilizarse para la delimitación de hielo y roca en zonas glaciares. La ceniza sobre la capa de hielo es un fenómeno particular sobre el casquete glaciar del VNR, lo que complica la delimitación de la superficie glaciar para ese volcán.

Palabras clave: imágenes ópticas; DinSAR, retroceso glaciar; imágenes de coherencia.

1. Introducción

Como consecuencia del cambio climático, uno de los grandes impactos que se ha observado en todo el mundo es el derretimiento de glaciares. Existen tres nevados en Colombia que se encuentran en estructuras volcánicas clasificadas como activas: el Volcán Nevado del Ruiz

(VNR), Volcán Nevado de Santa Isabel (VNSI) y Volcán nevado del Tolima (VNT), pertenecientes al Parque Nacional Natural los Nevados (PNNN), los cuales han sufrido disminución en su superficie de nieve debido al calentamiento global y otros factores. El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM estima que para el año 1850 los glaciares colombianos

How to cite: Monterroso-Tobar, M.F., Londoño-Bonilla, J.M. and Samsonov, S., Estimación del retroceso glaciar en los volcanes Nevado del Ruiz, Tolima y Santa Isabel, Colombia a través de imágenes ópticas y Din-SAR. DYNA, 85(206), pp. 329-337, September, 2018.

ocupaban un área de 350 km², mientras que para la década 2000-2010 ocupaban un área de 45 km², representados en seis cuerpos de hielo con 300 km² menos en un período de 150 años. Ante estas circunstancias, determinar el retroceso glaciar se convierte en un aspecto importante para la gestión del impacto ambiental. La teledetección, mediante el uso de imágenes satelitales es una herramienta muy viable y útil para estudiar áreas o superficies de glaciares [1]. De igual forma, el uso de imágenes provenientes de sensores activos facilita aún más la obtención de información de superficies de desplazamiento, como lo es la Interferometría de Radar Diferencial -DinSAR- técnica que ha sido utilizada en distintas partes del mundo para el estudio de glaciares [2]. En el caso de Colombia, la técnica DinSAR no ha sido utilizada para el estudio de glaciares [3]. Este trabajo busca determinar los cambios en el área de la superficie glaciar que han sufrido el VNR, VNSI y VNT entre 2010 al año 2015, mediante el uso y procesamiento de imágenes satelitales ópticas y la técnica de DinSAR (el uso de imágenes de coherencia específicamente).

2. Métodos, datos y procesamiento

Existen diferentes técnicas para la extracción y mapeo de cobertura de nieve en una imagen de satélite [4-7]. Se han usado técnicas de Índices Espectrales (IE) [8,9] en imágenes satelitales del sensor Landsat 8 OLI TIRS el cual es un método que compara la información espectral de una banda con otra, para la distinción de la cobertura de nieve entre otras coberturas [4,11]. En la Tabla 1 se describen los IE aplicables para el estudio de glaciología.

Otra forma para la delimitación de área glaciar es la clasificación digital de imágenes [12,13]. Esta técnica implica en gran medida la interpretación visual del usuario para determinar diferentes categorías de cobertura de la tierra, a través de la utilización de distintos algoritmos que agrupan pixeles con la misma respuesta espectral.

Tabla 1
Índices Espectrales para el mapeo de coberturas de Nieve y Hielo mediante Imágenes Satelitales

Nombre del Índice	Formula	Descripción
Índice de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI-	$\frac{\text{verde} - \text{SWIR}}{\text{verde} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve-hielo en áreas cubiertas de nieve.
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII-	$\frac{\text{rojo} - \text{SWIR}}{\text{rojo} + \text{SWIR}}$	Para mapear la diferenciación de nieve y hielo en áreas cubiertas de nieve y hielo.
Índice Glaciar Diferencial Normalizado -NDGI-	$\frac{\text{verde} - \text{rojo}}{\text{verde} + \text{rojo}}$	Para mapear zonas de diferenciación entre nieve y hielo y una mezcla de hielo y flujos de nieve.
Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII 2-	$\frac{\text{verde} - \text{NIR}}{\text{verde} + \text{NIR}}$	Para mapear diferentes zonas de hielo y nieve en distintas clases.

Fuente: Adaptada de [12].

Las tipologías más comunes de clasificación de imágenes son la clasificación supervisada en donde se requiere la participación del analista para valorar los diferentes pixeles de una imagen a partir de áreas de entrenamiento mediante un software, y la clasificación no supervisada, que está relacionada al valor y color relativo del tono o agrupamiento para la identificación de entidades. La clasificación supervisada se basa en aspectos tales como: las etiquetas de las clases espectrales en un ejercicio anticipado, determinación de parámetros clasificados a partir de la densidad de cada clase definida, es decir a partir del número de muestras tomadas en la imagen [14]. El autor plantea que las clases tomadas están en relación directa con la estructura espectral de la imagen, dependiendo del conocimiento que el usuario tenga al segmentar los pixeles comunes que a su vez es una representación numérica espectral de la imagen. Matemáticamente hablando, sean las clases espectrales predefinidas las siguientes:

$$\omega i, i = 1, 2, \dots m \quad (1)$$

Para clasificar un pixel r en una de las clases es necesario conocer la siguiente probabilidad condicional:

$$p(\omega i | r), i = 1, 2, \dots m \quad (2)$$

La cual es la probabilidad (verosimilitud) de que una clase ωi sea el correcto, dado un pixel en la posición r , que es el vector de posición del pixel en la imagen de muestra. Por esa razón, la clasificación se realizaría de acuerdo con el algoritmo de clasificación de Máxima probabilidad (o verosimilitud), el cual se puede definir como:

$$r \in \omega i, \text{ si } p(\omega i | r) > p(\omega j | r), \forall i \neq j \quad (3)$$

Donde r pertenece a la clase ωi si la probabilidad $p(\omega j | r)$ es la mayor respecto a la probabilidad asociada a las clases a agrupar. La cantidad de muestras se traduce como la probabilidad condicional de tener la clase ωi dado el valor de pixel en r . Para cada pixel sería necesario conocer la probabilidad de que pertenezca a cada una de las clases definidas y se asignaría a la clase para la cual la probabilidad fuese la más alta; sin embargo, no es posible inferir esta probabilidad a partir de los datos prototípico [14]. Si se tiene una imagen multiespectral de dos bandas se pueden relacionar ambas en un histograma. Con los valores de los pixeles prototípico se puede llegar a tener una distribución espacial que muestra la frecuencia de ocurrencia en dos valores. Por otra parte, existen satélites que generan su propia fuente de radiación, como es el caso de la emisión artificial que generan los sensores activos. El sistema de Radar de Apertura Sintética -SAR- utilizado por distintos satélites europeos [16]. Este último, se fundamenta en el efecto Doppler, el cual está basado en el hecho de que cuando la fuente emisora de ondas observadas está en movimiento relativo, se acorta el ancho de banda hacia donde se mueve el emisor y se alarga hacia donde se aleja [14-16].

Una de las principales ventajas en las imágenes SAR es su uso para el estudio de deformaciones de la superficie terrestre a partir de dos imágenes SAR [15]. La

Interferometria de Radar de Apertura Sintética –InSAR– explora la diferencia de fase entre dos imágenes complejas SAR, las cuales observan la superficie terrestre desde diferentes posiciones. InSAR utiliza la fase, en donde la diferencia de ambas en un par interferómetrico (dos imágenes de SAR) genera una figura llamada Interferograma (representación geométrica del cambio de fase en dos imágenes), la cual representa los cambios de fase representados en 2π . InSAR se basa en la variación de la fase producida por una modificación de las

propiedades del terreno empleando dicho par, según la siguiente ecuación [17,18]:

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} * r + \phi_{(scattering)} \quad (4)$$

En donde λ es la longitud de onda electromagnética r es el rango, y $\phi_{(scattering)}$ es el cambio de fase debido a la dispersión producida por el blanco, siendo este segundo término, en general una variable que se considera aleatoria que se puede presentar en valores de 0 a 2π . El cambio de fase puede ser aprovechado para determinar cambios de elevación de la escena, generando con esto lo que se conoce como un Modelo Digital del Terreno -MDT-. El Interferograma registra un modelo de interferencia compuesto de franjas (“fringes”) que contienen toda la información sobre la geometría relativa entre las dos imágenes [14]. Cada franja, que corresponde con un ciclo de fase, equivale a un cambio de distancia suelo-satélite, la cual se trata de una deformación escalar y no vectorial como la obtenida con sistemas GPS. Un parámetro a considerar al momento de analizar pares interferométricos es la coherencia (γ), que es un número complejo cuya magnitud es una medida de la desviación estándar de la fase. Su valor va de 0 a 1; así, una coherencia de 1 significa una estimación perfecta de la fase (imagen sin decorrelación), mientras que un valor de cero quiere decir que la estimación de la fase es solo ruido

(imagen totalmente decorrelacionada). Por lo general, valores por encima de 0.4 o 0.5 son considerados aceptables. La coherencia se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$\gamma = \frac{\sum_k I_{1,k} I_{2,k}^*}{\sqrt{(\sum_k I_{1,k}^2)(\sum_k I_{2,k}^2)}} \quad (5)$$

Donde $I_{i,k}$ es la amplitud compleja del k -ésimo pixel en la imagen i , $i = 1, 2$. Para determinar y cuantificar el retroceso glaciar del VNR, VNSI y VNT, se utilizaron imágenes de Satélite Rapideye e imágenes Landsat 8 OLI TIRS. Para la generación de interferogramas e imágenes de coherencia se utilizaron imágenes en modo complejo del satélite canadiense RADARSAT II. En la Tabla 2 se presentan las características de las imágenes ópticas utilizadas en este estudio y en la Tabla 3 se presentan las características de las imágenes RADARSAT II.

Para cada una las imágenes satelitales Landsat 8 OLI TIRS se realizó una composición de bandas para generar una imagen multiespectral utilizando las bandas Aerosol Costero, Azul, Verde, Rojo, Infrarrojo Cercano y las dos imágenes del Infrarrojo de Onda Corta para cada fecha indicada. En el caso de la imagen Rapideye, la imagen tenía una composición previa de Azul, Verde, Rojo e Infrarrojo cercano. Cabe indicar que al realizar la composición de imágenes Landsat 8 OLI TIRS, la imagen multiespectral resultante quedó con una resolución espacial de 30 metros por cada pixel y una resolución radiométrica de 16 bits. Adicionalmente, para la composición de bandas de cada una de las imágenes Landsat 8 OLI TIRS se realizó una fusión de imágenes (Pan Sharpen), la cual es una técnica digital que pretende mejorar una imagen multiespectral potenciando su uso con una mayor resolución espacial. El resultado de este proceso fue una nueva imagen, en donde, en gran parte de ella se conserva la riqueza espectral original ganando una mejor resolución espacial.

Tabla 2
Características de las imágenes Rapideye y Landsat 8 OLI TIRS utilizadas en el estudio.

Sensor	Resolución Espacial	Bandas	Región Espectral	Resolución Temporal	Fecha de imágenes
Rapideye	7	1	Azul	1 Día	04 de enero 2010
		2	Verde		
		3	Rojo		
		4	Infrarrojo Cercano (NIR)		
Landsat 8 OLI TIRS	30	1	Aerosol Costero	16 Días	09/02/2014 29/03/2014 26/12/2014 24/09/2015
		2	Azul		
		3	Verde		
		4	Rojo		
		5	Infrarrojo Cercano (NIR)		
		6	Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 1)		
		7	Infrarrojo de Onda Corta (SWIR 2)		
	15	8	Pancromática		
	30	9	Cirrus		
	100	10	Infrarrojo Termal (TIRS 1)		
		11	Infrarrojo Termal (TIRS 2)		

Fuente: Adaptada de [20] y [21].

Tabla 3
Características de imágenes RADARSAT 2

Par	Fechas	Tamaño del Pixel (m ²)	Vistas	Modo	Línea de Base
Par 1	28 de septiembre 2014 22 de octubre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	-51.59
Par 2	28 de septiembre 2014 09 de diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	13.34
Par 3	22 de octubre 2014 09 de diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Descendente	64.93
Par 4	02 de diciembre 2014 26 de diciembre 2014	Azimut: 61 Rango: 37	Azimut: 10 Rango: 8	Ascendente	-143.96

Fuente: Adaptada de [25]

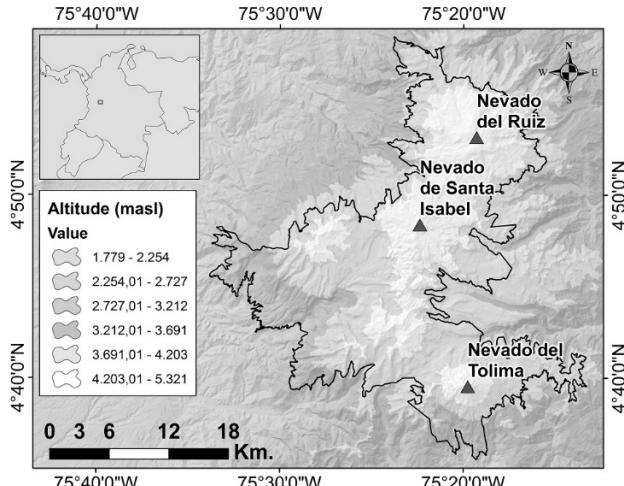


Figura 1. Parque Nacional Natural de Los Nevados (PNNN).
Fuente: Los autores

Todo este procedimiento se realizó utilizando la herramienta ATCOR (Atmospheric Correction) del software PCI Geomática 2014 [23]. Además, se utilizó un MDT de resolución 30 mts. Generado por el USGS (TOPO30) dentro del algoritmo de ATCOR, con el fin de minimizar las zonas con sombra dentro del área de estudio. En las imágenes Landsat 8 OLI TIRS se calcularon índices espectrales, los cuales se exportaron a formato vectorial para el cálculo en la determinación del retroceso glaciar. El procedimiento de clasificación de imágenes supervisada se aplicó a la imagen Rapideye con una resolución espacial de 7 metros (ver Tabla 2), en donde se tomaron en cuenta las coberturas nieve fresca, hielo glaciar, glaciar sucio (glaciar con ceniza), espacios sin vegetación y zonas con vegetación [23].

En cuanto a las imágenes RADARSAT II. Se generaron distintos interferogramas en los cuales se removió la fase topográfica con la intención de simular un interferograma sintético, en este procedimiento se utilizó un MDT de la zona de trabajo con una resolución espacial de 90 mts. [24]. La generación de los interferogramas y mapas de desplazamiento se realizó usando el software GAMMA®. Posterior a lo anterior, se realizó el desenrollo de la fase (“phase unwrapping”), el cual consiste en la reconstrucción de la fase interferómetrica a partir de la representación enrollada, la cual está compuesta en rangos de 2π , es decir,

se conoce menos un número entero de ciclos de 2π [14]. Para este procedimiento se usó el método de Mínimo Coste de Flujo para Desenrollo de la Fase (SNAPHU por sus siglas en inglés). Este algoritmo funciona con base a una red de píxeles irregulares, en donde la coherencia supere un umbral determinado [11].

3. Resultados y Discusión

3.1. Imágenes ópticas

La Fig. 2 muestra los resultados de la clasificación supervisada de la imagen para el año 2010 para los tres nevados utilizando imágenes Rapideye. Para el VNR se obtuvo un área de 9,47 km², para el VNSI de 2.35 km² y para el VNT de 1,25 km². En la Fig. 3 se presentan los Índices Espectrales utilizando imágenes Landsat 8 OLI TIRS para el VNR, también se muestra el cálculo de los diferentes IE para las imágenes ópticas Landsat utilizadas. Las escalas de colores de esta figura y las similares (5 y 7) van de -1 a 1. Los valores de los índices espectrales por encima de 0.4 se consideran área glaciar.

Al calcular los IE la presencia de ceniza en el VNR dificultó la identificación de valores por encima del 0,4 [11] para poder establecer la presencia de nieve o hielo en el casquete glaciar. Por esta razón, los vectores resultantes se ajustaron mediante métodos de digitalización manual en aquellas zonas en donde se confirmó que la ceniza recubría el área glaciar en la zona de estudio a partir de fotos y videos obtenidos en sobrevuelos disponibles (<http://www2.sgc.gov.co/Manizales/Volcanes/Nevado-del-ruiz/Galeria-de-fotos.aspx>). También se efectuaron modificaciones a valores de pixel catalogados con tipos de cobertura diferentes al verdadero; para ello, se eliminaron polígonos pequeños con un tipo de valor de pixel indefinido. La Fig. 4 muestra los resultados de la delimitación del área glaciar del VNR.

Para el 4 de enero de 2010, se obtuvo un área de superficie glaciar de 9,47 km²; para el 29 de Marzo de 2014 de 7,78 km², para el 26 de Diciembre de 2014 de 7,57 km², y para el 24 de Septiembre de 2015 de 7,17 km², según las imágenes Landsat. Esto implica una disminución de la cobertura glaciar del 24,3% entre 2010 y 2015 para el VNR.

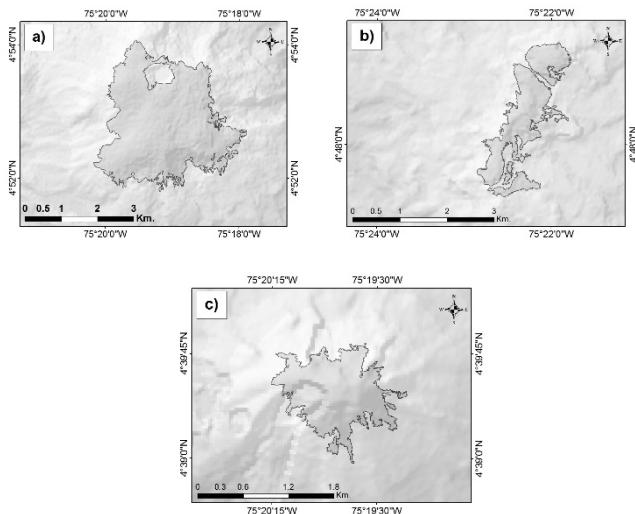


Figura 2. Delimitación de áreas glaciares para el VNR (a), VNSI (b) y VNT (c), mediante la clasificación supervisada de imágenes para la imagen Rapideye 2010.

Fuente: Elaboración propia.

3.1.1. Volcán Nevado de Santa Isabel

La Fig. 5 presenta los resultados del cálculo de los diferentes IE para el VNSI. Con el NDSI se obtuvieron mejores resultados en la delimitación del área glaciar que los con otros índices. La Fig. 6 muestra los resultados generados para cada imagen utilizada en la determinación de la superficie glaciar para el VNSI. Como se puede apreciar en dicha figura, la cobertura glaciar para el VNSI el 24 de marzo del año 2014 poseía un área de 1,32 km², para el 26 de diciembre era de 1,30 km², y para el 24 de septiembre de 2015 era de 0,92 km², es decir una disminución del 69% en casi dos años.

3.12. Volcán Nevado del Tolima

La Fig. 7 presenta los resultados del cálculo de IE para el 29 de marzo y 26 de diciembre del año 2014 y 24 de septiembre del año 2015, para determinar el área glaciar del VNT. En esta figura se observa que el Índice NDSI delimita apropiadamente la cobertura glaciar. La Fig. 8 presenta la delimitación del área glaciar para cada año de estudio para el VNT. De esta figura se puede concluir que el área de superficie glaciar para el 29 de marzo de 2014 el área glaciar era de 0,83 km², para el 26 de diciembre del año 2014 fue de 0,82 km², y para septiembre el año 2015, fue de 0,72 km². Esto implica que el área glaciar del VNT ha disminuido en un 42% desde 2010 hasta 2015.

3.1.3. Imágenes Radar

La Fig. 9 presentan los mapas de desplazamiento en línea de vista -*LOS displacement*- de cada una de los interferogramas obtenidas en la investigación (Tabla 3), la cual presenta la deformación de la superficie, la Fig. 10 muestra los resultados de coherencia para los pares interferométricos para el PNNS. La Fig. 11 muestra la similitud del área de baja coherencia la cual hace referencia a la cobertura de nieve delimitada con la imagen Landsat 8 OLI TIRS.

De esta Figura es posible concluir que las deformaciones o desplazamientos obtenidos con la técnica InSAR no son útiles para delimitar el área glaciar o el límite hielo-roca en la zona del PNNS. Sin embargo, es posible usar la coherencia para tal fin.

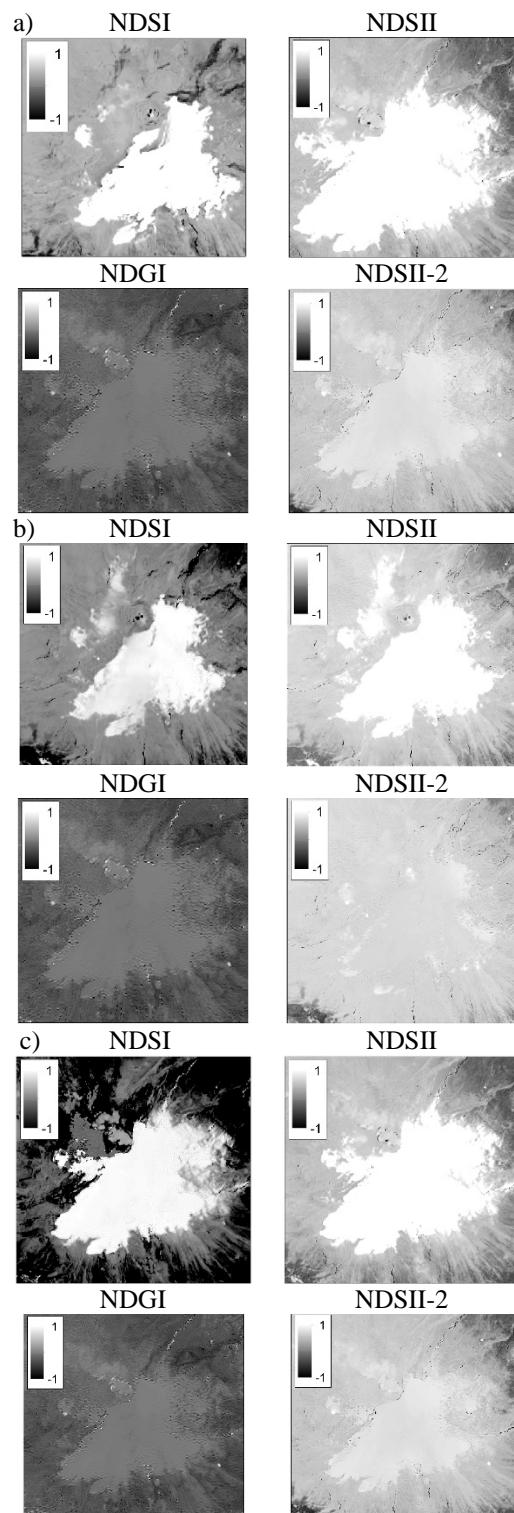


Figura 3. Cálculo de índices espectrales (Tabla 1) para el Volcán Nevado del Ruiz, a). 29 de marzo 2014. b). 26 de diciembre 2014. c). 24 de septiembre 2015. Fuente: Elaboración propia.

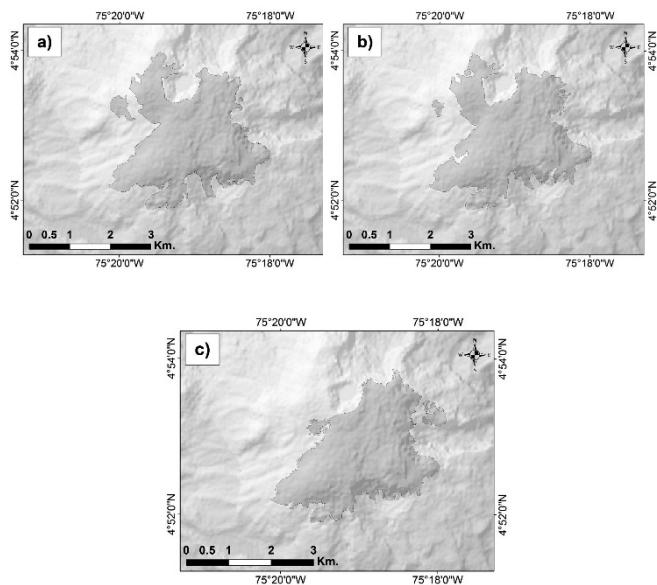


Figura 4. Delimitación área glaciar para el VNR para las siguientes fechas: a). 29 de marzo del 2014, b). 26 de diciembre 2014, c). 24 de septiembre del 2015. Usando índices espectrales. Los polígonos grises representan el área glaciar.

Fuente: Elaboración propia.

4. Análisis y conclusiones

La Tabla 4 presenta las variaciones de deshielo glaciar para los tres volcanes nevados en estudio entre 2010 y 2015 usando imágenes ópticas.

De acuerdo a los resultados, los tres nevados han presentado una disminución importante de la superficie glaciar en un período de cinco años. Entre el 2010 al año 2015, el VNR ha presentado un descenso de 24%, el VNSI un 60%, y el VNT un 42%. Con respecto a la técnica de InSAR, en la Fig. 10, se puede evidenciar que el área en estudio, para los cuatro interferogramas generados poseen una coherencia muy baja en tonos oscuros; principalmente en las zonas cubiertas de nieve y vegetación;

Aunque los mapas presentados anteriormente reflejan un descenso en la cobertura de nieve en las zonas de estudio, es importante indicar que las técnicas utilizadas para medir la cobertura glaciar presentan una serie de ventajas y desventajas las cuales son importantes tomarlas en cuenta para futuros trabajos de investigación. Entre las ventajas que estas técnicas poseen, se encuentra la disponibilidad de imágenes de satélite a utilizar para realizar cálculos de índices, interferogramas y mapas de desplazamiento, las cuales son amplias, por otro lado, las imágenes ópticas poseen tanto una resolución espacial como espectral adecuada para estudiar los cambios de cobertura de nieve,

Las desventajas en la interpretación de los datos SAR sobre glaciares es complicada en gran medida por la poca penetración en la nieve y el hielo glaciar. En cuanto a imágenes ópticas en estos métodos es importante recalcar que no todos los índices espectrales aplicados en glaciología son óptimos para diferenciar hielo y nieve sobre otras coberturas.

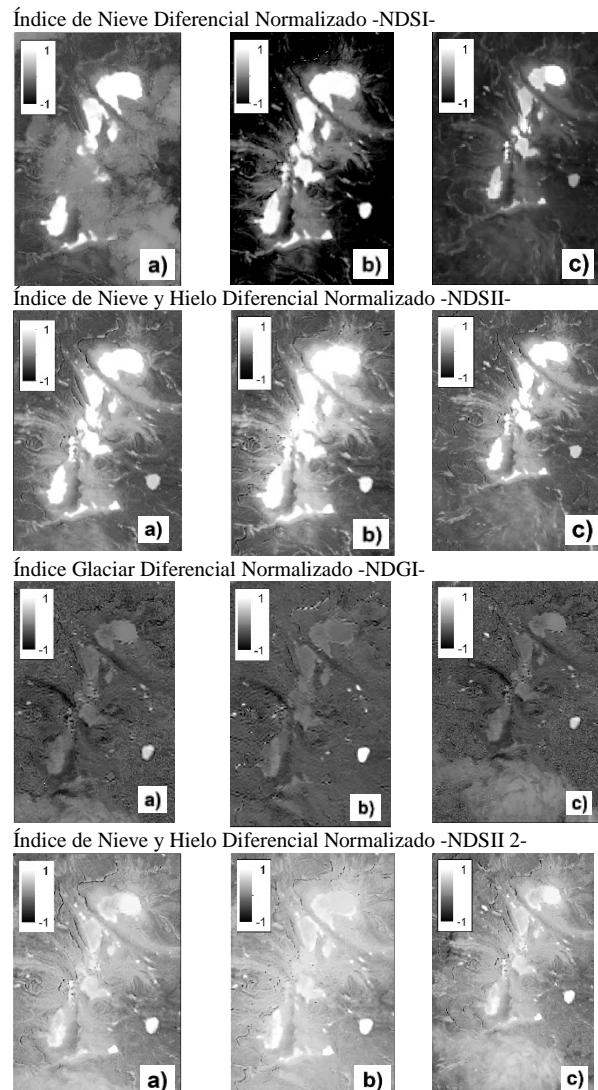


Figura 5. Índices Espectrales Nevado de Santa Isabel para las distintas fechas de estudio a) 29 de marzo 2014. b) 26 de diciembre 2014. c) 24 de septiembre 2015.

Fuente: Elaboración propia.

Para este caso, los índices óptimos a utilizar para la delimitación y cuantificación de área de nieve del VNR son NDSI y NDSII, ya que en estos índices se logra apreciar en mayor forma la cobertura glaciar. Es importante mencionar también que, debido a condiciones atmosféricas, se puede dificultar la selección adecuada de zonas de entrenamiento para una clasificación de imágenes óptima.

La utilización de Índices de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI- es una herramienta adecuada que permite la delimitación de superficie glaciar. Sin embargo, en zonas de nieve cubiertas de ceniza, es importante acompañar esta técnica con procesos de digitalización manual para el re identificación de nieve o hielo en un objeto de estudio, basados en otros criterios como visitas a campo o fotos y videos de sobrevuelos.

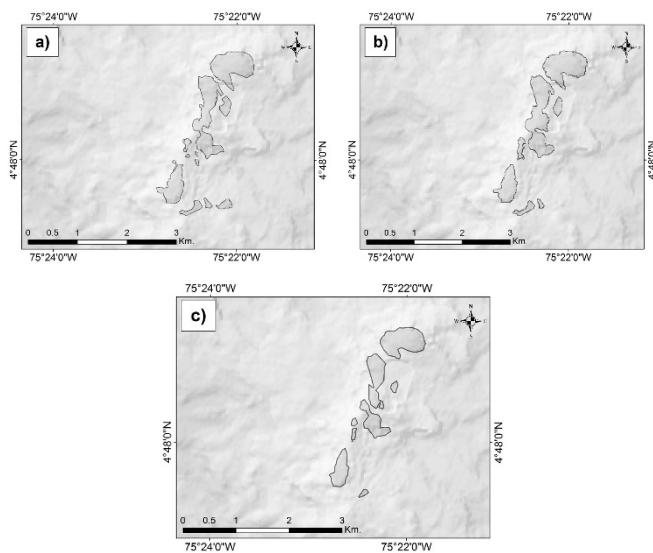


Figura 6. Delimitación área glaciar para el VNSI para las siguientes fechas: a). 29 de marzo del 2014, b). 26 de diciembre 2014, c). 24 de septiembre del 2015, usando índices espectrales. Los polígonos grises representan el área glaciar.

Fuente: Elaboración propia.

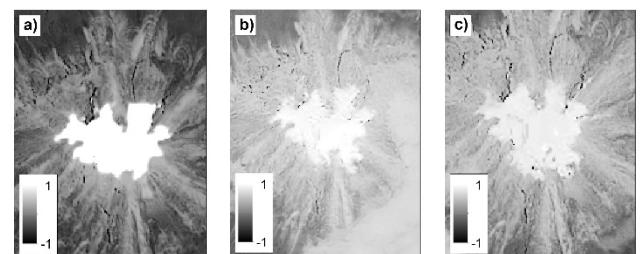


Figura 7. Índices Espectrales Nevado del Tolima, a) 29 de marzo 2014. b) 26 de diciembre 2014. c) 24 de septiembre 2015.

Fuente: Elaboración propia

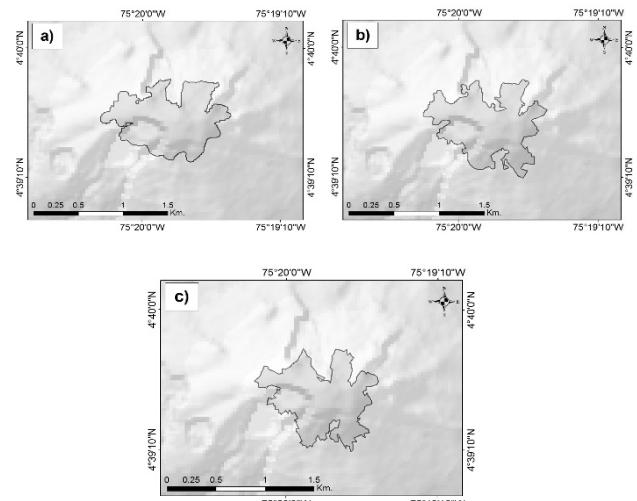
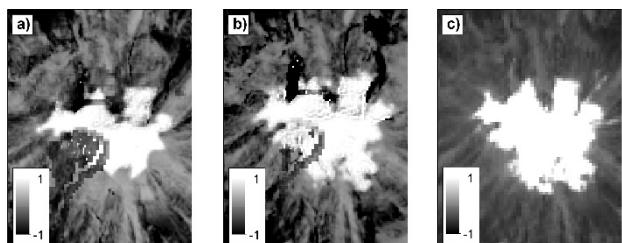
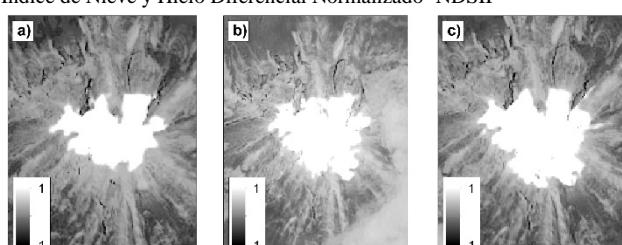


Figura 8. Delimitación área glaciar para el VNT para las diferentes fechas usando índices espectrales, a) 29 de marzo 2014. b) 26 de diciembre 2014. c) 24 de septiembre 2015. Los polígonos grises representan el área glaciar.

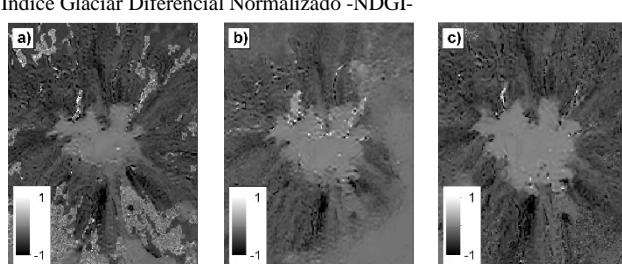
Índice de Nieve Diferencial Normalizado -NDSI-



Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII-



Índice Glaciar Diferencial Normalizado -NDGI-



Índice de Nieve y Hielo Diferencial Normalizado -NDSII 2-

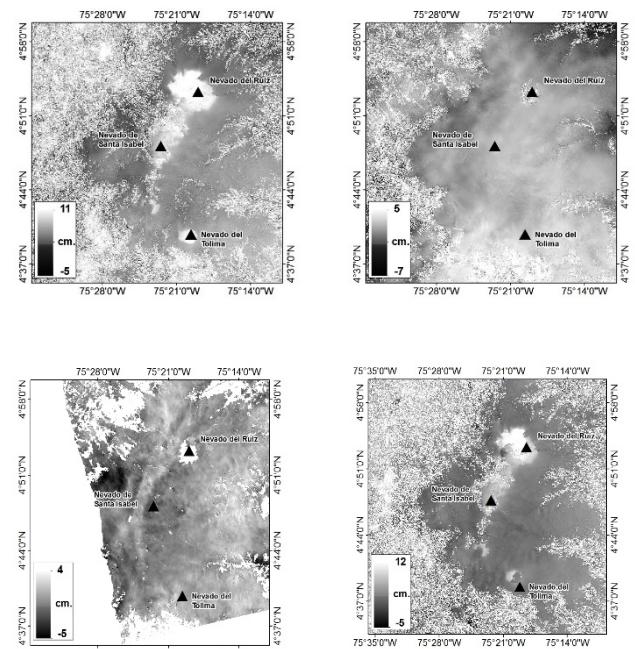


Figura 9. a) Línea de Vista de desplazamiento en cm., Parque Nacional Natural de los Nevados a partir de pares interferométricos de Radarsat II

Fuente: Elaboración propia

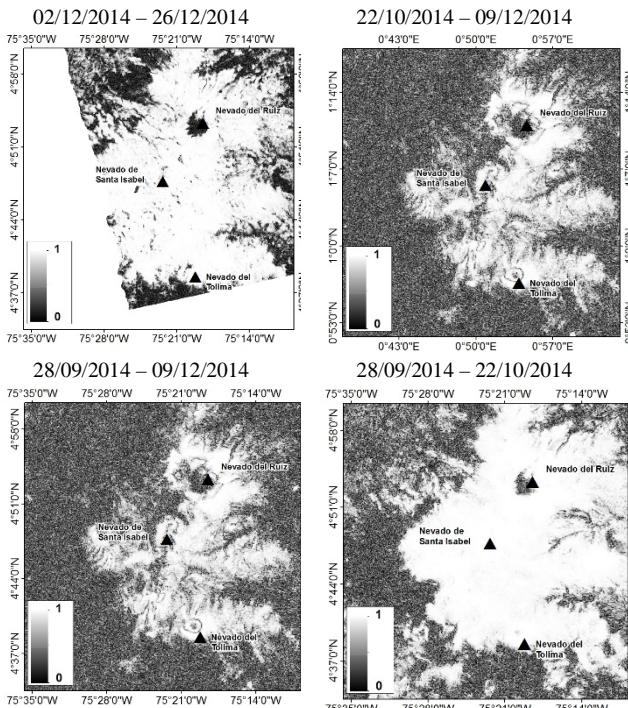


Figura 10: Resultados de Coherencia para cada par interferómetro. Fuente: Elaboración propia.

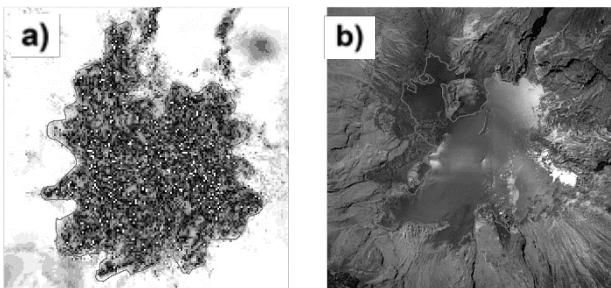
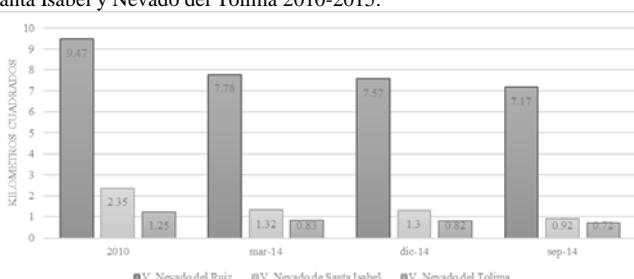


Figura 11: a) Delimitación del área glaciar VNR utilizando la imagen de decorrelación del par interferómetro del 02/12/2014 – 26/12/2014. b) Imagen Landsat 8 OLI TIRS para el 26 de diciembre del año 2014. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4.
Reducción de la superficie glaciar para los Nevados del Ruiz, Nevado de Santa Isabel y Nevado del Tolima 2010-2015.



Fuente: Elaboración Propia.

Por otra parte, una de las principales desventajas de la aplicación de DinSAR en superficies de los glaciares, es que

la coherencia se ve afectada tanto por las condiciones meteorológicas, así como por la respuesta del hielo con el ruido que esta produce, ya que, al contener agua, la señal se pierde y no existe retorno alguno [19]. En otras palabras, La intensidad de la retrodispersión en la señal SAR reflejada en el hielo del glaciar y la nieve depende en gran medida de la longitud de onda, la polarización y el ángulo de incidencia, el cual se ve afectado en muchas ocasiones por las propiedades dieléctricas y geométricas del glaciar.

Dado que el área de estudio presenta actualmente una deformación debido a actividad volcánica o ascenso de magma [3], se hace muy difícil discriminar en los interferogramas qué parte del desplazamiento detectado es debida a retroceso glaciar y cuál a deformación volcánica.

Por su parte, las imágenes de coherencia parecen delimitar relativamente bien la zona de transición hielo-roca. En el caso del VNR se pudo obtener una superficie glaciar entre las fechas 02/12/2014 y 26/12/2014, de 9,65 km² (Fig. 11), es decir, 0,2 km² de diferencia con respecto a la imagen Landsat OLI TIRS de la misma fecha. Por tal motivo, se tomaron las zonas de baja coherencia como posibles indicadoras de presencia de hielo y nieve, donde la presencia de ceniza dificulta aún más la delimitación roca-hielo. Aprovechando que la nieve y el hielo poseen muy poca coherencia, esta se puede utilizar, como una buena aproximación al límite del hielo o nieve – roca, en un determinado sector que de antemano se sabe que posee dichos elementos. Es decir, las zonas de muy baja coherencia alrededor de los nevados, como la zona límite de la zona de hielo-nieve para diferenciarla de aquellas zonas con relativa alta coherencia (roca), que se consideraron ausentes de hielo o nieve, procedimiento que podría ser aplicado en otras zonas donde la delimitación de la masa glaciar con la técnica DinSAR es complicada.

Esto demuestra, que la coherencia puede ser un insumo en la delimitación de zonas con nieve-hielo, y parece ser apropiada y funcional siempre y cuando se tenga certeza de la presencia de la misma en la zona a estudiar. Se propone entonces que los valores bajos de coherencia alrededor de dichas zonas, en contraste con valores más altos en zonas aledañas, permite delimitar casquetes glaciares que estén cubiertos por ceniza y aquellos también que no lo estén. Para validar esta suposición se requiere de la aplicación en otras zonas volcánicas, aspecto que puede ser tema de estudio de trabajos posteriores.

De acuerdo con [26], las estimaciones en cuanto a superficie glaciar en los nevados de Colombia se habían reducido en un 60% en 60 años para el 2012 con un retiro anual del borde inferior del hielo que oscila entre 20 y 25 metros longitudinales. Si persisten las condiciones climáticas como las presentadas en el siglo pasado y en el año 2010, en el transcurso de tres o cuatro décadas, no existirán glaciares en Colombia [1]. Esto es un claro indicador de cambios en las condiciones climáticas y biológicas de estos cuerpos naturales, lo cual en gran medida es causado por factores climáticos, generando un grado de amenaza para los habitantes de la zona y sus medios de vida. Hay que tener en cuenta que El PNINN es una de las principales fuentes hídricas de municipios ubicados en las partes bajas de las cuencas que nacen en sus cimas tales como los municipios de

Chinchiná, Villa María, Manizales, Santa Rosa de Cabal principalmente, entre otros.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a la Universidad Católica de Manizales por el apoyo en el desarrollo del proyecto. Uno de los autores (MFM) desea agradecer al departamento de Geociencias de la Universidad de los Andes, Bogotá, Colombia, específicamente a la doctora Jill Pearse por su apoyo en el procesamiento de las imágenes de radar.

Referencias

- [1] Arbelaez, J., Detección de cambios en el área del glaciar del Nevado del Ruiz entre los años 1985 y 2014 mediante el uso de imágenes Landsat [En línea]. Departamento de Geografía, Universidad del Valle, Cali, Colombia, 2014, 20 P. Disponible en: <http://bibliotecadigital.univalle.edu.co/bitstream/10893/9942/1/CB-0551870.pdf>
- [2] Xiaobing, Z., Chang, N. and Shusun, L., Applications of SAR interferometry in earth and environmental science research. *Sensors* [Online]. 9(3), pp. 1876-1912, 2009. (date of reference: August 15th of 2015). Available at: <http://www.mdpi.com/1424-8220/9/3/1876>
- [3] Lundgren, P., Samsonov, S., Lopez, V. and Ordoñez, M., Deep source model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, constrained by interferometric synthetic aperture radar observations. *Geophysical Research Letters* [Online]. 42(12), pp. 4816-4823, 2015. (date of reference: October 5th of 2015). Available at: <http://adsabs.harvard.edu/abs/2015GeoRL..42.4816L> DOI :10.1002/2015GL063858
- [4] Manoj, K., Aparna, S. and Ravi, P., Digital imagen information extraction techniques for snow cover mapping from remote sensing data. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* [Online]. 100, pp. 213-232, 2011. Available at: http://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007%2F978-90-481-2642-2_498
- [5] Recio, J., Ignacio, C. and Maestro, C., Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el pírino axial aragonés a partir de imágenes Landsat. *Geofocus* [En línea], pp. 79-92, 2004. Disponible en: <http://www.geofocus.org/index.php/geofocus/article/view/43/211>
- [6] Rignot, E.A., Contribution of the Patagonian icefields of South America to sea level rise. *Science* [Online]. 302, pp. 434-437, 2003. Available at: <http://science.sciencemag.org/content/302/5644/434/tab-pdf>
- [7] Rakesh, B. and Tobias, B., Glacier mapping: a review with special reference to the Indian Himalayas. *Progress in Physical Geography* [Online]. pp. 672-704, 2009. Available at: <http://journals.sagepub.com/doi/pdf/10.1177/030913309348112>
- [8] Magsar, E., Pandi, K., Gombo, D. and Moondoi, O., Glacier change estimation using Landsat TM. *International archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information science*, 36(4), 2006.
- [9] Hendriks, J. and Pelikka, P., Semi-automatic glacier delineation from Landsat imagery over Hintereisferner in the Austrian Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und glaziale Geologie* [Online]. 41, pp. 55-75, 2007. Available at: http://www.helsinki.fi/geography/geoinformatics/pdf/zgg_41_055-075_hendriks.pdf
- [10] Chen, C., Statistical-cost network-flow approaches to two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry [Online]. PhD Thesis, Stanford University, California, United States, 2001. 159 P. (date of reference: March 15th of 2016), Available at: http://web.stanford.edu/group/radar/people/Curtis_thesis_cpdf_print.pdf
- [11] Dozier, J., Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat thematic mapper. *Remote Sensing of Environment* [Online]. pp. 9-22, 1989. Available at: <https://people.eri.ucsb.edu/~dozier/Pubs/DozierRSE1989.pdf>
- [12] Alva, M. and Meléndez, J., Aplicación de la Teledetección para el análisis multitemporal de la regresión glaciar en la Cordillera Blanca. *Investigaciones Sociales* [En línea] UNMSM/IIHS, 13, 2009. Disponible en: http://sisbib.unmsm.edu.pe/bibvirtualdata/publicaciones/inv_sociales/N22_2009/pdf/a04.pdf
- [13] Vicens, Ll., Fuentes y Adquisición de Datos, Lección 9: Clasificación de Imágenes. Universidad de Girona, Valencia, España, 2007.
- [14] Chavez, J.L., Tratamiento digital de imágenes multiespectrales. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., México, 2010. 618 P.
- [15] Franceschetti, G. and Lanari, R., *Synthetic Aperture Radar Processing*. CRC Press: Boca Raton, Florida, USA, 1999.
- [16] Jiménez, D., Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligros mediante SIG. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, Granada, España, 2012.
- [17] Hanssen, F., *Radar interferometry: Data interpretation and error analysis*. Delft University of Technology, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 2001. DOI: 10.1007/0-306-4763-9
- [18] Tomas, R., Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante Interferometría SAR diferencial avanzad, Tesis de doctorado, Universidad de Alicante, Alicante, España, 2008.
- [19] Kjell, A., Rune, S. and Lauknes, T., SAR image of glaciers. In: Pellikka, P., Rees, G., *Remote Sensing of Glaciers* [Online], pp. 153-330, Taylor & Francis Group, Londres, Inglaterra, 2010. Available at: http://www.helsinki.fi/geography/geoinformatics/pdf/zgg_41_055-075_hendriks.pdf
- [20] Ariza, A., Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM, (Landsat Data Continuity Mission) [En línea], Versión 1.0, Bogotá, Colombia. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Centro de Investigación y Desarrollo CIAF, 2014. (fecha de referencia: 30 de Octubre de 2015). Disponible en: <http://www.un-spider.org/sites/default/files/LDCM-L8.R1.pdf>
- [21] García, M., Evora, J. and Arbelo, M., Satélites de teledetección para la gestión del territorio. Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Aguas del Gobierno de Canarias [En línea]. 2012. (fecha de referencia: 5 de Septiembre de 2015). Disponible en: http://www.gmrcanarias.com/wp-content/uploads/2016/01/20_catalogo_satelites_es.pdf
- [22] PCI Geomatics, Manual de Usuario PCI Geomática, Procesamiento de Imágenes de Satélite, Corrección Atmosférica [En línea]. (fecha de referencia: 14 de Noviembre de 2015). Disponible en: <http://www.pcigeomatics.com/pdf/training-guides/2016/Geomatica-1.pdf>
- [23] Pellikka, P. and Rees, G., *Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial, and thematic mapping of glaciers*. Taylor & Francis Group, Londres, Inglaterra, 2010.
- [24] González, P., Medida y caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en vulcanología y sismotectónica. Tesis de Doctorado, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica, Facultad de Ciencias Matemáticas Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España, 2010. 245 P.
- [25] Sansonov, S., Interferogramas en cambio de fase (wrapping), Desenrollo de la Fase (Unwrapping) y Coherencias. Centro Canadiense de Estudios sobre Observación de la Tierra y Recursos Naturales. Comunicación Personal. 2015.
- [26] Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales., Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo. Comité de comunicaciones y publicaciones IDEAM, Bogotá, Colombia, 2012.

M.F. Monterroso-Tobar, es estudiante de doctorado en Tecnológicas de Información y Comunicación e Ingeniería, Universidad Parthenope, y el Instituto for Electromagnetic Sensing of the Environment, Nápoles, Italia. MSc. en Teledetección, Universidad Católica de Manizales; Colombia, Ing. en Administración de Tierras, Universidad de San Carlos de Guatemala. ORCID: 0000-0001-9442-7512

J.M. Londoño-Bonilla, es Geólogo de la Universidad de Caldas, MSc. en Ciencias, Geofísica de la Universidad de Kyoto, Japón, Dr. en Ciencias (Geofísica) de la Universidad de Kyoto, Japón. Docente de la Universidad Católica de Manizales, Colombia Profesional especializado del Servicio Geológico Colombiano.

ORCID: 0000-0003-1805-6048

S. Sansonov, es MSc., en Física de Lomonosov State University, Moscú. PhD. En Geofísica y Ciencias Ambientales de la Universidad de Western Ontario, Canada. Científico investigador del Canada Centre for Mapping and Earth Observation Natural Resources, Canada.

ORCID: 0000-0002-6798-4847.