

Retroceso de glaciares tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes LANDSAT

Alexander Ariza¹

Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá
Colegios, 2; 28801-Alcalá de Henares (Madrid, España.)
aax21161@alu.uah.es
alexanderariza@gmail.com

SINOPSIS

Los glaciares tropicales exhiben cambios significativos en respuesta a las variaciones de las condiciones climáticas, observándose una pérdida constante y progresiva en los últimos 100 años. La estimación de la superficie glaciar a partir de imágenes Landsat constituye una herramienta óptima en la determinación del estado de retroceso glaciar. La mayor parte de los estudios hasta ahora publicados se basan en la interpretación de fotografías aéreas. El propósito principal del presente trabajo fue evaluar el cambio potencial de las fluctuaciones en la línea de nieve del volcán Nevado del Huila en los Andes centrales de Colombia, durante un intervalo de 25 años, mediante el empleo del NDSI (Normalized Difference Snow Index) como método para la extracción automática, aplicado a imágenes de satélite TM y ETM+.

Los resultados, para el periodo 1976-2001 indican un continuo y constante retroceso de superficie glaciar, con una pérdida de 532.82 ha. Lo que constituye una disminución de más del 27% del área en 25 años.

Palabras claves: NDSI, línea de nieve, Dinámica Glaciar Tropical.

INTRODUCCIÓN

La importancia de los glaciares como indicadores del clima global ha cobrado fuerza en los últimos años, llegando a ser reconocidos como elementos dominantes en la detección de cambio climático. La supervisión detallada de algunos glaciares y el monitoreo de las fluctuaciones a escala global han contribuido al establecimiento de grandes bases de

datos tales como el inventario glaciar mundial (Haerberli et al., 1998) [1].

La región tropical, “zona de la acumulación” para el balance energético de la tierra, presenta un exceso de la energía solar, gran parte de la cual es exportada para ayudar a calentar al resto del planeta. La detección y la caracterización del cambio del clima en la zona tropical es por lo tanto una cuestión de gran preocupación. Dentro de esta zona los glaciares están en un continuo retroceso. Prueba de ello son los estudios documentados en los glaciares sudamericanos de Quelccaya (Thompson, et al., 1995)[2], Huascarán (Kaser y Osmaston, 2002)[3], Zongo y Chacaltaya (Francou, et al., 2003)[4]. El caso de Quelccaya, en los Andes peruanos, es especialmente interesante porque proporciona una evidencia directa de un calentamiento reciente e inusual. Cuando la base de la cumbre fue perforada por primera vez en 1976, la composición química del hielo acumulado a través de su profundidad demostró un depósito aproximado de 1500 años. Mediciones hechas en 1991 encontraron que esta acumulación había sufrido un cambio de 20 m en su parte superior en referencia a la superficie del glaciar de 1976. Según Silverio y Jaquet (2003)[5], una deglaciación de esta clase no había ocurrido en la cumbre durante los últimos 1500 años e indica un aumento de 150 m en la altitud a la cual ocurre la fusión de la línea de nieve entre 1976 y 1991.

Actualmente, es poco el conocimiento que se tiene acerca de las masas glaciares en Colombia. Los estudios realizados en estas zonas han tenido diversos

¹ Doctorando en Cartografía, S.I.G y Teledetección del Departamento de Geografía de la Universidad de Alcalá, Madrid, España.

inconvenientes tanto por razones de accesibilidad a zonas de alta montaña, así como de las condiciones climatológicas presentes durante casi todo el año. Un cálculo de la zonas glaciaria, realizado a base de la interpretación de fotografías aéreas, determinó una extensión aproximada de 63.7 km² (IDEAM y UNAL, 1997)[6].

En el caso del Nevado del Huila, los primeros mapas (Vergara y Velasco, 1892)[7] comparados con imágenes Landsat (Williams y Ferrigno, 2005)[8] sugieren un pequeño cambio en la cubierta de la nieve durante los últimos 100 años. Sin embargo, no existe razón para pensar que este caso constituya una excepción a la tendencia general de recesión glaciaria en los Andes colombianos. De hecho, Reiss y Stübel (1892)[9] reportaron los límites del Nevado del Huila en 4337 m y de la línea de nieve en 4484 m, mientras que un informe glaciológico en 1984 localiza el límite del área del glaciar cerca de los 5100 m (Ingeominas, 1984)[10]. Estos datos indican que los límites de la línea de nieve y del glaciar han retrocedido simultáneamente, aunque a una tasa más alta que en otros glaciares de Colombia.

La capacidad de determinación de los modelos climáticos en reproducir estos cambios es una parte muy importante a la hora de pronosticar la manera en la que los glaciares cambiarán en respuesta a las variaciones futuras del clima.

La utilización de la teledetección ha resultado ser una herramienta metodológica ideal para el monitoreo de los glaciares, permitiendo el

seguimiento sistemático de grandes extensiones de terreno por lo general inaccesible. Además, ha abierto la posibilidad de adquirir datos en intervalos regulares, proporcionando información sobre el estado y la cobertura de la nieve. Por lo tanto, el uso de información satelital permite registrar algunos de estos cambios e inclusive expresarlos en mapas e índices de cobertura de nieve (Dozier, 1989)[11]. El grado de detección de la nieve parte de su respuesta espectral. Su comportamiento presenta una elevada reflectividad en las bandas del visible, disminuyendo a medida que aumenta la longitud de onda. No obstante, la magnitud de la reflectividad está condicionada por factores como el tamaño del grano, profundidad, densidad y cantidad de impurezas tal como se muestra en la Figura 1 (Dozier, 1989)[11]. Los sistemas Landsat [12], en particular, han proporcionado medidas multiespectrales en longitudes de onda visible e infrarrojo cercano a una escala hidrológica y glaciológica apta para la investigación.

El rango espectral captado por el sensor Landsat ETM+ ha permitido una mejor valoración de las propiedades de la nieve y su discriminación de otras coberturas como nubes y cuerpos de agua. Sensores futuros, con una mejor resolución espectral, pueden dar una estimación de la influencia del tamaño del grano y de la contaminación por impurezas, que alternadamente se pueden utilizar para calcular la reflectividad espectral en las diferentes longitudes de onda (Dozier y Painter, 2004)[13].

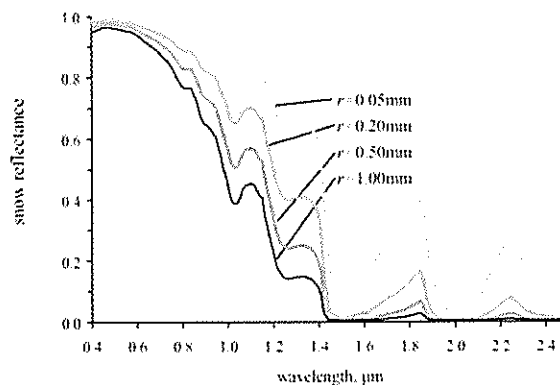


Figura 1: Curvas de reflectividad para la nieve con distintos tamaño de grano (Dozier, 1989)[11].

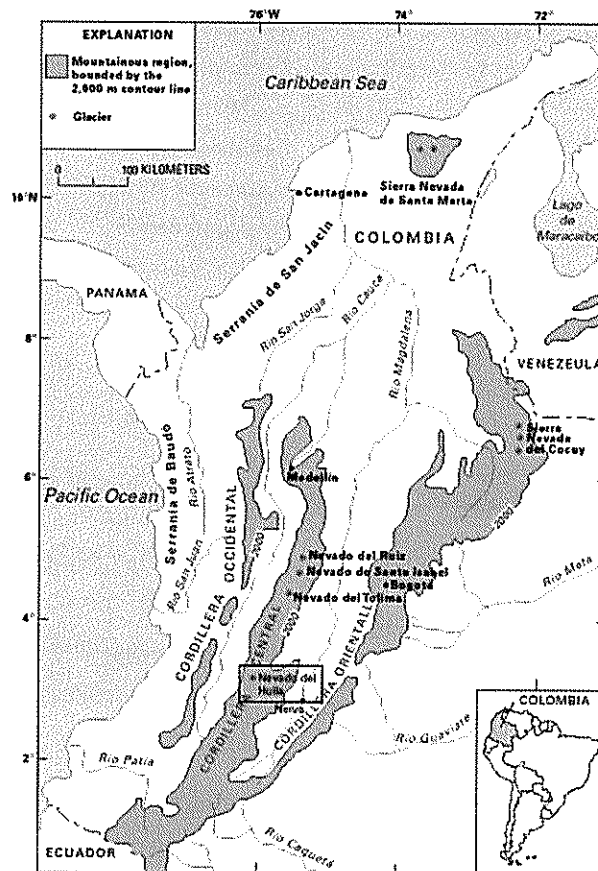


Figura 2: Localización del área de estudio, el área del recuadro representa la ubicación del Volcán Nevado del Huila.

Este trabajo pretende proporcionar información actualizada sobre la dinámica del retroceso glaciar en el “volcán Nevado del Huila”, mediante el uso de imágenes Landsat (MSS, TM y ETM+), comparando su estado y distribución, con el fin de suministrar tasas de cambio que puedan ser correlacionadas con factores climáticos de importancia crucial en el cambio global.

METODOLOGÍA

ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Nevado del Huila pertenece a un conjunto de 6 glaciares tropicales ubicados en Colombia; posee una extensión aproximada de 13.3 Km² (IDEAM y UNAL, 1997)[6]. Se encuentra localizado a los 02° 55'N/76° 05'W, sobre una estructura volcánica activa en el eje de la Cordillera Central, entre el límite del departamento del Cauca,

Huila y Tolima (Figura 2). Este complejo constituye la mayor altura de los Andes en Colombia, extendiéndose desde los 2,600 m hasta los 5,780 m. El volcán Nevado del Huila está edificado sobre un basamento de rocas cristalinas de edad precámbrica a mesozoica, en una zona de cruce de fallas de dirección general NNE con fallas transversales. Los depósitos volcánicos son principalmente de tipo intermedio, compuestos en su gran mayoría por flujos de lava, domos andesíticos y mantos piroclásticos.

SELECCIÓN DE IMÁGENES

El porcentaje de nubosidad característico de esta zona tropical, permitió solamente utilizar un número limitado de imágenes de satélite disponibles en la base de datos del Global Land Cover Facility de la Universidad de Maryland (U.S.G.S, 2005). Con lo cual, tratando de obtener la mayor separación

temporal posible entre ellas, se seleccionaron tres imágenes Landsat de 3 sensores diferentes; la primera es una imagen *MSS* de febrero de 1976, otra *TM* de julio de 1989 y una última *ETM+* de agosto de 2001 (Tabla 1).

CORRECCIÓN GEOMÉTRICA

Cada una de las imágenes que conforman la serie se ha obtenido bajo una geometría de iluminación y unas condiciones atmosféricas particulares. Por ello fue necesario realizar una corrección geométrica previa. Las imágenes *TM* y *ETM+* fueron corregidas por GLCF (Landsat GeoCover Program), mientras que en el caso de la imagen *MSS*, su ajuste geométrico se realizó a partir de la imagen Landsat *ETM+*, utilizando para ello 30 puntos de control; se obtuvo un error de ajuste polinómico *RMS* de 0.36 – 0.29. Todas las escenas fueron corregidas geoméricamente a una proyección *UTM Zona10, Datum* y esferoide *WGS 84*. Posteriormente se procedió a seleccionar un rectángulo en la zona de estudio que cubre el Nevado del Huila con una extensión de 3,621.09 Km². (Figura 3).

CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA Y CONVERSIÓN A REFLECTIVIDAD

El cálculo de reflectividad es un paso fundamental en el tratamiento de imágenes de múltiples sensores y plataformas. El uso de imágenes *MSS*, *TM* o *ETM+* requiere una calibración radiométrica previa con el fin de eliminar las alteraciones en el registro de la imagen como

consecuencia de las condiciones atmosféricas, además de proporcionar una escala radiométrica común.

Un primer paso consistió en convertir los niveles digitales a valores de radiancia estratosférica; esto se consigue usando los valores de ganancia y sesgo por cada banda.

Los valores de radiancia (*L*) son calculados mediante la siguiente ecuación (Chander y Markham, 2003) [14]:

$$L_{\lambda} = LMIN_{\lambda} + \left(\frac{LMAX_{\lambda} - LMIN_{\lambda}}{QCALMAX} \right) QCAL$$

Donde *QCAL* es la escala de radiancia calibrada y cuantificada en niveles digitales, *LMIN_λ* es la radiancia espectral mínima, cuando *QCAL*= 0. *LMAX_λ* es la radiancia espectral máxima, cuando *QCAL*=*QCALMAX*, y *QCALMAX* es el rango de la radiancia reescalada en niveles digitales. *LMIN_λ* y *LMAX_λ* son derivados de las tablas proporcionadas en los parámetros de calibración Landsat *TM* y *ETM*. El *QMAX* es de 255 para todos los datos *TM* y de 127 para la imagen *MSS* exceptuando la banda 4 (0.4 a 1.1μm). Los resultados de radiancia (*I_b*) están

en unidades de $\frac{W}{m^2 * sr * \mu m}$.

Posteriormente se obtuvieron los valores de reflectancia (*ρ_p*) para cada banda, mediante la

Tabla 1: Imágenes Landsat analizadas

FECHA	SENSOR	Path/Row	Áng. Elevación
01-02-1976	Landsat MSS	09/58	44.00
08-07-1989	Landsat TM	09/58	54.22
24-08-2001	Landsat ETM+	09/58	59.25

siguiente ecuación:

$$\rho_p = \frac{\pi \cdot L_\lambda \cdot d^2}{ESUN_\lambda \cdot \cos\theta_s}$$

Donde L_λ es la radiancia espectral, d es la distancia en unidades astronómicas entre el sol y la tierra, θ_s es el ángulo cenital solar, y $ESUN_\lambda$ es la irradiancia solar estratosférica obtenida de las tablas técnicas de Landsat 5 y 7 (Landsat-7).

FACTORES TOPOGRÁFICOS

En áreas montañosas con topografía compleja, la rugosidad del terreno crea un gran impacto sobre las medidas de reflectividad de la superficie. Esta distorsión introducida, afecta notablemente la delimitación y posterior reconocimiento del área de glaciar.

En la imagen de la banda visible, la reflectividad de la nieve sobre las partes de sombra, es menor que en otras superficies como rocas, desiertos y suelos

descubiertos. Como resultado, parte de la nieve se enmascara o se convierte en medidas erróneas (Wang y Li, 2003)[15].

Debido a que cada una de las imágenes que conforman el estudio se ha obtenido bajo una geometría de iluminación particular, fue necesario introducir una corrección previa del efecto del sombreado topográfico. Para ello se utilizó el método de compensación de brillo, basado en el modelo de iluminación de la zona, el cual es generado a partir del modelo digital del terreno.

Este método de compensación distribuye homogéneamente los valores de radiancia tanto de las zonas iluminadas como las de sombra. A continuación se describe la corrección de la topografía usando para ello la siguiente fórmula (Colby, 1991)[16].

$$IL = \cos \gamma_i = \cos \theta_p \cos \theta_z - \text{sen} \theta_p \text{sen} \theta_z \cos(\Phi_a - \Phi_o)$$

Donde γ_i indica el ángulo de incidencia de los

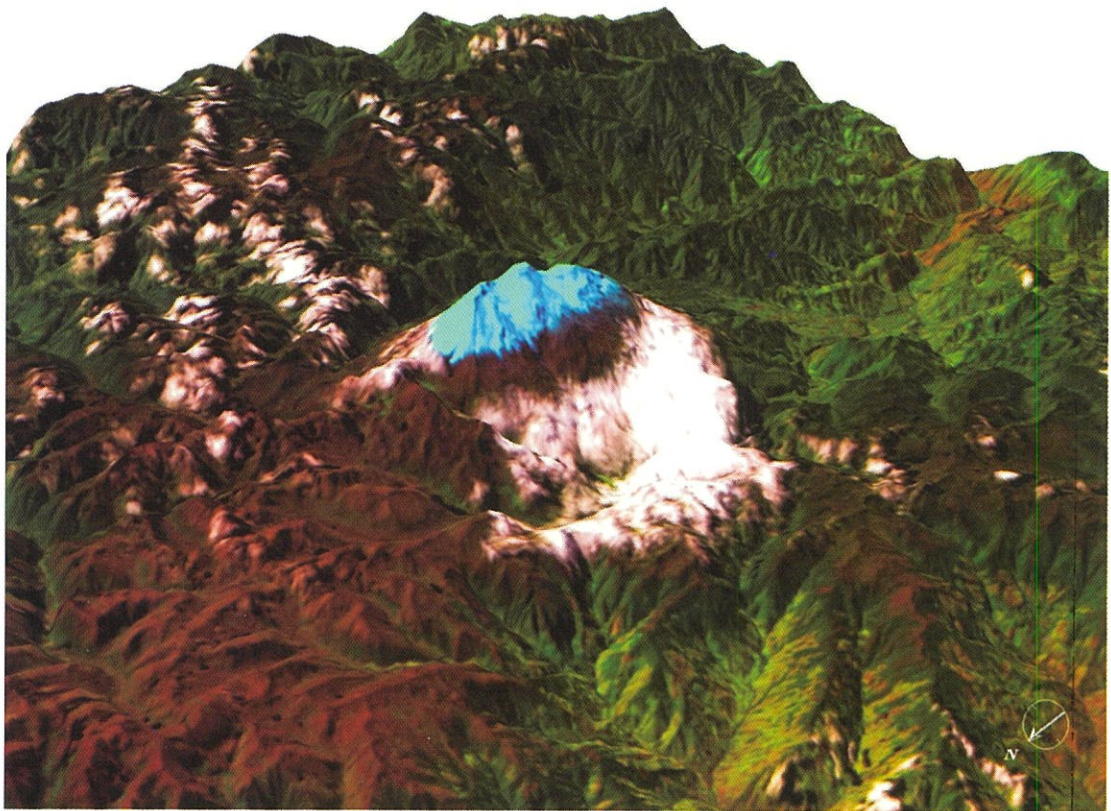


Figura 3: Composición en falso color Landsat ETM+ (4-5-2) 24-08-2001, con superposición del MDT a 90 m de resolución.

rayos solares, θ_p es el ángulo de la pendiente, θ_z es el ángulo cenital solar; Φ_a es el ángulo acimutal solar y Φ_o es el ángulo de orientación de la pendiente.

Posteriormente se realizó la corrección de iluminación basada en un modelo lambertiano (Civco, 1989)[17]:

$$ND'_{ij} = ND_{ij} + ND_{ij} * \left(\frac{IL_m - IL_{ij}}{IL_m} \right)$$

Donde ND'_{ij} es el valor de salida del píxel corregido, ND_{ij} valor de entrada de ese mismo píxel, IL_m el valor medio de la imagen de iluminación y IL_{ij} el valor de iluminación para ese píxel.

PROCESAMIENTO DE IMÁGENES

ÍNDICE NORMALIZADO DE NIEVE (NDSI)

En comparación al resto de la cobertura terrestre, la nieve se distingue por dos propiedades: su elevada reflectividad en la parte visible del espectro y su baja reflectividad en el infrarrojo medio (Figura 1). Lo que permite una buena discriminación entre otras coberturas. La combinación de estos dos rasgos espectrales se recoge en el conocido índice *NDSI* (Normalized Difference Snow Index) (Dossier, 1989)[11], el cual es una extensión del conocido índice normalizado de vegetación (*NDVI*).

La fórmula básica está definida por:

$$NDSI = \frac{(TM2 - TM5)}{(TM2 + TM5)}$$

Donde *TM2* representa la reflectividad en la banda 2 (0.52 a 0.60 μm), y *TM5* (1.55 a 1.75 μm) la reflectividad en la banda 5 de las imágenes Landsat.

Se ha encontrado que los píxeles con un contenido superior al 50% en cobertura de nieve, poseen valores de *NDSI* mayores que o iguales a 0.4 (Hall, 2000)[18]. Del mismo modo la separación entre la nieve y el agua es realizada mediante una prueba de reflectividad en la banda *TM4*. Si la reflectividad en la banda *TM4*, es mayor al 11%, y el *NDSI* es mayor que o igual a 0.40, el píxel poseerá

una cubierta de nieve del 50% o más. El umbral de *NDSI* se ha determinado del análisis detallado de las comparaciones de numerosas escenas de imágenes *TM* con técnicas de clasificación supervisada.

En general, la nieve presenta unos valores mucho mayores de *NDSI* que otros tipos de superficies siendo éste el primer criterio para establecer la presencia del glaciar. Sin embargo, uno de los inconvenientes en la delimitación del límite glaciar es la dificultad en discriminar la nieve de coberturas con comportamiento similar, como es el caso de las sombras de nubes y áreas límites de glaciar (escombros-nieve) (Silverio y Jaquet, 2003)[5].

El *NDSI* fue aplicado de igual manera en las bandas *ETM+2* y *ETM+5* de la imagen del 2001, mientras que en el caso de la imagen *MSS* de 1976 se aplicó el método de composición en falso color (FCC), con el fin de estimar la altura de la línea de la nieve y derivar los contornos del glaciar, mediante la combinación de diferentes bandas. Este método fue necesario debido al escaso rango espectral de las imágenes *MSS*.

DISCRIMINACIÓN DE LA NUBOSIDAD

Uno de los problemas que presenta la serie de imágenes que se incorporaron al estudio fue la presencia de coberturas nubosas extensas, aunque por lo general de carácter disperso. Este tipo de nubes proyecta una sombra distinguible en la imagen, efecto que debe ser enmascarado correctamente, pues de lo contrario se manifiesta como un cambio acusado por disminución de la reflectividad en la imagen de referencia.

La metodología propuesta para la discriminación de cuerpos de agua, sombras de nubes y escombros-nieve se basó en tres fuentes de información.

En primer lugar, la elevada reflectividad de la nieve y las nubes en el espectro visible de la banda 2 (0.52- 0.6 μm), que supone un incremento de reflectividad respecto a la serie. En segundo lugar, el descenso de reflectividad de nubes en el infrarrojo cercano en la banda 5 (1.55 - 1.75 μm), siendo menor que la reflectividad de la nieve. Esta característica

permite crear un umbral para la exclusión de nubes y sombras de acuerdo a la geometría de iluminación. Por último, con el fin de eliminar pequeños cuerpos de agua se estableció un umbral sobre la reflectividad de la banda 4 (0.75 - 0.9 μm), ya que sobre ella existe un gran contraste de absorción respecto a las otras cubiertas.

La discriminación entre las zonas de transición en los límites del glaciar (escombros - nieve), fue determinada por los valores del *NDSI*. La nieve está presente comúnmente a partir de los (Hall, et al. 2000)[18]. Este valor puede oscilar dependiendo de las condiciones de iluminación, en zonas expuestas, en áreas de sombra y luz directa entre los (0.40 a 0.52) respectivamente (Silverio y Jaquet, 2005) [19].

De esta manera el desarrollo del algoritmo para discriminación del área del glaciar se ejecutó bajo el módulo de programación “easy modeling” contenido en el programa *PCI Geomatica 9.01*, el cual fue utilizado para realizar todo el procesamiento de imágenes.

```

%3=0
if (%2>0.4 and %1>0.11) and (%2>0.4 and
%4>0.10) then
%3=%2

```

```

else
if (%2<0.4 and %1<0.11) and (%2<0.4 and
%4<0.10) then
%3=0
endif
endif

```

Donde %3 corresponde a la imagen de salida, %2 a la imagen que contiene los valores de *NDSI* y por último, el %1 y %4 hacen referencia a los valores de reflectancia para la banda *TM2* y *TM4* respectivamente.

RESULTADOS

Una vez obtenidos los valores de *NDSI* en las imágenes, en cada uno de los años, y aplicado el umbral establecido con el fin de eliminar las zonas de conflicto, se procedió al cálculo de superficies de nieve. Este procedimiento se realizó a partir de la conversión de las imágenes *NDSI* raster a polígonos vectoriales, con el fin de calcular las áreas y perímetros del glaciar (Figura 4). La altitud de la línea de nieve se obtuvo a partir de la superposición del *MDT* (modelo digital del terreno) con la capa vectorial (Figura 5).

De los datos extraídos, se tiene que para el año de 1976 la superficie clasificada como glaciar era de

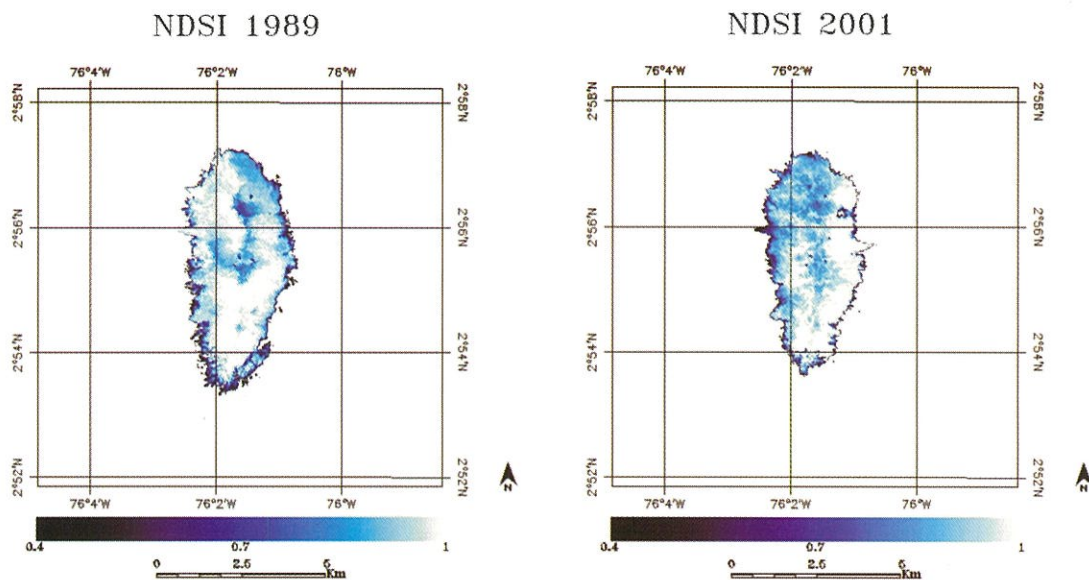


Figura 4: Imágenes raster de los valores del *NDSI* para 1989 y 2001.

1,913.21 ha, mientras que en 1989 esta extensión alcanzaba un valor de 1,654.65 ha; por último, para el 2001 el área del glaciar quedaba limitada a 1,380.38 ha (Tabla 2).

Del análisis de las zonas ocupadas por glaciares se puede apreciar que la mayor parte de las pérdidas en la cobertura del glaciar ocurrió entre 1989 y el 2001, llegando a presentar un retroceso de 274.26 ha; mientras que entre 1976 y 1989 redujo su área en 258.56 ha (Tabla 3). La tasa de pérdida glaciar anual para el periodo 1976 - 1989 fue del 1.03% lo que representaba una disminución de más de 19.88 ha/año; mientras que entre 1989 y 2001 alcanzó un valor de 1.38% con un retroceso de 22.85ha/año (Tabla 3).

Asimismo la variación entre la zona de acumulación y ablación o "línea de nieve" ha sufrido importantes modificaciones. En 1976 esta altitud alcanzaba un valor promedio de 4,751.14 m, con una cota mínima localizada en 4,136 m. Mientras que en 1989 alcanzaba un valor promedio de 4,764.70m, con lo cual la altura en la línea de nieve se modificaba en 13.56 m. La altitud de la línea de nieve máxima se obtuvo en el 2001, con una media de 4,848.58 m, lo que significaba un aumento en altitud de 83.88 m en los últimos 12 años (Figura 5 y 6).

CONCLUSIONES

Una revisión histórica de la fluctuación del glaciar a partir de imágenes Landsat en el volcán

Tabla 2: Dinámica de retroceso glaciar

Sensor	MSS	TM	ETM+
Fecha de Toma	01-02-1976	08-07-1989	24-08-2001
Área (ha)	1,913.21	1,654.65	1,380.38
Perímetro (km)	28.66	38.48	27.29
Alt. Media (m)	4,751.14	4,764.70	4,848.58
Alt. min. (m)	4,136	4,297	4,320
Altitud máx. (m)	5,375	5,375	4,320

Tabla 3: Tasa de pérdida del área glaciar

Periodo en Años	Pérdida de Área (ha)	Pérdida Anual(ha/Año)	Tasa de pérdida Anual (%)
1976-1989	258.56	19.88	1.03
1989-2001	274.26	22.85	1.38

Nevado del Huila condujo a la conclusión de que aquí, como en muchos lugares alrededor del mundo, el deshielo es la regla. Esto corrobora la hipótesis de una de las consecuencias del incremento de la temperatura global en las últimas dos décadas, lo que constituye una pérdida irremediable dada las características propias de extensión y localización. Entre 1979 y 2001 el Nevado del Huila ha perdido más del 27% de su área cubierta por hielo y nieve.

De acuerdo con los datos y las delimitaciones obtenidas con el *NDSI* y composiciones en falso color, existe un continuo y constante retroceso glaciar, a una tasa de más de 1.3 ha/año.

Este gran retroceso es más notable porque los glaciares tropicales de montaña son más viejos. Han sobrevivido millones de años a las fluctuaciones naturales del clima y sólo han disminuido en un momento en que otros indicadores climáticos

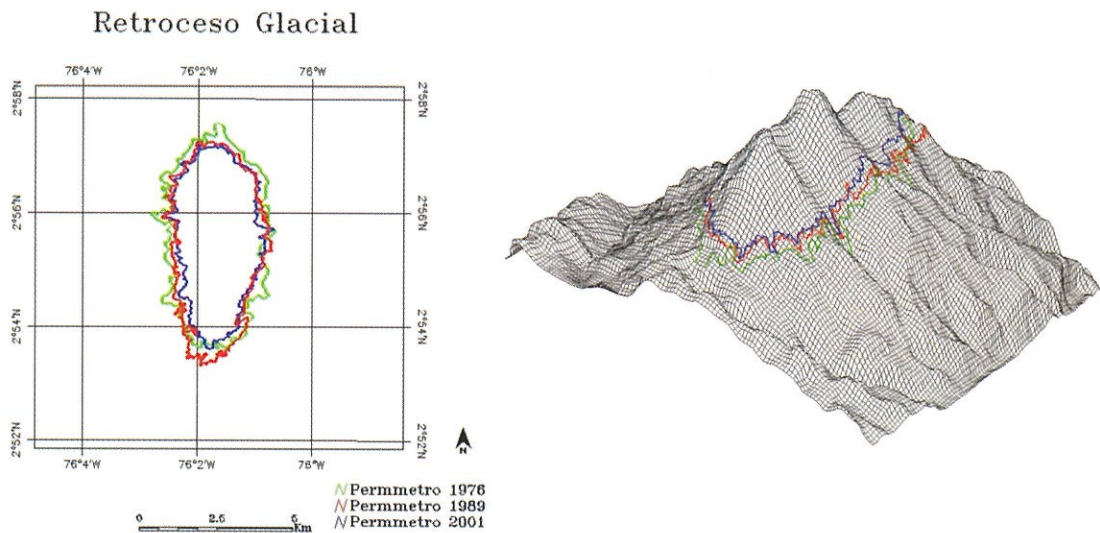


Figura 5: Variación temporal en los perímetros del glaciar; (der. Vista en 3D con el MDT).

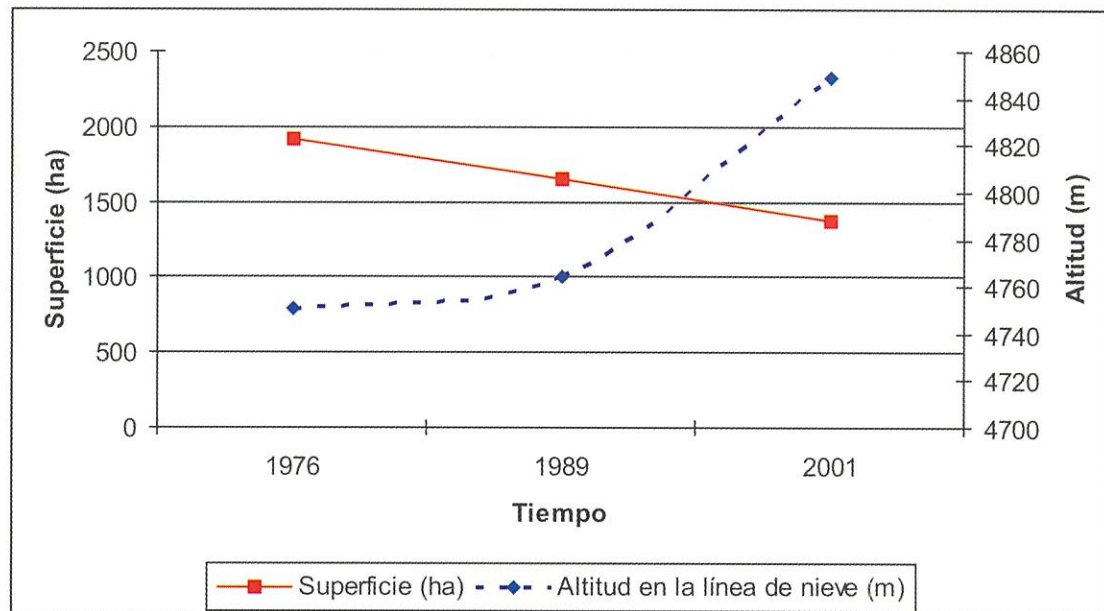


Figura 6: Comportamiento estimado del retroceso glaciar

(temperatura - precipitación) están demostrando una impresión de la influencia humana en el clima.

Se demostró la utilidad de las imágenes Landsat, por medio del índice *NDSI*, como fuente importante en la valoración de la dinámica en los nevados del trópico. Esto es aún más importante, debido a la existencia de archivos de imágenes desde la década de los 70, que se convierten en documentos históricos necesarios para cualquier valoración multitemporal.

Finalmente, la poca o nula información glaciológica, atmosférica y climática disponible para el volcán Nevado del Huila, no ha permitido establecer conclusiones más definitivas acerca del retróceso glaciar. Por esta razón futuros estudios permitirían analizar y correlacionar estos cambios glaciológicos con parámetros climáticos.

REFERENCIAS

- [1] Haeberli, W., Hoelzle, M., Suter, S. and Frauenfelder, R., eds. 1998. "Fluctuations of Glaciers 1990-1995", Vol. VII. IAHS (ICSJ)/UNEP/UNESCO, World Glacier Monitoring Service, Paris, pp. 296.
- [2] Thompson, L., Mosley-Thompson, E., Davis, M., Lin, P., Henderson, K., Cole-Dai, J., Bolzan, J., y Liu, K., 1995. "Late Glacier Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Perú". *Science*, 269. pp. 46-50.
- [3] Kaser, G., y Osmaston, H., 2002: "Tropical Glaciers". Cambridge, New York, Madrid: UNESCO, Cambridge University Press. pp 228.
- [4] Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., y Sicart, J.-E., 2003: "Tropical Climate Change Recorded by a Glacier in the Central Andes During the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia", 168S. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5). pp. 4145-4155.
- [5] Silverio, W., y Jaquet, J. -M. 2003. "Cartographie Provisoire de la Couverture du Sol du Parc National Huascarán (Perú), a` L'aide des Images TM de Landsat". *Teledetection*, 3(1), pp. 69- 83.
- [6] IDEAM y Universidad Nacional de Colombia. (1997). *Geosistemas de la Alta Montaña*. Inédito. Bogota.
- [7] Vergara y Velasco, F. J., 1892. *Nueva Geografía de Colombia*. Bogotá, Imprenta de vapor de Zalamea hermanos. Segunda edición 1901; (re:mpresa en 1974. Bogotá, Banco de la República., Vol. 3., 1, pp.265.
- [8] Williams, R.S. y Ferrigno, J.G. 2005. "Satellite Image Atlas of Glaciers of the World". USGS Professional Paper 1386-I-2.
- [9] Reiss, Wilhelm, y Stübel, Alfons. 1892. "Reisen in Sud-America; Geologische Studien in der Republik Colombia" [Expeditions in South America; geological studies in the Republic of Colombia]: Berlin, A. Asher and Co., Vol. 1, pp. 204.
- [10] Ingeominas. 1984. *Compilación Sobre Glaciares en Colombia* [Compilation of the Glaciers of Colombia]: Bogotá, Oficina de Planeación, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras [Ingeominas].
- [11] Dozier, J. 1989. "Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper". *Remote Sensing of Environment*, 28, pp. 9-22.
- [12] Landsat-7 Science Data User's Handbook, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.

- [13] Dozier J, Painter Thomas H. 2004. "Multispectral and Hyperspectral Remote Sensing of Alpine Snow Properties". *Remote Sensing of Alpine Snow Earth Planet*. Vol. 32 pp: 465-494.
- [14] Chander Gyanesh y Markham Brian. 2003. "Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges". *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, Vol. 41, N°. 11. noviembre 2003, pp. 2674-2676.
- [15] Wang J. y. Li W. 2003. "Comparison of Methods of Snow Cover Mapping by Analysing the Solar Spectrum of Satellite Remote Sensing Data in China". *INT. J. Remote Sensing*, Vol. 24, N°. 21, pp. 4129-4136.
- [16] Colby, J. D. 1991. "Topographic Normalization in Rugged Terrain". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57(5), pp. 531- 537.
- [17] Civco, D. L. 1989. "Topographic Normalization of Landsat Thematic Mapper Digital Imagery". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55, pp. 1303-1309.
- [18] Hall D., Chang A., Foster J., y Chien J. 2000. "Technical Report Series on the Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS)". *Snow Maps Derived from Landsat TM Imagery. Technical Report Series on the Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS). NASA/TM-2000-209891*, Vol. 56.
- [19] Silverio Walter, y Jaquet Jean-Michel. 2005. "Glaciar Cover Mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Perú) Using Satellite Imagery". *Remote Sensing of Environment* 95 (2005). pp. 342-350.

REFERENCIAS ADICIONALES

- Patiño Fabián H. 2005. "Glaciers of Colombia". *Glaciers of South America. Satellite image atlas of glaciers of the world*. Jr. and Jane G. Ferrigno Richard S. Williams. U.S. Geological Survey Professional Paper: 1386-1-2.