

Retroceso glaciar del Volcán Nevado Santa Isabel entre 1986 y 2020

PROYECTO DE GRADO

**Johannes Arias Molina
Código: 201410055015**

Asesor: Ph.D. Juan Felipe Paniagua Arroyave

Departamento de Ciencias de la Tierra

Escuela de Ciencias

Universidad EAFIT

Medellín

2021

Tabla de contenido

Retroceso glaciar del Volcán Nevado Santa Isabel entre 1986 y 2020	1
1. Introducción	9
2. Localización.....	14
3. Zona de estudio.....	15
4. Antecedentes	16
5. Hipótesis.....	22
6. Objetivos	22
6.1. Objetivo General	22
6.2. Objetivos específicos	22
7. Metodología.....	24
7.1. Obtención de las imágenes de la zona de estudio.	25
7.1. Evaluación y selección de las imágenes de la zona de estudio ...	26
7.2. Importación y georreferenciación de las imágenes al programa ArcGIS 10.5	27
7.3. Procesamiento.	29
7.3.1 Delimitación y cálculo de las áreas de la zona de estudio.	29
7.3.2 Superposición de las áreas de la zona de estudio.....	30
7.3.3 DSAS.....	31
7.3.4 Procesamiento de los resultados de la zona con DSAS.....	32
7.3.5 Cálculo estadístico de los resultados del DSAS.	33
7.4. Pos procesamiento.....	33
7.4.1 Realización de gráficas de área/año y retrocesos por transectos (distancia/año) 34_	36
8. Resultados.	38

8.1.	Tramo Noreste de La Cima Norte	40
8.2.	Tramo Norte de la cima norte	41
8.3.	Tramo Oeste del Nevado Santa Isabel	42
8.4.	Tramo este de Nevado santa Isabel	44
8.5.	Tramo sureste del nevado santa Isabel	45
8.6.	Tramo Suroeste del Nevado Santa Isabel	47
8.7.	Promedio de distancias de retroceso (tramos 1-6)	48
9.	Discusión	54
10.	Conclusiones	56
11.	Recomendaciones	57
12.	Bibliografía	58

Cuadro de Tablas.

<i>Tabla 1. Tabla de las imágenes seleccionadas para el proyecto junto con sus características.</i>	27
<i>Tabla 2 Tabla de resultados de los transectos con la que se realizaron las graficas de la figura 14.</i>	¡Error! Marcador no definido.
<i>Tabla 3. Resultados de aceleración y velocidad promedio de los tramos del glaciar Volcan Nevado Santa Isabel por transectos</i>	3
	53

Tabla de Figuras

Figura 1. Mapa de localización del Nevado Volcán Santa Isabel (Poleka kasue). 14

Figura 2. Diagramas esquemáticos de un glaciar (blanco) en topografía montañosa (gris) que muestran áreas de acumulación y ablación a ambos lados de la línea de equilibrio. Mapeado en la vertical, z (diagrama de la izquierda), el perfil de balance de masa neto, $b(z)$, es negativo en elevaciones por debajo del ELA y positivo por encima de él. También mostramos el balance neto mapeado en el eje paralelo del valle, x (siga la línea discontinua hacia abajo), generando el perfil de balance neto $b(x)$. En estado estable, la descarga de hielo del glaciar debe reflejar la integral de este perfil de equilibrio neto (diagrama inferior). La descarga máxima debería ocurrir aproximadamente en la posición valle abajo del ELA. Donde la descarga vuelve a cero determina la posición terminal. (Fuente: Anderson y Anderson, 2010) 17

Figura 3. Áreas glaciares en Colombia. La combinación de bandas espectrales utilizada para las imágenes Landsat-8 proporcionadas por USGS-EDC involucra las bandas # 6 (infrarrojo medio: MIR), # 5 (infrarrojo de onda corta: SWIR) y # 3 (verde). (Fuente: Rabatel et al., 2017). 20

Figura 4. Flujo diagrama de la metodología utilizada en el proyecto. 24

Figura 5. Imagen tomada de la <https://earthexplorer.usgs.gov/> donde se muestra la zona a evaluar. 25

Figura 6. Imágenes tomadas de la <https://earthexplorer.usgs.gov/>, (a.) uso de la opción use map para seleccionar la zona. (b.) “search from” para designar el rango de tiempo en donde buscar las imágenes. (c.) “cloud cover range” porcentaje de nubosidad de las imágenes. (d.) colecciones de satélites de la plataforma Earth Explorer. (e.) resultados del banco de imágenes de los sensores elegidos. 26

Figura 7. Imagen tomada de <https://earthexplorer.usgs.gov/>, tabla de atributos de las imágenes satelitales. 27

Figura 8. Flujo diagrama del paso a paso de la importación y georreferenciación de las imágenes satelitales del Nevado Santa Isabel. _____ 28

Figura 9. Proceso de digitalización y cálculo de las áreas del glaciar (a.) creación de los polígonos anuales del Nevado. (b.) digitalización de los polígonos sobre la cobertura glacial. (c.) cálculo de área de los polígonos anuales del volcán Nevado Santa Isabel. _____ 30

Figura 10. Superposición de las áreas de la zona de estudio (a). superposición de los polígonos en la zona de trabajo (b). proceso de la herramienta merge (c) resultado de la unión de los polígonos (d) edición de la superposición de los polígonos y la tabla de atributos para exportar. _____ 31

Figura 11. Procesamiento de la zona con DSAS: (a) límites glaciares “terminus”. (b). línea de inicio de los transeptos “baseline”. (c y d) configuraciones de las baselines y los espaciados entre los transeptos. (e) transectos. _____ 32

Figura 12. (a) Tramos por transeptos del terminus del glaciar, (b) cálculo de tasas de retroceso, (c) resultados de los cálculos de los tramos en el área de trabajo. 33

Figura 14. Resumen de tramos por transectos del retroceso glaciar del Volcán Nevado Santa Isabel. _____ 35

Figura 15. Superposición del cambio de áreas del glaciar Volcán Nevado Santa Isabel con datos meteorológicos de anomalía de temperatura (rojo) y precipitación (negro). Datos del Global Historical Climatology Network Monthly - Version 4 (GHCN v4), <https://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/ghcn-gridded-products/>) _____ 35

Figura 16. Superposición de área del Volcán Nevado Santa Isabel entre 1986 y 2020. _____ 36

Figura 17. Mapa del retroceso de tramos por transeptos del Volcán Nevado Santa Isabel, indicando la zona de cada tramo por transecto en el glaciar. _____ 39

Figura 18.(a) mapa de la zona noreste de la cima norte del nevado santa Isabel (b) grafica de tramos por transeptos. _____ 40

Figura 19. (a) mapa de la zona norte de la cima norte del nevado santa Isabel (b) grafica de tramo por transectos. _____ 41

Figura 20. Graficas de la zona oeste del glaciar Santa Isabel (a) grafica de la parte sur del mapa (b) grafica del centro del mapa zona oeste del nevado (c) grafica de la parte oeste de la cima norte del nevado santa Isabel. _____ 43

Figura 21. Gráfica de retroceso por transepto de la zona oeste del nevado santa Isabel. _____ 44

Figura 22. Graficas del retroceso por transepto de la zona sur oeste del nevado santa Isabel (a) parte norte de la zona sur oeste (b) parte sur de la zona sur oeste. ____ 46

Figura 23. Gráfica del retroceso por transecto Del Volcán Nevado Santa Isabel de la zona sur este. _____ 47

Figura 24. Gráfica promedio del tramo noreste de la cima norte _____ 48

Figura 25. Gráfica promedio del tramo noreste de la cima norte del volcán nevado Santa Isabel _____ 49

Figura 26. Gráfica promedio oeste centro del volcán nevado Santa Isabel _____ 49

Figura 27. Gráfica promedio del tramo oeste parte sur del volcán nevado Santa Isabel _____ 50

Figura 28. Gráfica promedio del tramo este del volcán nevado santa Isabel. ____ 50

Figura 29. Gráfica promedio del tramo oeste de la cima norte del volcán nevado santa Isabel. _____ 51

Figura 30. Gráfica promedio del tramo sureste norte del volcán nevado santa Isabel _____ 52

Figura 31. Gráfica promedio del tramo sureste sur del volcán nevado santa Isabel _____ 52

Figura 32. Gráfica promedio del tramo suroeste del volcán nevado santa Isabel _ 53

1. Resumen

En este proyecto llamado retroceso glacial del nevado santa isabel desde 1986-2020 se buscó encontrar las aceleraciones del retroceso glacial de la criosfera temporal utilizando sistemas de información geográfica (SIG) y el programa ArcGIS 10.5 junto con su extensión digital shoreface análisis System (DSAS) el cual mide la distancia entre Intersectos desde la línea base (baseline). Los cuales mostraron pequeñas aceleraciones en distintas partes del glacial, que identificamos con gráficas promedio de cada tramo por transecto realizado con (DSAS).

2. Introducción

El estudio de los factores climáticos que controlan la reciente y acelerada pérdida de los campos de hielo, especialmente de los glaciares de montaña, es científica y socialmente imperativo. Sabemos que gran parte de la reserva de agua dulce en nuestro planeta es proveniente de los glaciares, que constituye una fuente de abastecimiento para el consumo humano y diversos usos como regadíos y generación de electricidad. Asimismo, el desplazamiento del hielo glacial sobre la superficie terrestre genera diferentes procesos que modifican el relieve, lo que hace interesante también abordar su estudio desde la geología (Hooke, 2005).

INTRODUCCION

Un glaciar típicamente se define como una acumulación natural de hielo que está en movimiento debido a su propio peso y a la pendiente de su superficie, aunque existe glaciares que no exhiben movimiento. El hielo que forma los glaciares proviene de la nieve que año a año se va acumulando en regiones de alta altitud. Este hielo va perdiendo porosidad, convirtiéndose en hielo puro en la mayor parte del valle donde nieva. En la parte superior, esta nieve queda en forma granular (o *firn*) por procesos comparables con las reacciones metamórficas en una roca monomineral próxima a su punto de fusión por presión (Anderson y Anderson, 2010). Los glaciares se forman por el balance entre la precipitación sólida de agua (nieve) y la pérdida de masa glaciar, a lo que se le conoce como balance de masa (Cuffey y Patterson, 2010, capítulo 4). Este balance permite entender al glaciar en dos áreas: acumulación, o acumulación neta de hielo por año, y ablación, que es en donde hay una pérdida neta de hielo por derretimiento. A largo plazo podemos hablar de la línea de nieve o de una línea de equilibrio entre estas dos regiones, cuya altitud se denomina altitud de línea de equilibrio (o ELA por sus siglas en inglés), que corresponde a la elevación en donde el promedio de temperatura anual es aproximadamente de 0 °C. (Anderson y Anderson, 2010).

Dado que los glaciares exhiben una alta sensibilidad a los cambios climáticos se les conoce como "centinelas del clima". A nivel mundial, la pérdida neta de hielo en glaciares ya está ocurriendo y es muy probable que continúe en un mundo en calentamiento (Brown et al., 2017). Como consecuencia de este fenómeno global se presenta el retroceso de glaciares localizados principalmente en la cordillera de

los Andes en la zona central (IPCC, 2013; Francou y Vincent, 2007). Adicionalmente, los glaciares de montaña tropicales se consideran ecosistemas en extremo sensibles, que muestran las evidencias del rápido retroceso e incluso extinciones de nevados durante el último siglo (Ceballos et al., 2007; Thompson et al., 2011).

El estudio de los glaciares en Colombia ha estado enfocado hacia la reconstrucción de la evolución neo-glacial de seis glaciares principales: Sierra Nevada de Santa Marta, Sierra Nevada del Cocuy y Nevados del Ruiz, de Santa Isabel, del Tolima y del Huila. Las áreas de los glaciares de montaña oscilan actualmente entre 1 y 20 km² (Ceballos et al., 2007; Ceballos, 2006). Desde hace más de una década se realizan mediciones detalladas en campo en el volcán nevado Santa Isabel (Ceballos et al., 2007) y en la Sierra Nevada de El Cocuy, Chita o Güicán, (IDEAM 2001, 2004, 2005). Estas mediciones buscan relacionar su dinámica con el clima para determinar los posibles impactos por su extinción. Periódicamente (cada 3 a 5 años) se actualiza el área glaciar (Tobón, 2004) y se llevan a cabo campañas para calcular volúmenes de agua. Adicionalmente, se ha investigado la revaluación de las tasas de retirada de los glaciares tropicales de Colombia desde 2010 hasta 2020 con el propósito de verificar y predecir lo que nos depara en un futuro (Poveda & Pineda, 2009).

INTRODUCCION

El retroceso en los glaciares de montaña en Colombia es causado por variaciones de cambio climático. Por eso durante el siglo 20 este retroceso llevó a la desaparición de las áreas glaciares de ocho nevados (Ceballos, 2006). La pérdida de hielo en los glaciares colombianos desde fines de la década de 1970 (Ceballos et al. 2006; Morris et al. 2006; Poveda y Pineda 2009), así como en la mayor parte de los Andes tropicales (Rabatel et al., 2013a), ha fortalecido la necesidad de entender la dinámica de los glaciares andinos.

En este trabajo se calculan las tasas de retroceso en lugares específicos del Nevado Santa Isabel, con el fin de entender el avance-retroceso de sus cuerpos glaciares, lo cual está relacionado con seguridad hídrica y posibles amenazas por deslizamientos hacia las zonas aledañas (Brown et al., 2017). Este Nevado hace parte del complejo volcánico Ruiz – Tolima, el cual ha sido definido como un macizo ígneo-metamórfico en el centro de la Cordillera Central, modelado por depósitos volcánicos Pliocenos-Pleistocenos. (Ceballos, et al.,2007). El Nevado Santa Isabel se cataloga como un estrato volcán, con características tanto efusivas como explosivas y actividad hidrotermal reciente, que le dan un carácter activo. El volcán no presenta cráter visible sino un conjunto de domos y domos-colada, que le confieren a la masa glaciar un aspecto irregular en el que la topografía ha influido en la dinámica de deglaciación (Ceballos et al., 2007). Debido a lo mencionado anteriormente, se analizó la morfodinámica espacial de los terminus del glaciar entre 1986 y 2020. Lo anterior, será posible realizarlo por medio del análisis de imágenes satelitales de color verdadero del glaciar (Landsat) gracias a la plataforma *Earth*

INTRODUCCION

Engine Datasets (Donchyts et al., 2016), a través de un procedimiento de revisión y análisis de las tasas de retroceso por transectos, con énfasis en el cálculo de la aceleración en lugares específicos de este glaciar de montaña.

3. Localización

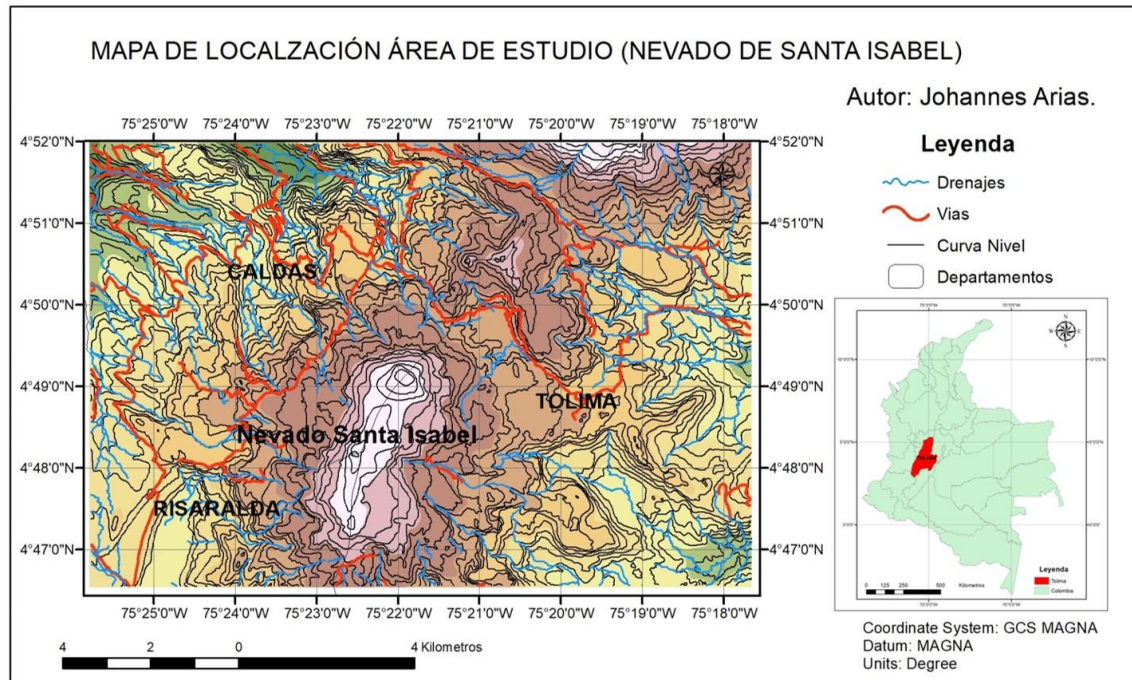


Figura 1. Mapa de localización del Nevado Volcán Santa Isabel (Poleka kasue).

4. Zona de estudio

La zona de estudio evaluada está en la cordillera central entre los departamentos de Tolima, Caldas y Risaralda a una altura de más de 4950 msnm. Localizado entre los volcanes nevados del Tolima y del Ruiz, el Santa Isabel es un conjunto de domos o superficies convexas creadas por efusión de lavas, mayoritariamente a fines de la época geológica Terciario y principios del Cuaternario (Antonio Flórez.1992. Los nevados de Colombia, glaciares y glaciaciones. Instituto Geográfico Agustín Codazzi-IGAC)). y junto con estos últimos forma parte del área protegida del Parque Nacional Natural Los Nevados.

5. Antecedentes

El calentamiento global durante el siglo XX y el XXI ha sido motivo de estudio y actualmente está bien documentado (Stocker et al., 2013). Los modelos climáticos predicen que el calentamiento debido a los gases de efecto invernadero hará que las temperaturas aumenten más rápido en elevaciones más altas (Ramaswamy et al., 2006; Randall et al., 2007), generándose así un mayor aumento de temperatura en los trópicos (Bradley et al., 2006). Además, algunos glaciares tropicales ya están respondiendo a estas temperaturas, provocándose así una tasa acelerada de pérdida de glaciares en algunos de estos sitios (Coudrain et al., 2005; Thompson et al., 2006). A medida que estos procesos continúan y se derrite la nieve, el hielo expuesto menos reflectante se derrite y la absorción de la radiación intensa a mayor altitud aumenta, acelerando así los cambios en curso (Bradley et al., 2006).

Es necesario en el estudio de la evolución y el estado de los glaciares que “un glaciar se puede dividir en dos partes (Fig. 2): (1) el área de acumulación o acumulación neta de hielo por año, y (2) el área de ablación, que es donde hay una pérdida neta de hielo. A largo plazo podemos hablar de la línea de nieve o de una línea de equilibrio entre estas dos regiones, cuya altitud (ELA) representa la posición de equilibrio entre acumulación y ablación. Este equilibrio corresponde a un promedio a largo plazo de la posición de la línea de nieve. La ELA es un atributo muy importante de un glaciar. En un clima dado, la ELA es notablemente consistente

entre los valles cercanos, y se aproxima a la elevación a la que la temperatura media anual es de 0 C (Anderson y Anderson, 2010).

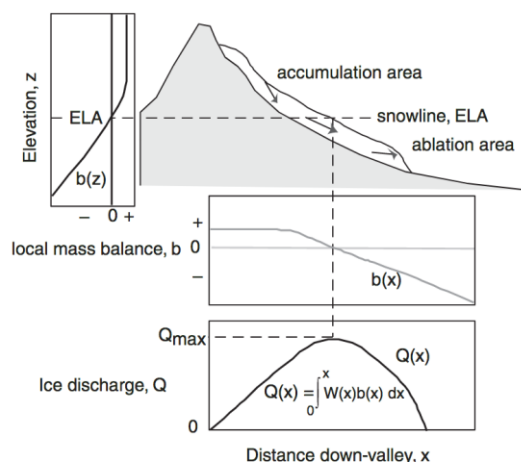


Figura 2. Diagramas esquemáticos de un glaciar (blanco) en topografía montañosa (gris) que muestran áreas de acumulación y ablación a ambos lados de la línea de equilibrio. Mapeado en la vertical, z (diagrama de la izquierda), el perfil de balance de masa neto, $b(z)$, es negativo en elevaciones por debajo del ELA y positivo por encima de él. También mostramos el balance neto mapeado en el eje paralelo del valle, x (siga la línea discontinua hacia abajo), generando el perfil de balance neto $b(x)$. En estado estable, la descarga de hielo del glaciar debe reflejar la integral de este perfil de equilibrio neto (diagrama inferior). La descarga máxima debería ocurrir aproximadamente en la posición valle abajo del ELA. Donde la descarga vuelve a cero determina la posición terminal. (Fuente: Anderson y Anderson, 2010)

Los resultados de analizar los núcleos de hielo tropical sobre la variabilidad de la precipitación, la temperatura, la aridez y la circulación atmosférica y oceánica, así como los de las mediciones de volumen y área de glaciares, tienen implicaciones significativas para comprender el cambio climático y los impactos potenciales sobre los recursos hídricos y las consecuencias sociales y económicas. Los registros de núcleos de hielo de África, Alaska, Antártida, Bolivia, China, Groenlandia, Indonesia, Perú y Rusia han hecho posible estudiar los procesos atmosféricos y oceánicos que vinculan las regiones polares con las latitudes más bajas (Thompson et al, 2006). La Antártida representa aproximadamente 70 m de agua equivalente al nivel del mar, Groenlandia aproximadamente 7 m, y todos los pequeños glaciares y

casquetes polares del mundo aproximadamente 2 m. Sin embargo, observamos que los pequeños cuerpos de hielo del globo están contribuyendo de manera desproporcionada al actual aumento del nivel del mar. Uno de los impactos en la disminución de las áreas en los glaciares tropicales es el aumento de las temperaturas, que se vuelve más pronunciado a medida que aumenta la elevación. Ciertamente, hay mucha investigación por realizar que indique si existe suficiente agua en reserva para contribuir al aumento a corto plazo del nivel del mar en el próximo siglo si la tasa actual de retroceso de los glaciares de montaña continúa o se acelera (Meier et al., 2007; Bahr et al., 2009).

La pérdida de hielo en los glaciares colombianos desde finales de la década de los 70 (Ceballos et al., 2006; Morris et al., 2006; Poveda y Pineda 2009) y en los Andes tropicales (Rabatel et al., 2013a), ha motivado a la realización de monitoreo y mediciones in situ de los glaciares en las cadenas montañosas de Colombia donde se encuentran. Tal estrategia de monitoreo está en línea con la estrategia internacional para el monitoreo de glaciares definida por la Red Terrestre Global para Glaciares (GTN-G, gtn-g.org) (Ceballos et al., 2012; Mölg et al., 2017). También se ha realizado un inventario de glaciares de los Andes colombianos usando imágenes Landsat de 2016, en combinación con mediciones in situ del espesor de los glaciares usando radar y la topografía de la superficie del glaciar usando LiDAR y fotogrametría aérea en el bien estudiado La Conejeras Glaciar ubicado en el Nevado Santa Isabel en el Parque Nacional Los Nevados. (Rabatel et al., 2017).

La investigación estrictamente glaciológica en el país fue iniciada por el IGAC a partir de la década del 80, apoyado por Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) y la Fundación Volkswagen. Posteriormente, el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) asumió dicha responsabilidad, actualmente cooperando con el laboratorio internacional conjunto GREAT -ICE (Sicart et al.2015) financiado por el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) francés, el Servicio Mundial de Monitoreo de Glaciares (wgms.ch) y el proyecto CATCOS (Capacity Building and Twinning for Climate Observing Systems) financiado por el Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE) (Rabatel et al. 2017).

Los glaciares en Colombia están ubicados en cuatro áreas principales (Figura 3): de norte a sur: Sierra Nevada de Santa Marta (aproximadamente $10^{\circ} 50' N$; $73^{\circ} 40' W$); Sierra Nevada de El Cocuy (aproximadamente $6^{\circ} 25' N$; $72^{\circ} 20' W$); Cordillera Central: Parque Nacional Los Nevados (Ruiz-Santa Isabel-Tolima, aproximadamente $4^{\circ} 45' N$; $75^{\circ} 20' W$) y Nevado Huila (aproximadamente $2^{\circ} 55' N$; $76^{\circ} 00' W$). En las dos áreas más al norte, se pueden encontrar glaciares de pequeña pendiente, mientras que en las dos áreas más al sur, pequeños casquetes de hielo que se encuentran en volcanes más o menos activos con ángulos de pendiente significativamente diferentes (por ejemplo, Nevados del Ruiz, de Santa Isabel, de Tolima y del Huila) son los tipos de glaciares dominantes (Rabatel et al. 2017). Las elevaciones máximas promediadas de las cumbres glaciares oscilan entre 5.100 y 5.400 msnm, lo que es bastante bajo en comparación con los Andes tropicales de Ecuador, Perú y Bolivia, donde las elevaciones más altas con frecuencia superan 6.000 msnm (Rabatel et al. 2013a).

ANTECEDENTES, HIPOTESIS Y OBJETIVOS

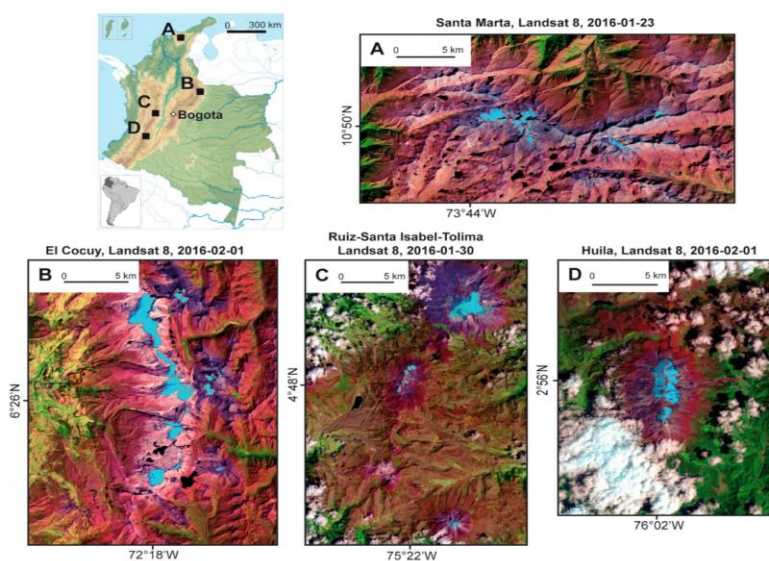


Figura 3. Áreas glaciares en Colombia. La combinación de bandas espectrales utilizada para las imágenes Landsat-8 proporcionadas por USGS-EDC involucra las bandas # 6 (infrarrojo medio: MIR), # 5 (infrarrojo de onda corta: SWIR) y # 3 (verde). (Fuente: Rabatel et al., 2017).

El Volcán Nevado Santa Isabel (denominado *Poleka kasue* en lengua Quimbaya), localizado en la cordillera Central colombiana, en jurisdicción del Parque Nacional Natural Los Nevados, continúa con la reducción de su área desde principios de 2016, con una reducción entre 2017 y 2019 del 20% (Ceballos et al., 2020).

En la actualidad, el glaciar Santa Isabel está conformado por ocho pequeños fragmentos de hielo. Dos de estos bloques suman 0,046 km² (4,6 ha) y son las últimas masas de hielo que aportan agua líquida a la cuenca del río Otún. El IDEAM ha reportado mediciones que evidencian el cambio de la superficie del glaciar en el sector Conejeras desde 2006, referidas a la acumulación de precipitación sólida (nieve y granizo), con una tendencia a la disminución. A su vez, el indicador ambiental Balance de Masa Glaciar, que consiste en el cálculo periódico y

cuantitativo de las pérdidas y ganancias de masa (hielo y nieve), del monitoreo mensual en campo y que representa el “estado de salud de un glaciar”, evidencia un desequilibrio con pérdidas constantes de masa en todos los ciclos anuales. Según mediciones de espesor del hielo realizadas en 2014, el espesor del hielo del glaciar Nevado Santa Isabel, sector Conejeras, disminuyó 28 m aproximadamente, y de continuar así el declive de este glaciar tomaría de diez a quince años, y el último relicto en extinguirse sería la “cima norte”, debido probablemente a la mayor altitud (cima a 4.921 m) respecto al resto de los fragmentos de hielo del glaciar Santa Isabel (Ceballos et al., 2020).

6. Hipótesis

El Volcán Nevado Santa Isabel, ubicado entre los volcanes Ruiz y Tolima, es el de menor altura y por ende el que presenta mayor pérdida de masa, por lo que podría evidenciar aceleraciones de retroceso entre el periodo de 1986 al 2020.

7. Objetivos

7.1. *Objetivo General*

- Analizar las posiciones multianuales del terminus del Volcán Nevado Santa Isabel en el período 1986-2020.

7.2. *Objetivos específicos*

- Calcular las tasas de retroceso por transectos del Volcán Nevado Santa Isabel entre 1986 y 2020.
- Cuantificar la variación del área superficial del Volcán Nevado Santa Isabel cada 5 años aproximadamente.
- Cuantificar la variación de la distancia del retroceso del Volcán Nevado Santa Isabel.

ANTECEDENTES, HIPOTESIS Y OBJETIVOS

- Calcular la posible aceleración del retroceso Volcán Nevado Santa Isabel por medio de análisis de regresiones.

8. Metodología

Se procesaron imágenes satelitales del Volcán Nevado Santa Isabel de sensores remotos (Landsat 4-5, 7 y 8, ASTER Y Sentinel) de las plataformas de Glovis, Earth Explorer y Earth Data, con el fin de digitalizar las zonas glaciares y calcular la diferencia de área en el tiempo. Asimismo, se procesaron los límites glaciares en un sistema de información. Esta herramienta permite calcular las estadísticas de la morfodinámica espacial de los tramos glaciares por transectos, de acuerdo con los límites glaciares de cada año seleccionado (Figura 4).

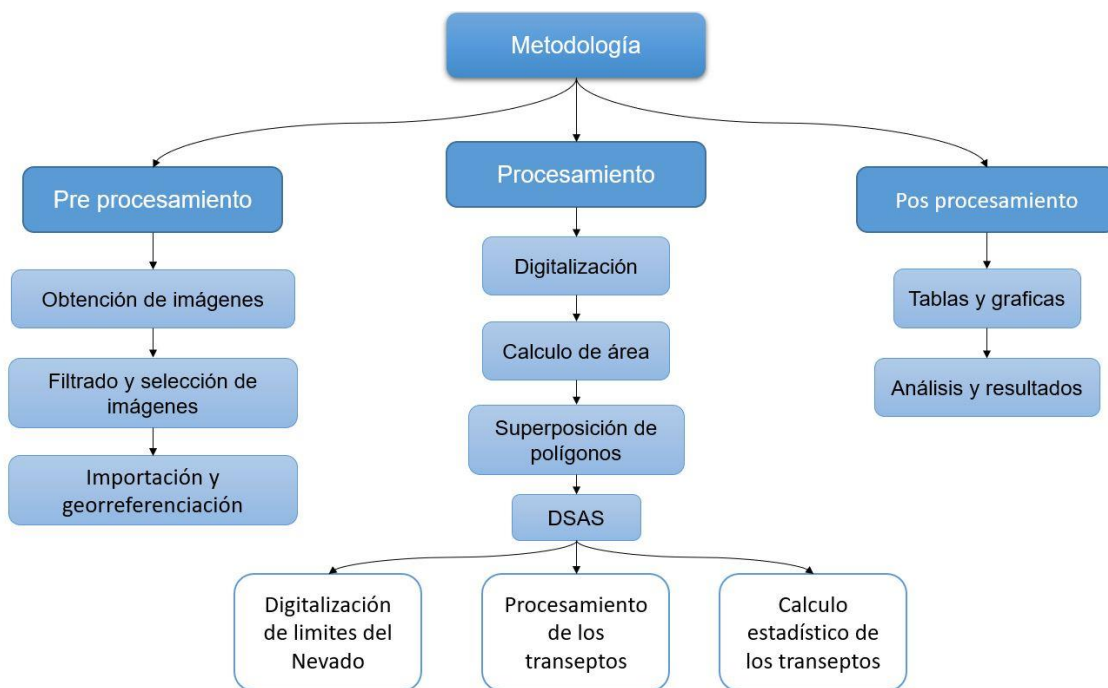


Figura 4. Flujo diagrama de la metodología utilizada en el proyecto.

METODOLOGIA

Se realizó una recopilación de las mejores imágenes satelitales de las plataformas Glovis, Earth Explorer y Earth Data, teniendo en cuenta los sensores que perciben los cuerpos glaciares con mejor calidad, como son: Landsat 4-5, 7 y 8, ASTER Y Sentinel. Por último, se importan las imágenes al programa ARCGIS 10.5 y se georreferencian con las coordenadas del Volcán Nevado Santa Isabel.

8.1. *Obtención de las imágenes de la zona de estudio.*

La mayoría de las imágenes se obtuvieron de la plataforma y base de datos de Earth Explorer (Fig. 5). En primera instancia buscamos en la imagen el Volcán Nevado Santa Isabel a estudiar, seleccionamos una zona localizando el área de trabajo con cuatro puntos (Fig. 6.a)

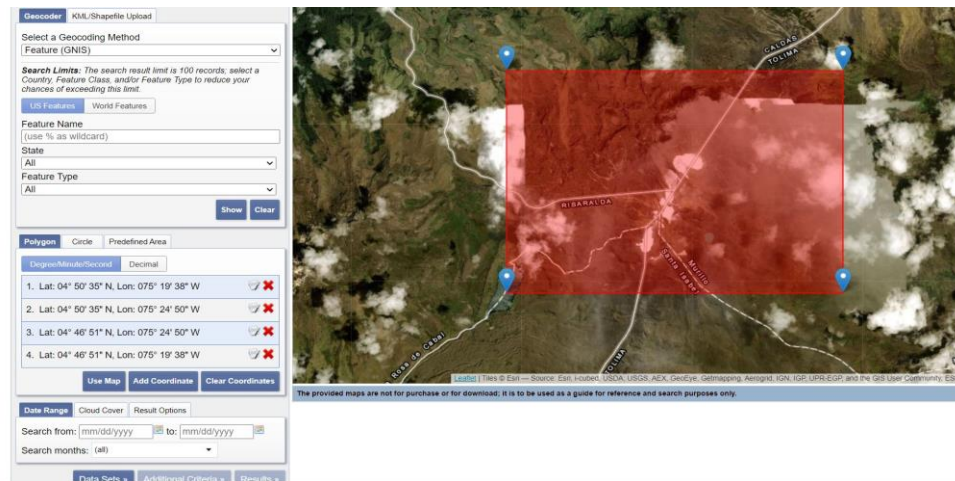


Figura 5. Imagen tomada de la <https://earthexplorer.usgs.gov/> donde se muestra la zona a evaluar.

Luego se selecciona el rango de fecha, para determinar la zona (01/01/1986 hasta 01/01/2020) ver Fig6.(b). Después de estos pasos, modificamos el porcentaje de

nubosidad que queremos que aparezca en la imagen satelital Fig6.(c) y por último seleccionamos las colecciones de los sensores que necesitamos, en este caso Landsat, ASTER y Sentinel; y le desplegamos los resultados Fig6.(d y e).

8.1. Evaluación y selección de las imágenes de la zona de estudio

En la recopilación de las imágenes satelitales extraídas de la plataforma, se tuvo presente el porcentaje de nubosidad y la calidad de la imagen a la hora de su evaluación y selección. También se tuvo en cuenta la resolución, las colecciones, las combinaciones de las bandas multispectrales y la fecha de adquisición de las imágenes (Figura 7). Por último, una tabla con las propiedades seleccionadas para cada imagen se muestra en la tabla 1.

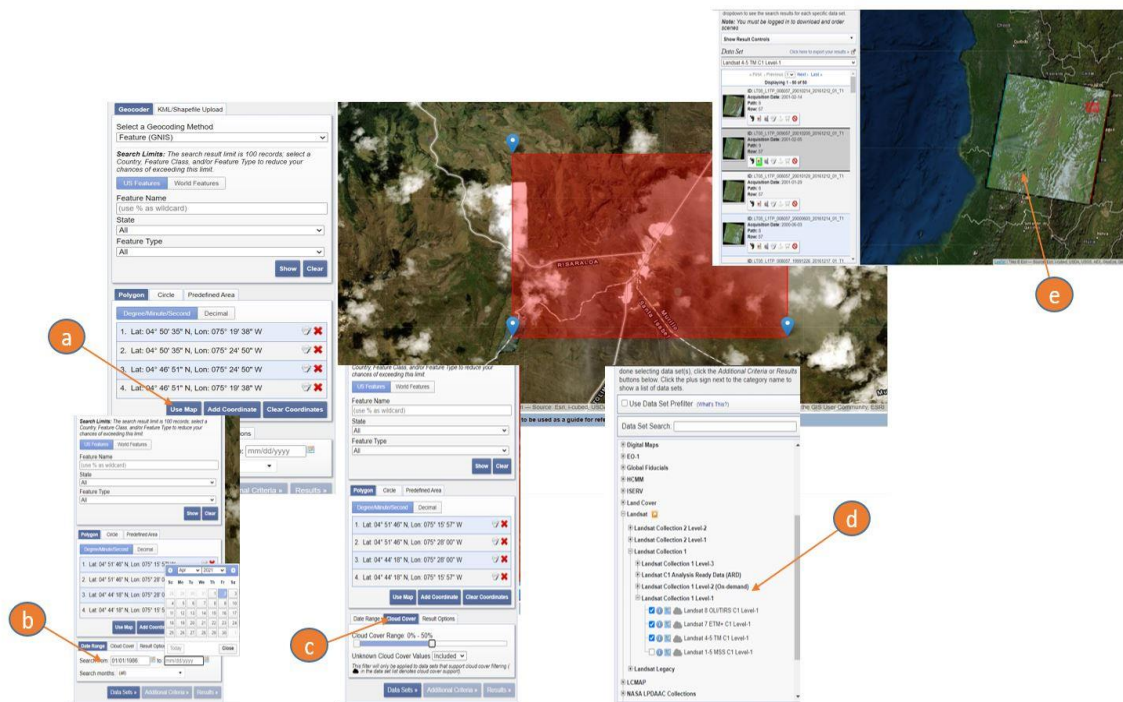


Figura 6. Imágenes tomadas de la <https://earthexplorer.usgs.gov/>, (a.) uso de la opción use map para seleccionar la zona. (b.) “search from” para designar el rango de tiempo en donde buscar las imágenes. (c.) “cloud cover range” porcentaje de nubosidad de las imágenes. (d.) colecciones de satélites de la plataforma Earth Explorer. (e.) resultados del banco de imágenes de los sensores elegidos.

METODOLOGIA

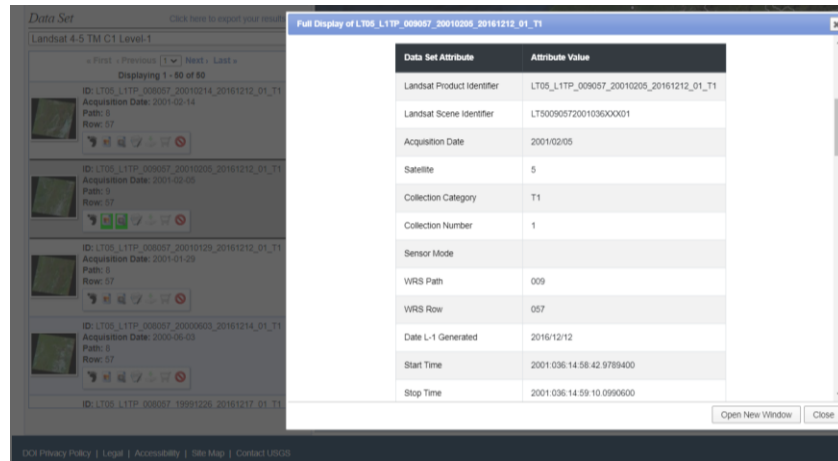


Figura 7. Imagen tomada de <https://earthexplorer.usgs.gov/>, tabla de atributos de las imágenes satelitales.

colección	año	Imagen	resolución	Combinaciones
Landsat 5	1986	LM05_L1GS_009057_19860823_20180401_01_T2.tif	3840x3384	bandas RGB
Landsat 4	1989	LT04_L1TP_009057_19891229_20170201_01_T2.tif	7751x6901	bandas RGB
Landsat 5	1991	LT05_L1TP_009057_19910330_20170127_01_T1.tif	7761x6951	bandas RGB
Landsat 5	1997	LT05_L1GS_009057_19971024_20161229_01_T2.tif	7771 X 6901	bandas RGB
Landsat 5	1999	LT05_L1TP_009057_19990710_20161219_01_T1.tif	7771 X 7011	bandas RGB
Landsat 7	2001	LE07_L1TP_009057_20010112_20170208_01_T1.tif	7791 X 6981	bandas RGB
Landsat 7	2002	LE07_L1TP_009057_20021014_20170127_01_T1.tif	7811 X 7001	bandas RGB
ASTER L1T	2003	AST_L1T_00303072003153646_20150427135326_68120_V.tif	5545 X 4885	bandas RGB
Landsat 7	2007	LE07_L1TP_009057_20071231_20161231_01_T1.tif	7961 X 6991	bandas RGB
Landsat 7	2009	LE07_L1TP_009057_20090526_20161220_01_T1.tif	5539 X 4873	bandas RGB
ASTER L1T	2011	AST_L1T_00301012011152939_20150604063956_56679_V.tif	5490 X 5490	bandas RGB
Landsat 8	2015	L1C_T18NVL_A002596_20151221T153112.tif	5490 X 5490	bandas RGB
Sentinel 2	2016	S2A_OPER_MSI_L1C_TL_MTI_20160219T153202_20160219T203548_A003454_T18NVL_N02_01_01.tif	7591 X 7751	bandas RGB
Landsat 8	2017	LC08_L1TP_009057_20171218_20171224_01_T1.tif	7591 X 7751	bandas RGB
Landsat 8	2018	L1C_T18NVL_A018183_20181215T153104.tif	5490 X 5490	bandas RGB
Landsat 8	2019	L1C_T18NVL_A019041_20190213T152636.tif	5490 X 5490	bandas RGB
Landsat 8	2020	LC08_L1TP_009057_20201210_20201218_01_T1.tif	7591 X 7751	bandas RGB

Tabla 1. Tabla de las imágenes seleccionadas para el proyecto junto con sus características.

8.2. Importación y georreferenciación de las imágenes al programa ArcGIS 10.5

Una vez obtenidas las imágenes satelitales referentes a la sección del Volcán Nevado Santa Isabel, se realiza una serie de pasos para importar las imágenes a

ArcMap (extensión de ArcGIS), descritos en la Fig. 8. Debido que al momento de importar las imágenes a la extensión ArcMap éstas quedan deslocalizadas, se hace necesario proyectar las coordenadas apropiadas, para que las imágenes y sobre todo la zona de estudio (Nevado Santa Isabel) estén totalmente superpuestas, es decir, que cada imagen con su respectivo año quede apilada sobre otra para así continuar con la siguiente etapa.

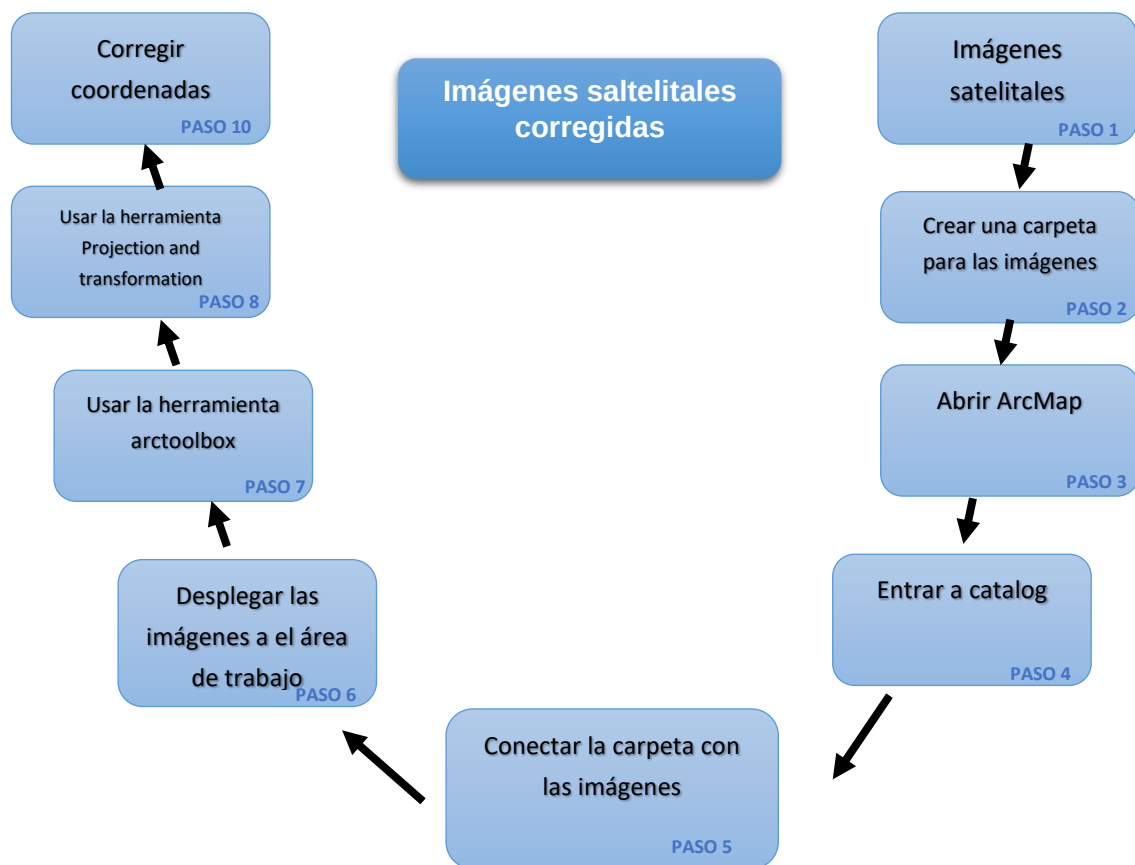


Figura 8. Flujo diagrama del paso a paso de la importación y georreferenciación de las imágenes satelitales del Nevado Santa Isabel.

8.3. *Procesamiento.*

Se hizo la delimitación, superposición y cálculo de área de la cobertura glacial entre 1986 y 2020 del Volcán Nevado Santa Isabel. Luego se utilizó la herramienta *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS), para la realización de los cálculos estadísticos del retroceso a lo largo de los transeptos utilizados.

8.3.1 Delimitación y cálculo de las áreas de la zona de estudio.

El cálculo de las áreas de la zona de estudio se hizo a partir de imágenes satelitales (Landsat 4-5 y 8, ASTER Y Sentinel 1) obtenidas de la plataforma de Earth Engine Datasets, marcando el contorno de las áreas del Volcan Nevado Santa Isabel en un rango de cada 5 años o cada buena imagen registrada en la plataforma, debido al ruido o nubes que se pueden presentar en el programa y creando una superposición de estas áreas con la herramienta ArcGIS 10.5.

Para proceder con el cálculo de las áreas de la zona de estudio, en la Figura 9a se visualiza como se establecen los polígonos con sus respectivas coordenadas, luego en la imagen Figura 9b se edita cada uno de los polígonos recubriendo la zona glacial y por último en la imagen Figura 9c se muestra el proceso de ir a la tabla de atributos, crear una nueva columna y utilizar la calculadora geométrica para hallar el área de cada uno de los polígonos delimitados.

METODOLOGIA

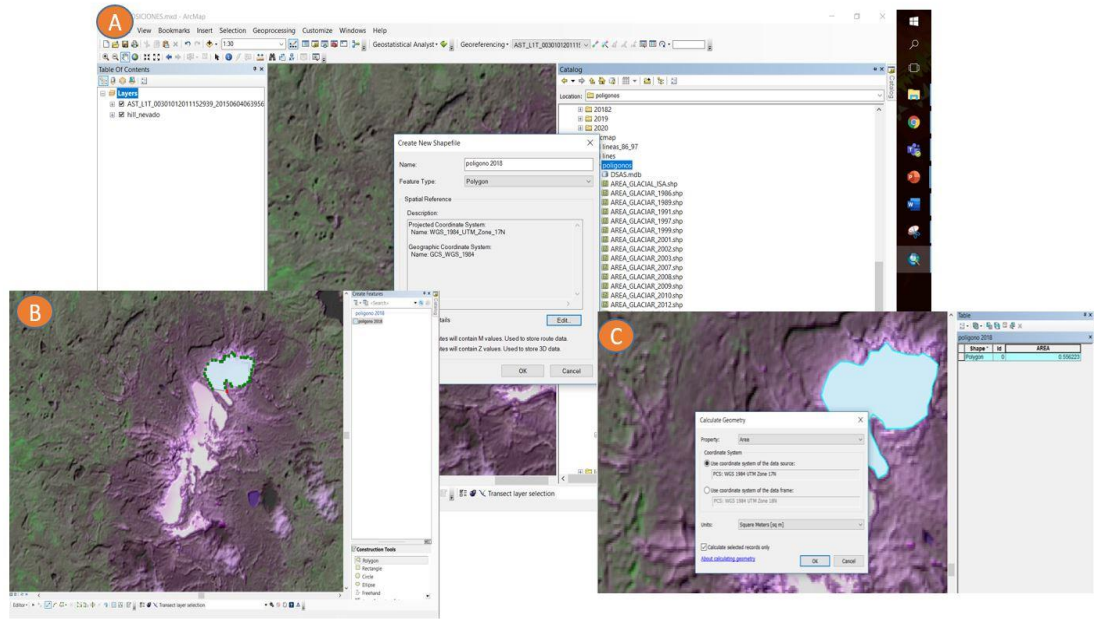


Figura 9. Proceso de digitalización y cálculo de las áreas del glaciar (a.) creación de los polígonos anuales del Nevado. (b.) digitalización de los polígonos sobre la cobertura glaciar. (c.) cálculo de área de los polígonos anuales del volcán Nevado Santa Isabel.

8.3.2 Superposición de las áreas de la zona de estudio.

La etapa de superposición de las áreas de la zona de estudio, con el fin de que las imágenes queden apiladas y localizadas correctamente por años, se realiza uniendo los polígonos en un solo *shape* con la herramienta *merge* de ArgMap como se muestra en las imágenes (a) y (b) de la Figura 10. Luego, se muestra en la zona de trabajo la superposición de las áreas del Volcan Nevado Santa Isabel (Figura 1c). Por último, se observa la tabla de atributos con todas las áreas y una nueva columna con todos los años (Figura 10d) y se exporta la tabla a Excel con la herramienta: *table to Excel*.

METODOLOGIA

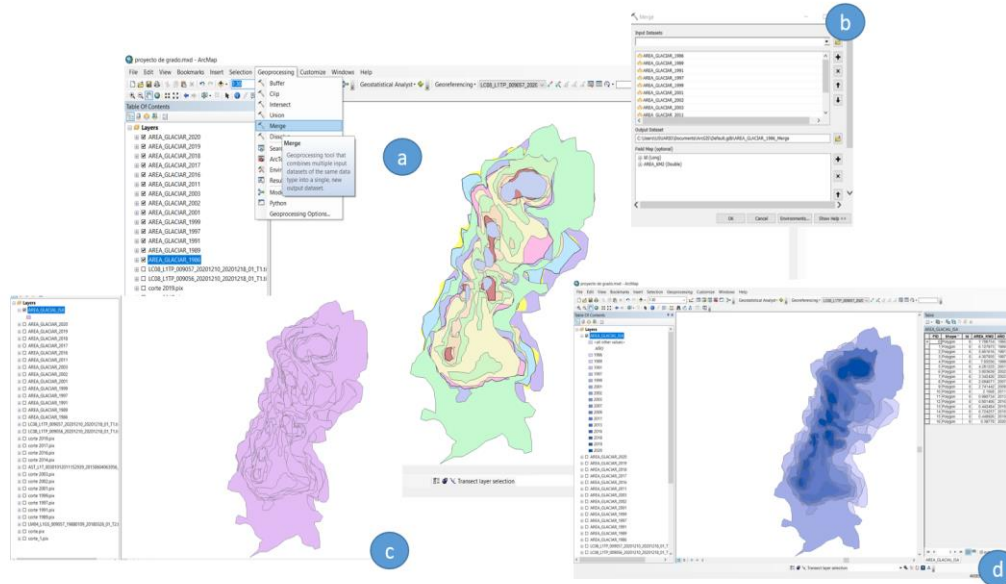


Figura 10. Superposición de las áreas de la zona de estudio (a). superposición de los polígonos en la zona de trabajo (b). proceso de la herramienta merge (c) resultado de la unión de los polígonos (d) edición de la superposición de los polígonos y la tabla de atributos para exportar.

8.3.3 DSAS.

En esta etapa, utilizamos el programa DSAS. Este sistema de análisis permite calcular estadísticas de la tasa de cambio del terminus del Volcan Nevado Santa Isabel desde múltiples posiciones históricas del límite glaciar. El DSAS genera transectos (o banda de muestreo) que pueden ser perpendiculares a la línea base de referencia en un espaciado especificado por el usuario sobre el terminus del glaciar, y estos transectos miden la distancia entre la línea base y cada punto de intersección del terminus ayudando a calcular los cambios del terminus glaciar.

8.3.4 Procesamiento de los resultados de la zona con DSAS.

En primer lugar, se realizó una modificación de polígonos a líneas de contorno para proceder con el procesamiento del programa DSAS como se ve en la Figura 11a. A estas polilíneas se les dio el nombre de terminus (limite glaciario). Luego de esto se inicia la extensión de DSAS para ArcGIS 10.5 creando una línea base como se ve en la Figura 11a, de la cual se empezará a realizar los transeptos por cada terminus, en este caso se crearon varias *baseline* debido a las formas del Volcán. Por lo tanto la configuración para realizar los transectos como se ve en Figura 11 (c y d) varían dependiendo de hacía que lado queremos trazar los tramos, ya sea “onshore” u “offshore”. Por último, se ejecuta la extensión del programa ArgGIS y se muestran los resultados como se observan en la imagen Figura 11e.

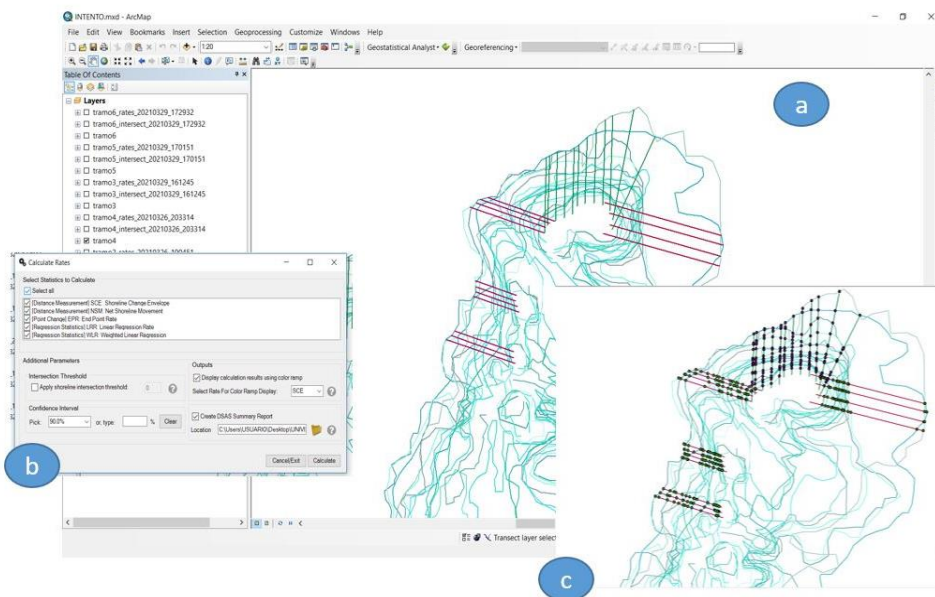


Figura 11. Procesamiento de la zona con DSAS: (a) límites glaciares “terminus”. (b). línea de inicio de los transeptos “baseline”. (c y d) configuraciones de las baselines y los espaciados entre los transeptos. (e) transeptos.

8.3.5 Cálculo estadístico de los resultados del DSAS.

Luego de tener los tramos por transeptos del Volcán Nevado Santa Isabel como se muestra en la Figura 12a, se selecciona en la herramienta “*transect layer select*” cada tramo que se creó, luego se da clic en “*calculate rate*” y se escogen todos los cálculos estadísticos (Figura 12b), y por último se muestran los resultados en el área de trabajo donde se ven los puntos de cada transepto por terminus glaciar.

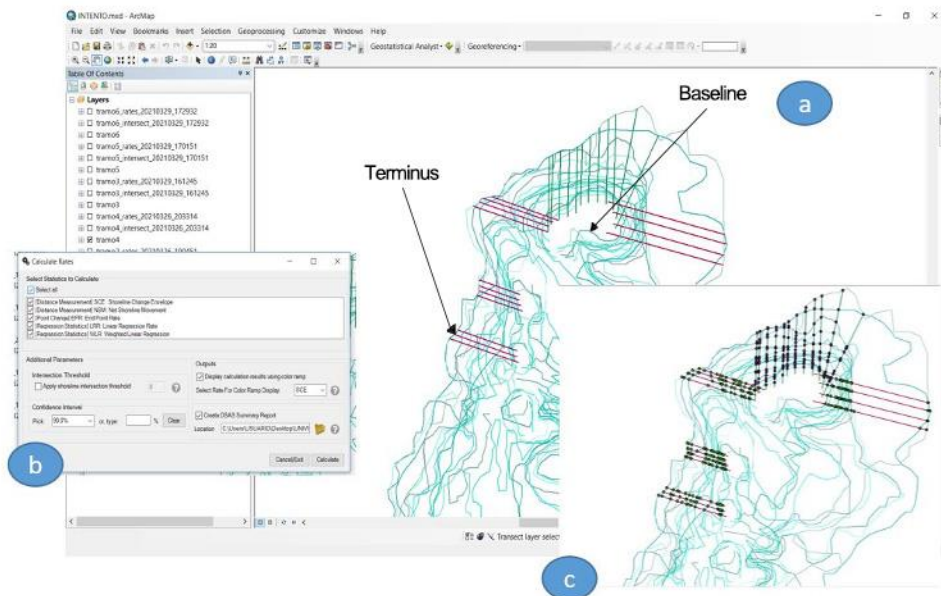


Figura 12. (a) Tramos por transeptos del terminus del glaciar, (b) cálculo de tasas de retroceso, (c) resultados de los cálculos de los tramos en el área de trabajo.

8.4. Pos procesamiento.

Una vez obtenidos los cálculos de las áreas y transectos realizamos las gráficas de área versus tiempo y las gráficas de distancia en función de la del tiempo para luego analizar los resultados.

8.4.1 Realización de gráficas de área/año y retrocesos por transectos (distancia/año)

Las gráficas se realizaron con la superposición de áreas y los límites del Volcán Nevado Santa Isabel (terminus) tanto de área/año (Figura 13) como de distancia/año (Figura 14). midiendo las áreas en función del tiempo y la distancia entre los terminus del Volcán en el paso del tiempo, con cada transepto realizado. De igual manera, se analiza cualitativamente el retroceso del Volcán midiendo las áreas de cada año y comparándolas entre sí.

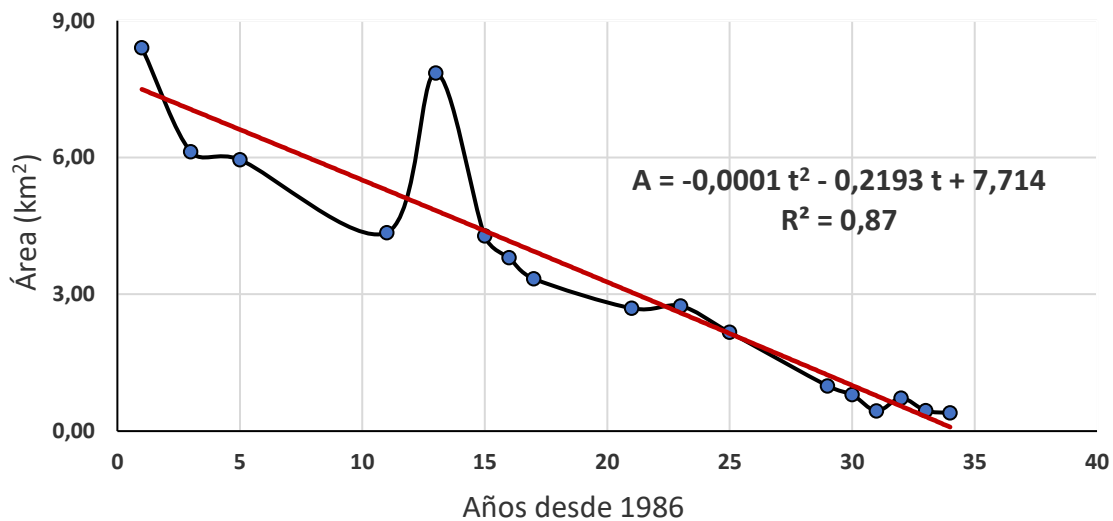


Figura 13. Superposición de áreas del Nevado Santa Isabel. El tiempo corresponde a los años desde 1985.

METODOLOGIA

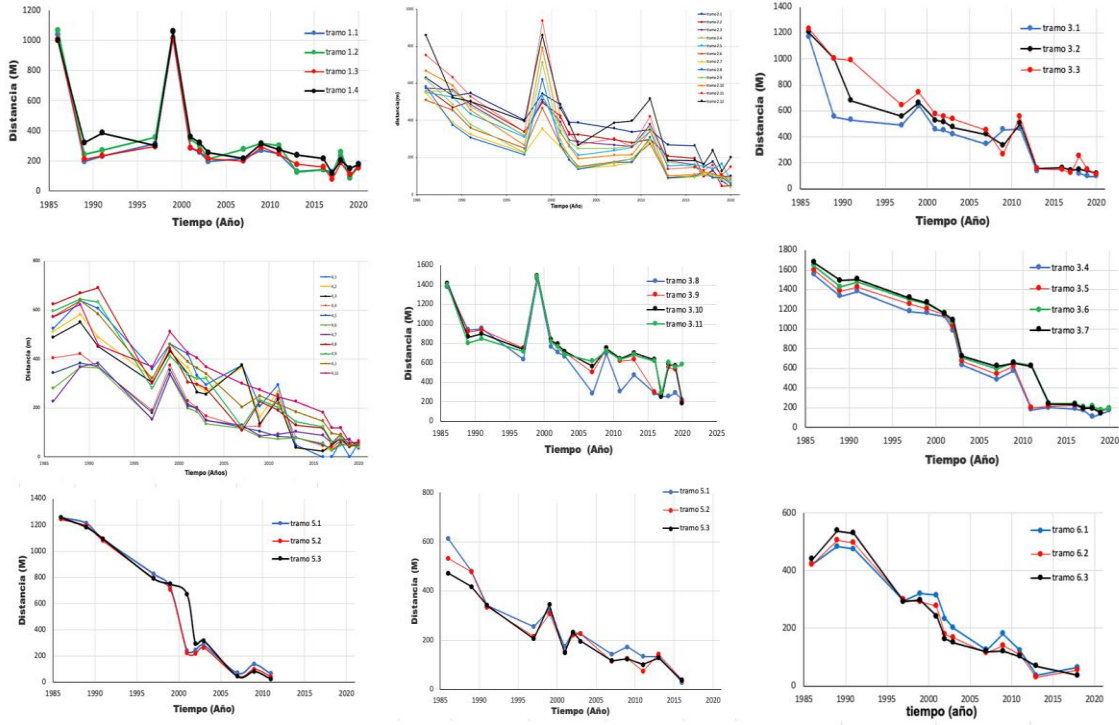


Figura 13. Resumen de tramos por transectos del retroceso glaciar del Volcán Nevado Santa Isabel.

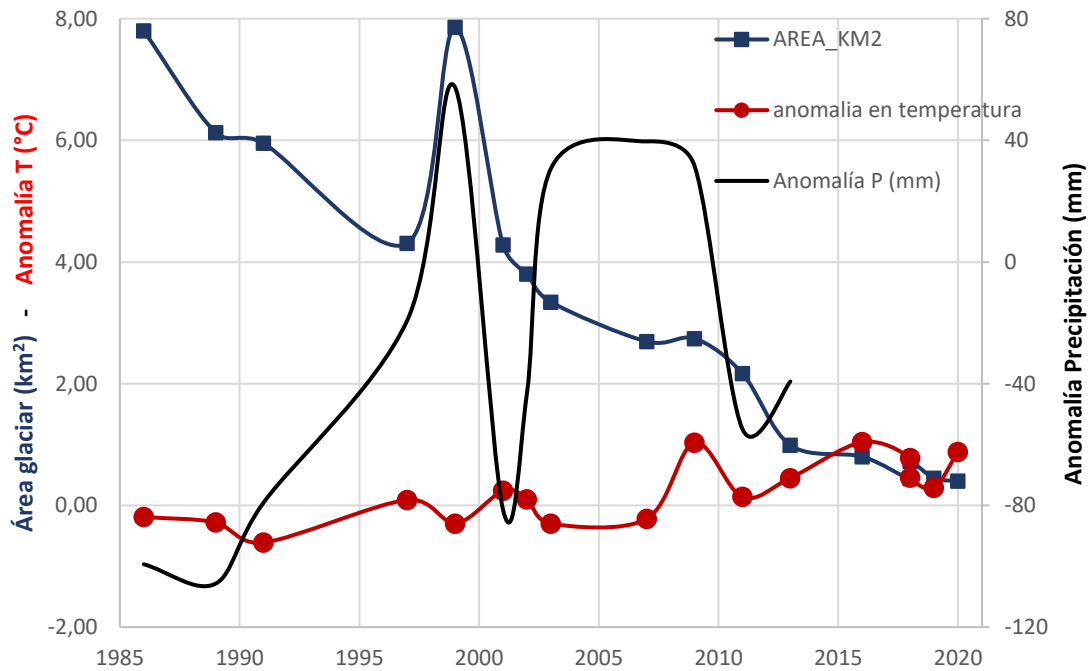


Figura 14. Superposición del cambio de áreas del glaciar Volcán Nevado Santa Isabel con datos meteorológicos de anomalía de temperatura (rojo) y precipitación (negro). Datos del Global Historical Climatology Network Monthly - Version 4 (GHCN v4), <https://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/ghcn-gridded-products/>

METODOLOGIA

Mapa de superposiciones

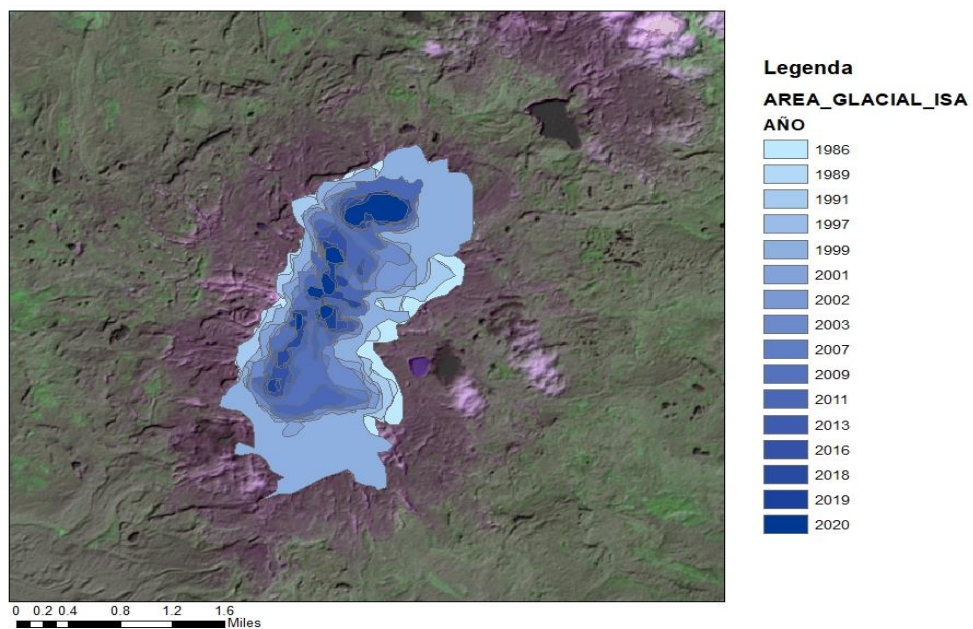


Figura 15. Superposición de área del Volcán Nevado Santa Isabel entre 1986 y 2020.

9. Resultados.

Conforme a la metodología aplicada, esta investigación reveló ciertos datos útiles para la generación de mapas y gráficos que intentan explicar el retroceso del Volcán Nevado Santa Isabel durante el período 1986-2020. En los resultados obtenidos se puede observar un retroceso paulatino de la masa glaciar entre los años 80s y la actualidad, causados principalmente por el calentamiento global. A continuación, se presentarán los diferentes hallazgos encontrados en la presente investigación.

Uno de los primeros resultados esperados fue el mapa de retrocesos por transecto (Figura 17). En esta se muestran las distancias entre cada término glaciar o límite de glaciar de la criósfera temporal que se obtuvieron de las imágenes satelitales desde el año 1986 hasta el 2020. En la figura se muestran seis tramos, de los cuales 2 se encuentran en la cima norte, 2 hacia el este y oeste y 2 de al sur. Para cada tramo el programa arrojó una tabla de datos que utilizamos para calcular valores de distancia/año, los cuales nos permitieron analizar e interpretar el cambio de la velocidad con base en el tiempo.

RESULTADOS

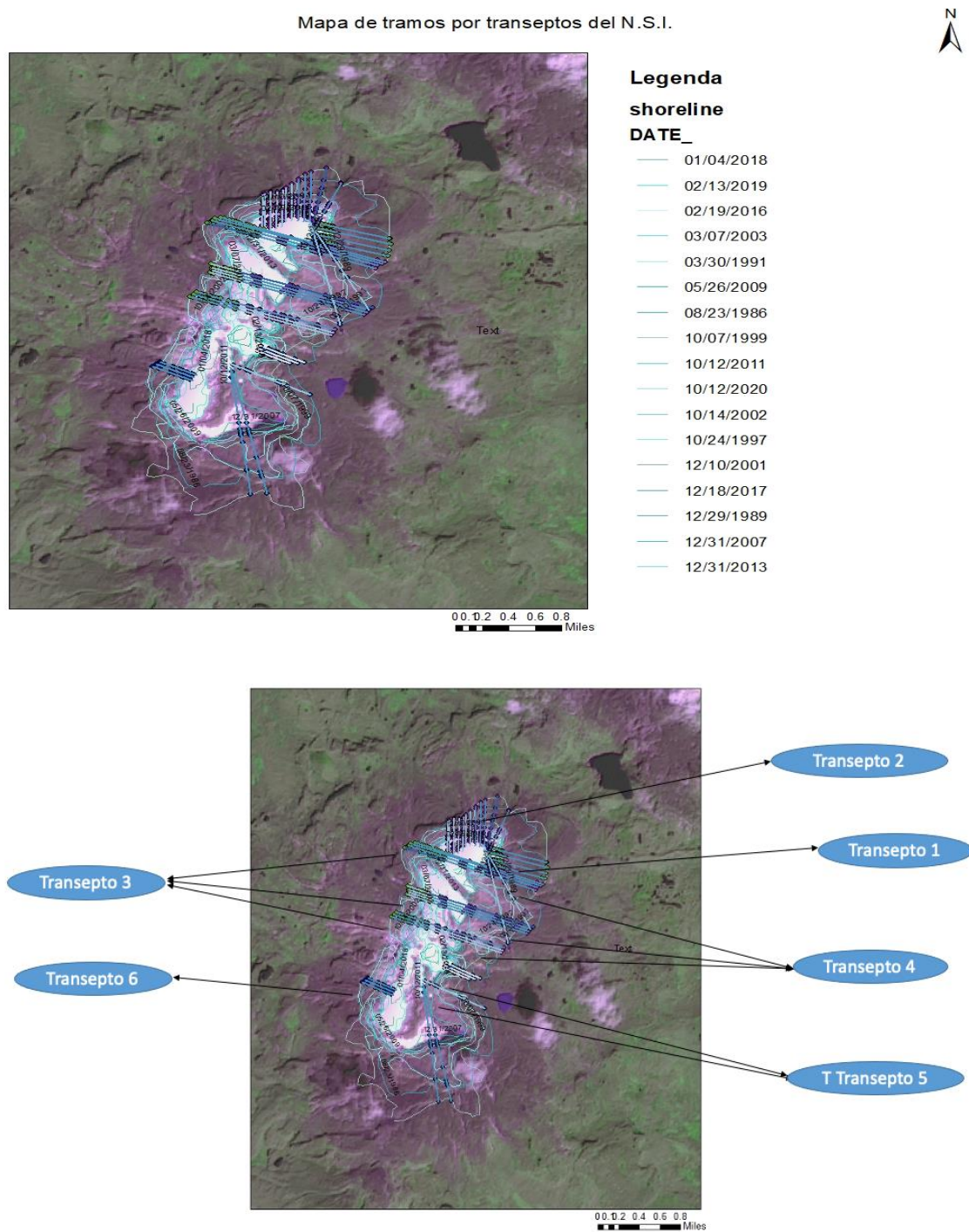


Figura 16. Mapa del retroceso de tramos por transeptos del Volcán Nevado Santa Isabel, indicando la zona de cada tramo por transecto en el glaciar.

RESULTADOS

9.1. Tramo Noreste de La Cima Norte

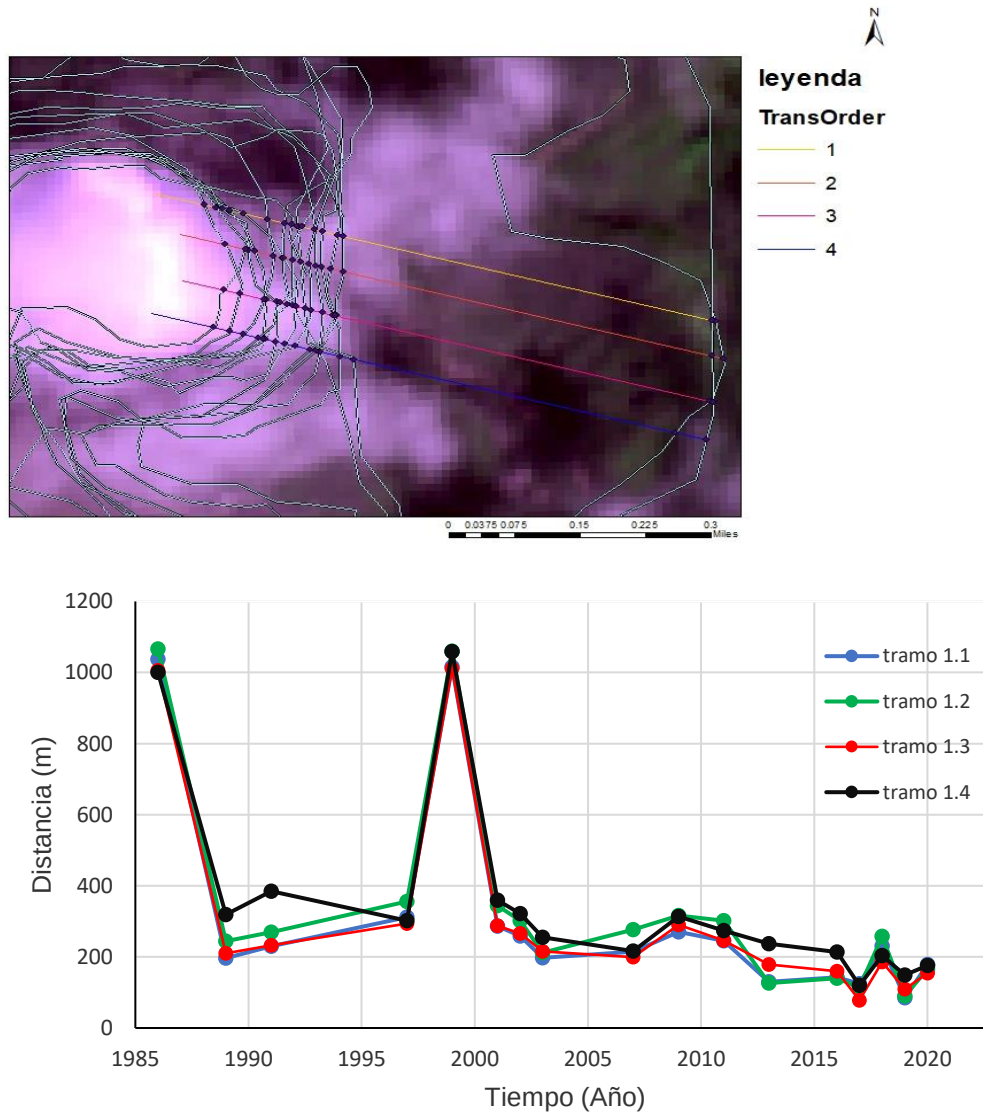


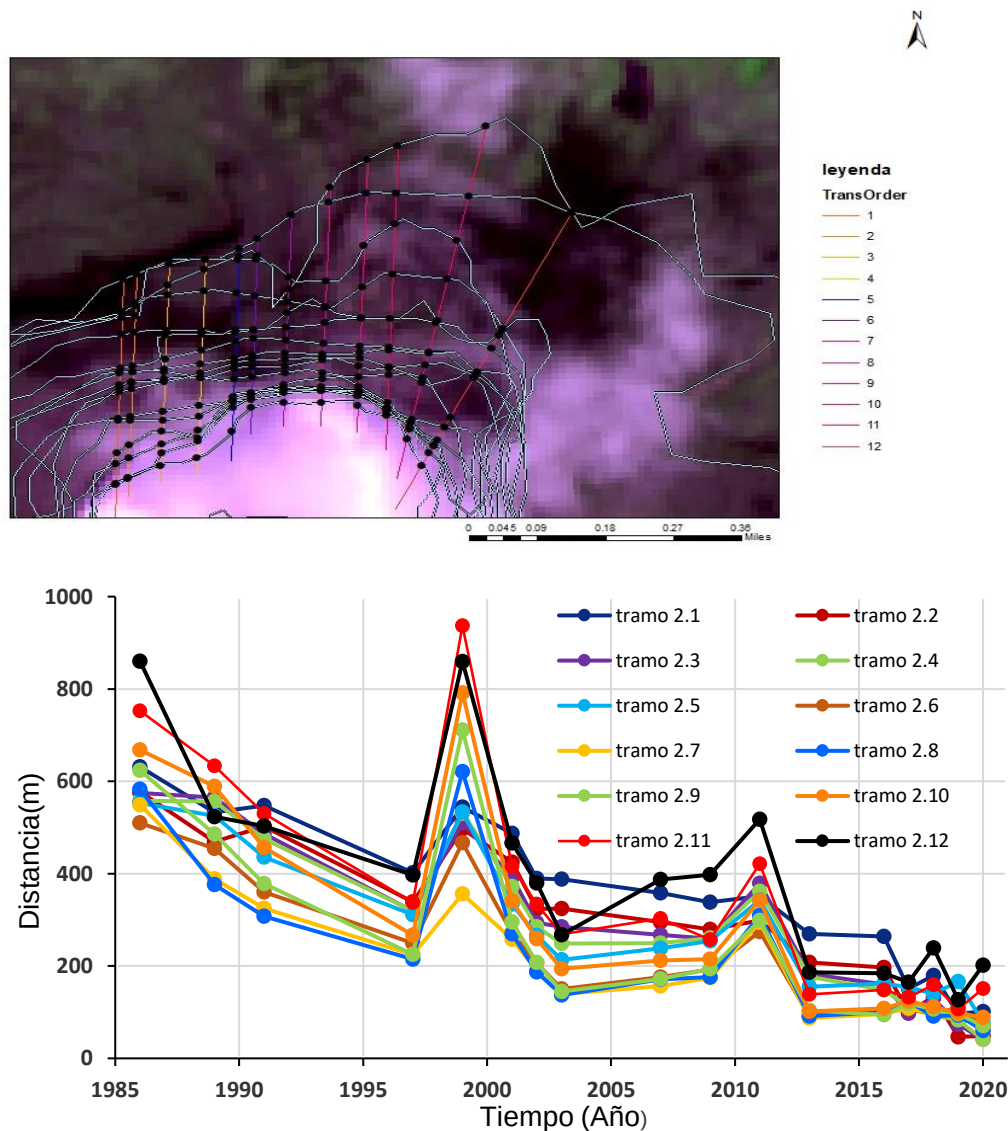
Figura 17.(a) mapa de la zona noreste de la cima norte del nevado santa Isabel (b) grafica de tramos por transeptos.

En el primer tramo por transecto, al noreste del fragmento del glaciar llamado cima norte podemos observar cuatro transectos los cuales graficamos en la figura 18.

En esta figura podemos ver el comportamiento que tiene el glaciar con una pérdida a finales de los 80, un aumento y declive en 1999 y luego una pérdida paulatina hasta el 2020.

RESULTADOS

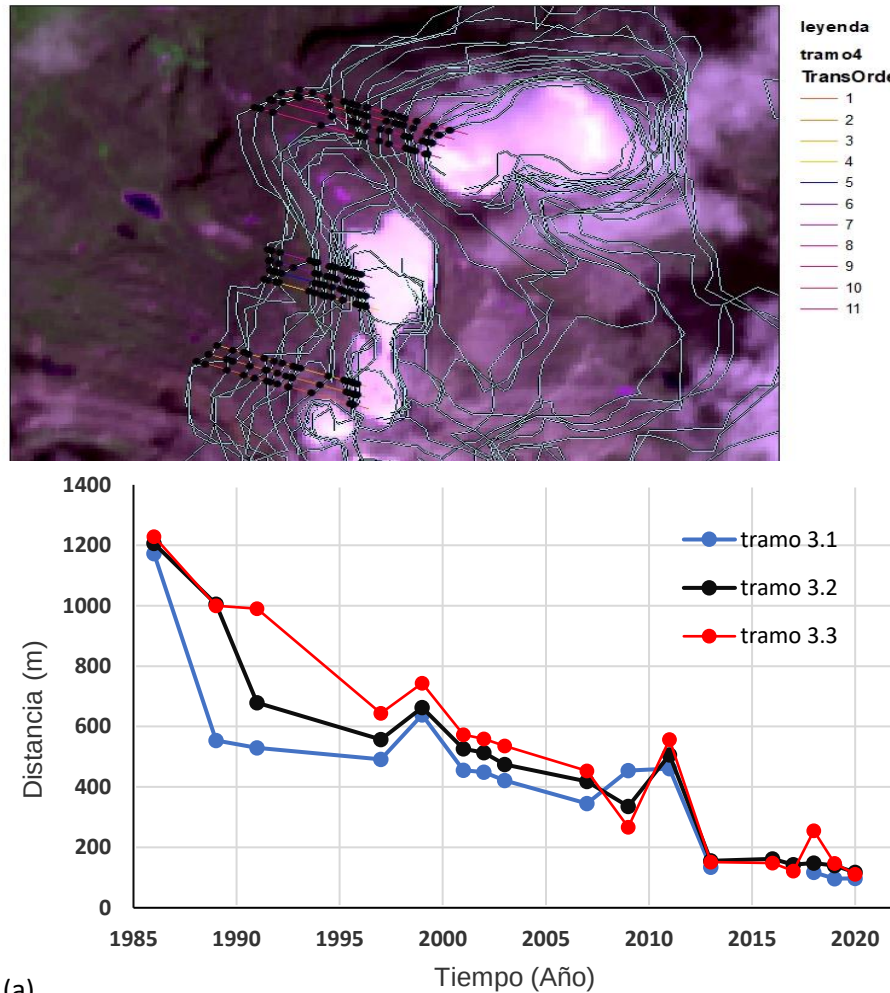
9.2. Tramo Norte de la cima norte



Los 12 transectos del tramo dos de la zona más al norte del fragmento llamado cima norte del glaciar Volcán Nevado Santa Isabel se visualizan en la figura 19. En esta figura se muestra la pérdida glaciar durante el periodo comprendido entre 1986 y 1997, la cual fue muy paulatina con respecto a la anomalia del año 1999 donde se muestra un pico de aumento en la masa glaciar. También se puede observar que existe un declive desde el año 2000 hasta el 2008 seguido de otro aumento en el 2010 y por último otro declive hasta el 2020.

Figura 18. (a) mapa de la zona norte de la cima norte del nevado santa Isabel (b) grafica de tramo por transectos.

9.3. Tramo Oeste del Nevado Santa Isabel

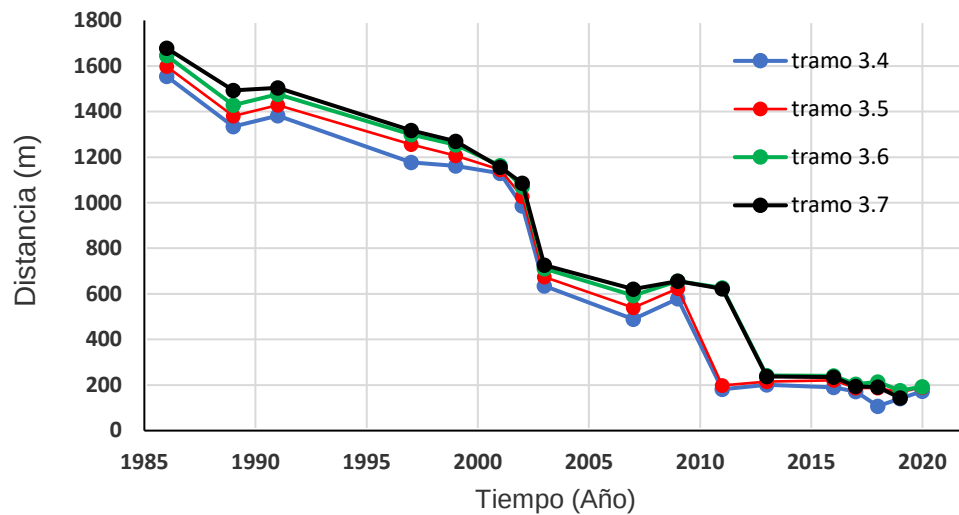


(a)



En la Figura 20 se observan tres tramos al oeste de los fragmentos glaciares del Volcán Nevado Santa Isabel, los cuales tienen diferentes patrones. El tramo más al sur (Figura 20a) presenta un patrón muy suavizado pero sin dejar las anomalías o picos en el año 1999 y 2010. El tramo del centro del mapa no presenta los picos, pero si presenta una pérdida muy baja desde los 80 hasta el año 2000, luego de este año se presenta un pequeño altibajo en el año 2010 (Figura 20b). En el último tramo al oeste de la cima norte (Figura 20c) muestra el mismo comportamiento que se ha visto en los anteriores graficos de la cima norte, el cual es un declive abrupto en la pérdida de masa glaciar en la época de los 80 el mismo pico o anomalía en 1999 y el otro pico en el 2010.

RESULTADOS



Con respecto al pico de 1999, y de acuerdo con los datos de precipitación, podemos inferir que debió ocurrir una nevada importante que se registró en las imágenes, que luego se derritió rápidamente. El otro pico del 2010 se asocia con el fenómeno de La Niña.

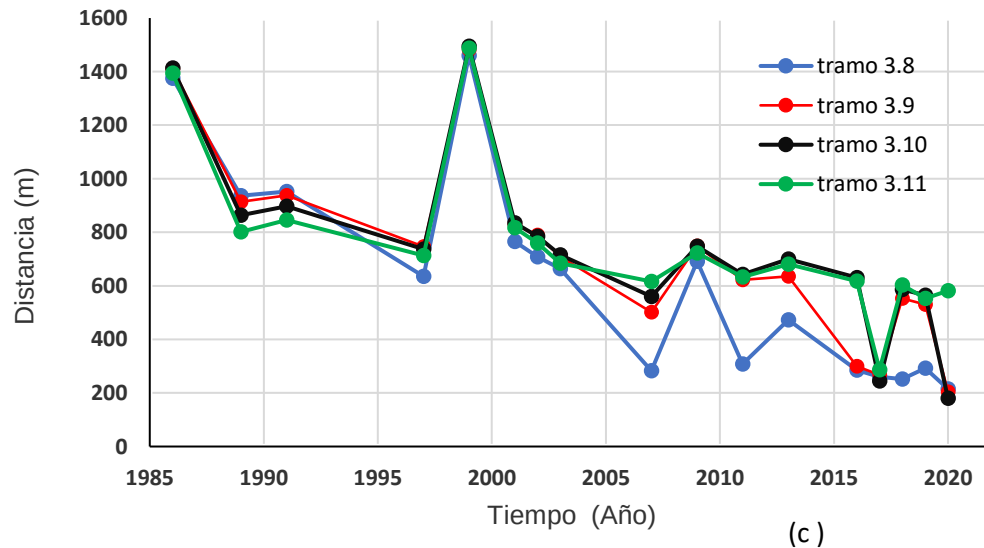


Figura 19. Graficas de la zona oeste del glaciar Santa Isabel (a) grafica de la parte sur del mapa (b) grafica del centro del mapa zona oeste del nevado (c) grafica de la parte oeste de la cima norte del nevado santa Isabel.

RESULTADOS

9.4. Tramo este de Nevado santa Isabel

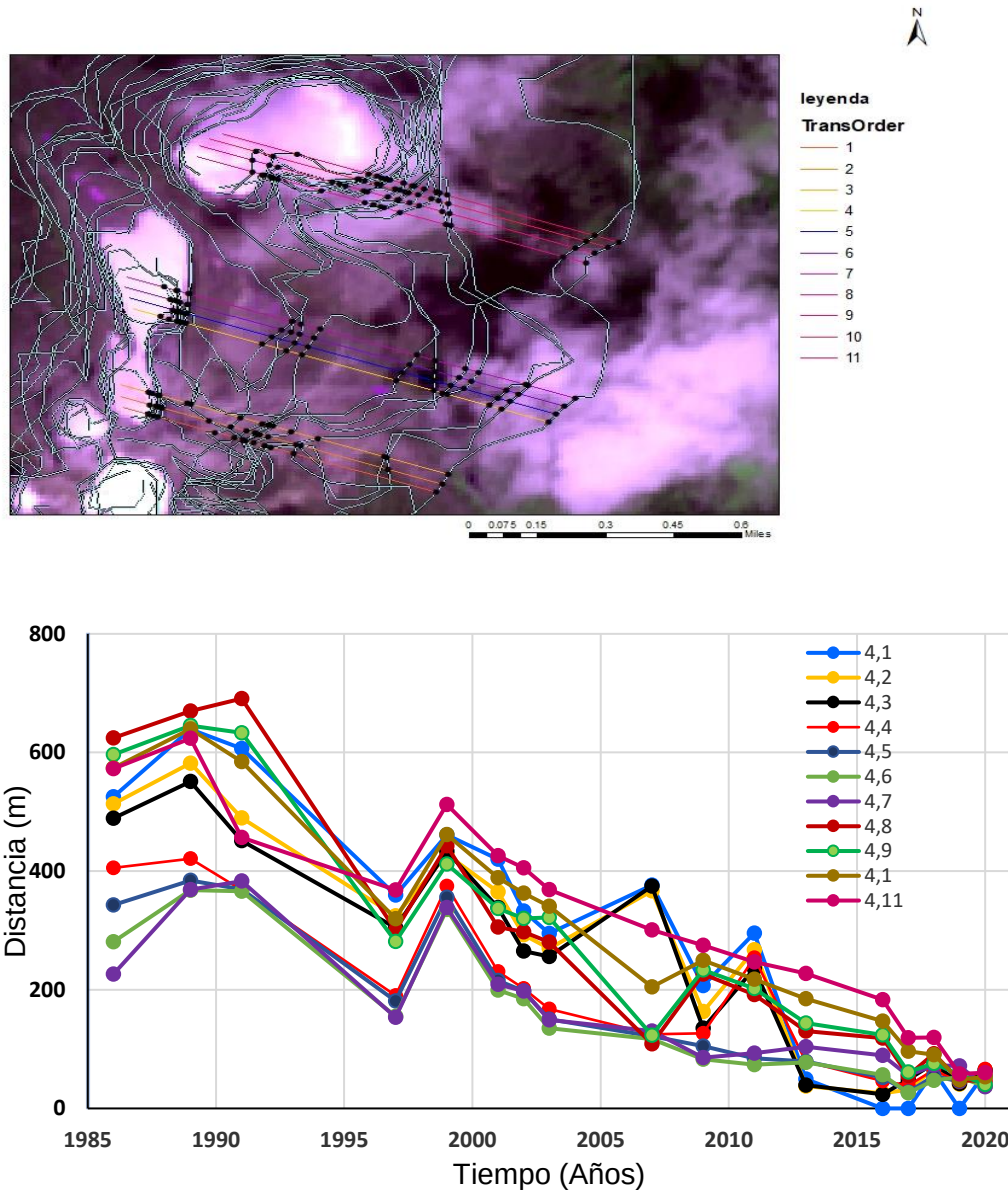
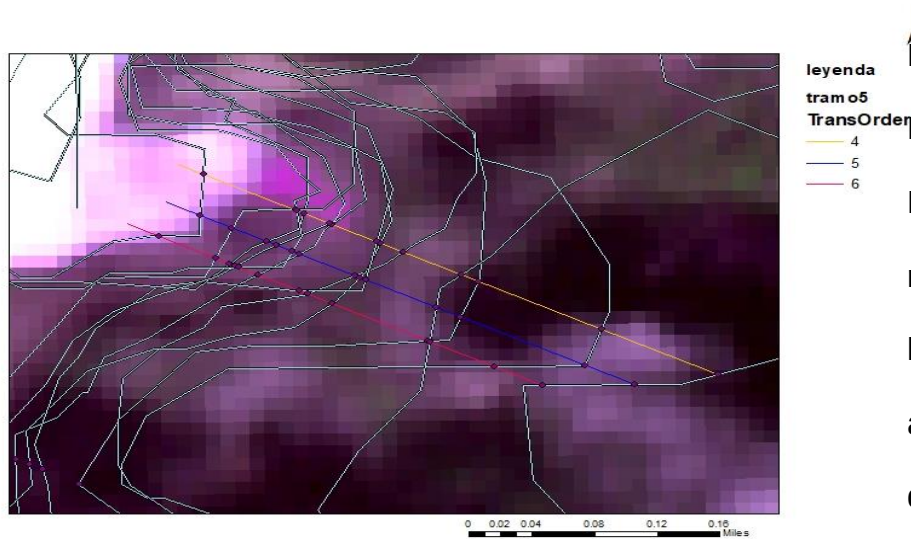


Figura 20. Gráfica de retroceso por transecto de la zona oeste del nevado santa Isabel.

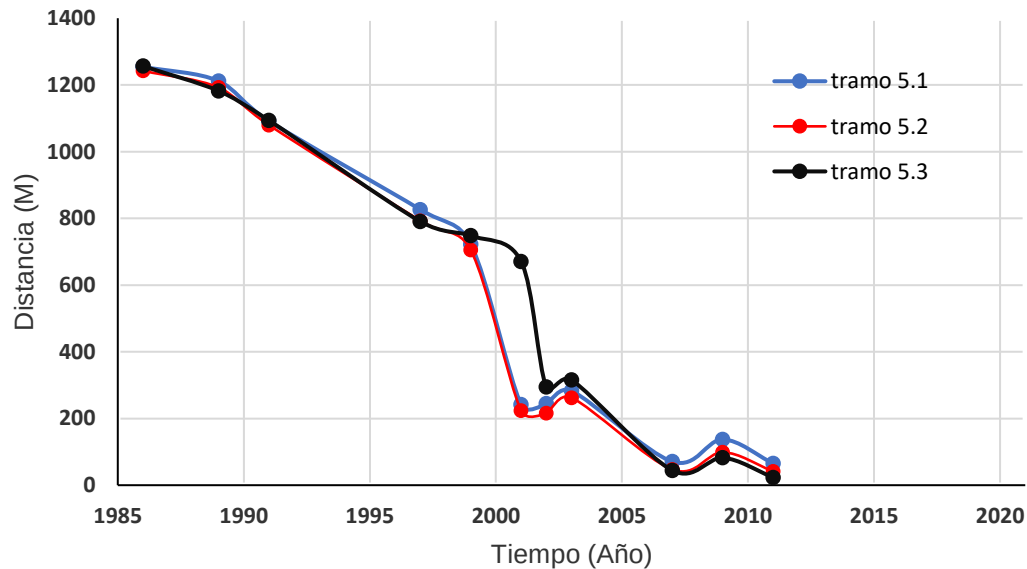
En la Figura 21 se puede observar un pequeño aumento de masa glaciaria desde el año 1986 hasta el 1990, luego se presenta un declive en la gráfica hacia el año 1997 de aproximadamente 200 m y a su vez se presenta un aumento repentino en 1999 producto de la fuerte nevada anteriormente descrita. Después del año 2000 se presenta un retroceso paulatino con algunas variaciones por transecto lo cual se puede dar por geoformas o diferentes grados de la pendiente.

RESULTADOS

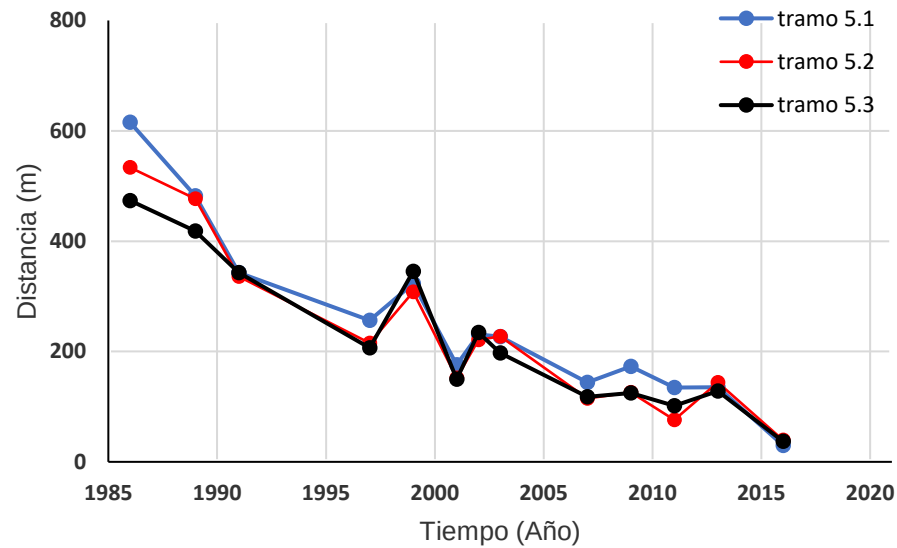
9.5. Tramo sureste del nevado santa Isabel



El tramo Cinco de la zona suroeste del Volcán Nevado Santa Isabel es visualizado en la figura 22. En la figura 22.(a), se muestra una pérdida relativamente pequeña del glaciar desde el año 1986 hasta el 1999, luego de este se presenta un declive abrupto de aproximadamente 500 m hasta el 2002 donde va decreciendo la gráfica hasta el último término que recoge el transecto evaluado en el 2011



RESULTADOS

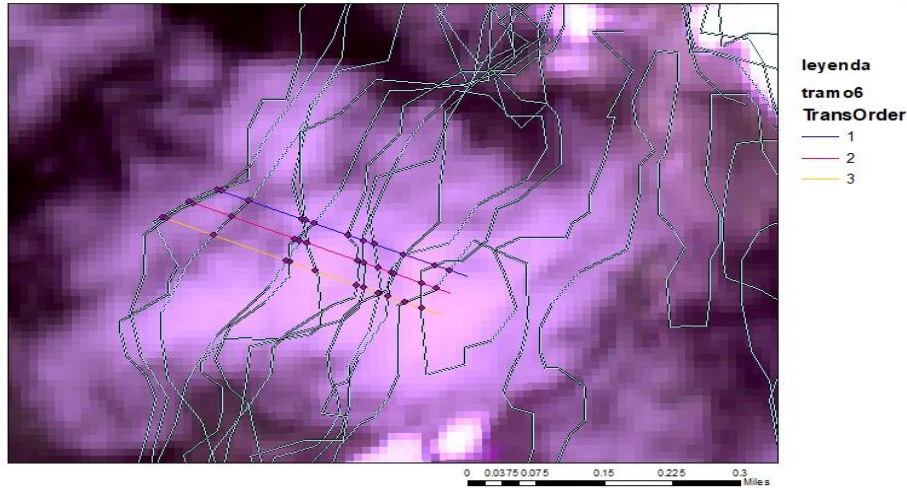


Por otra parte en la figura 22(b) muestra un comportamiento muy similar a las gráficas anteriores, presentandose una disminución hasta 1997 donde aumenta abruptamente y disminuye formando el pico de 1999 dado posiblemente por una nevada en la criósfera temporal; luego de este muestra una disminución paulatina en la pérdida del glaciar.

Figura 21. Graficas del retroceso por transepto de la zona sur oeste del nevado santa Isabel (a) parte norte de la zona sur oeste (b) parte sur de la zona sur oeste.

RESULTADOS

9.6. Tramo Suroeste del Nevado Santa Isabel



En el tramo número seis al suroeste del Volcan Nevado Santa Isabel (figura 23) el comportamiento es muy similar a las anteriores zonas, sólo que en este caso el declive no es tan abrupto en 1997 por lo tanto no se muestra una anomalía o pico en 1999. Sin embargo, se sigue notando el pico del 2010 que asociado con La Niña.

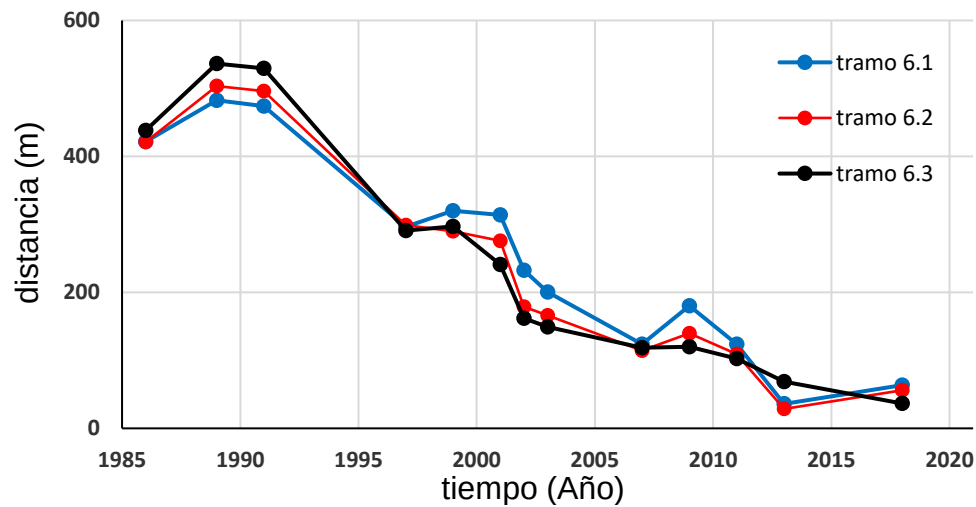


Figura 22. Gráfica del retroceso por transecto Del Volcán Nevado Santa Isabel de la zona sur este.

RESULTADOS

En los resultados de las figuras desde la 24 a la 32 se muestran ecuaciones lineales (para la velocidad de retroceso) y polinómicas cuadráticas (para la aceleración de retroceso) superpuestas, las cuales fueron halladas con la media de los tramos por transectos del volcán nevado Santa Isabel descritos anteriormente de forma cualitativa. La aceleración del retroceso fue calculada como dos veces el valor (positivo o negativo) del coeficiente de la ecuación de regresión cuadrática asociado con el término de segundo grado.

9.7. Promedio de distancias de retroceso (tramos 1-6)

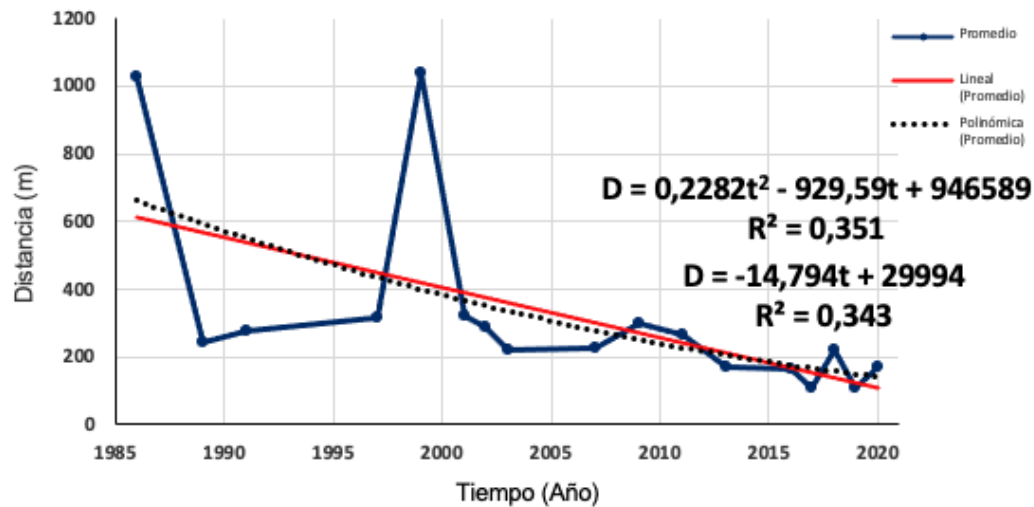


Figura 23. Gráfica promedio del tramo noreste de la cima norte

En la figura 24 se observa la tendencia cuadrática de la aceleración del retroceso $0,46 \text{ m/año}^2$ y la velocidad promedio $14,79 \text{ m/año}$ del promedio para el tramo por transecto del sector Noreste del Volcán Nevado Santa Isabel. Estos valores nos indican una aceleración notable, debido a la tendencia polinómica.

RESULTADOS

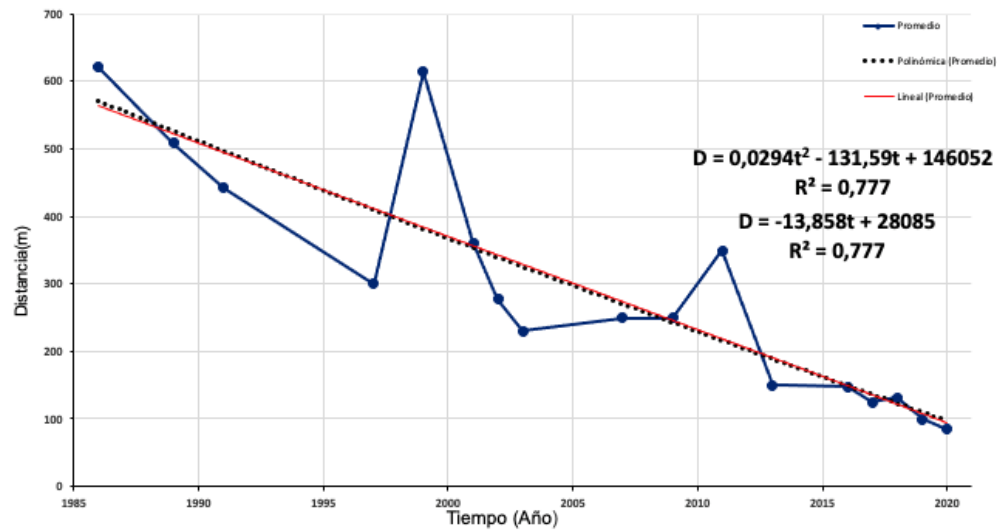


Figura 24. Gráfica promedio del tramo noreste de la cima norte del volcán nevado Santa Isabel

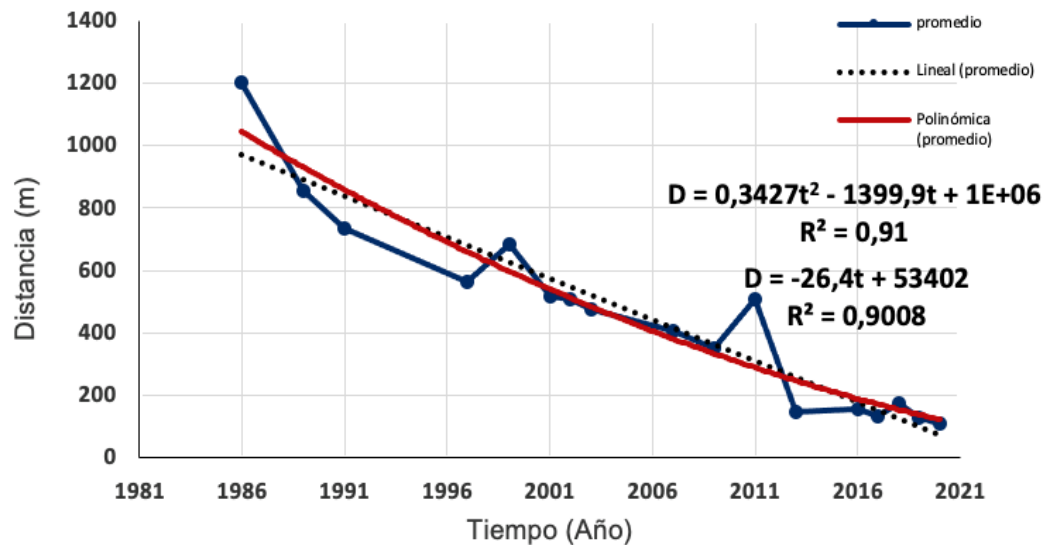


Figura 25. Gráfica promedio oeste centro del volcán nevado Santa Isabel

En la gráfica 25 del sector norte del fragmento llamado cima norte se muestra en las tendencias lineales y polinomios una velocidad promedio de retroceso del 13,86 m/año (la más baja de los sectores evaluados) junto con una aceleración de retroceso casi lineal de 0,029 m/año².

En la figura 26 se observa la velocidad promedio de la línea de tendencia lineal 26,4 m/año es mayor con respecto a los demás tramos expuestos, y la línea polinómica cuadrática muestra una aceleración del retroceso del 0,69 m/año².

RESULTADOS

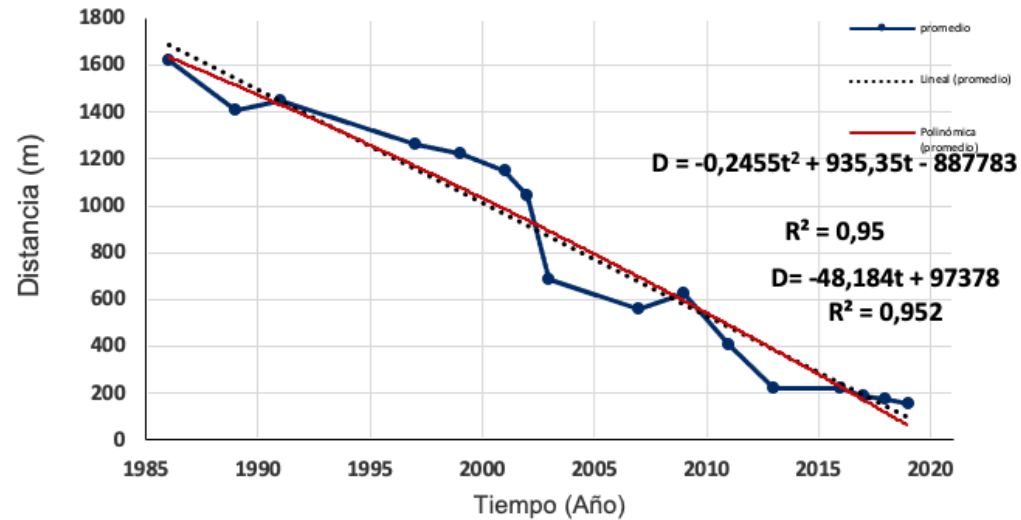


Figura 26. Gráfica promedio del tramo oeste parte sur del volcán nevado Santa Isabel

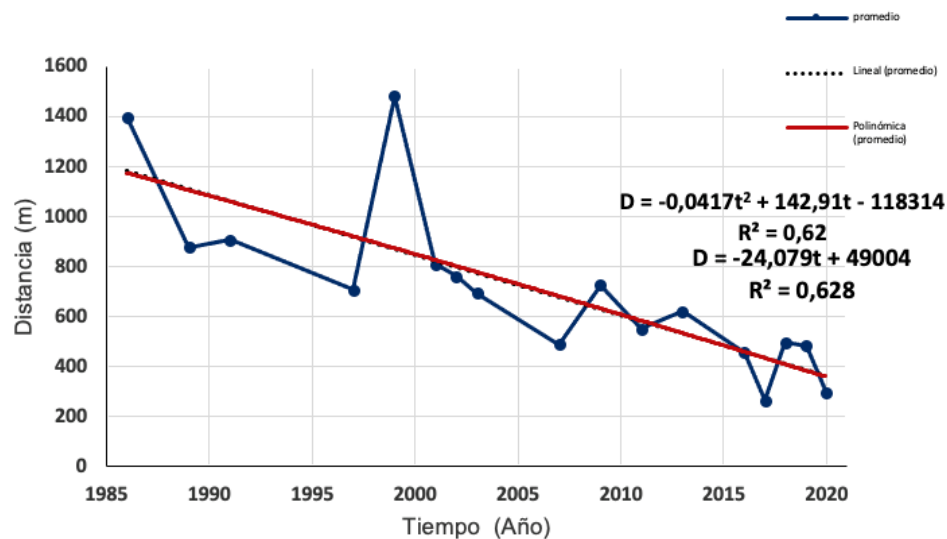


Figura 27. Gráfica promedio del tramo este del volcán nevado Santa Isabel.

En la figura 27 se observa una velocidad promedio de 48,18 m/año de la tendencia lineal, además de una aceleración del retroceso promedio del $-0,49 \text{ m/año}^2$. Específicamente, se muestran en los tramos de los años 1999-2003 y 2009-2013.

En la figura 28 del tramo oeste promedio se observa en la línea de tendencia una velocidad de 24,08 m/año (similar a la figura 26) con una aceleración del retroceso en promedio muy lineal casi nula de $-0,08 \text{ m/año}^2$ que se denota en cierto lugar del glaciar del volcán nevado de Santa Isabel.

RESULTADOS

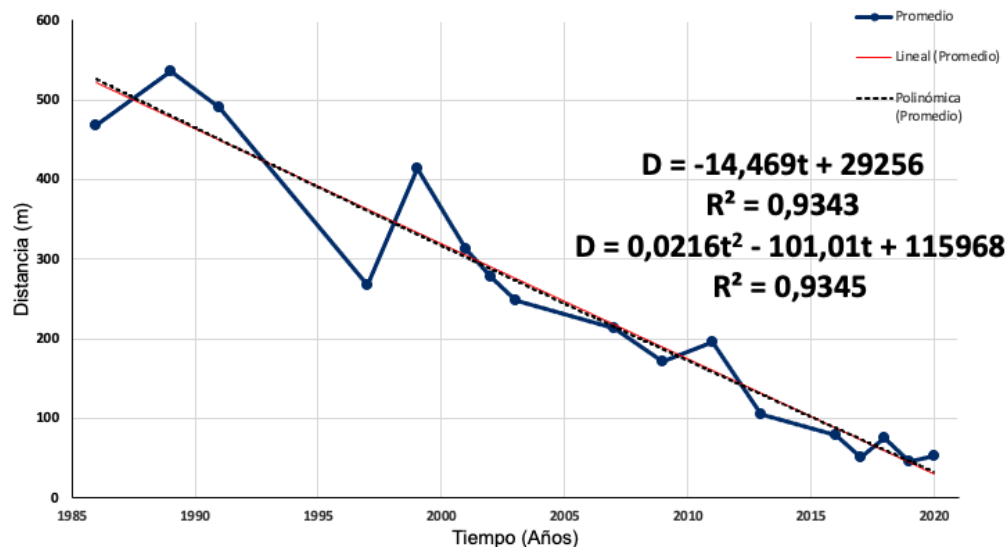


Figura 28. Gráfica promedio del tramo oeste de la cima norte del volcán nevado Santa Isabel.

En este caso en la figura 29 podemos observar en la ecuación de tendencia lineal del retroceso, una velocidad promedio de 14,47 m/año y una aceleración del retroceso con un comportamiento muy lineal el cual se puede determinar con R^2 que mide la similitud sin embargo se presenta la aceleración de 0,04 m/año² en el glaciar.

RESULTADOS

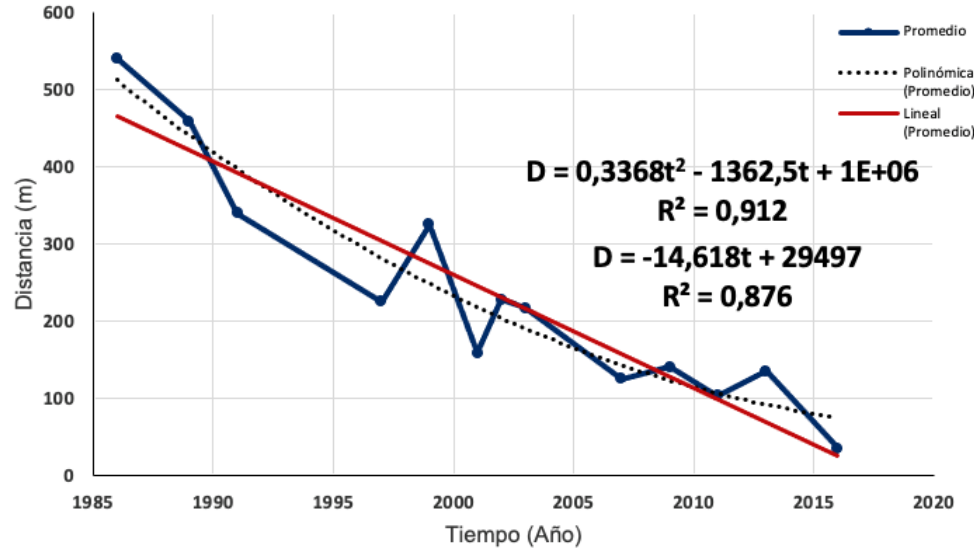


Figura 29. Gráfica promedio del tramo sureste norte del volcán nevado santa Isabel

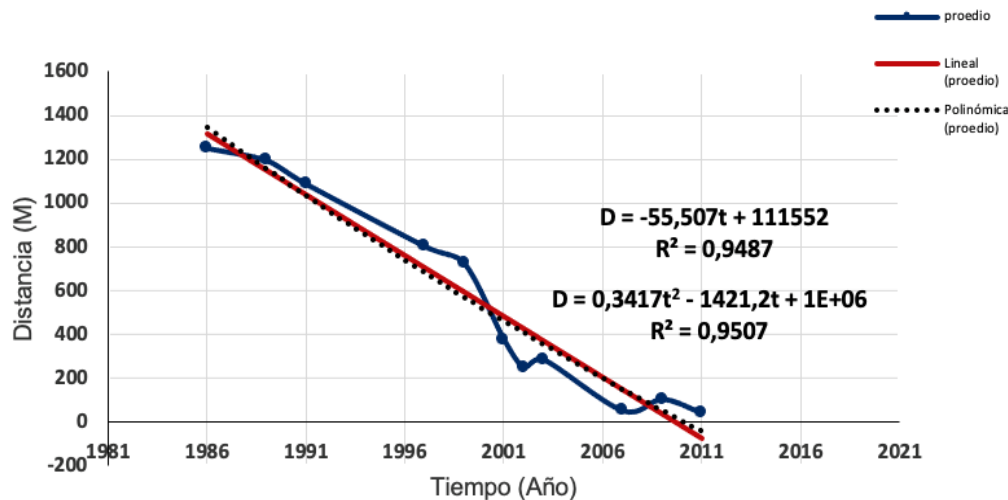


Figura 31. Gráfica promedio del tramo sureste sur del volcán nevado santa Isabel

En la figura 30 se muestra o se observa una tendencia lineal la cual se denota como la velocidad promedio del retroceso glaciar del volcán nevado de Santa Isabel de 14,62 m/año. Y una tendencia polinómica cuadrática que muestra la aceleración del retroceso glaciar del 0,67 m/año² bastante notoria comparada con las demás gráficas.

En la figura 31 se observa gráficamente como la velocidad promedio de la línea de tendencia lineal 55,51 m/año es mayor con respecto a los demás tramos expuestos y la línea polinómica cuadrática muestra una aceleración del retroceso del 0,68 m/año² visualizándose una aceleración del retroceso promedio de glaciar volcán nevado santa Isabel.

RESULTADOS

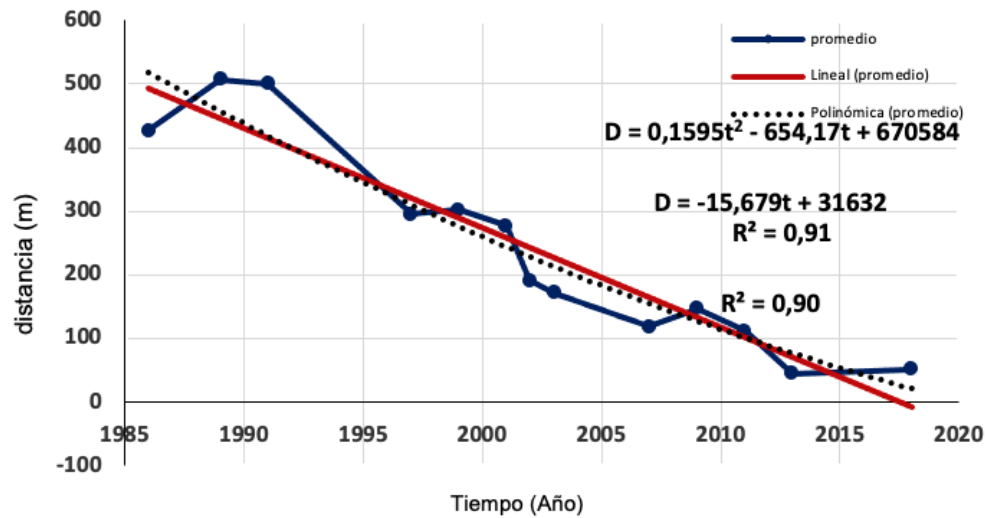


Figura 31. Gráfica promedio del tramo suroeste del volcán nevado santa Isabel

En esta gráfica de la figura 32 del tramo 6 promedio se muestra una línea de tendencia tanto lineal como polinomios, con una velocidad promedio y aceleración promedio del retroceso glaciar del volcán Nevado Santa Isabel del 15,68 m/año y 0,32 m/año² respectivamente, indicando una aceleración no tan notable como en las anteriores graficas lo que si sucede en la tendencia.

TRAMO	Velocidad (m/año)	Aceleración (m/año ²)	Tasa de retroceso
Noreste cima norte	-14,79	0,46	en aumento
Norte cima norte	-13,85	0,06	en aumento
Oeste Centro	-26,40	0,69	en aumento
Oeste Sur	-48,18	-0,49	disminuyendo
Este	-24,08	-0,08	disminuyendo
Oeste Norte	-14,46	0,04	en aumento
Sureste Norte	-14,62	0,68	en aumento
Sureste Sur	-55,51	0,68	en aumento
Suroeste	-15,68	0,32	en aumento

Tabla 3. Resultados de aceleración y velocidad promedio de los tramos del glaciar Volcán Nevado Santa Isabel por transectos.

10. Discusión

De acuerdo con los resultados de este trabajo, se destacan cuatro zonas (figura 18-21) debido a su comportamiento similar en relación con el gráfico de áreas versus tiempo a partir del mapa de superposiciones de áreas. La similitud en los dos tipos de resultados (área/año y distancia/año) indican la reducción del glaciar del volcán Nevado Santa Isabel desde la década de 1980, en concordancia con otros autores (IDEAM, 2019, 2020). Se evidencia variabilidad en el cambio, como el declive en el área glaciar desde el 1986 y 1988 debido posiblemente al fenómeno de El Niño que ocurrió en dicho periodo. Por otra parte, en los cuatro tramos por transecto (figura 18-21) se pueden distinguir ciertas anomalías o picos, pudiendo observarse un aumento en la criósfera temporal del glaciar debido a altas precipitaciones y bajas temperaturas, como el pico del 2010 asociado posiblemente a un fenómeno de La Niña, y el pico de 1999 debido posiblemente a una fuerte nevada que aumentó la criósfera temporal del glaciar en ese año, registrada en la anomalía de precipitación de la zona. Se resalta en este sentido la necesidad de utilizar datos de otras fuentes que registren la variabilidad glaciar (no de la criósfera temporal) para analizar el avance/retroceso del glaciar Poleka kasue.

Finalmente, se muestra un último cambio, un declive en el retroceso de la criósfera glaciar desde el 2015 producto posiblemente del ENSO del 2015-2016, donde se impactó recientemente con la baja nubosidad y la alta radiación solar que acelero el derretimiento

glaciar. Es de apuntar que el retroceso actual se encuentra acelerado por la influencia de una capa de ceniza que se encontraba dentro de la masa de hielo, que hoy ha sido expuesta por el mismo derretimiento (IDEAM, 2020).

Los resultados del análisis cualitativo se corroboran con el análisis cuantitativo, con base en el promedio de cada tramo por transecto, y las ecuaciones de ajuste lineales y cuadráticas que dan cuenta de la velocidad y aceleración promedio en cada uno de estos tramos en los distintos sectores evaluados (Tabla 3). Se puede percibir variaciones de velocidades promedio y aceleraciones promedio atribuidas al clima, fenómenos climáticos y las geoformas (o pendientes del relieve) del glaciar. En la mayoría de los tramos se presenta un aumento en el retroceso, con solo los tramos Oeste Sur y Este presentando disminución en el retroceso, como se evidencia en las figuras 27 y 28. En los tramos Sureste Norte, Sureste Sur y Oeste Centro se presentan aceleraciones alrededor de $0,68 \text{ m/año}^2$, lo que da cuenta del aumento en el retroceso de la criósfera temporal del glaciar debido a que en ese sector en particular se puede presentar diferentes geoformas en comparación con los demás tramos. La zona Norte cima norte presenta el menor aumento ($0,058 \text{ m/año}^2$) de la tasa de retroceso debido probablemente a que se encuentra a una altura mayor a los 4.500 m, lo que le permite disminuir la pérdida en la criósfera del glaciar, de acuerdo con la velocidad promedio de este de $13,85 \text{ m/año}$. Se puede observar también que en el tramo Este se presenta una aceleración negativa muy baja ($-0,08 \text{ m/año}^2$), es decir, una tasa de retroceso en disminución, que puede asociarse que en ese tramo la pérdida o deshielo de la criósfera del glaciar no ha cambiado con los años.

11. Conclusiones

- Analizando la criósfera temporal desde los años 80 hasta la actualidad se puede concluir que en el año 1998 a 1999 se presentó un aumento en la criósfera temporal del Volcán Nevado Santa Isabel producto de un evento de precipitación, dando así un incremento en la velocidad de cambio. Además, entre 1999 y 2000 se presentó un decrecimiento de igual magnitud, produciendo una aceleración en el retroceso en compensación.
- Se observaron, de manera interpretativa para cada tramo y distancia de intersección de la criósfera temporal del glaciar volcán Nevado Santa Isabel, aceleraciones en el retroceso en diferentes momentos entre 1986 y 2020.
- En el análisis cuantitativo del glaciar Nevado Santa Isabel se da la respuesta positiva a la hipótesis del proyecto, con base en valores de aceleración del retroceso promedio en los distintos sectores de la criósfera temporal y, posiblemente, glaciar, con valores de aceleración máximos de 0.68 m/año^2 del tramo Sureste Sur y Norte, y mínimos de 0.08 m/año^2 para el tramo Este.

12. Recomendaciones

- Para los próximos trabajos se recomienda explorar la aplicación de imágenes satelitales con combinación de bandas espectrales, que permitan el cálculo de índices espectrales para determinar el cambio glaciar más allá de la criósfera temporal.

13. Bibliografía

Antoine Rabatel, Jorge Luis Ceballos, Natan Micheletti, Ekkehard Jordan, Michael Braitmeier, Javier González, Nico Mölg, Martin Ménégoz, Christian Huggel & Michael Zemp. 2017. Toward an imminent extinction of Colombian glaciers?. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*. DOI: 10.1080/04353676.2017.1383015

Bahr, D.B., M. Dyurgerov and M.F. Meier. 2009. Sea-level rise from glaciers and ice caps: a lower bound. *Geophys. Res. Lett.*, 36(3), L03501. (10.1029/2008GL036309.)

Bradley, R.S., M. Vuille, H.F. Diaz and W. Vergara. 2006. Threats to water supply in the tropical Andes. *Science*, 312(5781), 1755–1756.

Brown et al., 2017. The geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications. *Earth Surf. Process. Landforms* 42, 71–90.

Ceballos J, Ospina J, Rojas F. 2020, Informe del estado de los glaciares colombianos 2019, IDEAM

Ceballos JL, Euscátegui C, Ramírez J, Cañon M, Huggel C, Haeberli W, Machguth H. 2006. Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. *Ann Glaciol.* 43:194–201.

Ceballos JL, Rodríguez Murcia CE, Real Nuñez EL. 2012. Glaciares de Colombia más que montañas con hielo. Bogotá: IDEAM. p. 344.

Ceballos JL, Rodríguez Murcia CE, Real Núñez EL. 2012. Glaciares de Colombia más que montañas con hielo. Bogotá: IDEAM. p. 344.

Ceballos, J. 1; Tobón E. 2007. Glaciares colombianos: evolución reciente y estado actual. Boletín de Geología Vol. 29, No. 2. 143-151

Ceballos, J., Euscategui, C., Ramírez, J. Huggel C. (2006). Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. Septiembre, 2003. Annals of Glaciology.

Coudrain, A., B. Francou and Z.W. Kundzewicz. 2005. Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources – editorial. Hydrol. Sci. J., 50(6), 925–932.

Cuffey, K.M. and Paterson, W.S.B., 2010. *The physics of glaciers*. Academic Press.
Francou, 2013. Rapid retreat of glaciers in the Tropical Andes: a challenge for studying the dynamics of high mountain ecosystems. Ecología en Bolivia 48(2): 69-71. ISSN 1605-2528.

Francou, B. & C. Vincent. 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD Editions, Paris. 274 p.

Hooke, R.L., 2005. *Principles of glacier mechanics*. Cambridge university press.
Huggel C, Ceballos JL, Pulgarín B, Ramírez J, Thouret J. 2007. Review and reassessment of hazards owing to volcano glacier interactions in Colombia. Ann Glaciol. 45:128–136.

IDEAM. (2001). Base de datos de brillo solar, humedad relativa, precipitación, temperaturas máximas y mínimas y número de días con precipitación. Bogotá.

IDEAM. (2004). Informe técnico de la evolución del volcán nevado Santa Isabel. Bogotá. Inédito. 15p.

IDEAM. (2005). Informe técnico de la comisión efectuada a la Sierra nevada del Cocuy. Bogotá. Inédito. 22p.

Informe Glaciares Colombianos. (2019). IDEAM.
<http://www.ideam.gov.co/documents/11769/229819/Estado+de+los+glaciares+colombianos+2019/0fdd1967-28bd-4120-9d58-8ebe81deaf8c>

Jordan E, Geyer K, Linder W, Fernandez B, Florez A, Mojica J, Nino O, Torrez C, Guarnizo F. 1989. The recent glaciation of the Colombian Andes. Zbl Geol Paläont. Teil I(5/6):1113–1117.

Linder W, Jordan E, Christie K. 1994. Post-eruptive ice-mass losses on the Nevado del Ruiz, Colombia. Zbl Geol Paläont. Teil I(1/2):479–484.

Linder W, Jordan E. 1991. Ice-mass losses at the Nevado del Ruiz, Colombia, under the effect of the volcanic eruption of 1985 – a study based on digital elevation models. Revista Cartografica. 59:105–134. Instituto Panamericano de Geografia e Historia.

Linder W. 1991. Klimatisch und eruptionsbedingte Eismassenverluste am Nevado del Ruiz, Kolumbien – Eine Untersuchung auf der Basis digitaler Geländemodelle. – Wiss. Arb. Fachricht. Vermessungswesen, 181: 162 pp. (Thesis), Hannover.

Linder W. 1993. Perdidas en las masas de hielo en el Nevado del Ruiz causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 años. Revista Análisis Geográficos, 23, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 113p (translated by Jairo Mojica).

Meier, M.F. and 7 others. 2007. Glaciers dominate eustatic sea- level rise in the 21st century. Science, 317(5841), 1064–1067.

Mölg N, Ceballos JL, Huggel C, Micheletti N, Rabatel A, Zemp M. 2017. Ten years of monthly mass balance of Conejeras glacier, Colombia, and their evaluation using different interpolation methods. Geogr Ann A. 99 (2):155–176.

doi:10.1080/04353676.2017.1297678.

Morris JN, Poole AJ, Klein AG. 2006. Retreat of tropical glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as measured from ASTER and Landsat images. Proceedings of the 63rd Eastern Snow Conference; Newark (DE), 181–191.

Poveda G, Pineda K. 2009. Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2020 decade? *Adv Geosci.* 22:107–116. doi:10.5194/adgeo-22–107–2009.

Poveda G, Pineda K. 2009. Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2020 decade? *Adv Geosci.* 22:107–116. doi:10.5194/adgeo-22–107–2009

Rabatel A, Letréguilly A, Dedieu J-P, Eckert N. 2013b. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *Cryosphere.* 7:1455–1471. doi:10.5194/tc-7–1455–2013.

Ramaswamy, V. and 8 others. 2006. Why do temperatures vary vertically (from the surface to the stratosphere) and what do we understand about why they might vary and change over time? In Karl, T.R., S.J. Hassol, C. Miller and W. Murray, eds. *Temperature trends in the lower atmosphere: steps for understanding and reconciling differences.* Washington, DC, US Climate Change Science Program. Subcommittee on Global Change Research, 15–28, (US Climate Change Science Program Synthesis and Assessment Product 1.1).

Randall, D.A. and 12 others. 2007. Climate models and their evaluation. In Solomon, S. and 7 others, eds. Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, etc., Cambridge University Press, 589–662.

Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Alexander, L.V., Allen, S.K., Bindoff, N.L., Bréon, F.M., Church, J.A., Cubasch, U., Emori, S. and Forster, P., 2013. Technical summary. In Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (pp. 33-115). Cambridge University Press.

Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Alexander, L.V., Allen, S.K., Bindoff, N.L., Bréon, F.M., Church, J.A., Cubasch, U., Emori, S. and Forster, P., 2013. Technical summary. In Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (pp. 33-115). Cambridge University Press.

Thompson Lonnie G., Mosley-Thompson E., Davis M. E., Brecher H. 2011. Tropical glaciers, recorders and indicators of climate change, are disappearing globally. *Annals of Glaciology* 52(59)

Thompson, L.G. and 8 others. 2006. Abrupt tropical climate change: past and present. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA (PNAS)*, 103(28), 10,536–10,543.

Thouret JC. 1990. Effects of the November 13, 1985 eruption on the snowpack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *J Volcanol Geotherm Res.* 41(1–4):177–201.

Tobón, E. (2004). Contribución a los proyectos de investigación realizados por la subdirección de geomorfología del IDEAM. “Actualización del mapa de sistemas morfogénicos. Caracterización y monitoreo de los glaciares colombianos. Cartografía de las formaciones superficiales del macizo colombiano”. Tesis de Grado. Universidad de Caldas. Manizales. Colombia.