

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN

Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica-Geotecnia

USO DE SENSORAMIENTO REMOTO, PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA.

TESIS

Presentada Por

Bach: Judith Kanty Sanchez Ramos

Para optar el Título Profesional de:

INGENIERO GEÓLOGO-GEOTÉCNICO

Tacna-Perú
2021

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN

Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica-Geotecnia

HOJA DE JURADO

TESIS

USO DE SENSORAMIENTO REMOTO, PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA.

Presentado por la Bach: Judith Kanty Sánchez Ramos
Tesis sustentada y aprobada el 01 de octubre del 2021; con el siguiente jurado

Presidente



MSc. Conrado Bedoya Jaén

Miembro – Secretario



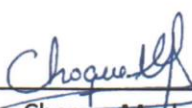
Mgr. Fredy Cabrera Olivera

Miembro



Ing. Jonathan Zavaleta Curasi

Asesora



Mgr. Gloria Choque Machaca

FRASE

“Ningún éxito en la vida compensa el fracaso de un hogar”.

David O McKay (1873-1970).

DEDICATORIA

A mi familia, mis padres, mi esposo y mis hijos, porque son lo más hermoso de mi vida.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por darme la vida, a mi asesora de tesis, la ingeniera Gloria Choque; a mis jurados revisores: Mg. Conrado Bedoya, Mg. Fredy Cleto Cabrera Olivera y el Ing. Jonathan Faraz Dawis Zavaleta Curasi.

Muchas gracias.

ÍNDICE

FRASE	iii
DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	xii
ABSTRACT	xiii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	4
ASPECTOS GENERALES.....	4
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
1.1.1. Formulación del problema	4
1.1.2. Problemas específicos	4
1.2. FUNDAMENTO Y JUSTIFICACIÓN	4
1.3. HIPÓTESIS PLANTEADA.....	5
1.4. OBJETIVOS.....	5
1.4.1. Objetivo general	5
1.4.2. Objetivos específicos	5
1.5. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	6
1.6. ACCESIBILIDAD A LA ZONA DE ESTUDIO	7
1.7. CLIMA DE LA ZONA DE ESTUDIO	9
CAPÍTULO II	13
MARCO TEÓRICO	13
2.1. GLACIACIÓN Y EFECTOS EN LA NATURALEZA.....	14
2.2. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS GLACIARES.....	18
2.3. SENSORAMIENTO REMOTO APLICADO A LOS GLACIARES	20
2.4. REOLOGÍA Y TEMPERATURA HOMÓLOGA.....	25
2.4.1. Deformación y crecimiento de granos constante.....	26
2.4.2. La temperatura homóloga TH.....	27
CAPÍTULO III	28
CONTEXTO ACTUAL	28

3.1. ALCANCES Y COMENTARIOS EN TORNO A LA LEGISLACIÓN VIGENTE..	28
3.2. SITUACIÓN ACTUAL DEL MONITOREO EN EL NEVADO COROPUNA	29
CAPÍTULO IV	30
MÉTODO PROPUESTO	30
4.1. DISPONIBILIDAD Y ADQUISICIÓN DE INFORMACIÓN SATELITAL	30
4.2. PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES	33
4.3. FUNDAMENTACIÓN DEL ALGORITMO DE PROCESAMIENTO	37
4.3.1. Algoritmos	39
4.3.2. Ecuación para transformar número digital (DN) a radiancia.....	40
4.3.3. Ecuación para transformar radiancia a temperatura Kelvin.....	42
4.3.4. Cálculo de índice de nieve normalizado - diferencia (NDSI)	44
4.3.5. Ratio imagen 3/5	47
4.3.6. Estimación de la superficie de lagunas	48
CAPÍTULO V	50
RESULTADOS Y VALIDACIÓN DEL MÉTODO	50
5.1. REFLECTANCIA EN LA SUPERFICIE NEVADA	50
5.2. RADIANCIA EN LA SUPERFICIE NEVADA	63
5.3. RADIANCIA A TEMPERATURA	65
5.4. NORMALIZED-DIFFERENCE SNOW INDEX (NDSI)	67
5.5. ÁREA DEL GLACIAR	69
CAPÍTULO VI.....	75
EVALUACIÓN DEL MÉTODO	75
6.1. VENTAJAS DE APLICAR EL MÉTODO	75
6.2. DESVENTAJAS DE APLICAR EL MÉTODO.....	77
CONCLUSIONES	78
RECOMENDACIONES	80
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Superficie de glaciares en el Perú (2013)	19
Tabla 2 Características de las bandas Landsat 7 ETM+	24
Tabla 3 Características de las bandas Landsat	25
Tabla 4 Características de las imágenes LANDSAT MSS	31
Tabla 5 Características de las imágenes LANDSAT 5 TM.....	31
Tabla 6 Características de las imágenes LANDSAT 7 ETM	32
Tabla 7 Características de las imágenes LANDSAT 8 ETM	32
Tabla 8 Constantes de calibración de la banda térmica para el Landsat 5 y 7	42
Tabla 9 Parámetros Landsat 5	43
Tabla 10 Parámetros Landsat 7	43
Tabla 11 Ratios de nieve y/o glaciar citados en investigaciones y estudios	45
Tabla 12 Índices de agua citados en investigaciones o estudios	48
Tabla 13 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 1999	51
Tabla 14 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2001.	52
Tabla 15 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2003	53
Tabla 16 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2010	54
Tabla 17 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2012.	55
Tabla 18 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2014.	56
Tabla 19 Valores de reflectancia para la imagen Landsat 7 ETM del año 2015	57
Tabla 20 Reflectancia superficial típica de hielo y nieve	59
Tabla 21 Resultado de radiancia para imágenes Landsat 7 de la banda termal.....	64
Tabla 22 Resultados obtenidos de temperaturas en el Nevado Coropuna	66
Tabla 23 Resultados obtenidos de áreas de acumulación en el Nevado Coropuna	70

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Ubicación de la zona de estudio	6
Figura 2 Accesibilidad de Lima a la zona de estudio	7
Figura 3 Accesibilidad de Aplao a la zona de estudio	8
Figura 4 Accesibilidad de Arequipa a la zona de estudio	9
Figura 5 Clima de la zona de estudio.....	10
Figura 6 Datos de precipitación de la zona de estudio.....	12
Figura 7 Cobertura histórica del satélite Landsat	23
Figura 8 Página web de inicio de USGS Global Visualization Viewer (GloVis).....	30
Figura 9 Imágenes Landsat ajustadas al área de estudio.....	33
Figura 10 Daño en el Scan Line Corrector del Landsat 7 (USGS, 2010)	34
Figura 11 Segmentos de imágenes sin información del Landsat 7	35
Figura 12 Diagrama de flujo de la herramienta GapFil Bustillos (2012)	36
Figura 13 Zona de estudio, comparación imágenes Landsat 7 corregidas	37
Figura 14 Perfil de valores de Números Digitales vs. Distancia en Metros	39
Figura 15 Comportamiento espectral de nieve fresca, hielo glaciar y hielo glaciar sucio.	50
Figura 16 Reflectancia espectral de los 5 tipos de superficies Landsat 7ETM 16 agosto de 1999.	52
Figura 17 Reflectancia espectral de los 5 tipos de superficies Landsat 7ETM 16 agosto de 2001	53
Figura 18 Reflectancia espectral de 5 tipos de superficies. Landsat 7ETM 16 agosto de 2003	54
Figura 19 Reflectancia espectral de 5 tipos de superficies. Landsat 7ETM 16 agosto de 2010.	55
Figura 20 Reflectancia espectral de 5 tipos de superficies. Landsat 7ETM 16 agosto de 2012	56
Figura 21 Reflectancia espectral de 5 tipos de superficies. Landsat 7ETM 16 agosto de 2014	57
Figura 22 Reflectancia espectral de 5 tipos de superficies. Landsat 7ETM 16 agosto de 2015	58
Figura 23 Reflectividad de la nieve en 3 canales	58
Figura 24 Curvas espectrales de hielo y diferentes tipos de hielo y nieve.	60

Figura 25 Modelo de reflectancia Landsat TM	61
Figura 26 Temperaturas mínimas	66
Figura 27 Combinación de banda (3, 2, 1)	67
Figura 28 Combinación de banda (5, 4, 3)	68
Figura 29 Combinación de banda (7, 5, 4)	68
Figura 30 Combinación de banda (5, 4, NDSI) y NDSI escala de gris	69
Figura 31 Análisis estadístico de la tendencia de disminución del área glaciar.	71
Figura 32 Diagrama de barras para área glaciar vs. tiempo en años.....	72
Figura 33 Análisis estadístico de la tendencia de disminución de la zona de acumulación.	73
Figura 34 Análisis estadístico de proyección de la tendencia de disminución de la zona de acumulación.....	74
Figura 35 Disminución progresiva del área glaciar.	74

ÍNDICE DE ANEXOS

- Mapa 1 Ubicación de la zona de estudio
- Mapa 2 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2001
- Mapa 3 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2003
- Mapa 4 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2010
- Mapa 5 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2012
- Mapa 6 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2014
- Mapa 7 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_2015
- Mapa 8 Procesamiento de imágenes satelitales LandsatETM_AREA

RESUMEN

La presente tesis está basada en la investigación del retroceso de la cobertura glaciar del nevado Coropuna en Arequipa, usando sensoramiento remoto de imágenes satelitales.

Se usó la banda térmica del satélite Landsat 7 ETM+ y también, se desarrolló el cálculo de las temperaturas superficiales del glaciar, partiendo del número digital, transformándolo a radiancia, luego la radiancia a temperatura en grados kelvin para luego convertirla a grados Celsius.

Se realizó el cálculo de Normalized Difference Snow Index (NDSI), para poder determinar las áreas de acumulación y ablación del nevado Coropuna.

Nuestros resultados nos permiten observar que el año 2001 presenta la reflectividad más alta de 77 % y el año 2010 tenemos la menor reflectividad de 41 %, manteniéndose constante desde el año 2003 hasta el 2010 de 60 a 45 %.

Las temperaturas mínimas se dan en las zonas de acumulación, llegando a -6°C en el año 2014 y las temperaturas máximas se ven en las zonas de ablación, alcanzando hasta los 20°C para el año 1999, para este año se tiene un área de acumulación de 47 Km^2 y en el año 2015 no se puede apreciar esta zona, la comparación estadística de estas áreas nos indica la tendencia a la disminución de la zona de acumulación, por lo cual se puede determinar el retroceso glaciar del nevado Coropuna.

Palabras clave: Sensoramiento remoto, imágenes satelitales, satélite Landsat, glaciar, ablación y acumulación.

ABSTRACT

The present thesis is based on the investigation of the retreat of the glacial cover of the Coropuna mountain in Arequipa, using remote sensing of satellite images.

The thermal band of the Landsat 7 ETM + satellite was used and also, the calculation of the surface temperatures of the glacier was developed, starting from the digital number, transforming it to radiance, then the radiance to temperature in degrees Kelvin and then converting it to degrees Celsius.

The calculation of the Normalized Difference Snow Index (NDSI) was performed, in order to determine the accumulation and ablation areas of the Coropuna snowfall.

Our results allow us to observe that the year 2001 has the highest reflectivity of 77% and in 2010 we have the lowest reflectivity of 41%, remaining constant from 2003 to 2010 from 60 to 45%.

The minimum temperatures occur in the accumulation areas, reaching -6°C in 2014 and the maximum temperatures are seen in the ablation areas reaching up to 20°C for the year 1999, for this year there is an area of accumulation of 47 km^2 and in 2015 this zone cannot be appreciated, the statistical comparison of these areas indicates the tendency to the decrease of the accumulation zone, for which the glacial retreat of the Coropuna snow can be determined.

Keywords: Remote sensing, satellite images, Landsat satellite, glacier, ablation and accumulation.

INTRODUCCIÓN

Entre los años 70 teníamos alrededor de 2 041 km² aproximadamente de extensión nevada, dividida en 18 grandes áreas glaciares, según información de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) del Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA). Según información del Instituto Andino de Glaciología y Geo Ambiente (INAGGA), en 1997 existía una superficie total de alrededor de 1 595 km² es decir que, en menos de tres décadas, la reducción fue del orden del 21,8 %, lo que se puede interpretar que actualmente glaciares pequeños se reducen cada vez más o estarían desapareciendo, lo que representa una considerable pérdida de las masas de hielo. (UICN, 2006)

El Consejo Nacional del Ambiente (CONAM), en aras de hacer frente a esta situación y salvaguardar las zonas vulnerables, buscando dar cumplimiento a las obligaciones derivadas del Convenio de las Naciones Unidas sobre el cambio climático está ejecutando diversas iniciativas destinadas a la conservación de glaciares. El año 2001 editó el texto de la “Comunicación Nacional del Perú a la Convención de Naciones Unidas sobre el cambio climático”, a fin de mitigar los efectos irreversibles del cambio climático, hace una referencia de acciones y medidas que se adoptan para reducir los impactos adversos al cambio climático en el Perú, y poder controlar los gases de efecto invernadero (GEI) que son: dióxido de carbono (CO₂), vapor de agua (H₂O), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), y ozono (O₃) (SINIA, 2015).

El INRENA, con el objetivo de tener un programa de vigilancia de los glaciares a través de la Dirección de Recursos Hídricos, a partir de 1999, monitorea y evalúa la evolución de estos, así también las lagunas alto andinas situadas en la cordillera blanca, en la zona central y sur del Perú, con el fin de tener una visión general de su comportamiento y evolución. También cuenta con una oficina de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos UGRH en Huaraz, Ancash y desde el 2001, en colaboración con el Instituto de Investigación para el Desarrollo - IRD de Francia, tiene a cargo las gestiones de las dos estaciones hidrológicas que se ubican cercanas a los glaciares; sin embargo, a pesar de este gran esfuerzo, no es suficiente debido a que se necesitan más datos para poder realizar mayores estudios. (UICN, 2006)

El Perú es el tercer país más vulnerable al cambio climático, debido a la repercusión de fenómenos hidrometeorológicos relacionados con el fenómeno del niño que ha ocasionado un impacto negativo en los glaciares denominado retroceso glaciar. (SINIA, 2015).

La dinámica de los glaciares puede generar eventos sumamente catastróficos, podemos mencionar hechos muy lamentables como el ocurrido el 13 de diciembre de 1941 en Huaraz. Debido a este suceso en el Perú se realiza distintos proyectos de evaluación, cuantificación y monitoreo de los glaciares y su comportamiento, esto con el objetivo de prevenir riesgos o desastres naturales, es importante conocer la evolución de los glaciares con relación al cambio climático, a consecuencia de aluviones, avalanchas y desbordes de lagunas originados por deshielo glaciar; asimismo, con múltiples finalidades en el ámbito geográfico de las zonas nevadas

promueve el aprovechamiento responsable y sostenible del recurso hídrico. (COER, 2019).

En diciembre del 2016, bloques de hielo que se desprendieron del nevado Coropuna provocaron huaicos, los cuales dañaron seriamente las bocatomas y los canales en el distrito de Viraco y Pampacolca, en la provincia de Castilla, siendo estos daños evaluados por representantes del Ministerio de Agricultura y de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), los cuales también verificaron el deshielo del nevado, ocasionando el incremento del caudal en la zona alta de Castilla, específicamente en la quebrada de Antaura, (RPP, 2016).

CAPÍTULO I

ASPECTOS GENERALES

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1.1. Formulación del problema

¿El uso del sensoramiento remoto para determinar la temperatura superficial nos permitirá monitorear el retroceso glaciar del nevado Coropuna en Arequipa?

1.1.2. Problemas específicos

- a) Estaciones meteorológicas ubicadas en zonas de difícil acceso.
- b) La zona de estudio presenta muy bajas temperaturas, dificultando el monitoreo constante, debido a que los equipos y las personas encargadas deben permanecer en la zona.

1.2. FUNDAMENTO Y JUSTIFICACIÓN

Según el Inventario nacional de glaciares y lagunas, presentado por la ANA el 2014, Las cordilleras nevadas del Perú se están reduciendo drásticamente, registrándose reducciones considerables en la superficie hasta de 42,64 %, comparado con el área que se calculó para el año 1970. Lamentablemente tenemos pequeños glaciares, siendo notable en estos el efecto de la temperatura; de acuerdo al inventario mencionado se tiene 2 341 glaciares es decir el 87,38 % del total con superficie menor o igual a 1 km² y 338

glaciares que serían el 12,62 % con superficie mayor a 1 km². (ANA, 2014).

Es por ello que se pretende determinar la temperatura superficial del nevado Coropuna, ya que este sería un indicador del cambio climático, sin embargo, muchas veces no existen estaciones meteorológicas en las zonas de estudio; no obstante, se puede usar sensoramiento remoto para monitorear el retroceso glaciar.

1.3. HIPÓTESIS PLANTEADA

Si se usa sensoramiento remoto para determinar la temperatura superficial, se podrá monitorear el retroceso glaciar del nevado Coropuna – Arequipa.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo general

- Uso de sensoramiento remoto para determinar la temperatura superficial y monitorear el retroceso glaciar del nevado Coropuna – Arequipa.

1.4.2. Objetivos específicos

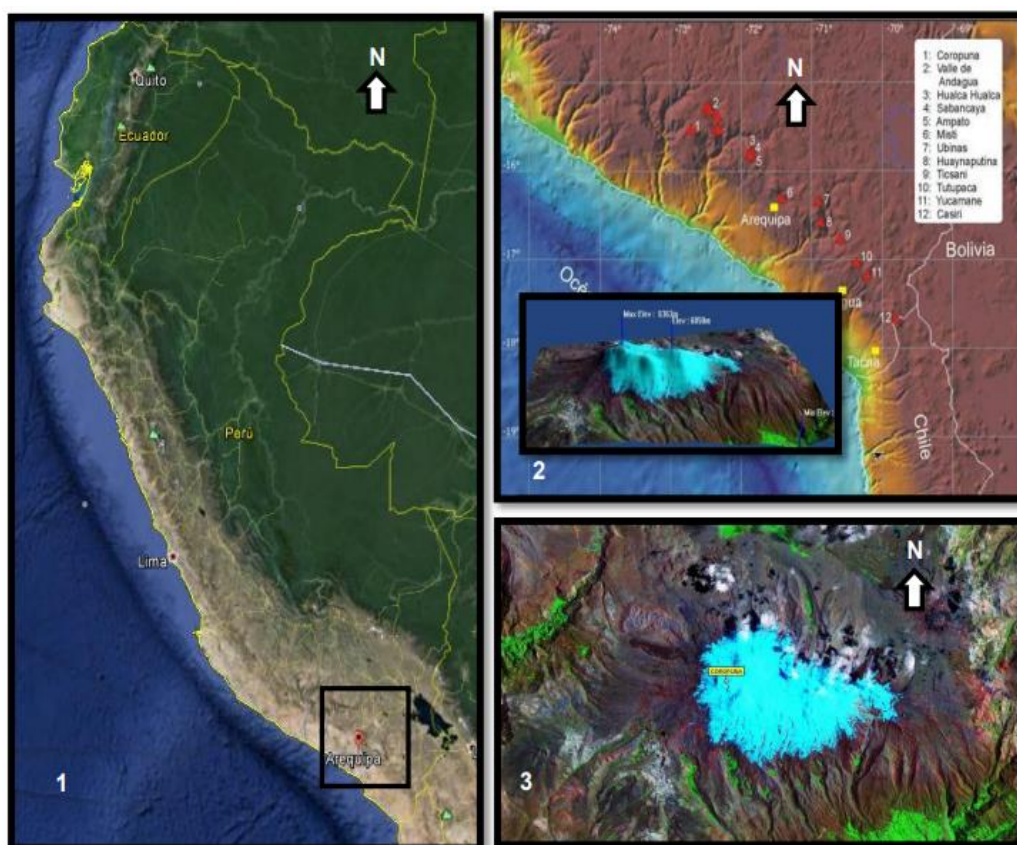
- Realizar el procesamiento de imágenes satelitales, para poder delimitar las áreas de trabajo que competen al estudio.
- Hallar las temperaturas mínimas y máximas de las zonas de acumulación y ablación en el nevado Coropuna - Arequipa.
- Determinar las áreas del glaciar Coropuna y evaluar la pérdida de masa glaciar.

1.5. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El volcán nevado Coropuna, se encuentra ubicado al noroeste de la ciudad de Arequipa, provincia de Castilla a 150 km. de la Costa (Figura 1). Tiene una altura máxima de 6 377 msnm, siendo las coordenadas con Datum WGS 84: 740 000 – 772 000 oeste, 8 296 000 – 8 264 000 sur.

Figura 1

Ubicación de la Zona de Estudio



(1) Zona general de estudio en los Andes (Perú y Ecuador). (2) Vista del modelo de elevación del Nevado Coropuna. (2 y 3) Vista de la imagen satelital del Nevado Coropuna en Arequipa.

Fuente: Imágenes satelitales.

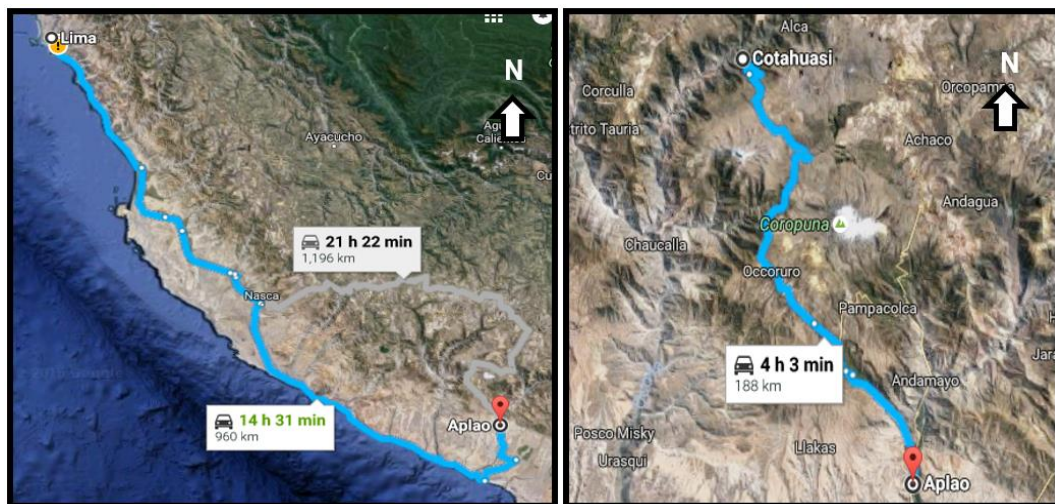
1.6. ACCESIBILIDAD A LA ZONA DE ESTUDIO

Se puede acceder a la zona de estudio de varias maneras, tenemos las siguientes vías:

- Partiendo desde la ciudad de Lima, tomando la carretera Panamericana Sur hasta llegar al kilómetro 840, siguiendo por el desvío que conduce a Aplao (Figura 2), luego se continua por el desvío que pasa por la zona oeste del nevado y llega a las localidades de Chuquibamba – Cotahuasi.
- Desde Aplao, por carretera afirmada, llegando a las localidades de Viraco y Andahua se encuentra otra alternativa de acceso a la zona estudio, (Figura 3).

Figura 2

Accesibilidad de Lima a la Zona de Estudio



Camino de Lima a Aplao (izquierda) y de Aplao al volcán Coropuna (derecha). Tomado de imágenes satelitales.

Fuente: Imágenes satelitales.

Figura 3

Zona de Interés de Aplao



Accesibilidad desde Aplao hacia Viraco, zona de investigación científica.

Fuente: Imágenes satelitales.

- Partiendo desde Arequipa por la carretera afirmada, la cual conecta los poblados de Chivay, Cailloma, Orcopampa, Andahua y Cotahuasi, (Figura 4) bordeando el flanco noreste y norte del nevado Coropuna.

Figura 4

Accesibilidad desde Arequipa a la Zona de Estudio



Bordeando el flanco noreste y norte del nevado Coropuna.

Fuente: Imágenes satelitales.

1.7. CLIMA DE LA ZONA DE ESTUDIO

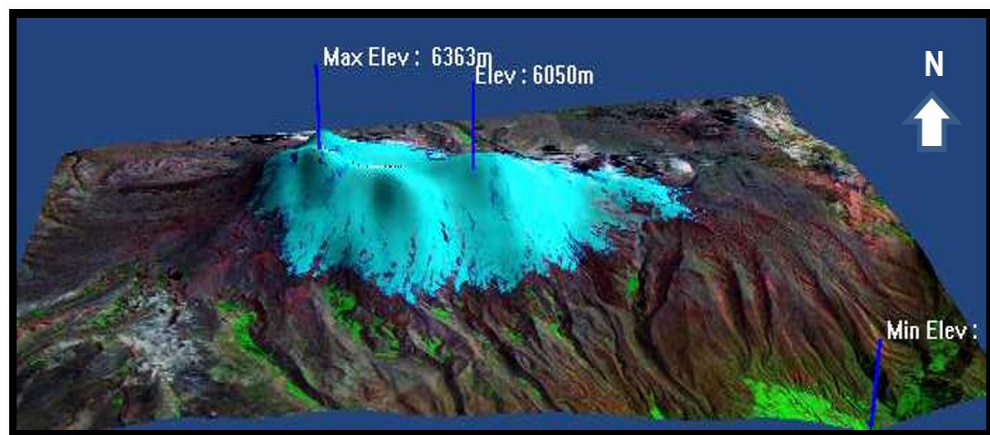
De acuerdo a la altitud del nevado Coropuna se han podido identificar tres tipos de climas (Figura 6), pudiendo diferenciarse periodos de lluvia que empezarían en diciembre hasta el mes de abril, también se diferencia un periodo llamado seco que empieza en mayo hasta el mes de noviembre.

Región andina árida: Es desértica, de clima montano templado, con lluvias anuales desde 98 hasta 227 mm., con temperaturas que van desde los 12°C hasta los 17°C, este clima se encuentra desde los 2000 msnm. hasta los 3000 msnm.

- a. **Región Andina:** Templado semi-húmedo, con lluvias anuales desde 226 hasta 560 mm., presenta temperaturas promedio entre los 7.8 °C. este clima se encuentra desde los 3 000 msnm. hasta los 4 000 msnm.
- b. **Región Andina Superior:** Presenta un clima frio, a partir de los 4 000 msnm, podemos distinguir dos zonas:
- Hasta los 6 050 msnm. (Figura 5) con temperaturas desde 0°C, hasta máximo 6°C.
 - Hasta los 6 363 msnm. (Figura 5), con temperaturas bajo los 0°C, cae nieve y granizo.

Figura 5

Clima de la Zona de Estudio



Las dos zonas de la Región Andina Superior.

Según Herretos, en los Andes Centrales, entre las dos vertientes existen tres fenómenos que generan una fuerte disimetría termo pluviométrica, debido a que la pacífica es seca y más templada,

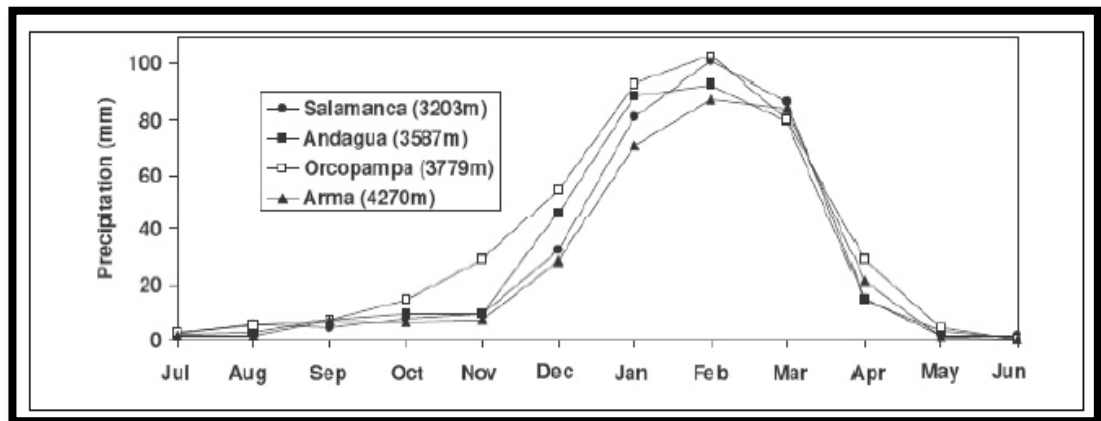
contrastando con la amazónica, la cual es cálida y húmeda, estos tres fenómenos se describen a continuación:

- Efecto barrera el cual es ocasionado por la altura de la Cordillera de los Andes, al frenar la entrada de masas de aire húmedo desde el interior del continente. proyectando sombra pluviométrica en la vertiente pacífica.
- Corriente de Humboldt, condicionando la temperatura de la costa occidental sudamericana, que pueden disminuir temperaturas tropicales muy altas, transportando corrientes frías desde regiones antárticas.
- En consecuencia, se generan situaciones anticiclónicas que generan poca o nula precipitación debido a las corrientes frías.

Debido a estos tres factores importantes, los cuales se ven matizados por el régimen anual de la zona de convergencia intertropical, generando poca presencia de presiones altas entre noviembre y abril (Herrerros et al, 2009).

Figura 6

Datos de Precipitación de la Zona de Estudio



Estaciones cerca de la zona de estudio, Orcopampa ubicada a 42 km. al Noreste, Salamanca ubicada a 20 Km. al Oeste, Andagua ubicada a 30 Km. al Este y Arma a 15 Km. Noreste del nevado Coropuna.

Fuente: (Herreros et al, 2009).

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

(Strahler & Strahler , 1989), nos dice que los glaciares son una gran acumulación natural de hielo situada en tierra firme y afectada por un movimiento pasado o presente.

Es necesario que la nieve que cae sea menor en la estación de verano que la nieve que desciende en invierno, lo cual crea las condiciones para formar una zona glaciar, cada año se va produciendo acumulación de capas de nieve y hielo cristalino. A medida que se comprimen las capas superiores de nieve, superponiéndose a las masas existentes, se genera acumulación de la nieve la cual será compactada, cumpliendo así las condiciones necesarias para que se genere el hielo granular, buscando que las pérdidas por fusión y evaporación del hielo sean menores a la generación del hielo. También se debe considerar que, al desplazarse las masas de hielo y nieve en dirección de la pendiente, estas hacen al glaciar de naturaleza plástica, siendo un glaciar activo una masa de hielo y nieve que va generando espesor y volumen.

De acuerdo a la UNESCO (Cogley et al. 2011), un glaciar se define como “Una gran masa permanente de neviza, hielo y también de nieve, originándose en una zona de la cobertura terrestre, por la nieve y otras formas de precipitación sólida que se recrystaliza y que, además, presenta flujo pasado o presente”. Un glaciar posee comportamiento visco-plástico, en la parte alta del glaciar se presenta una zona de depósito de precipitación de nieve llamada “zona de acumulación”, esta zona se

deforma a causa de la gravedad, donde por la acción de su propio peso, presenta un flujo que se desplaza hasta la parte baja del glaciar. Por lo general las precipitaciones son sólidas, es decir nevadas, esto sumado a las temperaturas por debajo de los 0 °C, dan paso a su solidificación, transformando estas precipitaciones en hielo; además, se evita el intercambio energético con la superficie del glaciar, debido a que el albedo generalmente se encuentra por encima de 0,6. En donde se realiza en mayor intensidad el proceso de fusión es en la parte baja del glaciar, la cual se conoce como “zona de ablación”, este proceso de derretimiento o fusión, se da mayormente en la superficie; esto debido a que la temperatura en esas zonas supera los 0 °C, siendo mayormente líquida, por lo cual el albedo puede disminuir aún bajo los 0,4. Tanto las zonas de acumulación como de ablación permanecen en equilibrio, delimitada imaginariamente por la línea de equilibrio glaciar (ELA), en donde no se da el intercambio de masas, es decir no hay acumulación ni fusión, ubicándose normalmente cerca de la zona de isoterma 0°C, desde los 5 000 hasta los 5 200 msnm. para las regiones tropicales (Kaser, 1999). El intercambio de masas entre la zona de acumulación y de ablación es un procedimiento que se controla de acuerdo al balance y las características particulares de cada glaciar.

2.1. GLACIACIÓN Y EFECTOS EN LA NATURALEZA

Hubo largos periodos de tiempo en donde la temperatura del planeta desciende hasta generar masas grandes de hielo, a estos periodos se les conoce como glaciación o periodo glaciar.

Según Alonso (2001): El estudio de las rocas nos permite conocer que existieron glaciaciones o periodos de glaciación a finales del neoproterozoico (hace 600 millones de años). Se puede determinar

mediante estos estudios que existieron periodos cálidos, es decir periodos interglaciares, donde no hubo acumulación los cuales fueron mucho más importantes que los periodos fríos o periodos glaciares, en donde sí se registra acumulación de hielo (Alonzo, 2001).

La cantidad de radiación solar que alcanza la tierra, se cree que está relacionada a la alternancia de periodos glaciares e interglaciares, también se pueden considerar los siguientes factores:

- Relacionados con **factores astronómicos**: Variaciones en el eje de rotación, en la excentricidad de la órbita terrestre, o en la oblicuidad del eje, lo que se denomina como ciclos de Milanković.
- Relacionados con **factores atmosféricos**: podemos determinar los efectos causados por el incremento de los gases de efecto invernadero, siendo gran parte de estos generados por el hombre.

También se debe considerar que las masas continentales pueden ser afectadas de forma individual, ya sea por el movimiento de sus placas tectónicas o litosféricas, ocasionando cambios climáticos que, si bien no afectarían a escala global, si producirían cambios considerables en los glaciares, ya que estos son altamente sensibles a dichos cambios. Por ejemplo, en el continente India, al moverse hacia el norte, alcanzó una posición ecuatorial en el Paleógeno, considerando que en el Pérmico se encontraba próxima al Polo Sur.

Se considera también la relación entre el relieve a escala general y el clima presente en la zona de glaciación, ya que la topografía puede

determinar la morfología y la formación de los glaciares. Así, a finales de periodo Neógeno la elevación tectónica de los Andes hizo que algunas montañas alcanzaran su altura actual, cuando las cumbres sobrepasaron el "nivel de glaciación" para esa zona, siendo afectadas solamente por las últimas glaciaciones del Pleistoceno.

Se calcula que el último gran glaciar tuvo lugar entre 22 000 y 10 000 años, estas edades presentan un marcado diacronismo, sin embargo, también se pueden apreciar en algunos lugares, apenas una ligera variación, aunque se sucedieron varios periodos glaciares e interglaciares, desde principios del Neógeno (Alonzo, 2001).

Recientemente, del siglo XV al XIX, se produjo un periodo de glaciación, es decir un enfriamiento que provocó un avance importante de los glaciares, existen muchos relatos de las experiencias que sufrieron los agricultores de suiza y de noruega, esto ocasionado por el aumento de zonas glaciares sobre las grandes áreas de cultivo, produciéndose en ese tiempo temperaturas desde 0,6 hasta 1°C, que fueron soportadas por los habitantes en Europa (Portocarrero, 2009).

Es muy difícil hacer predicciones sobre el futuro y la evolución de los glaciares. Sin embargo, existen parámetros orbitales de la Tierra que conducen a un enfriamiento gradual, provocando cambios que aún se alcanzarán como máximo dentro de unos 100 000 años.

Así, en la actualidad, es preocupante observar el retroceso glaciar en la mayor parte de los frentes de la tierra, indicándonos claramente que se atraviesa por un periodo interglaciar ocasionado por el calentamiento global, dado que de seguir como hasta la fecha

podríamos perder gran parte del recurso vital llamado agua, trayendo esto consecuencias muy lamentables para la humanidad.

Se debe tener en cuenta las corrientes de agua proglaciares, ya que están son muy importantes para el abastecimiento de las áreas cercanos a la zona glaciaria, al no contar con el aporte producido por el deshielo, estas corrientes dependerían solo de las precipitaciones a lo largo del año, disminuyendo significativamente su caudal y consiguiente pérdida de volumen disponible para el uso de la población.

De acuerdo con la Asociación Internacional de Permafrost (IPA), un aumento en la temperatura terrestre produciría, aparte del derretimiento del hielo en los glaciares, una disminución de volumen del permafrost es decir el suelo congelado por más de 2 años, este proceso de descongelamiento del suelo, liberaría gas metano en grandes cantidades, considerando que este gas tiene un efecto invernadero más agresivo incluso que el dióxido de carbono, causando daños a la atmósfera (Alonso, 2017).

Los glaciares pueden dar respuestas particulares a las variaciones de temperatura en el medio, los glaciares en medios áridos de zonas cercanas a los polos, podrían aumentar su volumen, esto de acuerdo a las precipitaciones anuales y avanzar en área y volumen, a pesar de tratarse de un medio cálido, aún con un calentamiento global generalizado, lo mismo sucedería en algunos glaciares del Himalaya, estos avanzarían al hacerse su balance de masas más positivo por aumento de las precipitaciones, se consideran los glaciares situados en zonas de influencia del monzón. Sin embargo, no se puede asegurar que este sería el caso para todos los glaciares,

lo que sí se sabe, es que nos encontramos en un periodo interglaciar, es decir que no hay acumulación de hielo, pero los glaciares aún no han llegado a retroceder tan significativamente como en periodos interglaciares antiguos (Alonzo, 2001).

Es muy riesgoso el atravesar por un proceso de deshielo y retroceso glaciar, pues estos procesos conllevan efectos peligrosos como, por ejemplo: inundaciones ocasionadas por fusión del hielo glaciar o erupciones volcánicas, avalanchas de nieve o bloques de hielo producidos por ruptura y deslizamiento, lo cual ocasionaría la ruptura de presas tanto naturales como posiblemente algunas creadas por el hombre, así mismo se podrían inundar zonas habitadas por comunidades.

Es debido a este calentamiento global, generado por el incremento de diversos gases y aerosoles de efecto invernadero, que se continúa perdiendo masas considerables de hielo glaciar, produciéndose también fracturas y desprendimiento.

2.2. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS GLACIARES

En el Inventario de Glaciares y Lagunas del 2014, la Autoridad Nacional del Agua, muestra como resultado de su investigación 19 zonas de cordillera nevadas en el Perú, llegando a contabilizar 2 679 glaciares, teniendo entre todos ellos una superficie de 1 298,59 km². (Tabla 1). Las cordilleras más extensas serían: La Cordillera Blanca con 755 glaciares con una superficie de 527,62 km², Vilcanota que cuenta con 374 con una superficie de 279,40 km² y por último Vilcabamba que cuenta con 355 glaciares y una superficie de 129,15

km². La mayoría de los glaciares superan la altura de 4 000 msnm. (ANA, 2014).

Tabla 1

Superficie de Glaciares en el Perú (2013)

	Cordillera	N° Glaciares	Superficie (km ²)	Hidrandina S.A. (1970)	Imagen Satélite año
1	Blanca	755	527.62	723.37	2003
2	Huallanca	43	7.01	20.91	2007
3	Huayhuash	144	55.27	84.97	2007
4	Raura	102	28.34	55.2	2007
5	Huagoruncho	41	9.71	23.4	2009
6	La Viuda	65	6.03	28.6	2007
7	Central	174	51.91	116.65	2007
8	Huaytapallana(*)	105	26.4	59.08	2009
9	Chonta	29	1.4	17.85	2009
10	Urubamba(**)	117	26.39	41.48	2009
11	Vilcabamba(*)	355	129.15	37.74	2009
12	Apolobamba(*)	69	45.25	81.12	2010
13	Carabaya	148	34.53	104.23	2009
14	Vilcanota	374	279.4	418.43	2009
15	La Raya	25	3.06	11.27	2010
16	Volcánica	15	0.72		
17	Huanzo	31	4.51	36.93	2010
18	Chila	22	0.93	33.89	2010
19	Ampato	65	60.96	146.73	2010
			1169.44	2004.11	41.65

Obtenido de (ANA, 2014)

Nota: El Nevado Coropuna está ubicado en la Cordillera de Ampato.

Es de vital importancia establecer acciones principalmente destinadas a asegurar la conservación adecuada de los glaciares, asegurando así la conservación de los ecosistemas asociados al medio glaciar.

Aun considerando que los glaciares actuales, no minúsculos en comparación a las inmensas extensiones de glaciares que ocuparon grandes volúmenes antiguamente, aun estos tienen una gran

importancia, debido a que representan un 90 % del agua dulce que tiene de reserva actualmente nuestro planeta.

Los glaciares generan corrientes de aire y aguas frías, permitiendo tal fenómeno equilibrar el clima del planeta, ayudando a que las temperaturas no se eleven demasiado.

Siendo tan importante la presencia de glaciares en los ecosistemas y el equilibrio del entorno, se ven muy afectados, sin embargo, si se disminuye de forma considerable el uso de productos que generan gases de invernadero y que contribuyen al calentamiento global, podríamos obtener un mejor cuidado de este sector y conservar las reservas de agua fresca. (ANA, 2014)

2.3. SENSORAMIENTO REMOTO APLICADO A LOS GLACIARES

En la actualidad es muy importante adquirir información de los glaciares y si esta información puede obtenerse de forma remota, es decir sin contacto directo, sería mucho mejor en distintos aspectos, gracias a la interpretación de la energía que es reflejada por la superficie terrestre y a su adecuado análisis podemos obtener valiosa información.

Las imágenes multi-espectrales nos sirven para recolectar información sobre el medioambiente y la superficie terrestre, pudiendo analizar y procesar esta información con técnicas y métodos que serían proporcionados por la teledetección.

Podemos hacer uso de los sensores como el ETM+, que se encuentran en el satélite Landsat 7, son capaces de brindar

información bastante precisa para el estudio de los cambios en la superficie terrestre.

Estos factores nos permiten realizar una mejor investigación utilizando fuentes de información automatizadas, así como tecnología avanzada que se puede usar para observar diferentes aspectos del planeta, todo esto aplicando la percepción remota y sus fundamentos según sea el caso, por ejemplo, para glaciares y el monitoreo de zonas de difícil acceso.

Pilar Caneleo, en su tesis Sensoramiento Remoto de Imágenes Satelitales, hace una relación de las aplicaciones de la Teledetección, las cuales son:

- Teniendo datos suficientes y necesarios sobre las características actuales del glaciar y considerando aspectos acerca de las estaciones y climas que se presentan durante el año, se puede conocer el comportamiento que pueda presentar un glaciar proyectando este hacia el futuro.
- Utilizando sensores remotos e imágenes satelitales, se obtiene información de las dimensiones y los cambios del área que ocupa un glaciar, siendo una herramienta con mucha exactitud.
- Se pueden obtener resultados a partir de este método que brindarían valiosa información sobre el retroceso y evolución del glaciar.
- A partir del sensoramiento remoto y las imágenes satelitales se pueden determinar algunas de las magnitudes que son: la marea roja, temperatura superficial, crecimiento de pastizales, el albedo, línea de equilibrio, etc. (Caneleo, 2010).

A partir de conocer la temperatura superficial de la Tierra, es decir de sus distintas coberturas, se pueden entender varios procesos, como el déficit de agua o necesidades hídricas de suelos destinados a zonas agrícolas, así como el intercambio de energía entre la superficie y la tierra, también conocer las condiciones ambientales.

La evolución de los satélites LANDSAT, buscó siempre captar más información de la superficie terrestre, para lo cual llevan a bordo diferentes instrumentos, con mayor detalle y precisión, de esta manera y con los propósitos mencionados surgen mejoras en aspectos espaciales, geométricos y radiométricos, uniéndose a los sensores pasivos; empezando por el Multispectral Scanner Sensor (MSS), luego tenemos al Thematic Mapper (TM) logrando obtener este una mayor precisión radiométrica que el mencionado anteriormente y finalizando con el Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) que se destaca principalmente por sus mejoras técnicas y una banda espectral pancromática alcanzando una resolución de 15 metros (Sánchez, 2017).

Al combinarse las bandas espectrales de las imágenes LANDSAT, siendo estas compuestas por 7 u 8 bandas (Figuras 3), producen una gama de imágenes de color incrementando notablemente sus aplicaciones, asimismo las resoluciones espaciales varían de 15, 30, 60 y 120 metros, esto depende del sensor del satélite que incluirá un canal o banda espectral pancromática y/o uno térmico (Figuras 2).

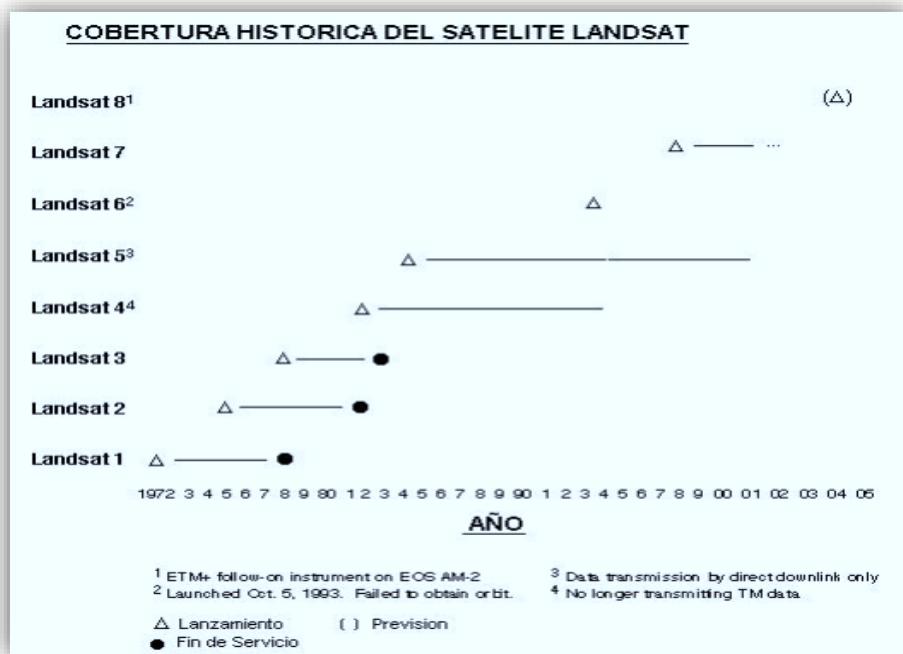
El 7 de marzo de 1972, se lanzó el satélite LANDSAT 1, abriendo así una nueva percepción del planeta, la cual era desconocida hasta entonces, dándonos una resolución tanto espectral como temporal que anteriormente no se conocía.

Debido a la dotación de sensores usados en teledetección en este satélite, con el fin de obtener información de la cobertura terrestre, las resoluciones de las imágenes están adaptadas con el propósito de poder observar los recursos de nuestro planeta.

Desde el satélite Landsat 1, en año 1972, hasta el Landsat 7, (Figura 7), se puede apreciar los cambios históricos en el planeta (NASA, 2019).

Figura 7

Cobertura Histórica del Satélite Landsat



Obtenido de USGS (United States Geological Survey)

Tabla 2

Características de las Bandas Landsat 7 ETM+

Características de las Bandas Landsat 7 ETM+				
Número de Banda	Rango Espectral (μm)	Líneas de datos por escáner	Longitud de línea (bytes)	Bites por píxeles
1	0.450 – 0.515	16	6 600	8
2	0.525 – 0.605	16	6 600	8
3	0.630 – 0.690	16	6 600	8
4	0.775 – 0.900	16	6 600	8
5	1.550 – 1.750	16	6 600	8
6	10.40 – 12.50	8	3 300	8
7	2.090 – 2.35	16	6 600	8
8	0.520 – 0.900	32	13 200	8

Obtenido de USGS (United States Geological Survey)

Tabla 3*Características de las Bandas Landsat*

TM y ETM+ Bandas Espectrales								
Anchura de la banda (µm) anchura mínima y máxima								
Sensor	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8
TM	0.45 - 0.52	0.52 - 0.60	0.63 - 0.69	0.76 - 0.90	1.55 - 1.75	10.4 - 12.5	2.08- 2.35	No existe
ETM+	0.45 - 0.52	0.52 - 0.61	0.63 - 0.69	0.78 - 0.90	1.55 - 1.75	10.4 - 12.5	2.09- 2.35	0.52- 0.60
Región	Visible azul	Visible verde	Visible roja	Infrarojo próximo	Infrarojo lejano	Térmico lejano	Térmico próximo	Visible

Obtenido de USGS (United States Geological Survey)

2.4. REOLOGÍA Y TEMPERATURA HOMÓLOGA

La reología es la ciencia que estudia la relación que existe entre la deformación y el esfuerzo en los materiales que pueden fluir debido a propiedades en su naturaleza, mediante la reología se puede modelar comportamientos de distintos materiales, buscando ecuaciones constitutivas generalmente de carácter tensorial.

Podemos entender varios procesos geológicos, analizando el comportamiento elástico de los materiales en la litósfera, tales como, las flexiones o curvaturas y la transmisión de esfuerzos, los cuales se podrían originar por el peso de cargas topográficas (Martín & de Vicente, 2011).

Como respuesta a diferentes tipos de cargas verticales y horizontales, podemos observar deformación de la litósfera por flexión (por hielo, intrusiones magmáticas, acumulación de

sedimentos, edificios volcánicos, o cargas tectónicas) debido a su rigidez flexural (Turcotte, 2002). (Martín & de Vicente, 2011).

2.4.1. Deformación y crecimiento de granos constante

Podríamos describir a toda la litósfera como un medio continuo, promediando anisotropías y heterogeneidades asociadas a su naturaleza policristalina, utilizando reglas matemáticas y físicas podemos analizar su comportamiento mecánico, estas reglas se conocen como leyes de deformación, constitutivas o de flujo, pues buscan la relación entre que relacionan las deformaciones y los esfuerzos que las producen, todo esto a escala macroscópica y a escalas de dimensión litosférica y de tiempo geológico, se conocen dos mecanismos de deformación, principalmente tenemos a la deformación elástica y la deformación viscosa. Siendo necesarios ambos para así, poder entender aspectos importantes como como su equilibrio flexural de la litósfera y su resistencia, también su deformación y relaciones de equilibrio mecánico como respuesta a las fuerzas a las que está sometida. (Martín & de Vicente, 2011)

En el caso del hielo, este se ve afectado por crecimiento sus granos, así como por la deformación mecánica, siendo este producto de la presión de las masas de hielo que se acumulan sobre sí mismos, debido a su propio peso. Las masas más afectadas son las que se sitúan en zonas de pendientes sobre lecho rocoso, siendo estas propensas al deslizamiento de parte del glaciar (Princio, 2006).

2.4.2. La temperatura homóloga TH

Se utiliza la temperatura homóloga para comparar las propiedades mecánicas de diferentes materiales a varias temperaturas de prueba, es decir, relacionando la temperatura de fusión con la temperatura de prueba y expresándolas en grados kelvin.

El uso de temperatura homóloga hace posible comparar sólidos con diferentes puntos de fusión, la razón por la cual los glaciares pueden fluir, es porque el hielo se deforma por fluencia a altas temperaturas, conociendo la temperatura homóloga de este material se puede entender la naturaleza de los glaciares. Los homólogos de las temperaturas involucradas en los procesos de fluencia son mayores que 0,5 y los procesos de fluencia se vuelven más activos como TH enfoques 1. (Robert, 2008).

CAPÍTULO III

CONTEXTO ACTUAL

3.1. ALCANCES Y COMENTARIOS EN TORNO A LA LEGISLACIÓN VIGENTE

En la actualidad nuestro país no cuenta con reglamentación jurídica destinado especialmente para la preservación de los glaciares, sin embargo, existen varias regulaciones ambientales que buscan mitigar el cambio climático, así también, la preservación del agua como recurso, y de alguna manera estas regulaciones contribuyen de manera indirecta a proteger los ecosistemas en donde se desarrolla un glaciar.

LEY N° 30754 La Ley Marco sobre Cambio Climático tiene como propósito las coordinaciones para poder difundir políticas para la gestión de las medidas de adaptación y mitigación del cambio climático para reducir los efectos en el país, bajo los principios de la Ley 28611, Ley General del Ambiente; la Ley 28245, Ley Marco del Sistema Nacional de Gestión Ambiental; la Política Nacional del Ambiente, aprobada por el Decreto Supremo 012-2009-MINAM; la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático, aprobada por la Resolución Legislativa 26185 (El Peruano, 2018).

Se crea el INAIGEM a través de la Ley N°30286, el 13 de diciembre del 2014, con el propósito de difundir la investigación y la tecnológica

para ser aplicadas a ecosistemas de montañas y zonas de glaciares. (INAIGEM, 2020).

3.2. SITUACIÓN ACTUAL DEL MONITOREO EN EL NEVADO COROPUNA

En la actualidad existen tres estaciones meteorológicas automáticas del proyecto CRYOPERU instaladas en el nevado Coropuna en Arequipa, el 28 de noviembre del 2016, por especialistas del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) y del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), se instaló la tercera estación y la más alta del proyecto, la municipalidad de Andagua colaboró con la logística y más adelante la Unidad de Glaciología de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), se unirá al proyecto colaborando con el mantenimiento y recojo de la estación, instalada a 5700 m de altitud.

En el Perú, el SENAMHI tiene como función principal el evaluar las condiciones hidrológicas y climáticas, también cuenta con varios estudios los cuales brindan información para tomar decisiones y evaluar las medidas preventivas, se rige de acuerdo a la Organización de Meteorológica Mundial (OMM), realizando el monitoreo de la climatología en zonas glaciares desde el año 2010; proveyendo información de las condiciones climáticas de las cordilleras de Vilcanota, Ampato, y Huaytapallana, habiendo ubicado estaciones arriba de los 4700 msnm. Con el fin de realizar un mejor monitoreo, estando a cargo del estado peruano (Suarez, 2016).

CAPÍTULO IV

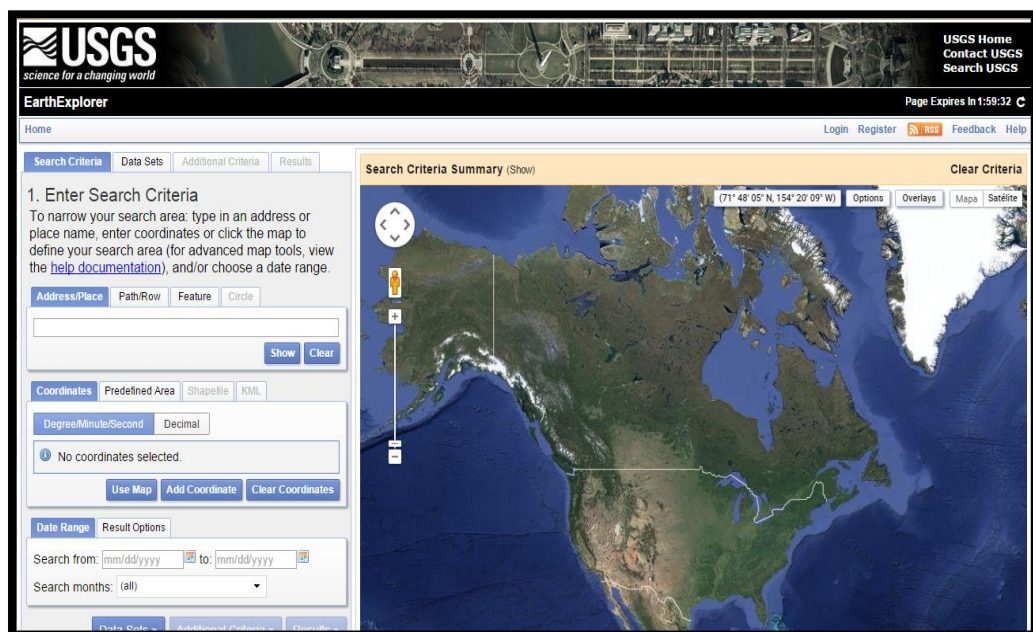
MÉTODO PROPUESTO

4.1. DISPONIBILIDAD Y ADQUISICIÓN DE INFORMACIÓN SATELITAL

La adquisición de imágenes satelitales se da de manera gratuita desde United States Geological Survey (USGS) (Figura 8), para nuestra investigación se tomaron imágenes correspondientes a la Misión Landsat 7 ETM+, los archivos descargados mediante GloVis muestran la fecha de obtención, longitudes y latitudes, los metadatos en formato GEOTIFF con protección UTM y 30 metros de resolución.

Figura 8

Página Web de Inicio de USGS Global Visualization Viewer (GloVis)



Obtenido desde la página de inicio de USGS (<https://glovis.usgs.gov/app>)

De acuerdo al mapa de áreas que están cubiertas por imágenes Landsat estas pueden ubicarse con un Path/Row 004/071.

Se consideró principalmente que las fechas de toma de las imágenes correspondieran a las estaciones secas, con el fin de evitar el exceso de nubosidad, así como la nieve y cualquier modo de precipitación que pueda alterar los datos, la selección de las imágenes de nuestro estudio, se tomaron entre los meses de mayo a setiembre, como se muestran en los datos de precipitación de la zona de estudio (figura 6), debido a que en estas épocas las imágenes se ven libres de nubosidad y en las zonas de alta montaña se observan mínimamente nieve temporal.

Tabla 4

Características de las Imágenes LANDSAT MSS

Metadata	Fecha	Hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
LM20030711975193FAK03_MTL.txt	1975-07-12	14:09:11	47.94750993	34.65422198
LM50040711985197AAA03_MTL.txt	1985-07-16	14:23:31	46.40549390	37.12373321

Obtenido de USGS (<https://glovis.usgs.gov/app>)

Tabla 5

Características de las Imágenes LANDSAT 5 TM

Metadata	Fecha	Hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
LT50040712005236COA00_MTL.txt	2005-08-24	14:41:41	52.56003672	47.84002126
LT50040712006143COA00_MTL.txt	2006-05-23	14:45:49	40.21164852	42.83828029
LT50040712007162CUB00_MTL.txt	2007-06-11	14:47:43	38.30216037	40.82148348
LT50040712009183COA01_MTL.txt	2009-07-02	14:42:14	40.62614781	39.36509812
LT50040712011205CUB00_MTL.txt	2011-07-24	14:42:39	43.89418197	41.31697141

Obtenido de USGS (<https://glovis.usgs.gov/app>)

Tabla 6*Características de las Imágenes LANDSAT 7 ETM*

Metadata	Fecha	Hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
LE70040711999228EDC00_MTL.txt	1999-08-16	14:46:27	48.70839250	46.54020144
LE70040712001169EDC00_MTL.txt	2001-06-18	14:43:07	39.41078815	39.64041807
LE70040712003143EDC00_MTL.txt	2003-05-23	14:42:17	41.12197457	42.27738460
LE70040712010242ASN00_MTL.txt	2010-08-30	14:45:52	53.53729364	50.26505858
LE70040712012200CUB00_MTL.txt	2012-07-18	14:48:25	41.60517955	41.55754352
LE70040712014189CUB00_MTL.txt	2014-07-08	14:51:08	39.31787478	41.01140429
LE70040712015208CUB00_MTL.txt	2015-07-27	14:53:21	42.06602005	43.54707974

Obtenido de USGS (<https://glovis.usgs.gov/app>)

Tabla 7*Características de las Imágenes LANDSAT 8 ETM*

Metadata	Fecha	Hora	SUN AZIMUTH	SUN ELEVATION
LC80040712013178LGN01_MTL.txt	2013-06-27	14:55:33.5	37.12117220	41.39934785
LC80040712014213LGN00_MTL.txt	2014-08-01	14:53:34	43.24308804	44.60729008
LC80040712015200LGN00_MTL.txt	2015-07-19	14:53:10	40.55375753	42.34580043

Obtenido de USGS (<https://glovis.usgs.gov/app>)

Se generaron curvas de nivel cada 25 metros, utilizando el software ArcGis 10, esto para poder realizar los modelos digitales de elevación (DEM), utilizando el software Global Mapper 16.

Una vez generado nuestro DEM con las curvas de nivel en ArcGis 10, se utilizó para compararlo con el modelo descargado del United States Geological Survey (USGS), de donde se comprueba que nuestro

modelo generado se superpone al DEM extraído del USGS. Entonces para poder determinar el área de glaciación, podemos utilizar las curvas generadas en GLOVIS.

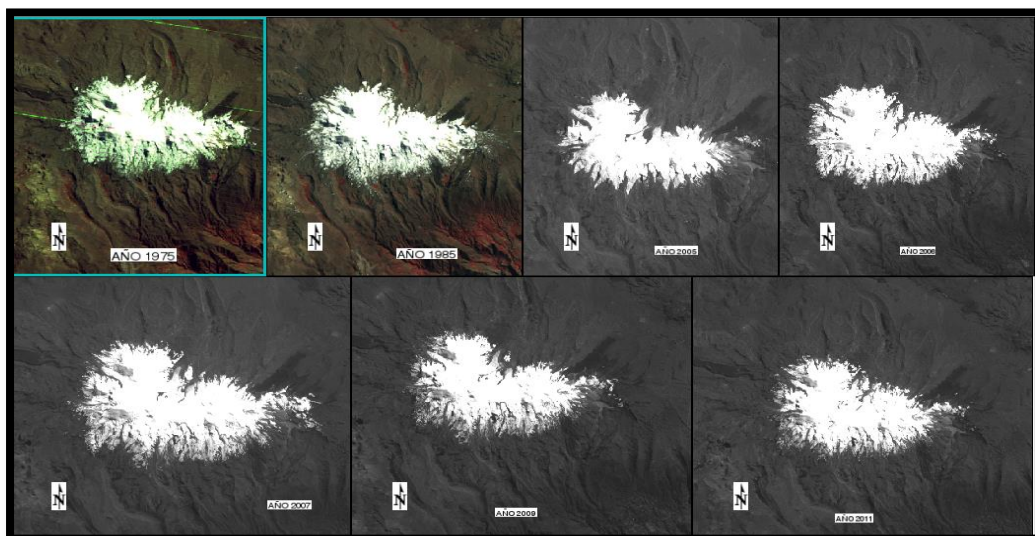
4.2. PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATELITALES

Para limitar el estudio a la zona de interés (Figura 9), todas las imágenes satelitales se cortaron con esta extensión, para lograr esto se utilizó ENVI 4.8.

Se define una resolución de 30 m. para todas las bandas, con el propósito de facilitar las correlaciones entre las distintas capas con resoluciones espaciales distintas, así como los cálculos posteriores. Para el re-muestreo se utilizó las bandas fue la del vecino más cercano, para poder modificar la resolución espacial de nuestras imágenes, verificando que el valor de las celdas no se modifique ni altere.

Figura 9

Imágenes Landsat Ajustadas al Área de Estudio



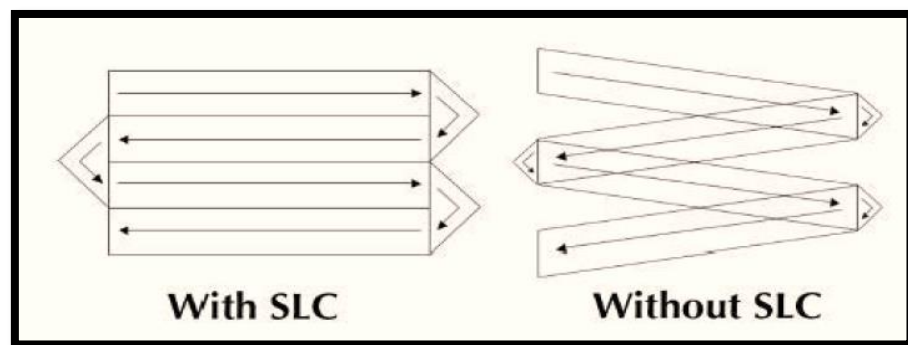
Imágenes obtenidas en la zona de estudio en distintos años.

Existe un error que se conoce como pérdida del corrector de la línea de escaneo en las imágenes del Landsat 7, el cual fue identificado a partir del 2004, (USGS, 2010). Produciendo unas líneas negras en la imagen, debido a la falta de datos por falla en el corrector de Scan Line Corrector (SLC).

Podemos observar la diferencia de cuando se trabaja con un adecuado funcionamiento del corrector de Scan Line Corrector (SLC) y cuando se trabaja con esta falla, como se aprecia en la Figura 10. Así mismo en la figura 11 podemos apreciar el error que se generaría a partir del 2004 en las imágenes satelitales (Sánchez, 2017).

Figura 10

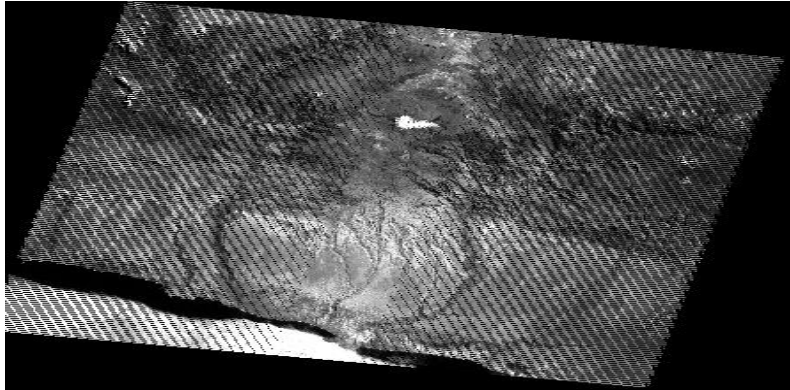
Daño en el Scan Line Corrector del Landsat 7



Fuente. Tomado de (USGS, 2007)

Figura 11

Segmentos de Imágenes sin Información del Landsat 7



Fuente. Tomado de **(USGS, 2007)**

Este error mencionado en el Scan Line Corrector genero la perdida de por lo menos un 22 % de la información, calculando que cada línea que se muestra en color negro podría medir desde 390 hasta 450 metros. (Bustillos, 2012). Con el fin de corregir este error, utilizaremos un modelo basado en interpolar las celdas continuas, esta herramienta será GapFill y se puede observar su funcionamiento mediante el diagrama de flujo en la figura 12.

Figura 12

Diagrama de Flujo de la Herramienta GapFill

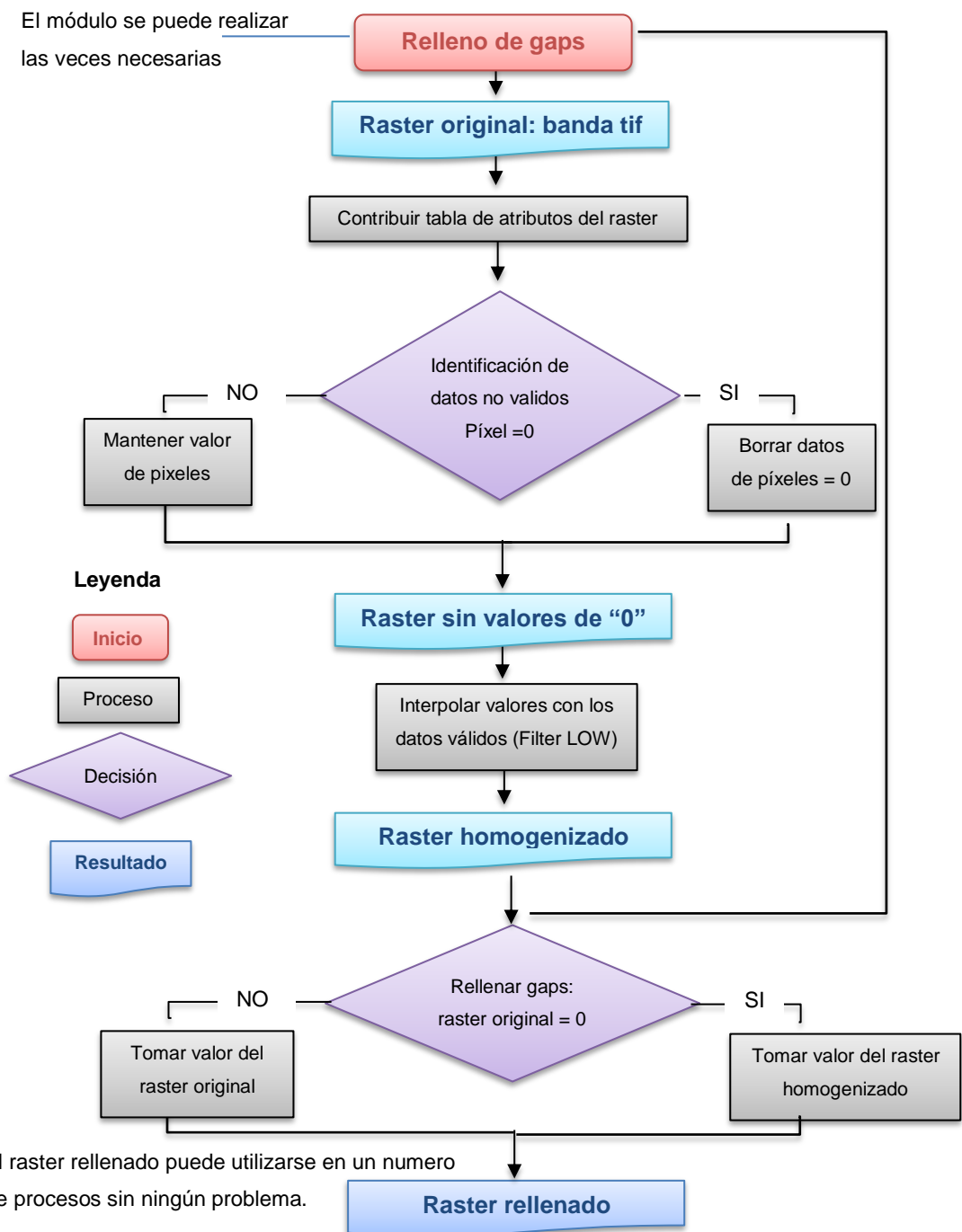
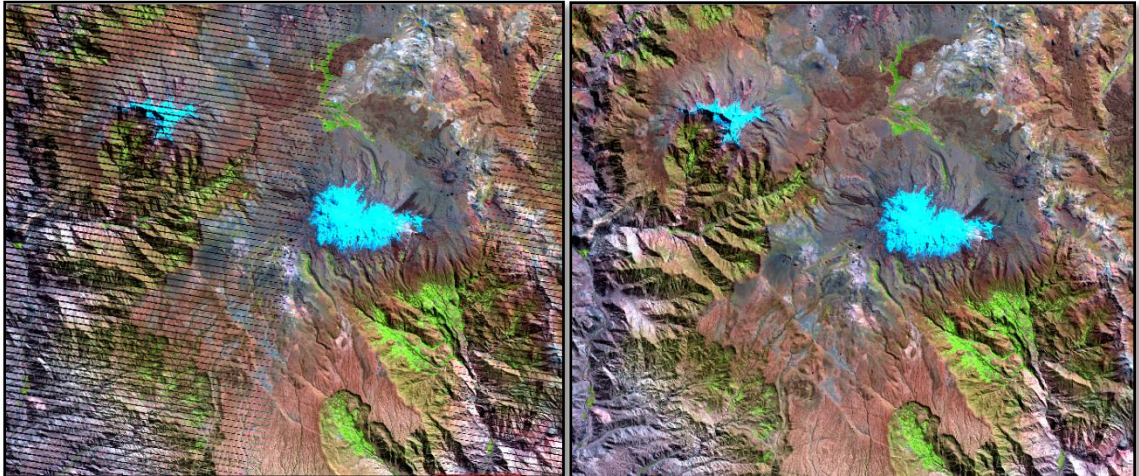


Figura 13

Zona de Estudio, Comparación de Imágenes Landsat 7 corregidas



Nota. Imagen sin corrección (derecha), imagen corregida (Izquierda). Elaboración propia

Una vez corregidas las imágenes del Landsat 7 como se observa en la Figura 13, se procedió a delimitar nuestra área correspondiente al estudio, con un área total de 6 647 Km², siendo las coordenadas:

X₁: 703095

Y₁: 8312005

X₂: 783675

Y₂: 8229505

4.3. FUNDAMENTACIÓN DEL ALGORITMO DE PROCESAMIENTO

A partir de la información proporcionada por el sensor del satélite se puede determinar la temperatura superficial del Nevado Coropuna.

La resolución espacial de 30 m. ha sido una de las más utilizadas, la superficie refleja la radiancia, la cual se puede conocer mediante los sensores del satélite Landsat.

La temperatura es un valor emitido por el sensor como resultado de la energía solar, siendo afectada de manera directa por el ángulo de inclinación como efecto de la latitud en que la energía llega a la superficie.

Una de las aplicaciones del satélite Landsat es el uso de información de variables referentes al clima, de esta manera y con los adecuados algoritmos, usando la banda térmica del satélite se puede calcular el valor de la temperatura terrestre distribuida en toda el área de estudio.

Se puede discriminar o diferenciar la variación del rango térmico del espectro electromagnético de la superficie del glaciar, mediante la banda térmica de este satélite.

El número digital ND, es un número natural que varía entre el 0 y el 225, almacenándose en formato 8-bit. Siendo necesario comparar varias imágenes en el caso de estudios multitemporales como es nuestro caso.

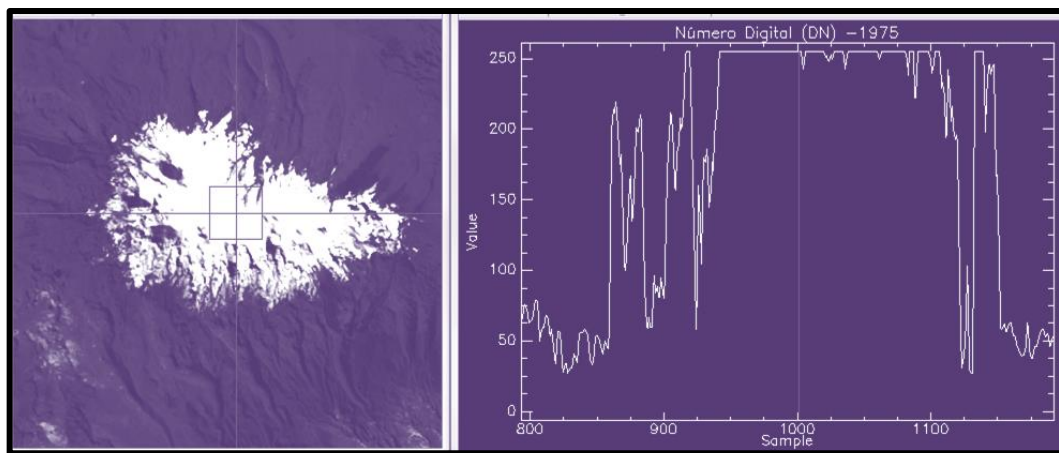
El número digital ND depende también de la adecuada calibración del sensor del satélite, así como la vegetación que pueda interferir entre el sensor y el suelo, el ángulo de elevación del sol, la distancia entre la tierra y el sol, el ángulo del sensor y la presencia de alguna interferencia en la atmósfera que se pueda dar cuando se adquiera la imagen (Sánchez, 2017).

Entonces es importante convertir el ND en un valor que calibrado por el sensor (Figura 14) y que a su vez se mantenga independiente de las condiciones atmosféricas y de insolación que se presenten. A este valor se le denomina reflectividad o reflectancia, siendo la relación

entre la radiación que se refleja y la que incidente en la superficie en un intervalo del espectro.

Figura 14

Perfil de Valores de Números Digitales vs. Distancia en Metros



Nota. Valores de ND altos en la zona de estudio, debido al tipo de material de cobertura terrestre (Nevado). Tomado de (Chander & Markham, 2009).

4.3.1. Algoritmos

Según Schmuggea se puede expresar la radiancia del sensor I_{λ} puede ser expresada de la siguiente manera (Schmuggea, 1998):

$$I_{\lambda} = t_{\lambda}I_{\lambda}(0) + d_{\lambda} \dots \text{Formula 1}$$

Donde

t_{λ} Transmitancia atmosférica

d_{λ} Radiancia espectral adicionada por la atmósfera

$I_{\lambda}(0)$ Radiancia en la superficie

Se conoce también como temperatura de brillo T_B , a la misma radiación que es equivalente a la temperatura de los cuerpos negros, por lo tanto, este dato también se puede expresar como la radiancia de la superficie o temperatura superficial de la siguiente manera:

$$I_{\lambda}(0) = I_{\lambda}^B(T_B) = \varepsilon_{\lambda} I_{\lambda}^B(T_S) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) I_{d\lambda} \dots \text{Formula 2}$$

Donde

ε_{λ} Emisividad superficial dependiendo de su longitud de onda.

$I_{d\lambda}$ Radiación de la atmósfera en dirección hacia abajo.

$I_{\lambda}^B(T_S)$ Radiancia espectral a temperatura superficial T_S de un cuerpo negro.

t_{λ} , d_{λ} y $I_{d\lambda}$ se pueden obtener usando la función de respuesta del satélite Landsat, estos datos de radiosondas anteriormente presentes por defecto en este modelo, al usarlo de transferencia radiativa atmosférica (Berk et al. 1998).

4.3.2. Ecuación para transformar número digital (DN) a radiancia

Para convertir el ND a valores de radiancia en las imágenes del LANDSAT TM y ETM+, dichas imágenes deben ser orthorectificadas, haciendo la comparación de los datos propuestos para calibrar el sensor del satélite Landsat y los datos obtenidos por el metadato (Chander & Markham, 2009) según estas coincidencias nos permite efectuar y ejecutar la conversión de los datos a valores

de Radiancia utilizando un lenguaje de programación IDL, de acuerdo a la fórmula 3.

$$L\lambda = \frac{L_{max\lambda} - L_{min\lambda}}{QCAL_{max} - QCAL_{min}} * (QCAL - QCAL_{min}) - L_{min\lambda} \dots \text{Fórmula 3}$$

Donde:

- $L\lambda$ = Irradiación espectral en la apertura del sensor en watts/(m² * ster * μm),
watts = Flujo de energía
m² = Área
ster = Estereorradián
μm = Micrómetro
- $QCAL$ = Valor del pixel cuantificado en ND (número digital)
- $L_{MIN\lambda}$ = Irradiación espectral correspondiente al $QCAL_{MIN}$ en watts/(m² * ster * μm)
- $L_{MAX\lambda}$ = Irradiación espectral correspondiente al $QCAL_{MAX}$ in watts/(m² * ster * μm)
- $QCAL_{MIN}$ = El mínimo valor de pixel cuantificado que correspondiente a L_{MIN} , donde el número digital DN es 1 para productos del LPGS (Level 1 Product Generation System) y productos del NLAPS (National Landsat Archive Production System) procesados después del 4 de abril del 2004, mientras que para productos del NLAPS procesados antes del 4 de mayo de 2004 es 0.
- $QCAL_{MAX}$ = Número mayor de pixel cuantificado (correspondiente a L_{MAX}) in DN = 255

4.3.3. Ecuación para transformar radiancia a temperatura Kelvin

Esta ecuación permite transformar la irradiación en temperatura superficial en grados Kelvin (NASA, 2019).

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \dots\dots \text{Fórmula 4}$$

Donde:

- T: Temperatura en grados Kelvin efectiva en satélite
- K₁: Constante de calibración 1
- K₂: Constante de calibración 2
- L_λ: Irradiación espectral en la apertura del sensor en watts / (m²*ster*μm).

Deseamos tener los resultados en grados Celsius y debido a que esta ecuación arroja los valores de temperatura en grados Kelvin, procedemos a restar 273,15 y este sería el resultado final, considerando que es una unidad más común para el público de la zona de interés. En las tablas 8, 9 y también en la 10 se muestran las distintas constantes de calibración y otros parámetros utilizados.

Tabla 8

Constantes de Calibración de la Banda Térmica Para el Landsat 5 y 7

Sensor	Constante 1 - K₁ W/(m²*ster*μm)	Constante 2 - K₂ Kelvin
Landsat 7	666,09	1282,71
Landsat 5	607,76	1260,56

Nota. W/(m²*ster*μm) valores de Irradiancia.

Fuente: NASA, 2007

Tabla 9

Parámetros Landsat 5

Banda	Rango espectral	L_{MINλ}	L_{MAXλ}
	(μm)	W/(m²*ster*μm)	W/(m²*ster*μm)
1	0,452-0,518	-152	169
2	0,528-0,609	-2,84	333
3	0,626-0,693	-1,17	264
4	0,776-0,904	-1,51	221
5	1,567-1,784	-0,37	30,2
6	10,45-12,42	1,2378	15,3032
7	2,097-2,394	-0,15	16,5
Sensor TM (Qcal_{min}=1 y Qcal_{max}=255)			

Valores de Irradiancia L_{MINλ} y L_{MAXλ} (Chander & Markham, 2009)

Tabla 10

Parámetros Landsat 7

ETM+ Rangos espectrales de reflectancia w/(m²*ster*μm)								
# de Banda	Procesadas antes de Julio 1 del 2000				Procesadas después de Julio 1 del 2000			
	Low Gain		High Gain		Low Gain		High Gain	
	L_{MIN}	L_{MAX}	L_{MIN}	L_{MAX}	L_{MIN}	L_{MAX}	L_{MIN}	L_{MAX}
1	6,20	297,50	6,20	194,30	6,20	293,70	6,20	191,60
2	6,00	303,40	6,00	202,40	6,40	300,90	6,40	196,50
3	4,50	235,50	4,50	158,60	5,00	234,40	5,00	152,90
4	4,50	235,00	4,50	157,50	5,10	241,10	5,10	157,40
5	1,00	47,70	1,00	31,76	1,00	47,57	1,00	31,06
6	0,00	17,40	3,20	12,65	0,00	17,04	3,20	12,65
7	0,35	16,60	0,35	10,93	0,35	16,54	0,35	10,80
8	5,00	244,00	5,00	158,40	5,00	243,10	5,00	158,30

Rangos espectrales para imágenes procesadas antes y después del 1 de julio del 2000. NASA, 2007

A través del USGS se pueden obtener las imágenes con un formato llamado Metadata, luego con el programa ENVI 4.7 procedemos a transformar el dato de la banda térmica del satélite a radiancia, cargamos el archivo el cual termina en "MTL.TXT por defecto, entonces ENVI puede abrir nuestra imagen Landsat y todos sus archivos, permitiéndonos crear los mapas de datos en radiancia desde ENVI, simplemente con ingresar a la barra de menús y seleccionamos la opción Basic Tools, donde se despliega un menú y seleccionaremos la opción Preprocessing y también Calibration Utilities, por último se debe seleccionar Landsat Calibration. Finalmente se abre la ventana de diálogo con los parámetros de calibración obtenidos desde los metadatos, debemos poner la opción Radiance y asignar un nuevo nombre al nuestro archivo. Una vez guardado el archivo se podrá seleccionar la opción de convertir la radiancia a Kelvin, esto para generar nuestro propio mapa de temperatura – brillo en grados Kelvin (Caneleo, 2010).

4.3.4. Cálculo de índice de nieve normalizado - diferencia (NDSI)

Para poder determinar la cobertura de los glaciares entre ratios e índices, se debe realizar la prueba de las técnicas de clasificación. Por otra parte, según (Dozier, 1989) el algoritmo automatizado del Normalized-Difference Snow Index (NDSI), nos da una discriminación mucho mejor de la nieve y el hielo, identificando a su vez otras coberturas (UGRH, 2010).

Según Racoviteanu, el NDSI que resulta de ejecutar la Fórmula 6 es más fácil de aplicar y mucho menos sensible a las variaciones de iluminación en el área de estudio (Racoviteanu, 2008).

Tabla 11

Ratios de nieve y/o glaciar citados en investigaciones y estudios

Nombre	Abreviación y cita	Ecuación	Ventaja	Desventaja
Simple ratio 1	SR1 (Paul F. K., 2002)	$SR_1 = \frac{\rho_{b4}}{\rho_{b5}}$	Eficaz para mapear el hielo en sombra	Clasifica erróneamente los cuerpos de agua
Simple ratio 2	SR2 (Paul F. , 2007)	$SR_2 = \frac{\rho_{b3}}{\rho_{b5}}$	Eficaz para el mapeo del hielo en sombras	Clasifica erróneamente los cuerpos de agua, como glaciar
Índice de nieve de diferencia normalizada	NDSI (UGRH, 2010) (Racoviteanu, 2008)	$NDSI = \frac{\rho_{b2} - \rho_{b5}}{\rho_{b2} + \rho_{b5}}$	Distingue eficazmente la cobertura glaciar, con buenos resultados en las zonas sombreadas	Poca confusión con cuerpos de agua, dependiendo de la presencia de hielo o partículas en suspensión

- ρ_{b2} = reflectancia en la banda 2 (verde).
- ρ_{b3} = reflectancia en la banda 3 (rojo).
- ρ_{b4} = reflectancia en la banda 4 (infrarrojo cercano).
- ρ_{b5} = reflectancia en la banda 5 (Infrarrojo medio).

Se asignó subíndices para diferenciar los SRs.

Según Burns el NDSI es realmente favorable en zonas de estudio en donde existen terrenos empinados y muy complejos, donde existe gran presencia de sombras debido al relieve, esto comparado con los demás métodos automatizados de mapeo glaciar (Burns, 2012).

Además, al usar la banda del visible de 0,4 a 0,7 μm se aplica el índice teniendo reflectancia muy alta de la cobertura del glaciar en la banda visible verde, así como en banda del infrarrojo medio de 1,55 a 1,75 μm , en donde se tiene una reflectancia baja.

Podemos utilizar la siguiente fórmula:

$$NDSI = \frac{\rho_{vis} - \rho_{irm}}{\rho_{vis} + \rho_{irm}} \dots\dots \text{Fórmula 5}$$

Donde:

ρ_{vis} Reflectancia de banda verde visible

ρ_{irm} Reflectancia de banda infrarrojo medio

Como resultado del NDSI la imagen muestra valores entre -1 y 1, permitiéndonos discriminar área glaciar y no glaciar, clasificando estas mediante la definición del umbral que va variando de acuerdo al tipo de imagen.

Se determinó el valor del umbral haciendo la comparación de la cobertura obtenida en la imagen satelital con una fotografía aérea de la misma fecha, con buena resolución para ajustar el contorno del área del glaciar.

Para obtener mejores resultados de nuestra cobertura glaciar, se usó el modelo digital de elevación MDE, lo que nos permitió clasificar mejor los pixeles y eliminar fallas de forma manual.

Utilizamos los siguientes criterios: Consideramos que la cobertura glaciar debe estar ubicada por encima de los 4500 msnm y el NDSI > 0.4 o 0.52. También se debe aplicar la máscara para los cuerpos de agua, que por lo general son lagunas proglaciares, con el fin de

evitar que se confundan con la zona de estudio de cobertura glaciar, siendo estas ubicadas adyacentes o en el mismo frente del glaciar.

Según Vargas este método se usa para detección de nieve, hielo o nubes, permitiendo diferenciarlos entre sí (Vargas et al.,2009). Al tomar la diferencia normalizada de las bandas de los satélites Landsat TM y ETM+ podemos hallar el NDSI, usando Envi 4.7, aplicando la siguiente ecuación:

$$NDSI = \frac{B2-B5}{B2+B5} \dots \text{Fórmula 6}$$

El NDSI se da en base a la respuesta espectral particular que caracteriza la nieve con reflectancia alta en infrarrojo inferior y el espectro visible (Pitte, Ferri, Espizua, 2009).

4.3.5. Ratio imagen 3/5

La ratio imagen 3/5 nos muestra una muy buena discriminación del hielo y la nieve, debido a que es una simple relación que se da entre las bandas b3 y b5 del satélite Landsat.

Para el mapeo de glaciares la ratio 3/5 es el más efectivo en el caso de los métodos automatizados (Paul F. , 2007), incluso para la clasificación de zonas de hielo o nieve, así como en zonas de sombras, roca y tierra (Vargas et al.,2009).

Se halló la razón de bandas 3/5 utilizando el programa Envi 4.7, aplicado a escenas Landsat, utilizamos las bandas 3 de 0.63 a 0.69 μm , y la banda 5 de 1.55 a 1.75 μm .

$$\text{Ratio} = \frac{b_3}{b_5} \dots \text{Fórmula 7}$$

4.3.6. Estimación de la superficie de lagunas

Los cuerpos de agua se pueden detectar a través de imágenes satelitales, mediante la aplicación de índices espectrales, debido a que comúnmente se presenta en distintos estudios, como es nuestro caso, es necesario discernir lagunas, inundaciones, ríos, etc., a fin de poder hacer una adecuada interpretación de la zona a analizar.

Tabla 12

Índices de Agua Citados en Investigaciones o Estudios

Nombre	Abreviación y cita	Ecuación	Ventaja	Desventaja
Índice de agua de diferencia normalizada 1	NDWI ₁ (Frey, 2011)	$NDWI_1 = \frac{\rho_{b4} - \rho_{b1}}{\rho_{b4} + \rho_{b1}}$	Identifica los cuerpos de agua	Presentan riesgo de clasificar erradamente las sombras
Índice de agua de diferencia normalizada 2	NDWI ₂ (McFeeters, 1996)	$NDWI_2 = \frac{\rho_{b2} - \rho_{b4}}{\rho_{b2} + \rho_{b4}}$	Clasifica eficazmente los cuerpos de agua de la cobertura glaciar	Confusión con las sombras en zonas con alta pendiente
Índice de agua de diferencia normalizada 3	NDWI ₃ (Gao, 1996)	$NDWI_3 = \frac{\rho_{b4} - \rho_{b5}}{\rho_{b4} + \rho_{b5}}$	Identifica los cuerpos de agua con ajustes del umbral	Confusión con las sombras en zonas con alta pendiente
Índice de agua de diferencia normalizada 4	NDWI ₄ (Rogers y Kearney, 2004)	$NDWI_4 = \frac{\rho_{b3} - \rho_{b5}}{\rho_{b3} + \rho_{b5}}$	Poco eficiente en la clasificación de los cuerpos de agua	Confusión con las sombras

- ρ_{b1} Reflectancia en la banda 1 (azul).
- ρ_{b2} Reflectancia en la banda 2 (verde).
- ρ_{b3} Reflectancia en la banda 3 (rojo).
- ρ_{b4} Reflectancia en la banda 4 (infrarrojo cercano).
- ρ_{b5} Reflectancia en la banda 5 (infrarrojo medio).

Los NDWI se diferencian según los subíndices asignados para diferenciarlos según la ecuación:

$$NDWI = \frac{\rho_{vis} - \rho_{irc}}{\rho_{vis} + \rho_{irc}} \dots \dots \text{Fórmula 8}$$

Donde:

- ρ_{vis} Reflectancia en la banda visible (verde)
- ρ_{irc} Reflectancia en la banda infrarrojo cercano

Se aplica la fórmula 8 debido a la presencia de máxima reflectancia en la banda verde, la cual es característica de cuerpos de agua, así como para el infrarrojo cercano es la mínima reflectancia, de acuerdo al comportamiento espectral del agua, aprovechando que la vegetación y el suelo muestran una mayor reflectancia del infrarrojo cercano (McFeeters 1996).

Considerando las características del suelo y la vegetación que tienen valores negativos hasta cero, el NDWI tiene valores que se encuentran desde -1 hasta 1, diferenciándose el agua por presentar valores mayores a 0.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y VALIDACIÓN DEL MÉTODO

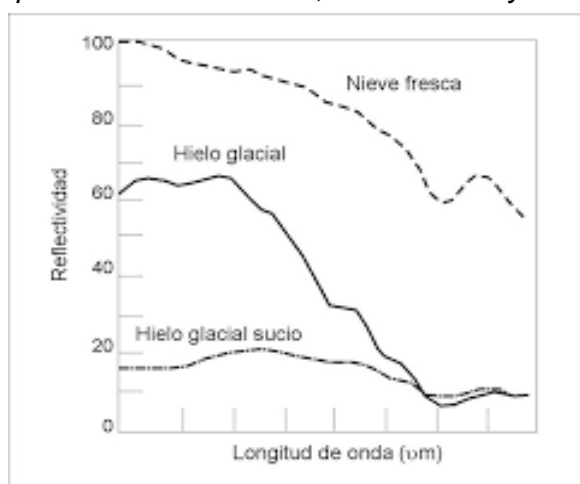
5.1. REFLECTANCIA EN LA SUPERFICIE NEVADA

El hielo, así como la nieve tienen muy alta reflectividad en el espectro visible, aunque disminuyen en el infrarrojo próximo y medio.

Para la nieve fresca y limpia, la reflectividad es mayor, mientras que, en el caso de la nieve helada o sucia, esta presenta reflectividad baja. En la figura 15 podemos apreciar como en el infrarrojo medio, $\lambda > 1.3 \mu\text{m}$, la escarcha y de la nieve fina es significativamente mayor que para la nieve granular gruesa y media.

Figura 15

Comportamiento Espectral de Nieve fresca, Hielo Glaciar y Hielo Glaciar Sucio



La nieve fresca presenta niveles más altos de reflectividad que el hielo glaciar.

Fuente. Tomado de (Marchionni, 2017)

La nieve presenta una reflectividad muy elevada, debido a su tonalidad blanca, la cual va disminuyendo en la sección visible del espectro electromagnético del infrarrojo cercano. Siendo afectados los valores de la reflectividad de acuerdo a su compactación, el grado de limpieza, el tamaño de los granos. Como se observa en la figura 15 se muestran distintas firmas espectrales para diferentes tipos de nieve. (Hernández, 2011).

Al procesar la información se consideró siete imágenes Landsat 7ETM, de los años 1999, 2001, 2003, 2010, 2012, 2014 y 2015. Y se obtuvo los siguientes resultados:

Tabla 13

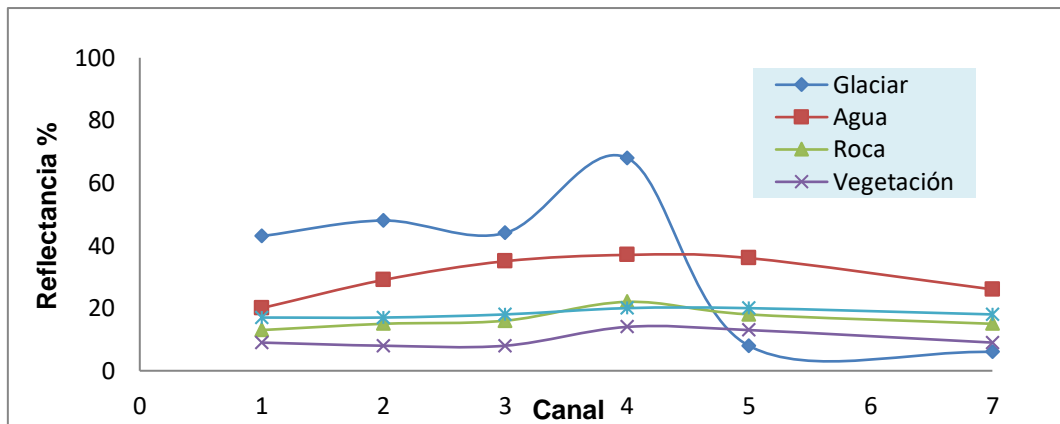
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 1999

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 1999				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	43	20	13	9	17
2	0.661	48	29	15	8	17
3	0.840	44	35	16	8	18
4	1.656	68	37	22	14	20
5	2.167	8	36	18	13	20
7	2.262	6	26	15	9	18

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 1999.

Figura 16

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 1999



La máxima reflectancia para el año 1999 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando a más del 60 %.

Tabla 14

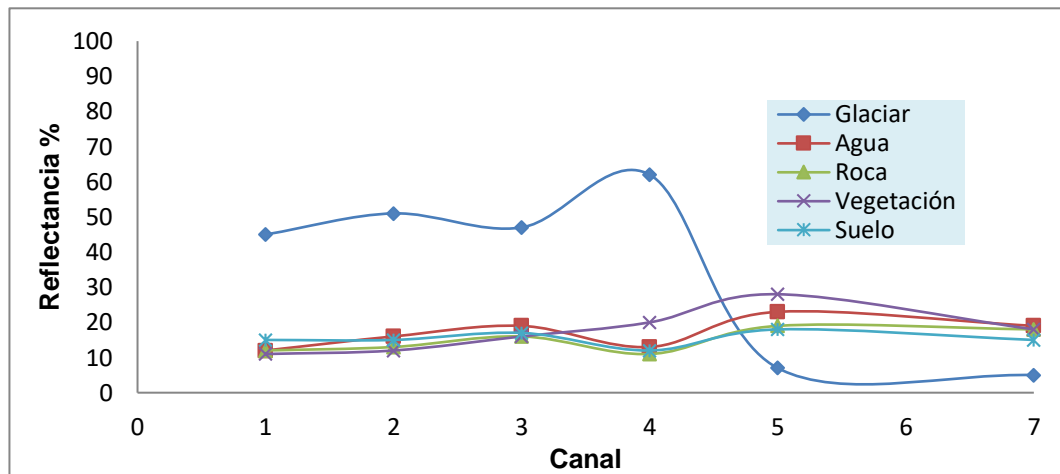
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2001

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2001				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	49	21	13	9	19
2	0.661	55	29	15	10	20
3	0.840	51	35	17	11	22
4	1.656	77	38	19	35	23
5	2.167	6	37	17	21	27
7	2.262	4	27	15	12	24

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2001.

Figura 17

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2001



La máxima reflectancia para el año 2001 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando a más del 60 %.

Tabla 15

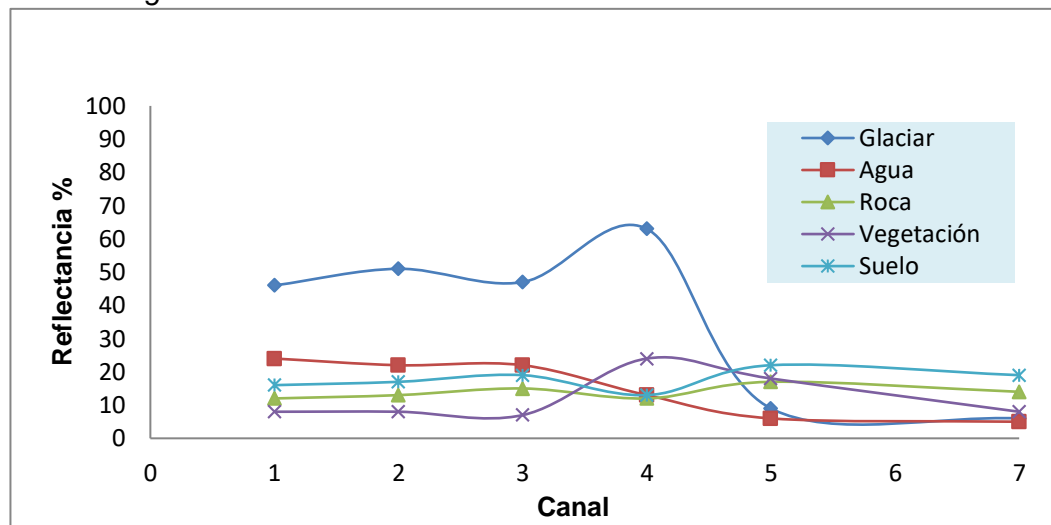
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2003

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2003				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	46	24	12	8	16
2	0.661	51	22	13	8	17
3	0.840	47	22	15	7	19
4	1.656	63	13	12	24	13
5	2.167	9	6	17	18	22
7	2.262	6	5	14	8	19

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2003.

Figura 18

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2003



La máxima reflectancia para el año 2003 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando aproximadamente al 60 %.

Tabla 16

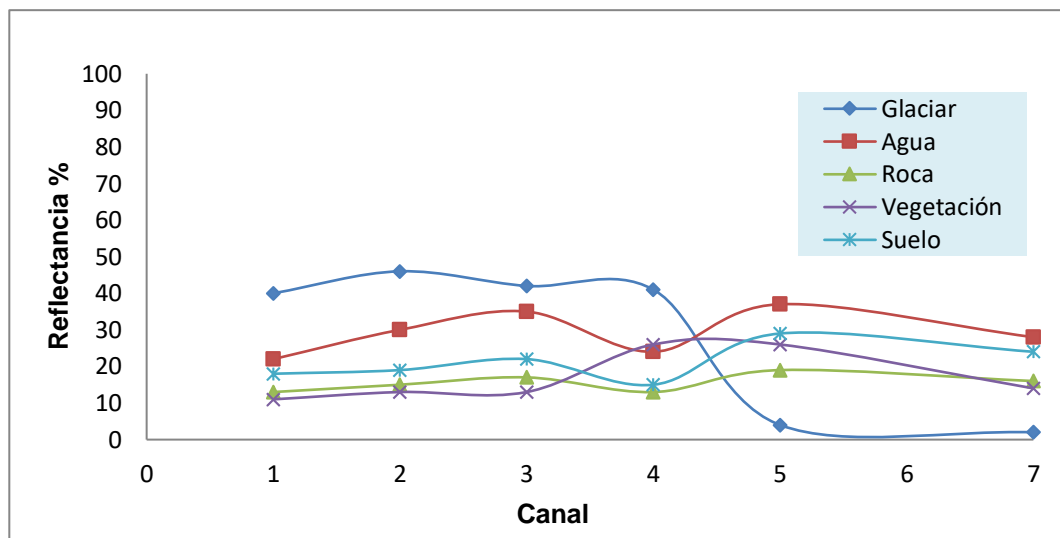
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2010

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2010				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	40	22	13	11	18
2	0.661	46	30	15	13	19
3	0.840	42	35	17	13	22
4	1.656	41	24	13	26	15
5	2.167	4	37	19	26	29
7	2.262	2	28	16	14	24

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2010.

Figura 19

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2010



Para el año 2010 se aprecia un decaimiento en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando aproximadamente al 40 % de reflectancia.

Tabla 17

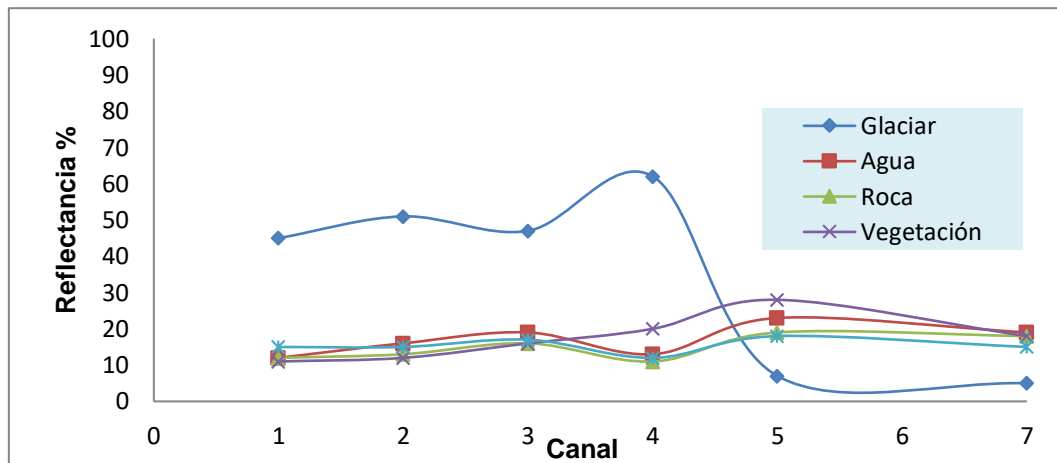
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2012

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2012				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	47	19	13	8	15
2	0.661	53	28	14	7	16
3	0.840	49	35	16	6	18
4	1.656	60	24	13	8	13
5	2.167	4	36	18	9	23
7	2.262	4	26	15	6	19

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2012.

Figura 20

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2012



La máxima reflectancia para el año 2012 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando aproximadamente al 60 %.

Tabla 18

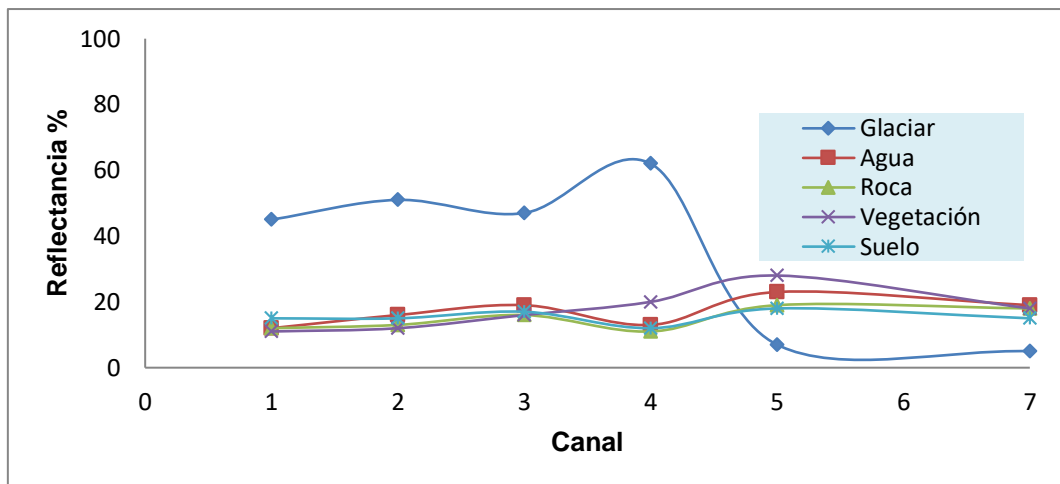
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2014

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2014				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	47	12	13	11	19
2	0.661	53	16	14	12	17
3	0.840	49	19	17	12	19
4	1.656	48	13	13	24	14
5	2.167	4	22	18	25	27
7	2.262	3	18	15	13	25

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2014.

Figura 21

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2014



La máxima reflectancia para el año 2014 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando aproximadamente al 60 %.

Tabla 19

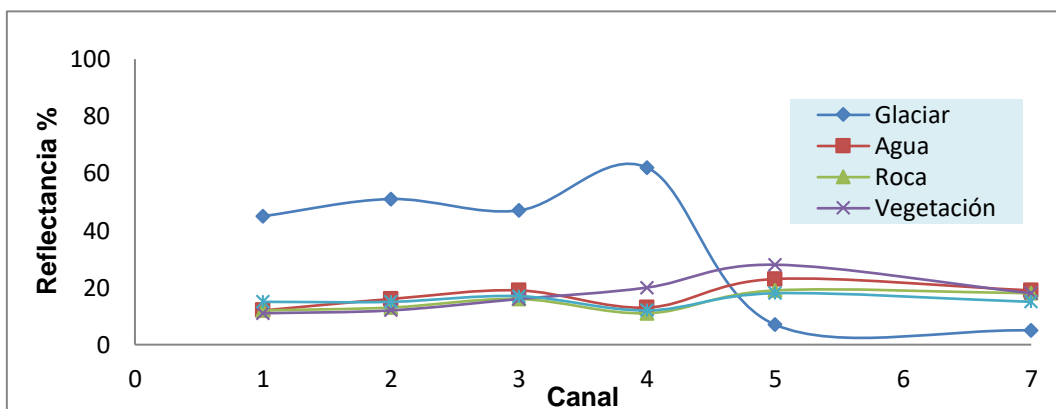
Valores de Reflectancia para la Imagen Landsat 7 ETM del año 2015

Canal	Longitud de Onda $\lambda(\mu\text{m})$	Reflectancia % - 2015				
		Glaciar	Agua	Roca	Vegetación	Suelo
1	0.556	45	12	12	11	15
2	0.661	51	16	13	12	15
3	0.840	47	19	16	16	17
4	1.656	62	13	11	20	12
5	2.167	7	23	19	28	18
7	2.262	5	19	18	18	15

Valores numéricos que representan la reflectancia espectral de 5 tipos de coberturas en los diferentes canales o longitudes de ondas para el año 2015.

Figura 22

Espectro de Reflectancia de los 5 Tipos de Superficies de la Imagen Landsat 7ETM 16 agosto de 2015



La máxima reflectancia para el año 2015 se aprecia en el canal 4, para la cobertura del glaciar, llegando aproximadamente al 60 %.

Figura 23

Reflectividad de la Nieve en 3 Canales

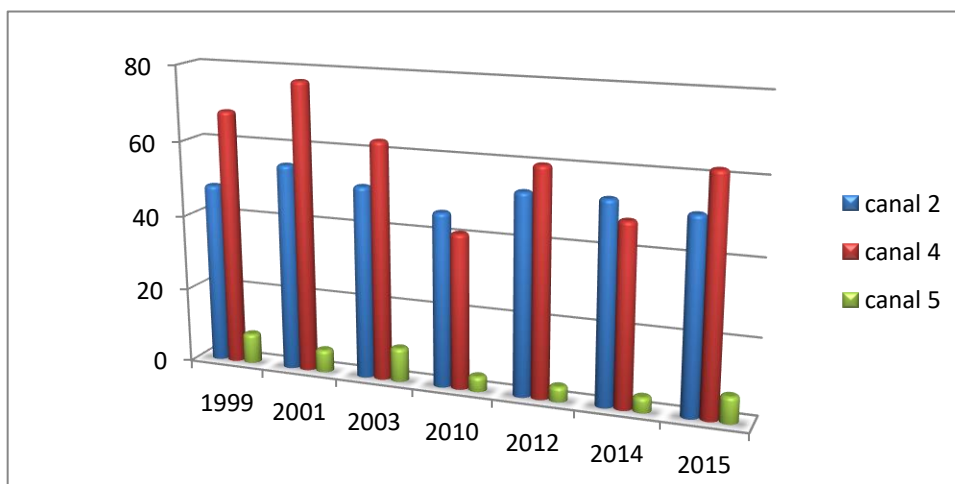


Gráfico de barras por año analizado en el estudio, podemos observar que la reflectividad en el canal 5 es menor para todos los años evaluados, esto nos permite indicar que estamos frente a nieve fresca.

En la figura 23, se muestra la menor reflectividad el año 2010 con un 41 %, también podemos indicar que la mayor reflectividad se da en los años 1999 siendo del 68 % y en el 2001 que alcanzo el 77 %, durante los años 2003, 2012, 2014 y 2015 existe una constante de 60 a 45 %. La disminución de la reflectancia de la nieve se puede deber a las impurezas como presencia de polvo y escombros sobre la superficie del hielo.

Según Paterson (1994), podemos observar que, para nuestro trabajo de investigación de acuerdo a los valores obtenidos, el tipo de superficie es de nieve hasta hielo limpio en los últimos años.

Tabla 20

Reflectancia Superficial Típica de Hielo y Nieve

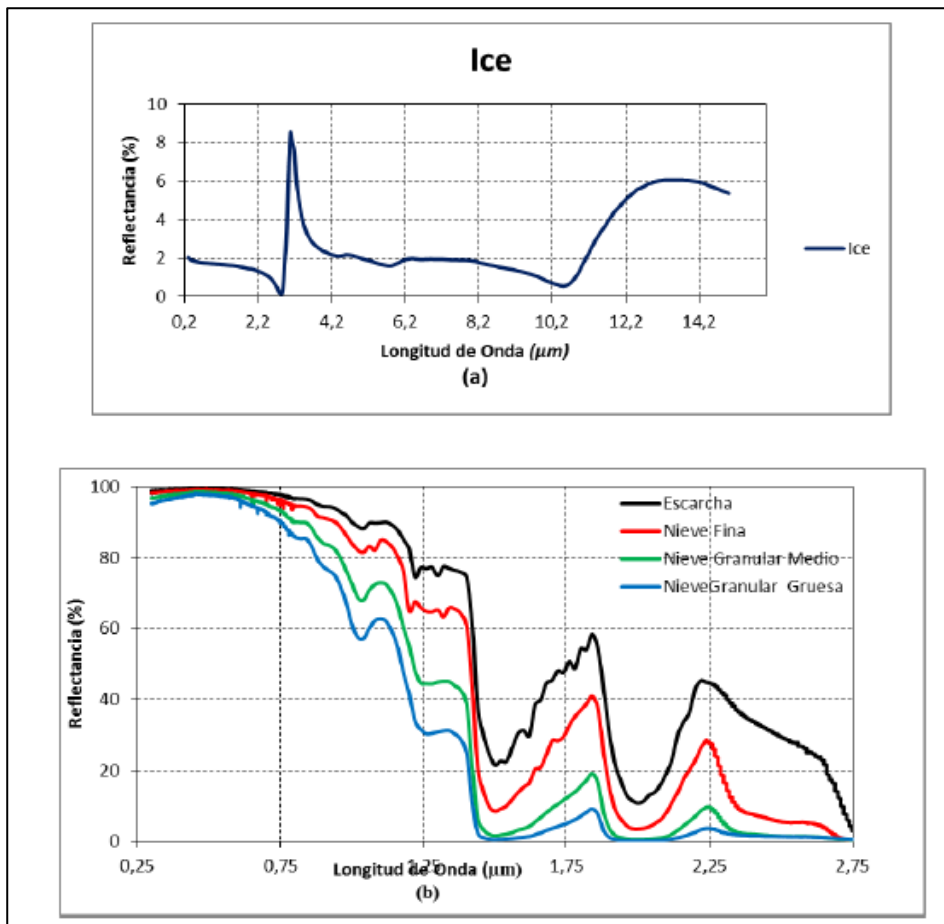
Tipo de superficie	Rango de reflectancia	Valor promedio (%)
Nieve seca	0.80 – 0.97	84
Fusión de nieve	0.66 – 0.88	74
Neviza (Firn)	0.43 – 0.69	53
Hielo limpio	0.34 – 0.51	40
Hielo poco sucio	0.26 – 0.33	29
Hielo sucio	0.15 – 0.25	21
Escombros y cubiertas de hielo	0.10 – 0.15	12

Albedo según Paterson (1994)

Si comparamos la nieve con el hielo, la nieve fresca tiene una reflectancia relativamente alta, alcanzando valores superiores a 0,95; esto depende del tamaño de los granos y la densidad, esta disminuye durante el proceso de envejecimiento.

Figura 24

Curvas Espectrales de Hielo y Diferentes Tipos de Hielo y Nieve



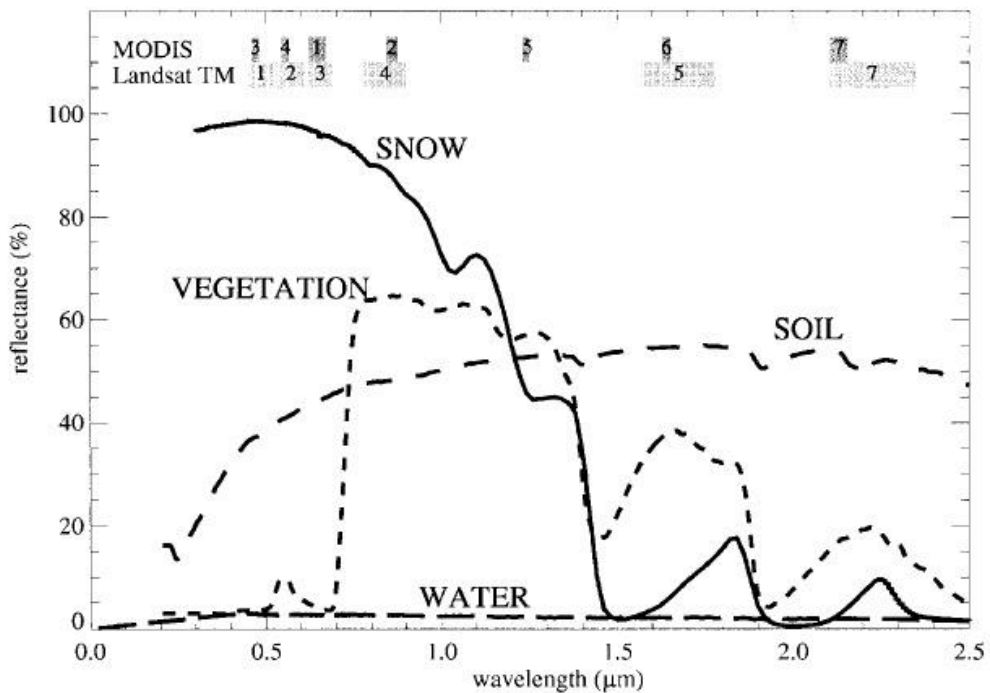
En la figura (a) curva espectral de hielo y en la figura (b) curvas para distintos tipos de nieves (Collected at John Hopkins University Spectroscopy Lab. Cortesía ASTER spectral).

Según el análisis realizado por Collected at John Hopkins University IR, podemos apreciar los diferentes tipos de hielo y nieve. En nuestro estudio tenemos presencia de nieve granular medio a grueso.

Los resultados obtenidos son similares a los obtenidos por Klein (1998), a partir de imágenes Landsat TM, según la figura 25.

Figura 25

Modelo de reflectancia Landsat TM



Mejora del mapeo de la capa de nieve en los bosques mediante el uso de un modelo de reflectancia de dosel (Klein, 1998).

Para concluir estos resultados, podemos citar a (Tarbuck y Lutgens, 2005), quien nos explica que en geología podemos observar dos tipos de mecanismos de realimentación, un mecanismo de realimentación negativo y un mecanismo de realimentación positiva.

El mecanismo de realimentación negativo, nos sirve para mantener el sistema tal como es, o en otras palabras el **status quo**. En cambio, el mecanismo de realimentación positiva intensifica o impulsa al cambio.

En el caso del presente estudio están asociados al sistema climático, el cual posee una gran variedad de mecanismos de realimentación positivos y negativos. En el caso del calentamiento global y como ya hemos explicado antes, estos están asociados al proceso de desglaciación.

Como sabemos los glaciares están cubiertos por nieve o hielo, estos son muy reflectantes como hemos podido apreciar en las imágenes anteriores, pero sucede que en el proceso de desglaciación estos son reemplazados por suelo y roca, los cuales absorben una mayor cantidad de luz solar, el resultado de esto es un mecanismo de realimentación positiva y esto contribuye al calentamiento global.

Por otro lado, el aumento de la temperatura global hace que se incremente el proceso de evaporación del agua de la superficie continental y oceánica de la tierra. Al aumentar este proceso de evaporación hace que el espesor de la nube aumente, estas por ende reflejan una mayor cantidad de luz al espacio, las temperaturas globales disminuyen, pero recordemos que las temperaturas más cálidas hacen que tengamos una mayor cantidad de vegetación en

la superficie, las plantas hacen que tomen del aire los gases invernaderos, uno de estos gases es el dióxido de carbono (CO_2) del aire y así eliminamos el impacto negativo en el calentamiento global de la tierra.

5.2. RADIANCIA EN LA SUPERFICIE NEVADA

El concepto de radiancia, es la emisión de radiación de un cuerpo cualquiera del área plana de la emisión. La importancia de la radiancia radica en que representa la radiación real procedente de un punto determinado de una superficie emisora. Esta radiación es registrada en forma de radiancia en $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr})$ por un sensor a cierta distancia del punto emisor.

Una imagen de satélite está compuesta por multitud de puntos llamados píxeles. Si la imagen es de radiación, cada píxel nos da un valor de la radiancia en $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr})$, emitida por ese punto de la tierra.

Como sabemos las imágenes satelitales presentan datos de número digital (DN), como ya lo hemos explicado anteriormente, en el caso de DN tienen una escala de grises que va desde el negro ($\text{DN}=0$) hasta el blanco ($\text{DN}=255$). Como observamos en la imagen 26, la data es de 255 en las zonas de nieve, usando el algoritmo matemático, mostrado en la fórmula 3 podemos cambiar a radiancia; en este caso observamos la data en decimales y en la zona de nieve tenemos valores de 47 489086.

En el siguiente cuadro tenemos los datos utilizados en el algoritmo.

Tabla 21*Resultado de Radiancia para Imágenes Landsat 7 de la Banda Termal*

	Tipo de Landsat	Sensor ID	Fecha de adquisición	Sun elevation	Sistema de Coordenadas UTM zona 18s datum WGS 84	Radiancia LA watts/(m ² *ster * μm)
1	Landsat 7	ETM	1999-08-16	46.54020144	752115 8279275	4.744471
2	Landsat 7	ETM	2001-06-18	39.64041807	752115 8279275	4.988574
3	Landsat 7	ETM	2003-05-23	42.27738460	752115 8279275	4.811295
4	Landsat 7	ETM	2010-08-30	50.26505858	752115 8279275	4.7444 71
5	Landsat 7	ETM	2012-07-18	41.55754352	752115 8279275	4.410353
6	Landsat 7	ETM	2014-07-08	41.01140429	752115 8279275	4.944942
7	Landsat 7	ETM	2015-07-27	43.54707974	752115 8279275	4.610824

Datos utilizados para desarrollar el algoritmo.

Nota. Se seleccionaron fechas de poca nubosidad, meses entre mayo y agosto.

Como ya hemos podido explicar en la metodología, una vez transformado los datos de números digitales a radiancia, esta puede ser transformada a temperatura, y porque hacemos esto, no podemos dejar de lado la técnica de teledetección, la cual está basada en medir la radiación electromagnética recibida en un sensor del satélite, al efecto sería un radiómetro.

Podemos conseguir de manera muy segura los datos, garantizar su procesamiento y por ultimo interpretarlos, de modo que si conocemos la radiación electromagnética que caracteriza a distintos objetos, materiales y sus distintas propiedades podemos conseguir una mejor interpretación partiendo de la radiación recibida de estos.

A una temperatura mayor a 0K ($K = -273,15 \text{ }^\circ\text{C}$), todos los cuerpos emiten radiación electromagnética, la cual se propaga por medios materiales o aun a través del vacío.

5.3. RADIANCIA A TEMPERATURA

En la tabla 22 podemos apreciar los resultados obtenidos mediante la aplicación de los algoritmos. Se presentan los datos de temperatura máxima y mínima en $^\circ\text{C}$. Para una mejor visualización de estos datos presentamos mapas de resultados finales en el anexo de mapas.

Tabla 22

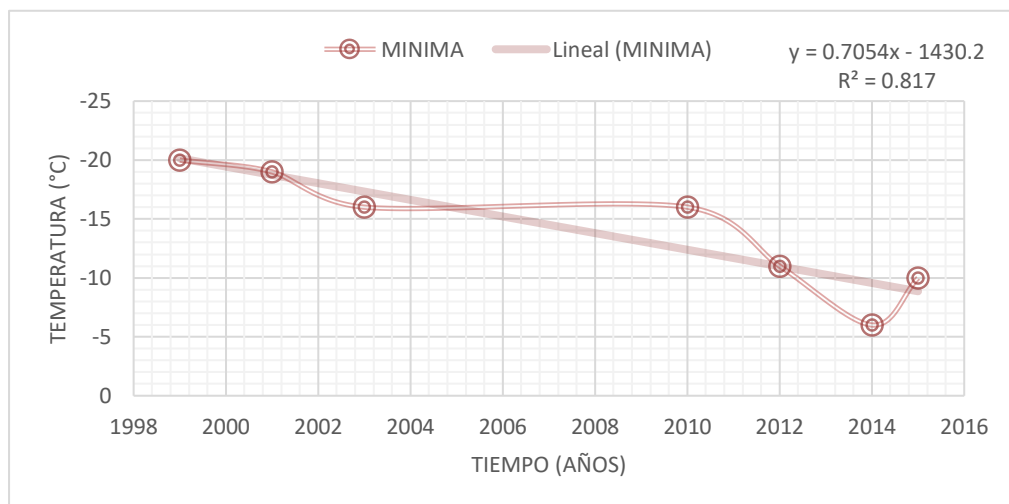
Resultados obtenidos de Temperaturas en el Nevado Coropuna

	Tipo de Landsat	Sensor ID	Fecha de adquisición	K1	K2	Temperatura Mínima °C	Temperatura Máxima °C	Temperatura Promedio °C
1	Landsat 7	ETM	1999-08-16	666.09	1282.71	-20	14	-3
2	Landsat 7	ETM	2001-06-18	666.09	1282.71	-19	8	-5.5
3	Landsat 7	ETM	2003-05-23	666.09	1282.71	-16	12	-2
4	Landsat 7	ETM	2010-08-30	666.09	1282.71	-16	8	-4
5	Landsat 7	ETM	2012-07-18	666.09	1282.71	-11	11	0
6	Landsat 7	ETM	2014-07-08	666.09	1282.71	-6	9	1.5
7	Landsat 7	ETM	2015-07-27	666.09	1282.71	-10	6	-2

Se puede apreciar la elevación de las temperaturas mínimas a partir del año 2014, lo cual tiene relación con un fenómeno del niño catalogado como muy intenso.

Figura 26

Temperaturas Mínimas



Representación Temperatura vs. Año, según los datos de la tabla 22.

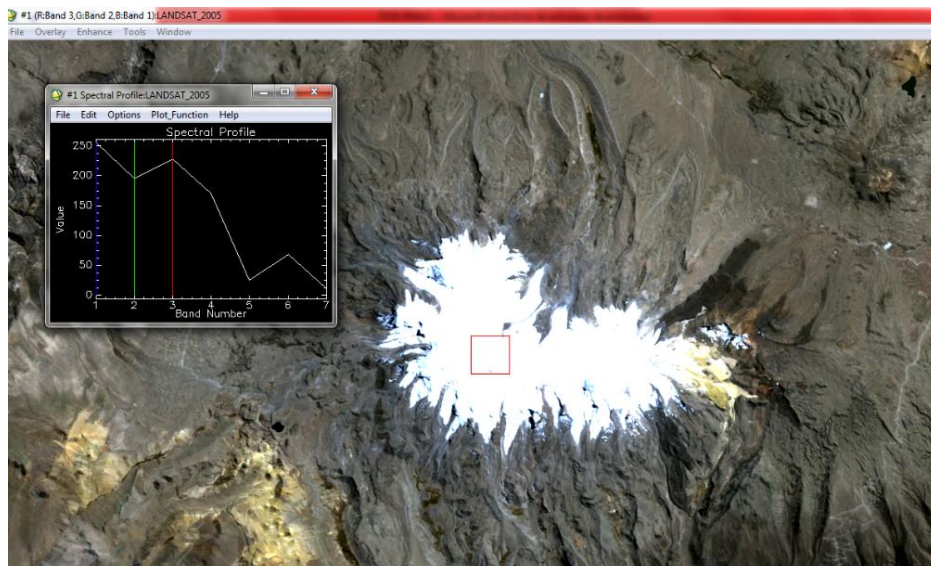
En la gráfica, podemos observar que en el caso de las temperaturas mínimas hay un aumento y sobre todo en los años que se da el fenómeno de la niña (2010, 2011).

5.4. NORMALIZED-DIFFERENCE SNOW INDEX (NDSI)

Se entiende que las combinaciones más idóneas para el análisis de coberturas de nieve y hielo son: 543- 741 – 742 – 754, debido a que tanto el hielo como la nieve tienen valores altos de reflectancia, dependiendo de sus características en cuanto a pureza y tamaño de grano, esto en rango visible desde 0.4 a 0.7 μm , en relación al infrarrojo cercano y medio desde 0.75 a 1.75 μm .

Figura 27

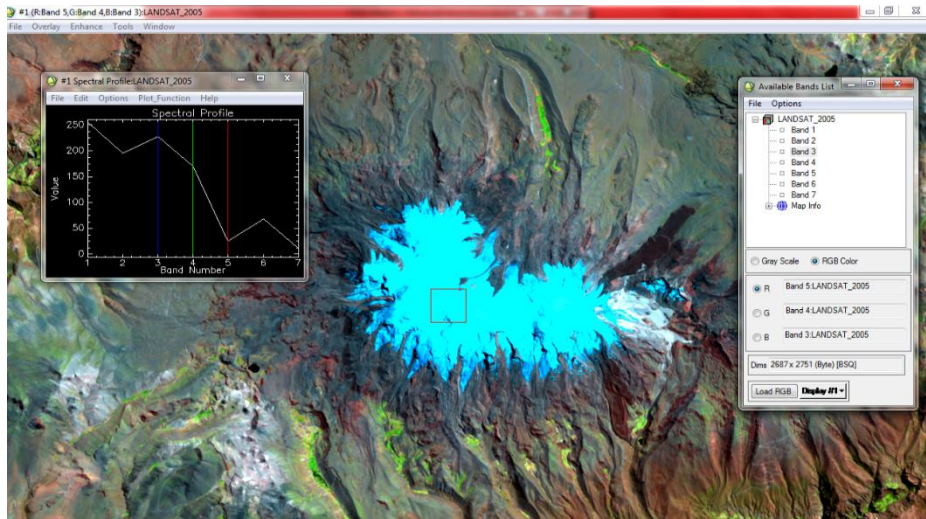
Combinación de Banda (3, 2, 1)



Composición de bandas de color verdadero de la imagen satelital Landsat 2005.

Figura 28

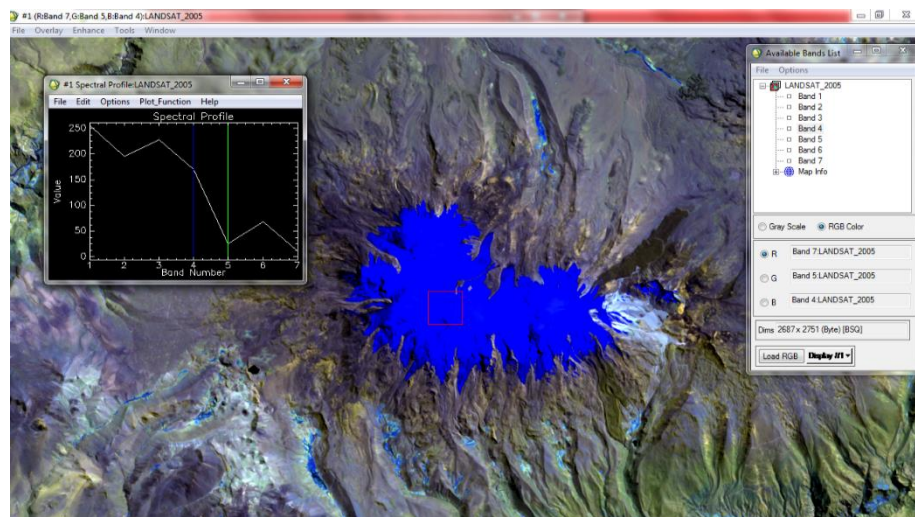
Combinación de Banda (5, 4, 3)



Composición de bandas de falso color de la imagen satelital, Landsat 2005.

Figura 29

Combinación de Banda (7, 5, 4)

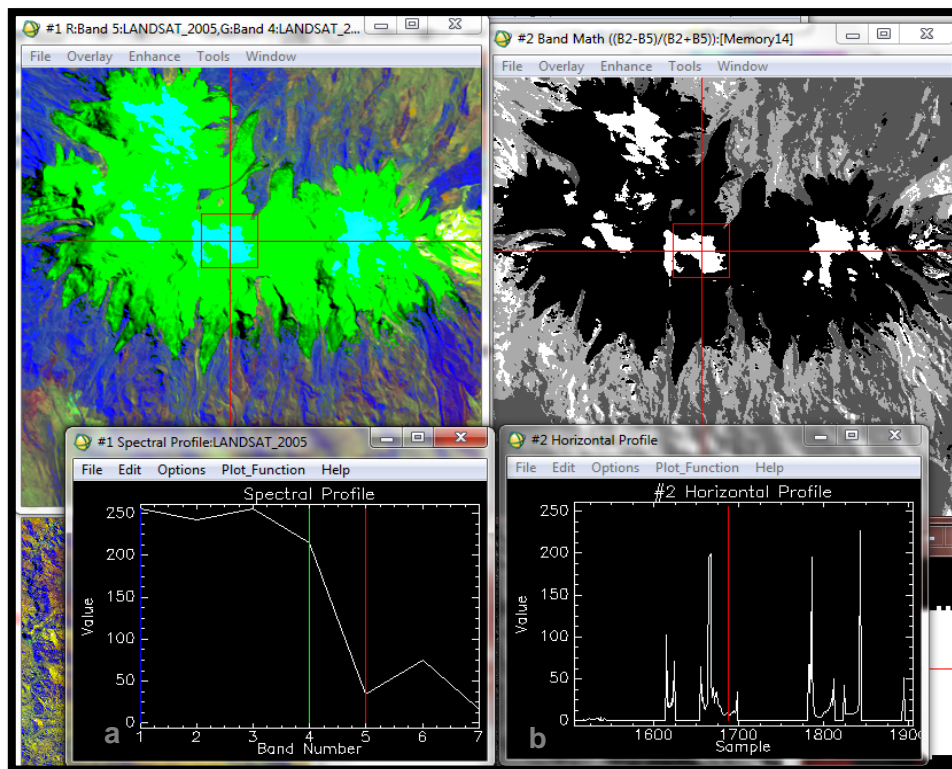


Composición de bandas de falso color de la imagen satelital, Landsat 2005.

Utilizando la combinación de banda (7, 5, 4), permite diferenciar la morena del hielo.

Figura 30

Combinación de banda (5, 4, NDSI) y NDSI escala de gris



En la figura 30 (a) podemos observar la diferencia entre hielo y nieve, logrando así evaluar los puntos mínimos de temperatura y en la figura 31 (b) observamos la escala de grises NDS.

5.5. **ÁREA DEL GLACIAR**

Finalmente, generando los algoritmos se pudo generar las zonas de acumulación (hielo), ablación (nieve), obteniendo los siguientes resultados:

Tabla 23

Resultados Obtenidos de Áreas de Acumulación en el Nevado Coropuna

LANDSAT	AÑO	AREA (Km2)			TEMPERATURA (°C)	
		AREA GLACIAR	AREA HIELO	AREA NIEVE	MINIMA	MAXIMA
7	1999	89,810164	47,077751	42,732413	-20	14
7	2001	102,521996	41,090541	61,431455	-19	8
7	2003	112,675881	33,59479	79,081091	-16	12
7	2010	46,085777	10,045563	36,040214	-16	8
7	2012	80,962923	9,749356	71,213567	-11	11
7	2014	45,500651	0	45,500651	-6	9
7	2015	40,826765	0	40,826765	-10	6

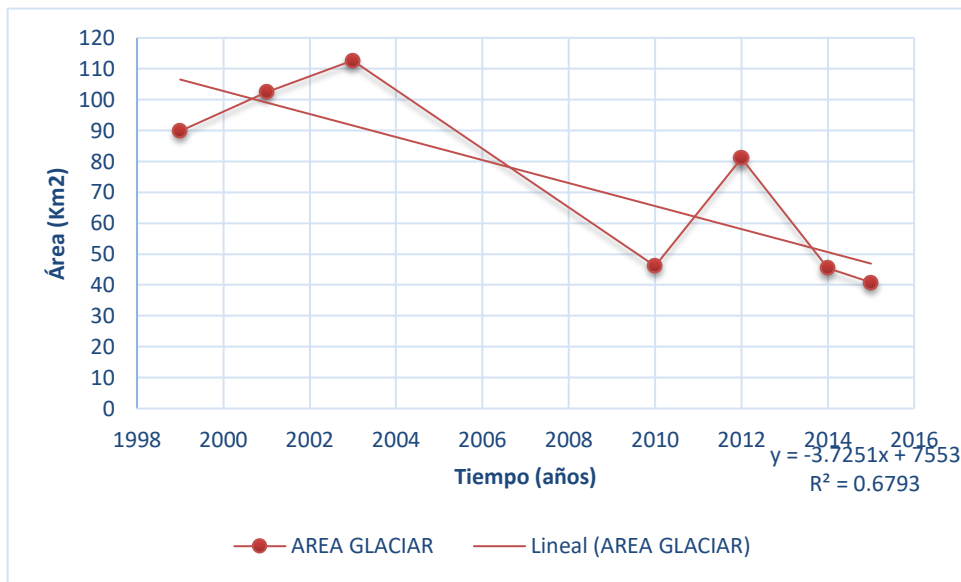
Para los años 2014 y 2015, el área de hielo glaciar (Acumulación) ha desaparecido.

Como podemos observar en la tabla 23, para el año 2015 se observa un área 40,82 Km², sin embargo, esto es solo área de ablación es decir acumulación de nieve, se deja de observar el área de acumulación que durante los años 2001 y 2003 se registraron, siendo las mayores áreas de glaciar de 102,52 y 112,67 Km² respectivamente, teniendo un área de acumulación aproximada de de 41 y 33 Km².

Es por ello que se realizó un análisis estadístico, como se muestra a continuación:

Figura 31

Análisis Estadístico de la Tendencia de Disminución del Área Glaciar

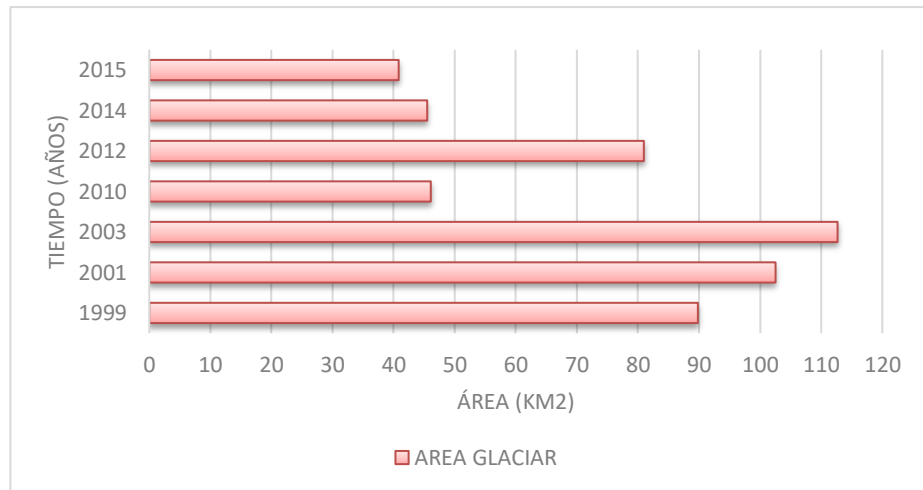


Representación estadística área glaciar vs. Tiempo en años, de los datos de la Tabla 23.

En la figura 31, observamos la disminución del área glaciar desde el año 1999 al 2015. Encontrando una pérdida de masa glaciar de 70 km² aproximadamente.

Figura 32

Diagrama de Barras para Área Glaciar vs. Tiempo en Años

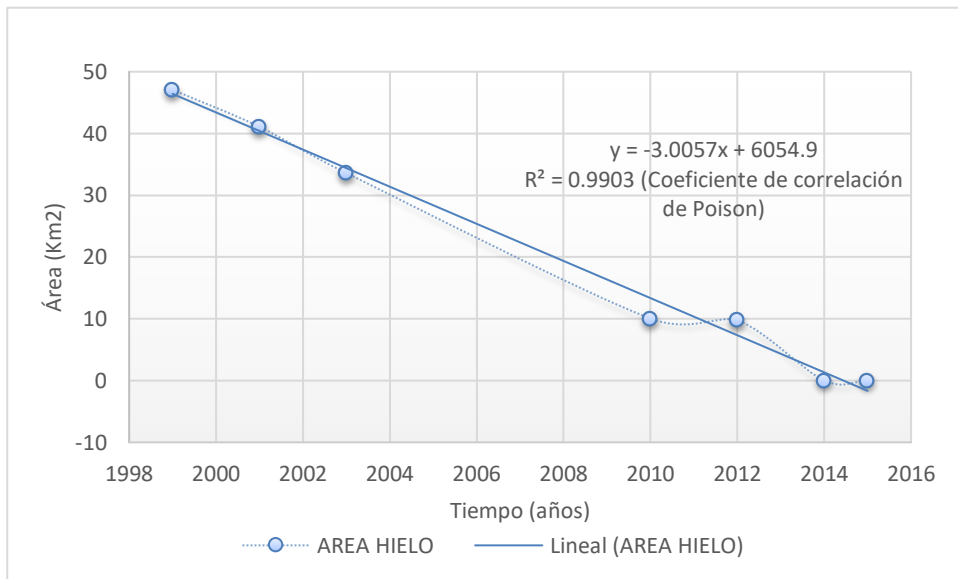


Debido al aumento de la temperatura, no se registran áreas de acumulación en los años 2014 y 2015.

En el caso de la zona de acumulación (hielo), podemos observar que desde el año 2014, debido al aumento de la temperatura, no se registran áreas de acumulación, si bien es cierto no se registran temperaturas máximas, pero las temperaturas mínimas en los últimos dos años van de -10 a -6°C , pero si hacemos un análisis podemos ver que en el año 1999 se tenía una temperatura mínima de -20°C y una temperatura máxima de 14°C .

Figura 33

Análisis Estadístico de la Tendencia de Disminución de la Zona de Acumulación

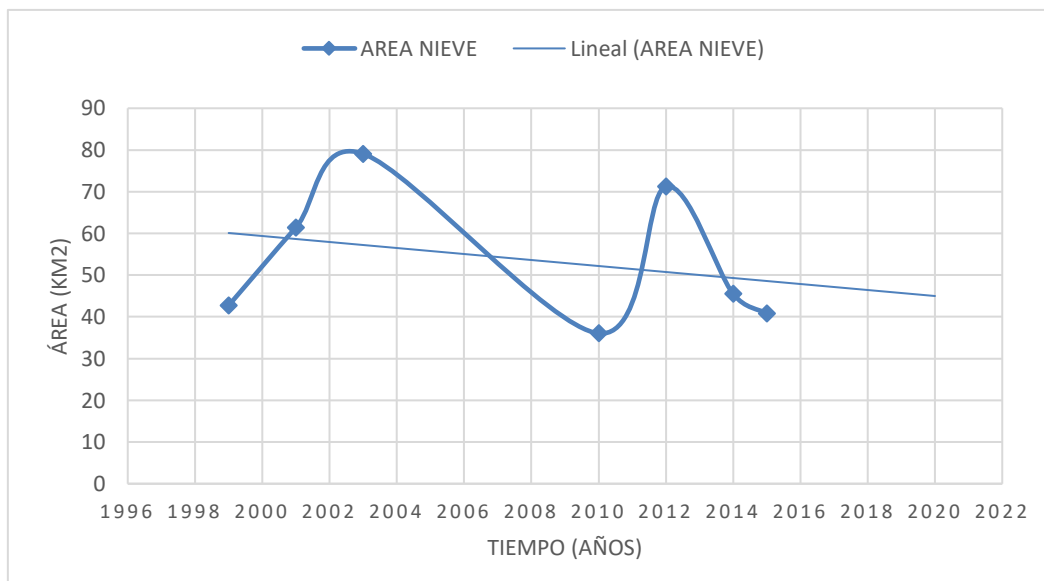


Se aprecia una pendiente negativa, mostrando la disminución de la zona de acumulación (Hielo).

Se aprecia en la figura 34, la tendencia en el intervalo de tiempo 1999 al 2015, la disminución progresiva de la zona de ablación (nieve), haciendo una proyección de cinco años podemos ver que esta disminución continuará.

Figura 34

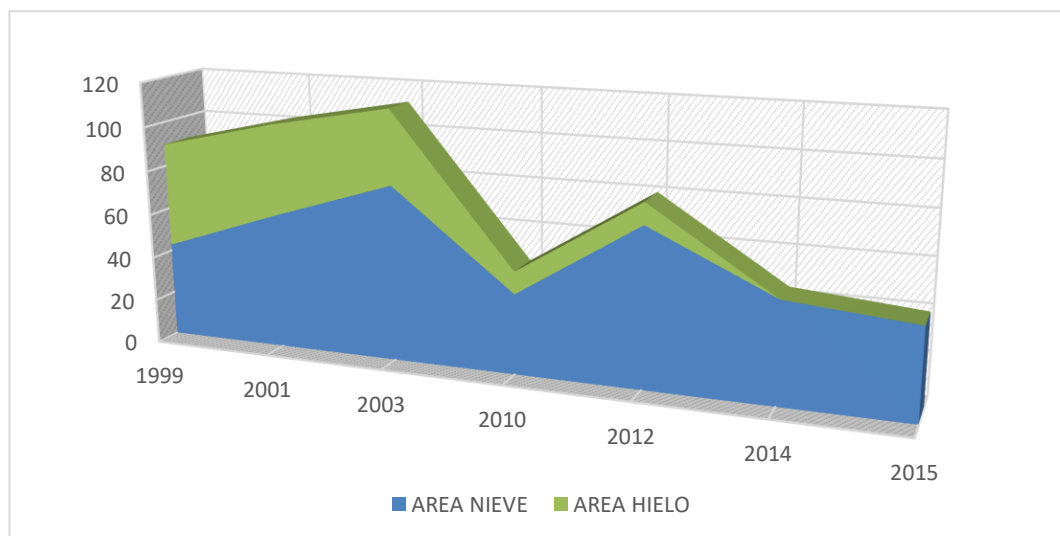
Análisis Estadístico de Proyección de la Tendencia de Disminución de la Zona de Acumulación



Se aprecia la tendencia a la disminución de la zona de acumulación hasta el 2020.

Figura 35

Disminución Progresiva del Área Glaciar



A partir del año 2014 no se registra acumulación en el Glaciar.

CAPÍTULO VI

EVALUACIÓN DEL MÉTODO

La evaluación del uso de sensoramiento remoto para determinar la temperatura superficial y monitorear el retroceso glaciar del nevado Coropuna – Arequipa, presenta distintas ventajas y beneficios, los cuales se detallan a continuación:

6.1. VENTAJAS DE APLICAR EL MÉTODO

- Al ser un método indirecto no genera ningún tipo de impacto en el medio, no se generan residuos sólidos, ni se altera la cobertura ni superficie del glaciar ni de ningún otro entorno donde se aplique.
- Al aplicarse el método se pueden discriminar las zonas de acumulación y de ablación, lo que no nos permitiría un simple levantamiento topográfico, el cual nos indicaría un volumen total y para verificar la variación de este, sería necesario un levantamiento topográfico constante.
- En la actualidad las imágenes satelitales se han convertido en una herramienta muy útil en la evaluación, gestión y monitoreo de los recursos hídricos, medio ambiente, ordenamiento territorial, la atmósfera y cambio climático.

- Es muy sencillo acceder a información de los satélites, ya que existen imágenes disponibles, sin representar costo ni inversión, también podemos hacer uso de herramientas muy buenas de código libre para su representación y análisis espacial.
- Debido a la periodicidad de la adquisición de nueva información, gracias a que el satélite tiene un periodo de revisita, se puede obtener la información de la misma zona, en distintos tiempos, dicha información puede ser obtenida mediante internet casi instantáneamente, permitiéndonos a su vez realizar comparaciones y poder detectar variaciones en la superficie, la temperatura, etc.
- El costo de poder aplicar el método mediante sensoramiento remoto es muy bajo, ya que las herramientas están a disposición del usuario, si se compara con instalar equipos meteorológicos y el recurso humano que se emplearía para el monitoreo de la temperatura en el Glaciar.
- Se puede obtener información de lugares de difícil acceso, donde se dificultaría instalar una estación para monitoreo.
- Debido a la codificación digital de las imágenes satelitales en distintos espectros, podemos resaltar características específicas, así como distintas operaciones matemáticas y algoritmos que nos permitan analizar la característica deseada de la zona de estudio.

6.2. DESVENTAJAS DE APLICAR EL MÉTODO

- Para trabajar el método con imágenes satelitales, es necesario calibrar la imagen, incurriendo este en el mayor error, sobre todo si se trata de un área desconocida.
- Se necesita realizar una corrección geométrica en la imagen, para que se adapte a la topografía y la curvatura de la tierra, y se debe geo-referenciar, dándole coordenadas a un punto de la imagen que coincidan con la realidad.
- Debido a que existen fenómenos con las mismas características espectrales, estos datos pueden ser confundidos por el sensor del satélite, o confusión por fenómenos meteorológicos como nubosidad, sombras, etc.

CONCLUSIONES

1. Con el uso del algoritmo se determinó la temperatura superficial del Nevado Coropuna, teniendo temperaturas mínimas de -20 °C en el año 1999 y -10 °C en el año 2015.
2. Con el uso de la banda térmica del satélite, Landsat 7 ETM, se pudo determinar las temperaturas en los años 1999, 2001, 2003, 2010, 2012, 2014 y 2015, esto nos sirvió para poder determinar el retroceso glaciar, llegando a la conclusión que la superficie glaciar tiene un comportamiento variable en el tiempo.
3. Se pudo determinar las áreas de acumulación (hielo) y ablación (nieve), esto con el uso de algoritmos y con el uso del sensoramiento remoto, la comparación estadística de estas áreas nos indica la tendencia a la disminución del área de acumulación, ya que en año 1999 se tiene un área de acumulación de 47 Km^2 y en el año 2015 no se puede apreciar esta zona. En el caso de las zonas de ablación en el año 1999 tenemos un área de 42 Km^2 y en el año 2010 un área de 36 Km^2 , pero en el año 2015 vemos un aumento de la zona de acumulación de 40 Km^2 , esto se debe a la presencia del fenómeno del niño, optimizando así el modelo.
4. Se utilizaron las bandas 543 - 742 – 754 por considerarlas más idóneas en la diferenciación de contraste, para poder resaltar la característica de la zona.

5. El Nevado Coropuna presenta una clara definición de contornos en el área de estudio, por lo que no fue necesario aplicar cocientes de bandas (b3/b5), tampoco fue necesario el índice NDSI.

6. Se pueden conseguir excelentes resultados de las imágenes satelitales a partiendo de la metodología descrita en este estudio, logrando discriminar otras cubiertas y las masas de agua.

RECOMENDACIONES

1. Se recomienda procesar la respuesta espectral de otras imágenes diferentes al LANDSAT, para poder comparar los resultados obtenidos.
2. Debido a que el proceso de retroceso Glaciar es constante se recomienda la implementación de programas de prevención de desastres naturales, específicamente de huaycos producidos por desprendimiento de bloques de hielo, dado que estos dañan las estructuras diseñadas para riego, ya sea canales, bocatomas etc.
3. Se recomienda realizar investigaciones sobre otros canales de abastecimiento de agua para las zonas costeras, ya que el recurso proveniente de los deshielos de los glaciares en zonas altoandinas está en proceso de disminución.
4. Se recomienda usar esta tesis como fundamento para otras investigaciones, como sugerencia en el campo de la Reología, para diseñar modelos a escala con materiales, cuya temperatura homóloga permita realizar experimentos de movimientos de masa.
5. Finalmente, se recomienda ver el anexo de mapas para poder apreciar el retroceso en las imágenes satelitales, las cuales permitirán obtener una reconstrucción general de las condiciones pasadas de las superficies glaciares, distinguiendo cada uno de los diferentes fenómenos que han alterado el comportamiento de los mismos y su proyección futura.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, V. (2017). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, fundamentos y conceptos didácticos* ((edición impresa): 1132-9157 ed.). ISSN.
- Alonso, V. (01 de marzo de 2001). *Glaciares. Ideas básicas*.
- ANA. (2014). *Inventario nacional de glaciares y lagunas*. Lima. Obtenido de <http://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/199>
- Berk, B. (1998). MODTRAN Cloud and Multiple Scattering Upgrades with Application to AVIRIS. Volume 65, Issue 3, September 1998, Pages 367–375. *Remote Sensing of Environment*.
- Bromley G.R.M., Hall, B.L., Rademaker, K.M., Todd, C.E., Racovteanu, A.E. (2011). Late Pleistocene snowline fluctuations at Nevado Coropuna (15°S), southern Peruvian Andes. *Journal of Quaternary Science*.
- Bromley G.R.M., Schaefer J.M., Winckler, G., Hall, B.L., Todd, C.E., Rademaker D.K. M. (2009). Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 28.
- Burns, P. (2012). Glacier Change in a Basin of the Peruvian Andes and Implications for Water Resources. Disertación magistral. Oregon State University.
- Bustillos, L. (2012). Gap Fill para imágenes LandSAT.
- Campos, N. (2012). Glacier evolution in the South West slope of Nevado Coropuna (Cordillera Ampato, Perú). Master Thesis. *Universidad Complutense de Madrid*.
- Caneleo, P. A. (2010). Sensoramiento remoto de imágenes Satelitales. 64. Punta Arenas, Chile. Obtenido de <http://docplayer.es/22988084-Universidad-de-magallanes.html>
- Chander, B., & Markham, G. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors, *Remote Sensing of Environment* 113 .

- COER. (13 de diciembre de 2019). *Gobierno Regional de Ancash*. Obtenido de <https://www.regionancash.gob.pe/coer/actualidad.php?id=47>
- Congreso de la Republica. (13 de octubre de 2005). Ley General del Ambiente LEY N° 28611. Lima, Perú. Obtenido de <https://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2017/04/Ley-N%C2%B0-28611.pdf>
- Dozier. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing Environmental*. 28:9-22.
- El Peruano. (2 de abril de 2018). LEY MARCO SOBRE CAMBIO CLIMÁTICO LEY N° 30754. Obtenido de <https://busquedas.elperuano.pe/normaslegales/ley-marco-sobre-cambio-climatico-ley-n-30754-1638161-1/>
- Farber, D. L., Hancock, G. S., Finkel, R. C., Rodbell, D. T. . (2005). The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Sciences*, 20., 759–776.
- Fejer, M.; Weilbel Z. (1971). *El nevado Coropuna, Departamento de Arequipa*. Bol. Soc. Geol. Perú (88):53-71.
- Frey. (2011). *Compilation and Applications of Glacier Inventories using Satellite Data and Digital Terrain Information*. PhD thesis, University of Zurich, 188 pp.
- Gao, B. (1996). NDWI - A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sens. Environ.*, 58, p.257–266.
- Giráldez, C. (2011). *Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú)*. Master Thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Hernández, J. (2011). *Manejo y Conservación de Recursos Forestales*. Chile.
- Herreros, J., Moreno, I. , Taupin, J.D. , Ginot, P., Patris, N., De Angelis, M., Ledru, M.-P., Delachaux, F., Schotterer, U. (2009). Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru. *Adv. Geosci.*, 22., 27–34.
- INAIGEM. (04 de Junio de 2020). *Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña*. Obtenido de <https://www.gob.pe/inaigem>

- Kaser, G. (1999). A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change* 22, 93–103.
- Klein, A. H. (1998). *Hydrol. Process.* 12, 1723, 1744.
- Licciardi, J.M., Schaefer, J.M., Taggart, J.R., Lund, D.C. . (2009). Holocene Glacier Fluctuations in the Peruvian Andes Indicate Northern Climate Linkages. *Science* 325, 1677.
- Marchionni, D. S. (2017). 1° Simposio Internacional de Geomática Aplicada y Soluciones Geoespaciales.
- Martín, S., & de Vicente, G. (2011). Reduca (Geología). *SerieTectónica.* 3(1): 1-41, 2011.ISSN: 1989-65571Reología de la litosfera(continental). *Reología de la litosfera(continental)*, 3. Madrid. Obtenido de <https://docplayer.es/47726309-Reologia-de-la-litosfera-continental.html>
- McFeeters, S. (1996). The Use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the Delineation of open Water Features”. *International Journal of Remote Sensing.* 17(7): pp. 1425-1432.
- minsa. (1970). Ley general de aguas. Lima. Obtenido de <http://bvs.minsa.gob.pe/local/minsa/1517.pdf>
- NASA. (noviembre de 2019). Landsat 7 Science Data Users Handbook. 2.0. Obtenido de https://prd-wret.s3.us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production/atoms/files/LSDS-1927_L7_Data_Users_Handbook-v2.pdf
- Olchanski, E. y Dávila, D. (1994). *Geología de los cuadrangulos de Chuquibamba y Cotahuasi* (Vols. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica). INGEMMET.
- Paterson, W. (1994). *The Physics of Glaciers.* (3 ed.). Elsevier 204 - 237.
- Paul, F. (2007). New Swiss Glacier Inventory 2000-Application of Remote Sensing and GIS. *Schriftenreihe Physische Geographie, University Zurich*, 52, 210 pp.

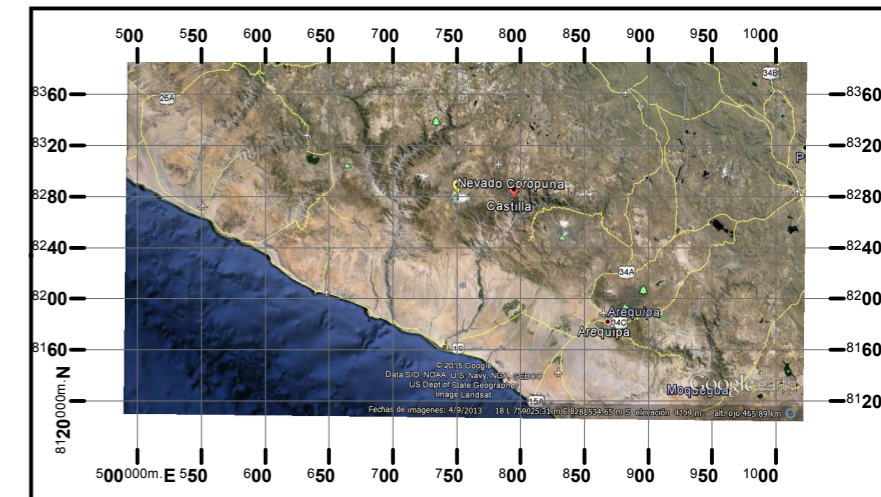
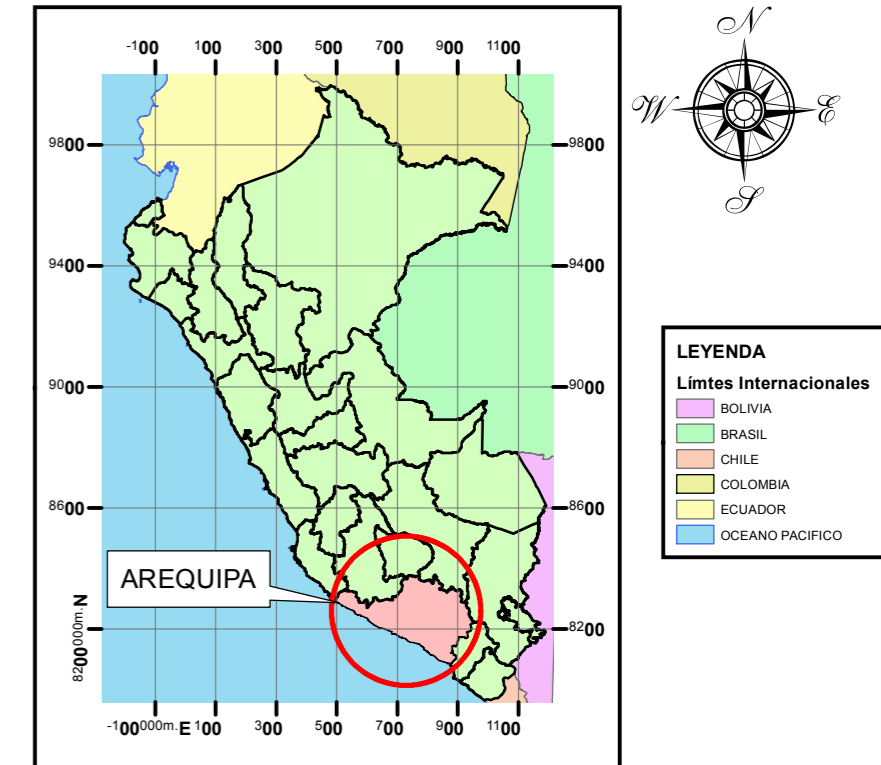
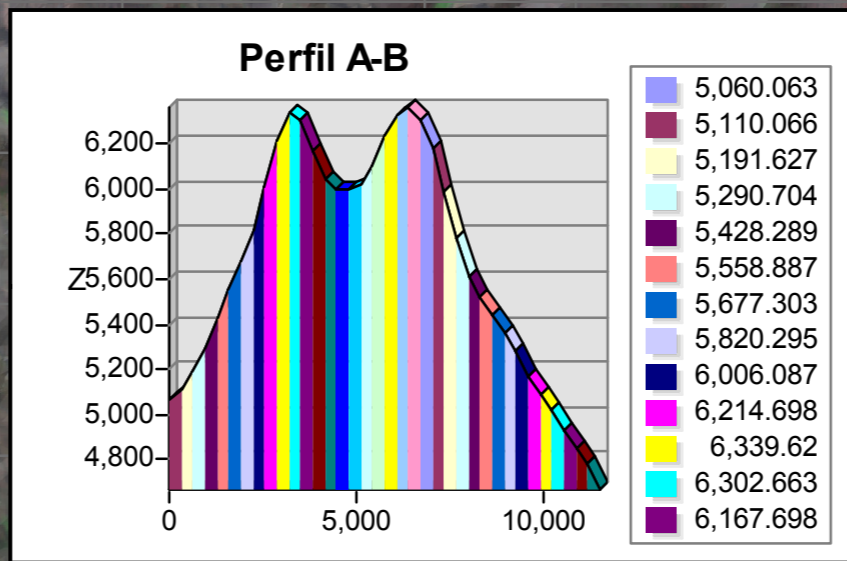
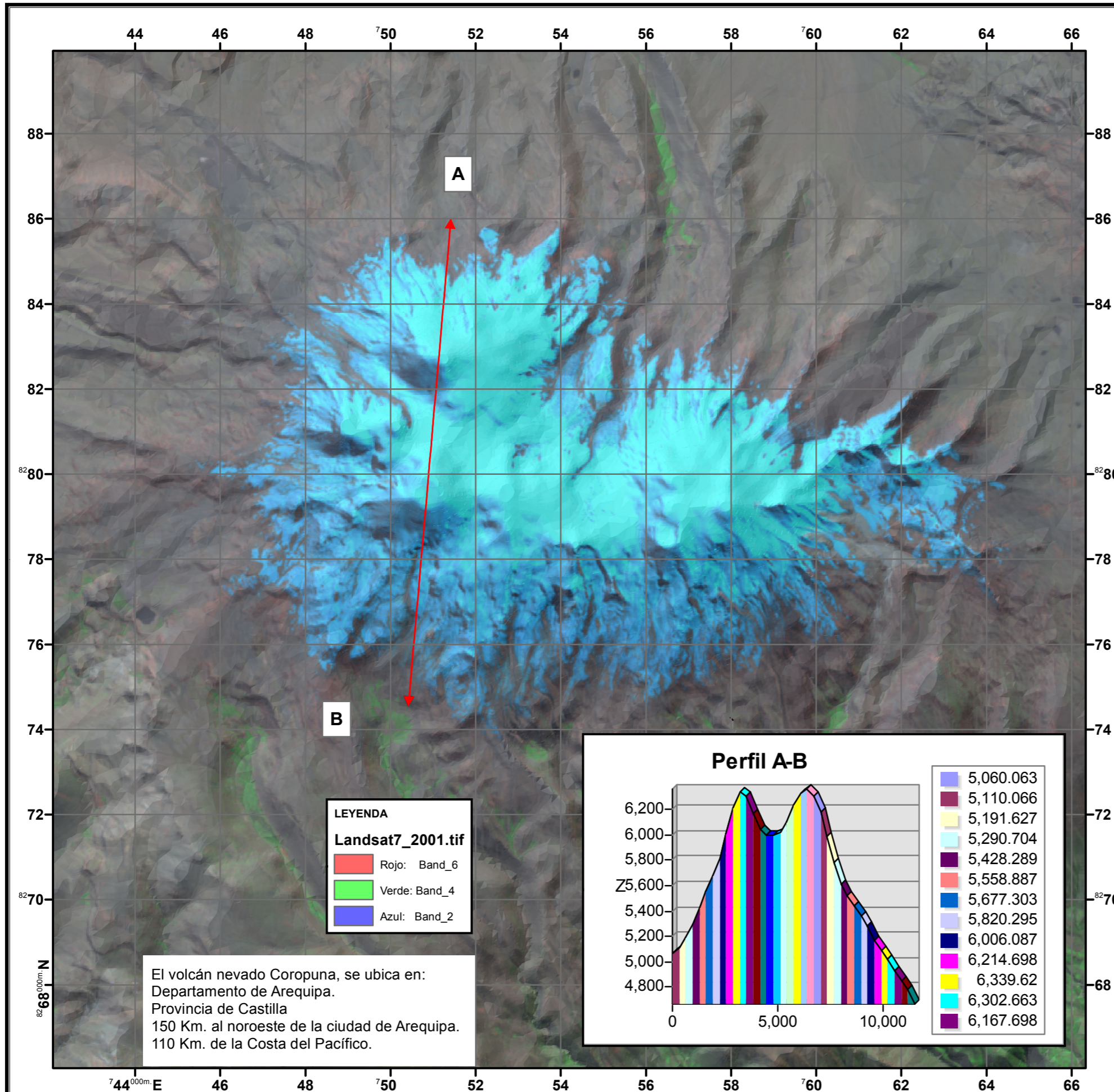
- Paul, F. K. (2002). The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology*, 34, 355-361.
- Pitte, Ferri, Espizua. (2009). Aplicación de sensores remotos al estudio de glaciares en el cerro Aconcagua. *Anais XIV Simposio Brasileiro de Sensoramento Remoto*, Natal, Brasil, INPE, p. 1475-1476.
- Portocarrero, C. (junio de 2009). Deglaciación de la cordillera blanca - Perú y su relación con el efecto invernadero. (G. E. académica, Ed.) *DELOS desarrollo sostenible*, 2(5), 10. Obtenido de [file:///C:/Users/EDGARD/Downloads/Dialnet-DeglaciacionDeLaCordilleraBlancaPeruYSuRelacionCon-3037540%20\(1\).pdf](file:///C:/Users/EDGARD/Downloads/Dialnet-DeglaciacionDeLaCordilleraBlancaPeruYSuRelacionCon-3037540%20(1).pdf)
- Princio, C. L. (enero de 2006). Modelo de deformación de hielos polares de GISP2: Reología. Córdoba. Obtenido de https://www.researchgate.net/publication/237281749_MODELO_DE_DEFORMACION_EN_HIELOS_POLARES_DE_GISP2_REOLOGIA
- Racoviteanu, A. (2008). *Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing*, *Journal of Glaciology*, 54, 499–510.
- Robert, T. (2008). Procesos de Coformado Mecánico. *INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA EN EL COMPORTAMIENTO MECANICO DE LOS METALES*. Obtenido de http://depa.fquim.unam.mx/amyd/archivero/Temperatura_5185.pdf
- Rodbell, D.T. and Seltzer, G. . (2000). Rapid ice margin fluctuations during the YD in the tropical Andes. *Quaternary Research* 54, 328–338.
- Rodbell, D.T., Smith, J. A., Mark, B.G. . (2009). Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. . *Quaternary Science Reviews* 28 , 2165–2212.
- Rogers y Kearney , A. (2004). Reducing signature variability in unmixing coastal marsh Thematic Mapper scenes using spectral indices, *International Journal of Remote Sensing*, 25(12):2317–2335.
- RPP. (22 de DICIEMBRE de 2016). Obtenido de <https://rpp.pe/peru/arequipa/deshielos-del-nevado-coropuna-provocan-huaicos-en-castilla-noticia-1018434>

- Sánchez, J. (2017). Método para la obtención de la temperatura superficial en el sector glaciar, utilizando sensoramiento remoto de imágenes satelitales para la prevención de desastres naturales. Arequipa, Perú.
- Schmuggea, T. J. (1998). Deriving land surface temperatura from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX, Fuqin Lia.
- Seltzer, G., Rodbell, D.T., Baker, P., Fritz, S., Tapia, P.M., Rowe, H., Dunbar, R. . (2002). Early warming of tropical South America at the last glacial–interglacial transition. . *Science* 296, 1685–1686.
- Seltzer, G., Rodbell, D.T., Burns, S. . (2000). Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. . *Geology* 28. , 35–38.
- SENAMHI. (2016). Vulnerabilidad climática de los recursos hídricos en las cuencas de los ríos Chillón, Rímac, Lurín y parte alta del Mantaro/Resumen ejecutivo. 250pp. Lima, Perú: Senamhi. Obtenido de <http://repositorio.senamhi.gob.pe/handle/20.500.12542/124>
- SINIA. (LUNES de 02 de 2015). *MINAM*. Obtenido de <https://sinia.minam.gob.pe/contenido/libertad-porque-peru-tercer-pais-mas-vulnerable-cambio-climatico>
- Smith, J., Finkel, R., Farber, D., Rodbell, D., Seltzer, G. (2005). Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. *J. Quaternary Sci., Vol. 20*, 735–758.
- Strahler, A. N., & Strahler , A. H. (1989). *Geografía Física* (3 ed.). Barcelona, España: Ediciones Omega 53-77.
- Suarez, W. (Diciembre de 2016). Informe sobre la situación actual de los glaciares monitoreados por el SENAMHI. Lima, Perú.
- Tarbutck y Lutgens, E. J. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid, España: Pearson Educación S.A.
- Turcotte, D. &. (2002). *Geodynamics* (2da. ed.). Nueva York: Cambridge.

- Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales).. *Universidad Complutense de Madrid*.
- UGRH. (2010). *Inventario de Glaciares Cordillera Blanca, Lima, Perú. Autoridad Nacional del Agua. 120 p.* Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, Lima.
- UICN. (2006). Aspectos jurídicos de la conservación de los glaciares. En A. Iza, & M. Rovere (Ed.). Editores del Puerto s.r.l.
- UICN. (2006). UICN Serie de Política y Derecho Ambiental N° 61 . *Aspectos jurídicos de la conservación de los glaciares, 61.* (A. Iza, Ed.) Obtenido de <https://www.iucn.org/es/content/aspectos-juridicos-de-la-conservacion-de-los-glaciares-0>
- USGS. (2007). Lahars and Their Effects. Archived from the original on 2007-08-24. Retrieved 2007-09-02. *Volcano Hazards Program*.
- Vargas, C., Villon, C., & Pasapera, J. (2009). Comparación de Técnicas para el Mapeo de Cobertura Glaciar con Imágenes LANDSAT y ASTER en la Cordillera Blanca, Ancash, Perú. Anais XIV Simposio Brasileiro de Sensoramento Remoto, Natal, Brasil, INPE,, (págs. 6911-6917).
- Wilson, J., & Garcia, W. (1962). *Cuadrangulo de Pachia y Palca (Hojas 36-V y 37-X). Comisión de Carta Geológica Nacional Vol.II N° 4, 82 p.*
- Zech, R., Kull, C., Kubik, P.W., Veit, H. (2007). LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from ¹⁰Be surface exposure dating. *Climate of the Past 3:* . 623– 635.

ANEXOS

MAPA DE LA ZONA DE UBICACION



UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN
 FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL, ARQUITECTURA Y GEOTECNIA
 ESCUELA DE INGENIERIA GEOLOGICA - GEOTECNIA

USO DE SENSORAMIENTO REMOTO, PARA DETERMINAR LA
 TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO
 GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA - AREQUIPA

PRESENTADO POR:
 BACH. JUDITH KANTY SANCHEZ RAMOS

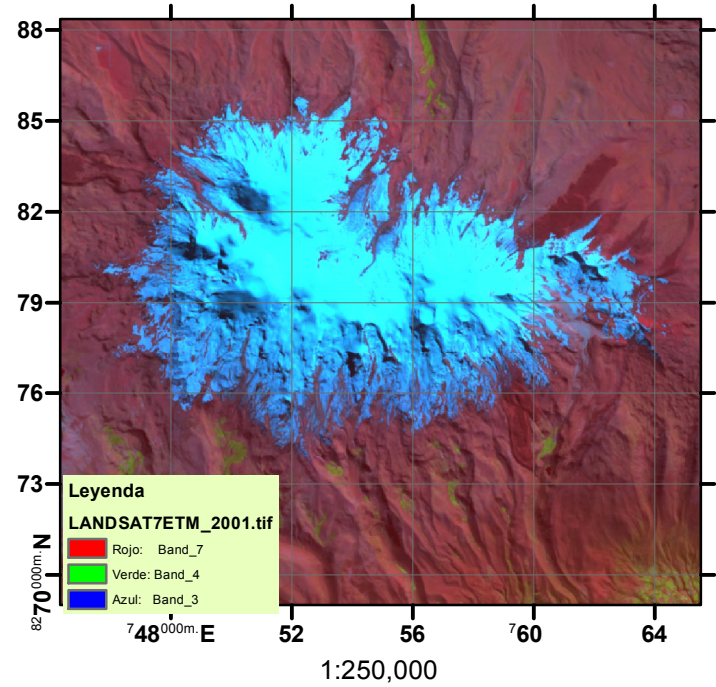
MAPA N°
 01

FECHA
 FEBRERO 2021

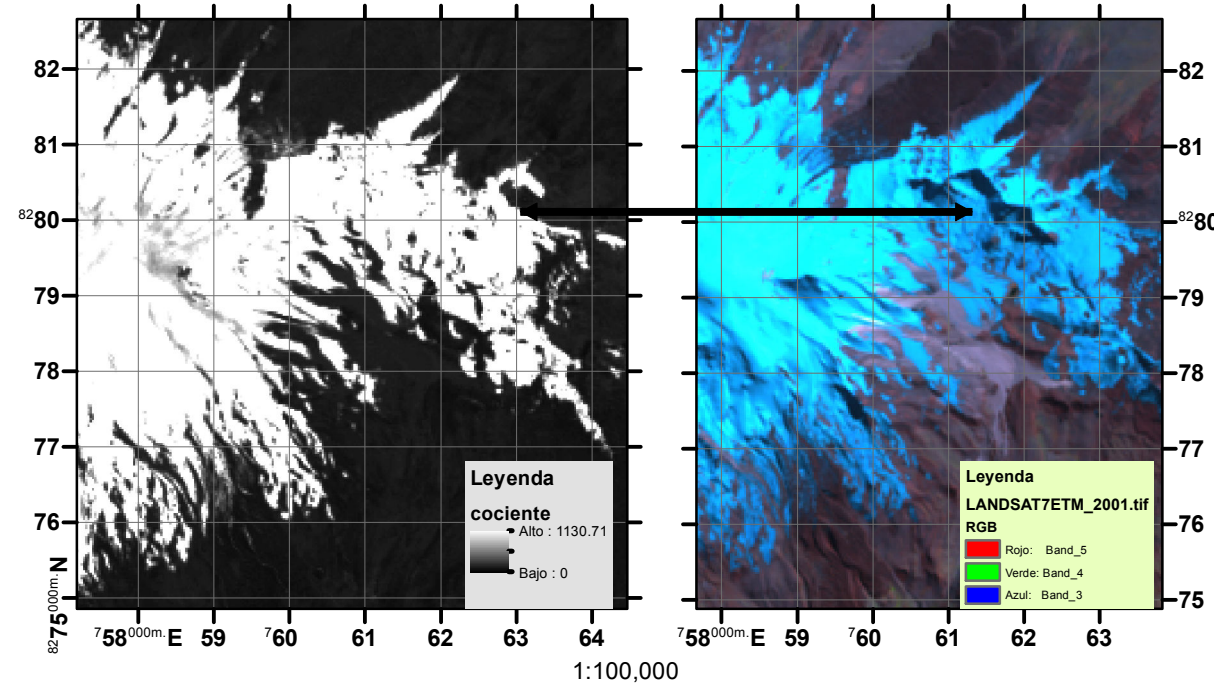
ESCALA
 1:100,00

Elaboración Propia

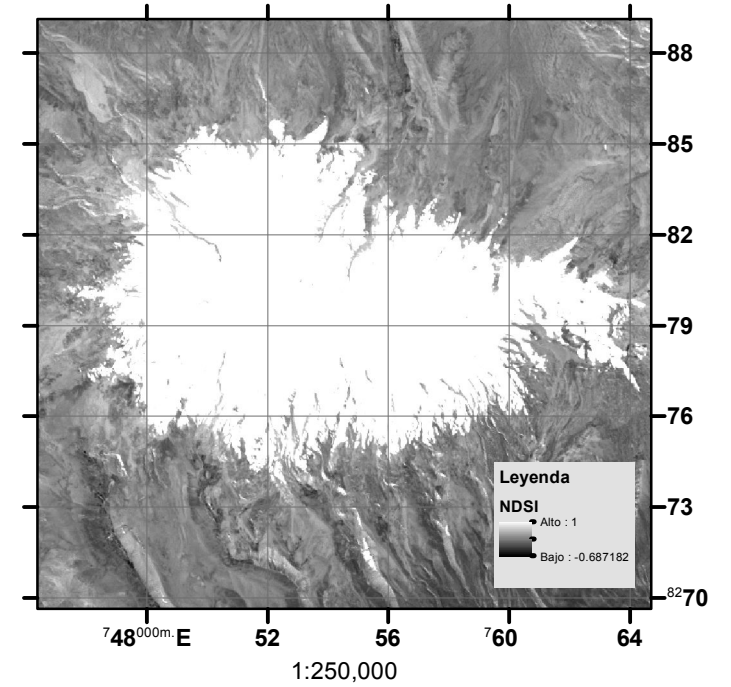
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2001



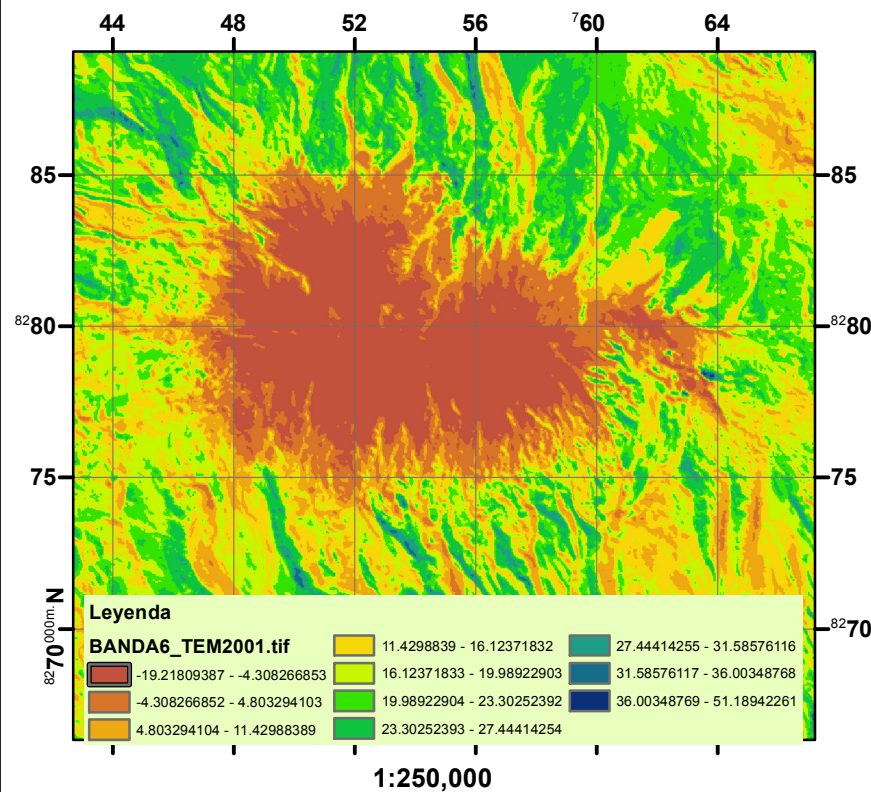
RGB 742



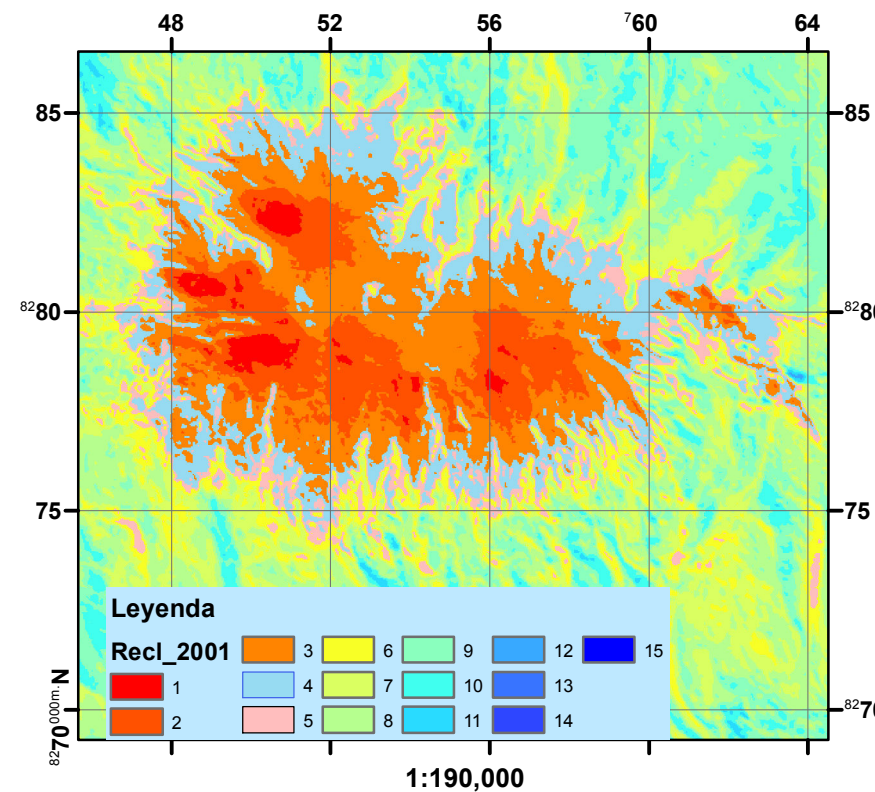
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



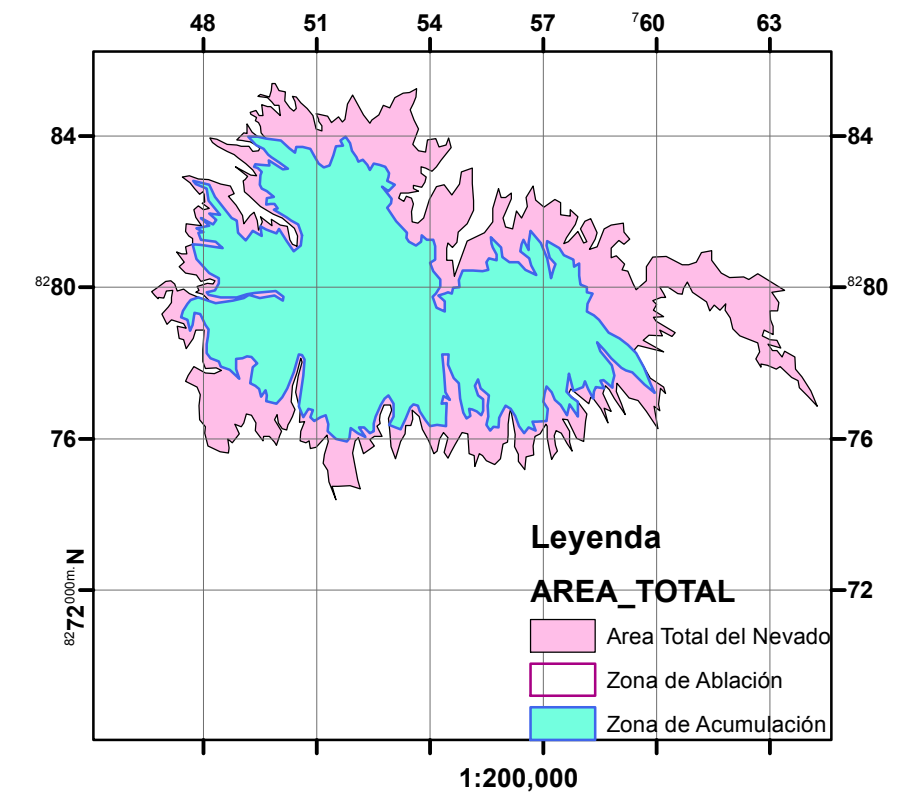
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



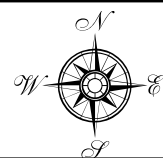
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

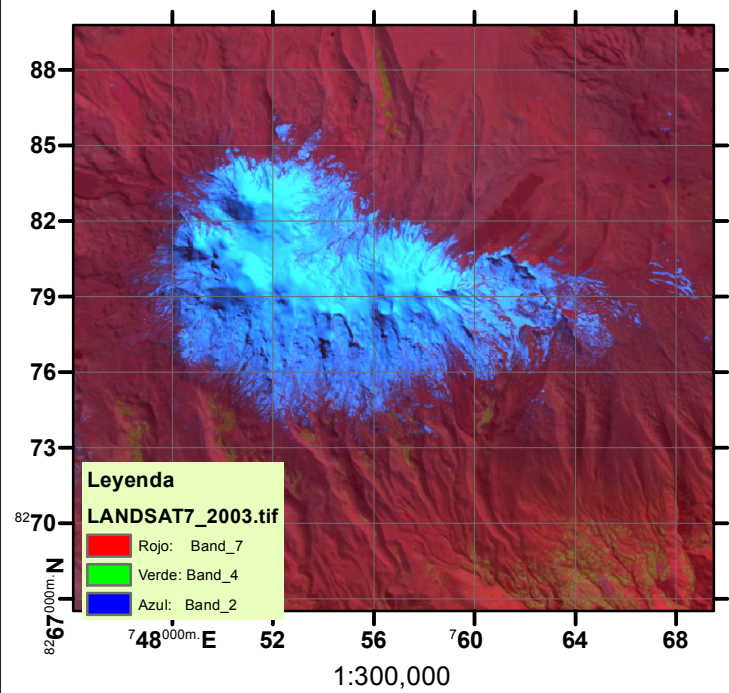
Presentado por
Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

Fecha
Febrero del 2021

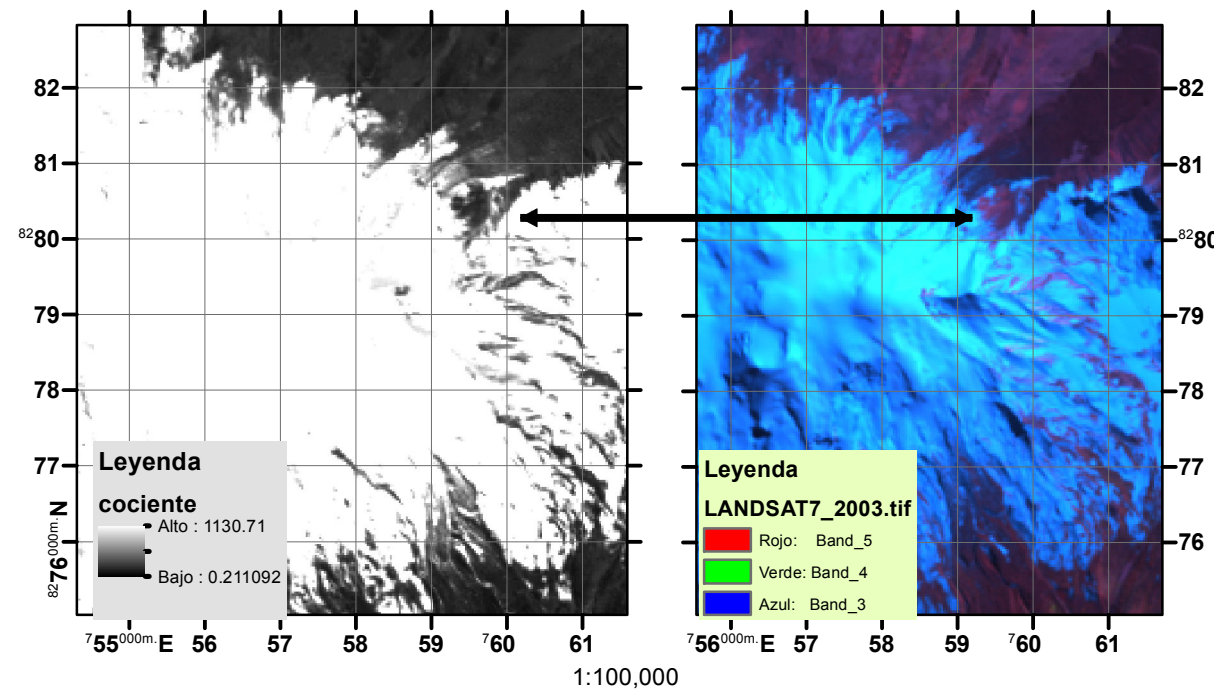
Mapa N° **02**

Tesis
USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

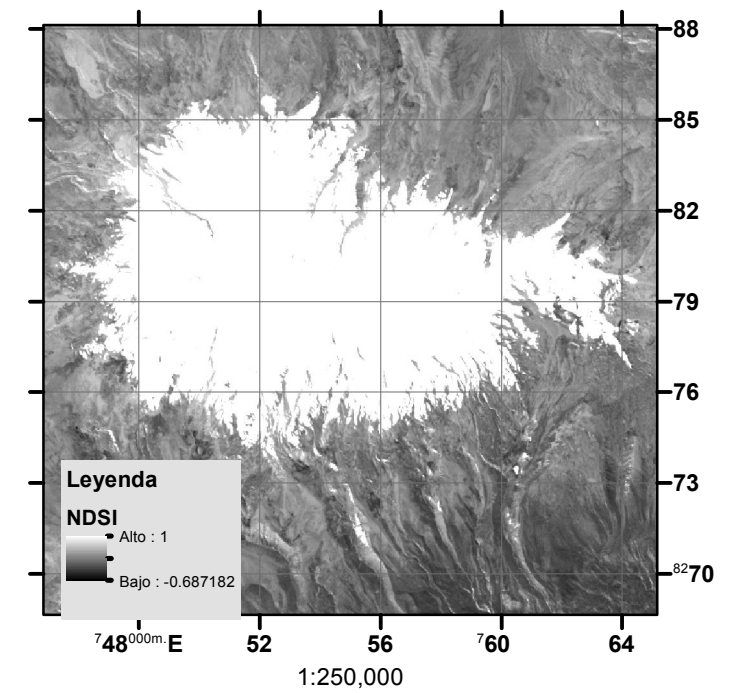
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2003



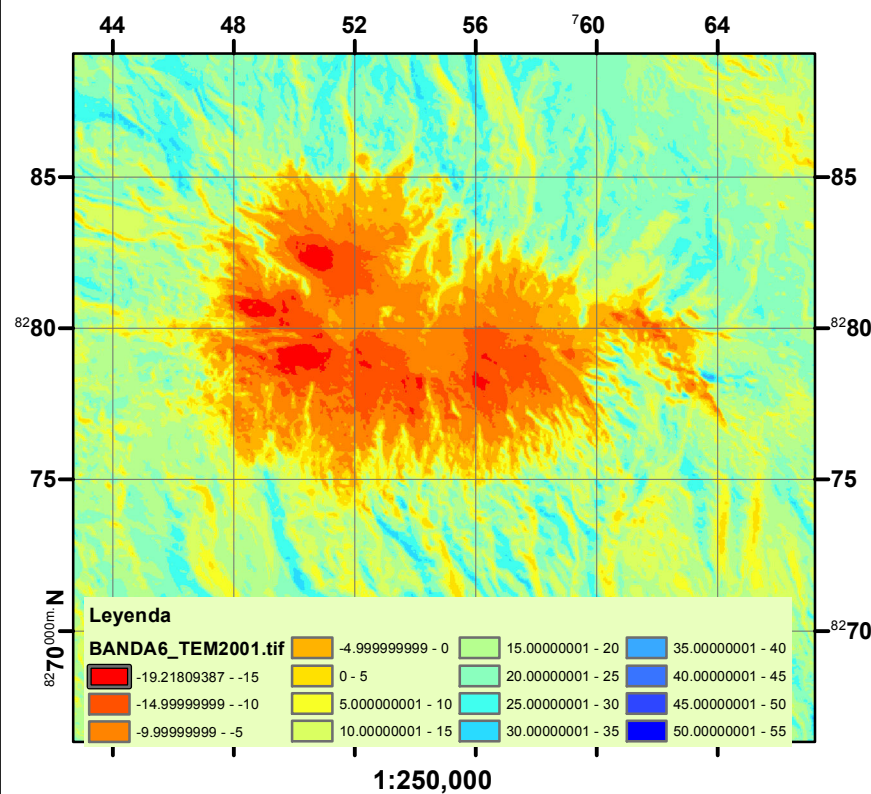
RGB 742



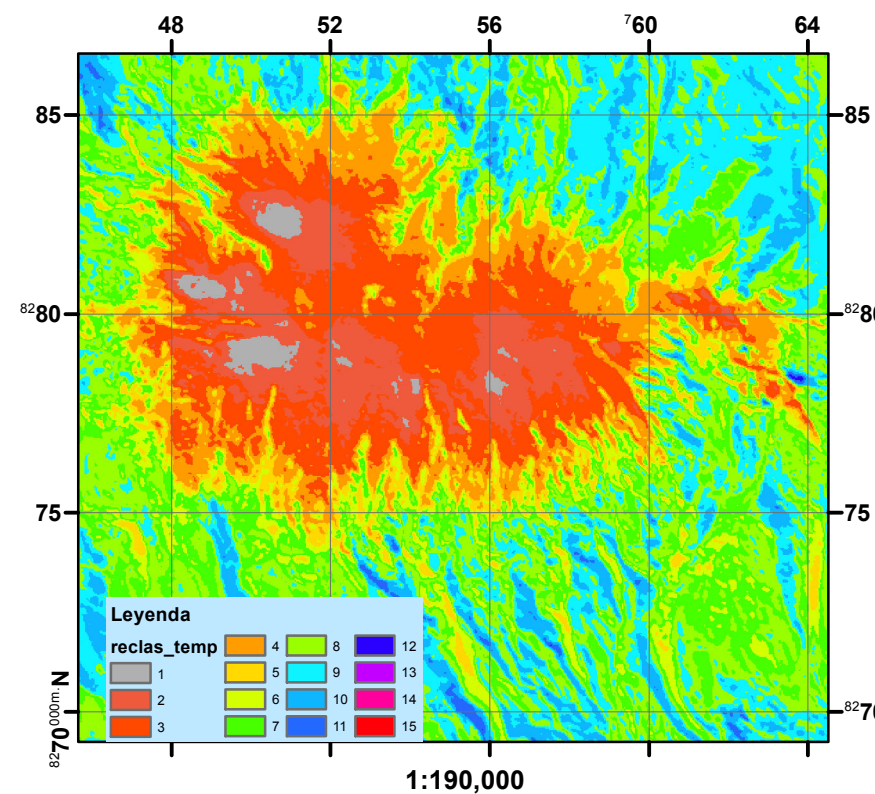
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



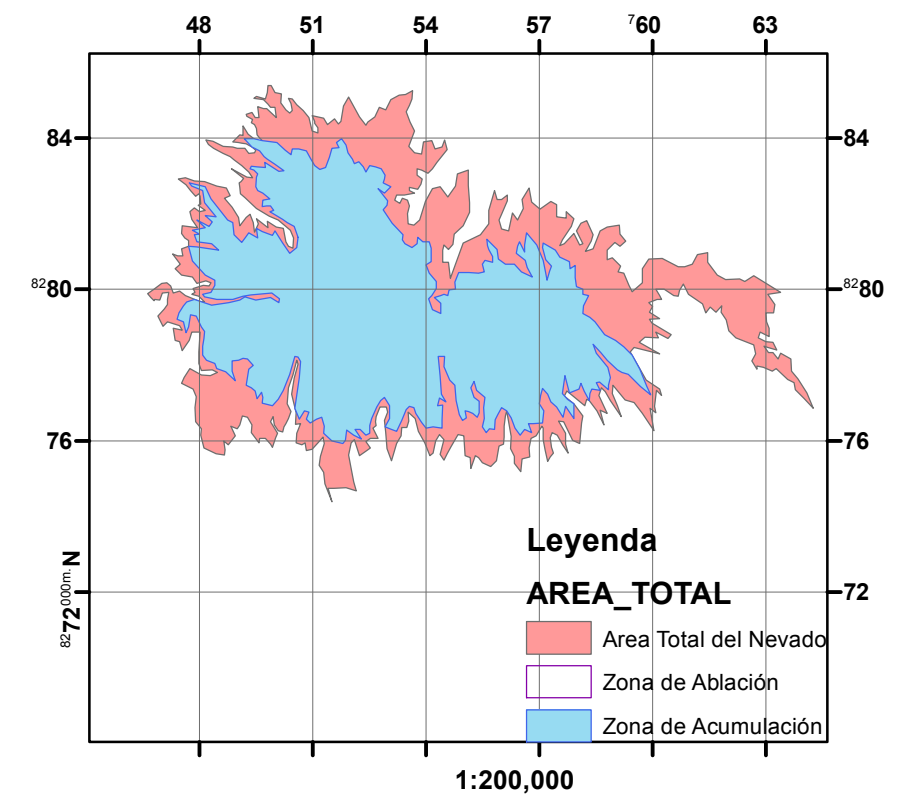
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



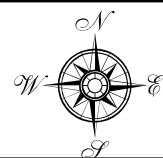
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total

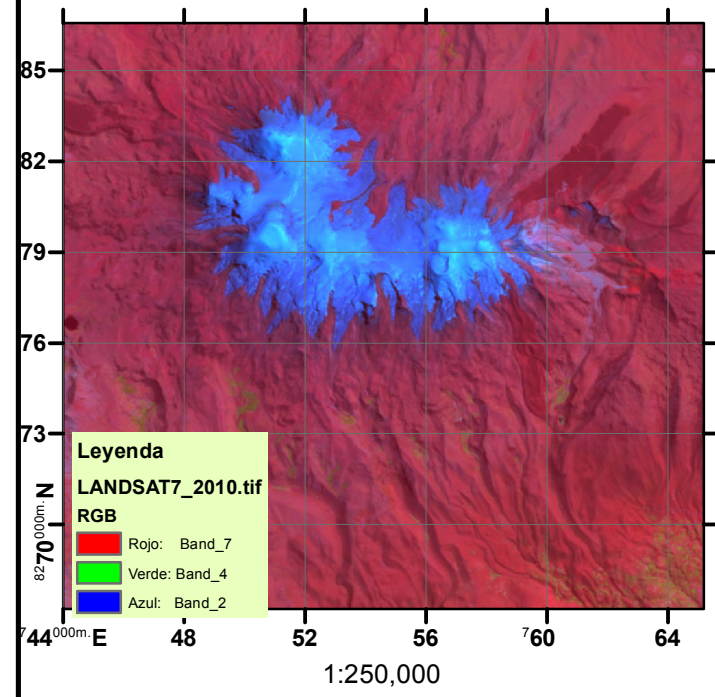


Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

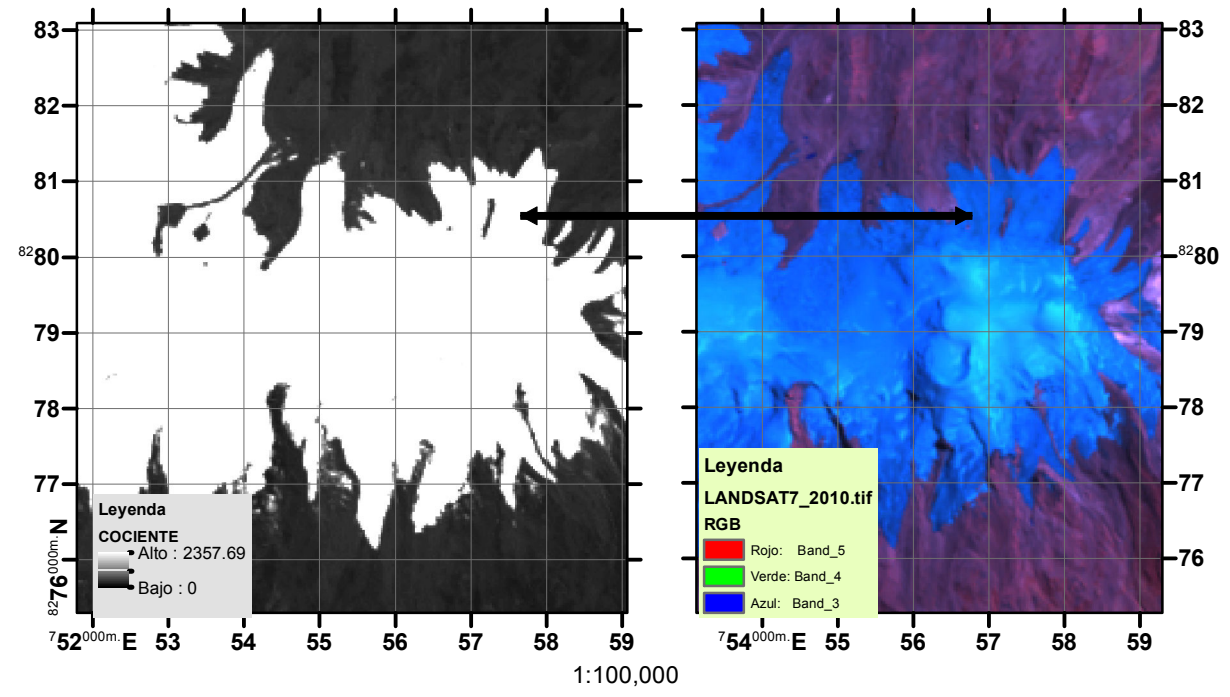
Presentado por
Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos
Fecha
Febrero del 2021
Mapa N° 03

Tesis
USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

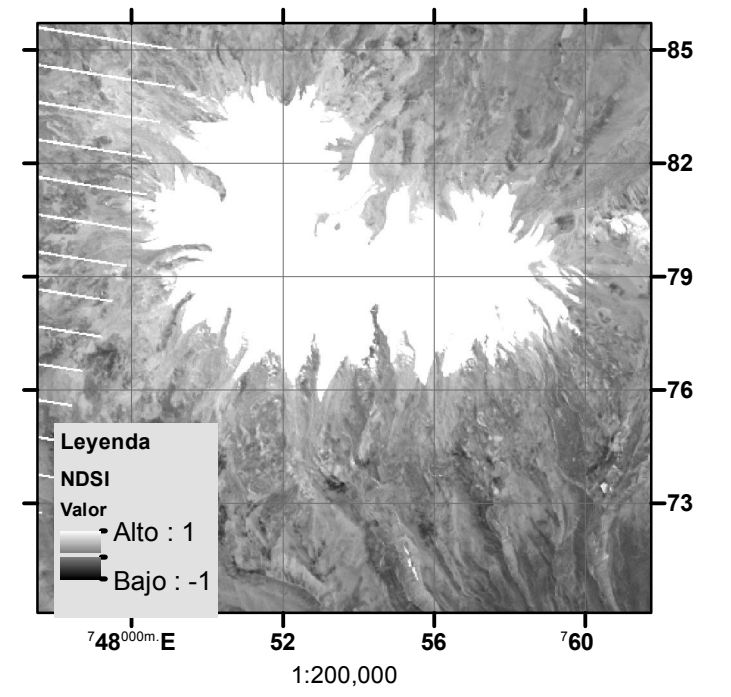
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2010



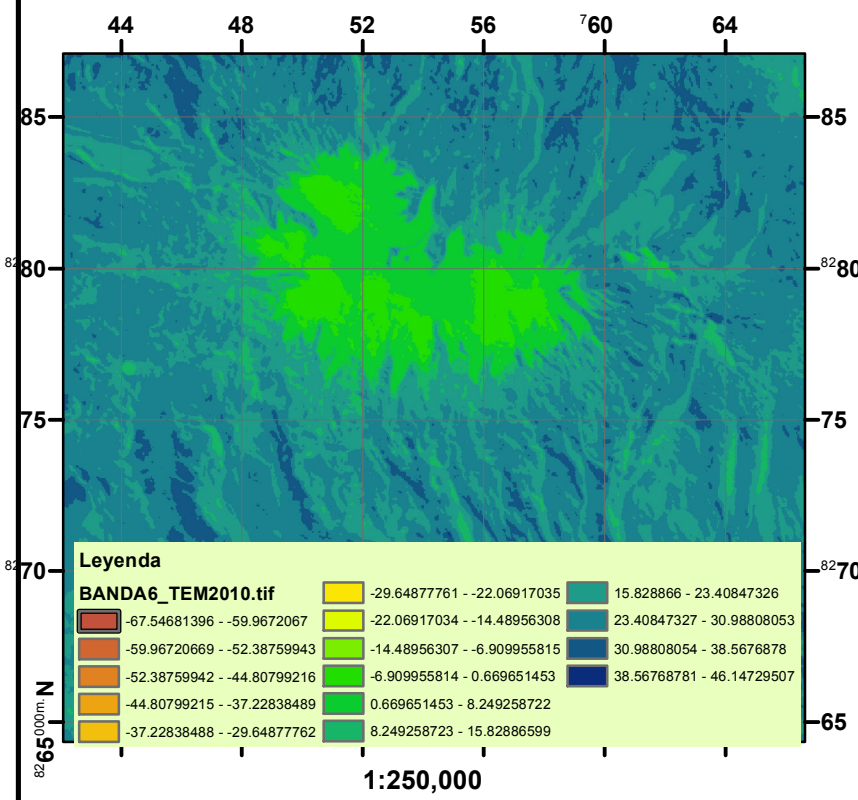
RGB 742



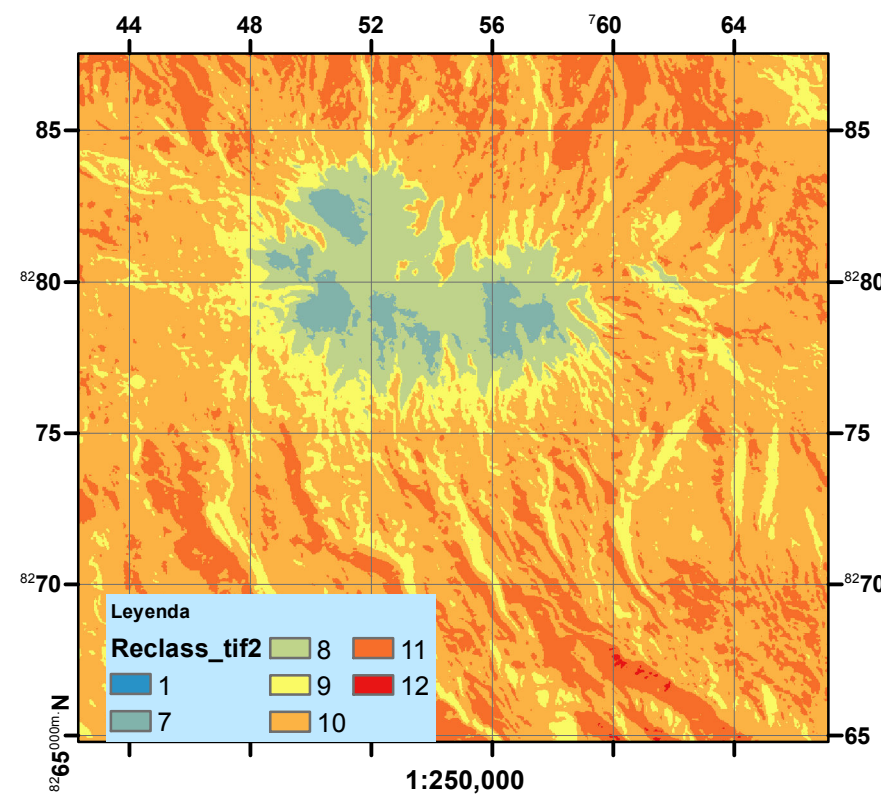
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



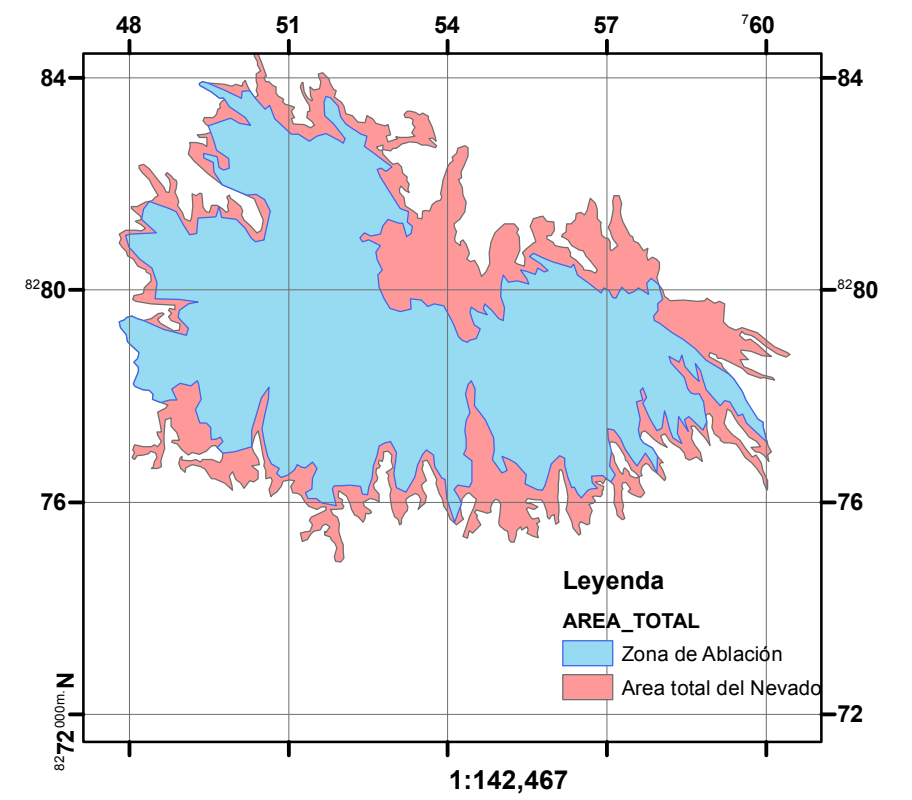
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



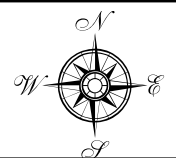
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
 Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
 Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

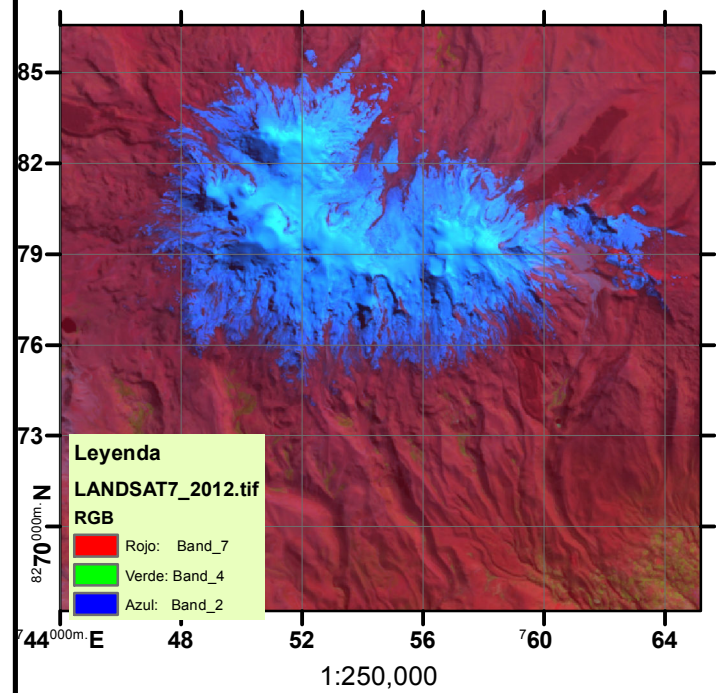
Presentado por
 Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

Fecha
 Febrero del 2021

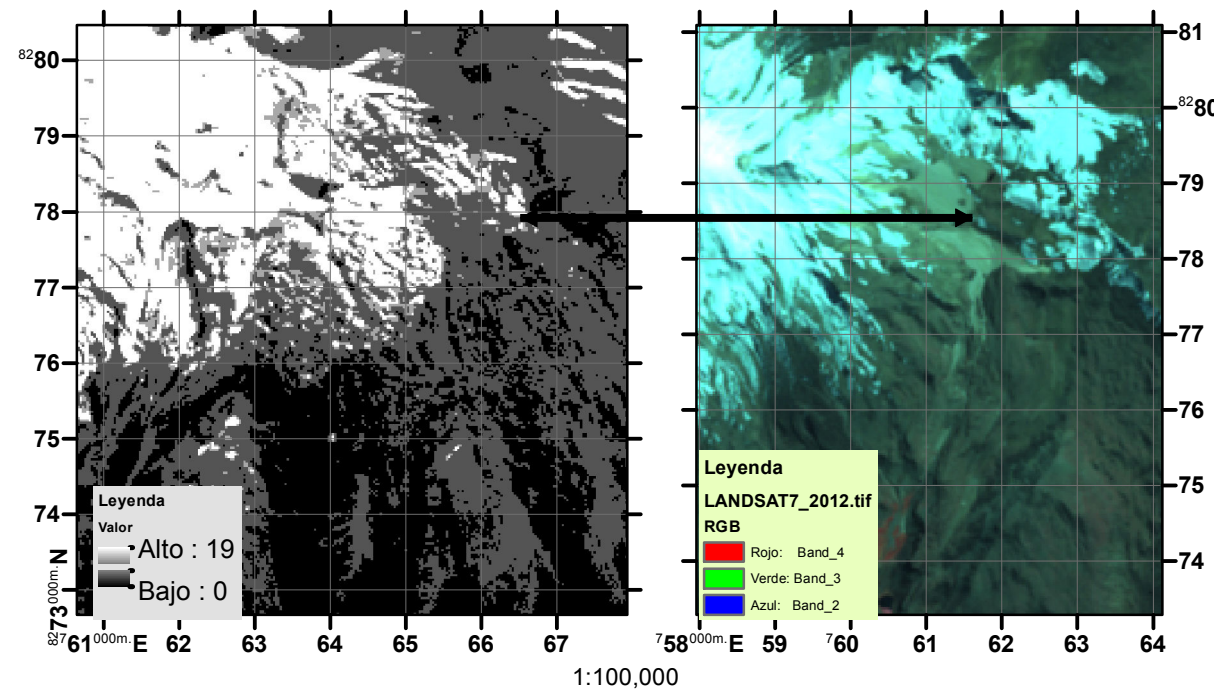
Mapa N°
04

Tesis
 USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

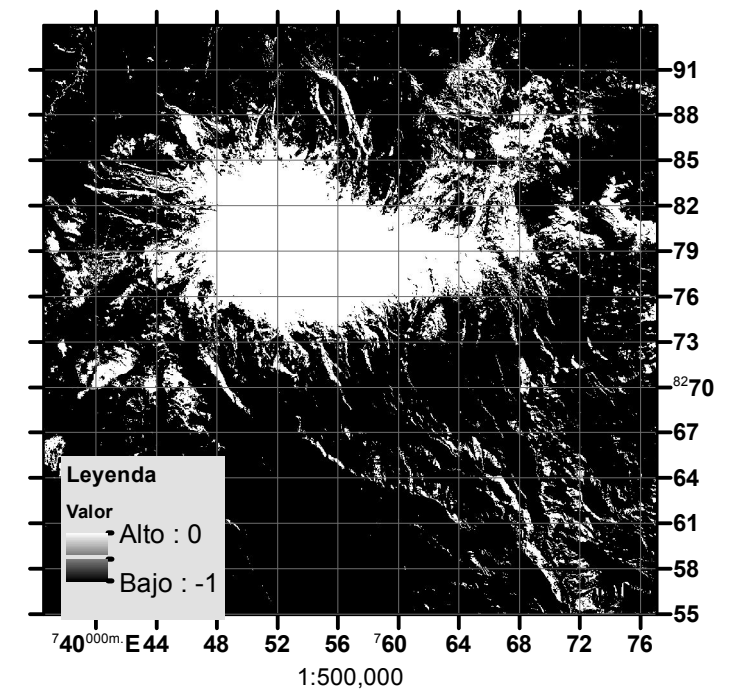
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2012



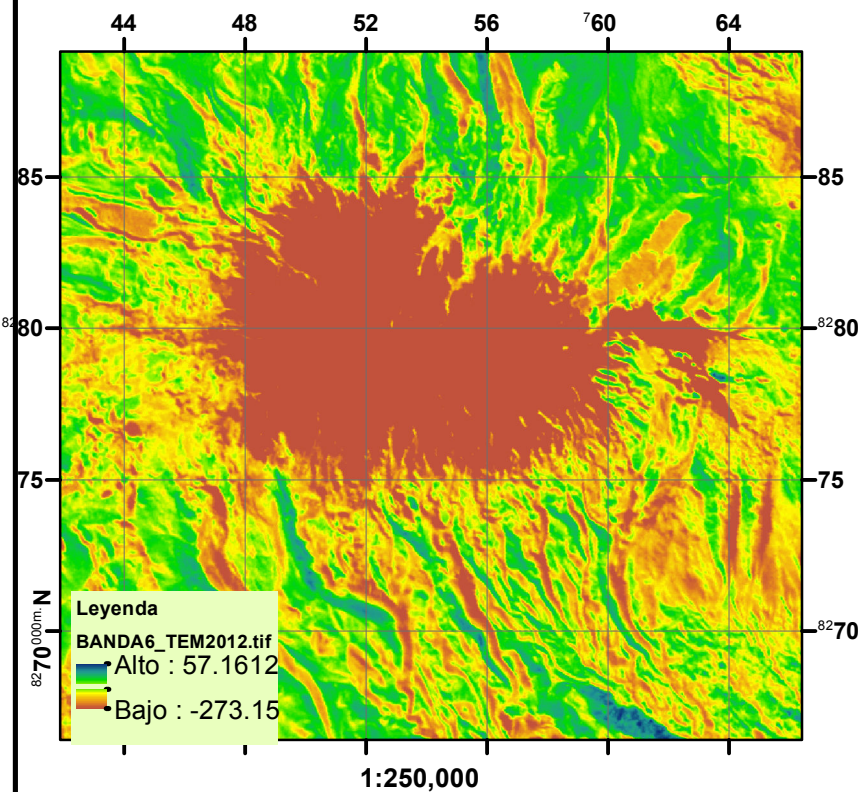
RGB 742



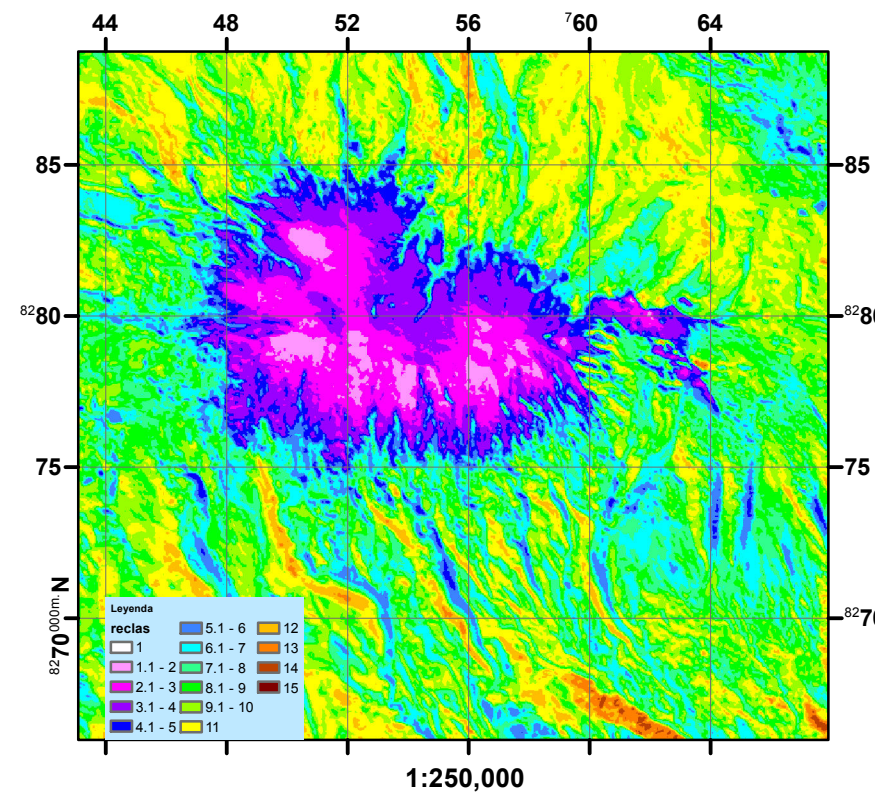
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



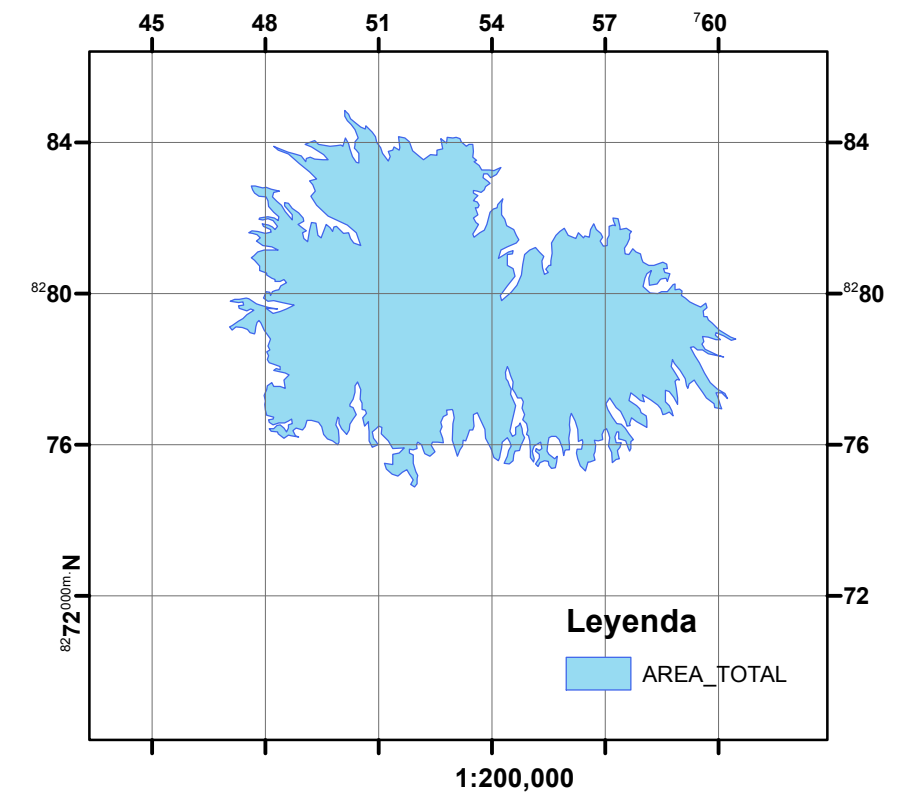
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



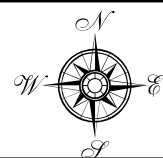
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

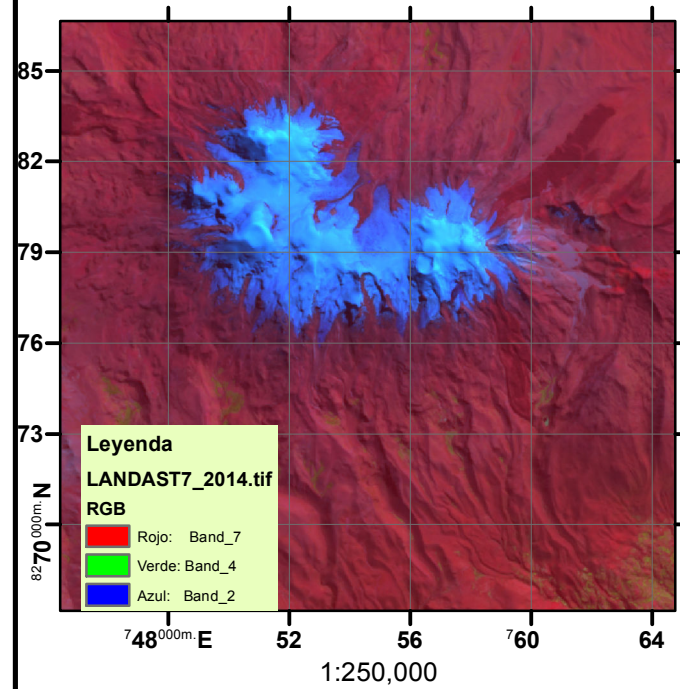
Presentado por
Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

Fecha
Febrero del 2021

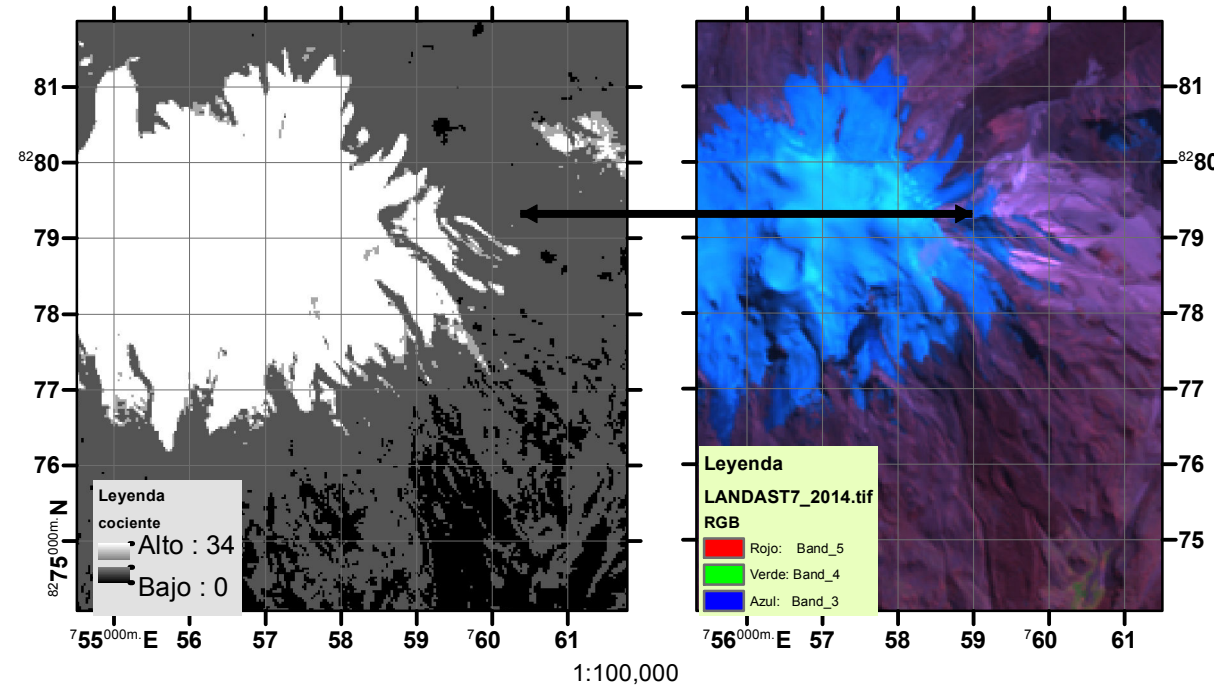
Mapa N° **05**

Tesis
USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

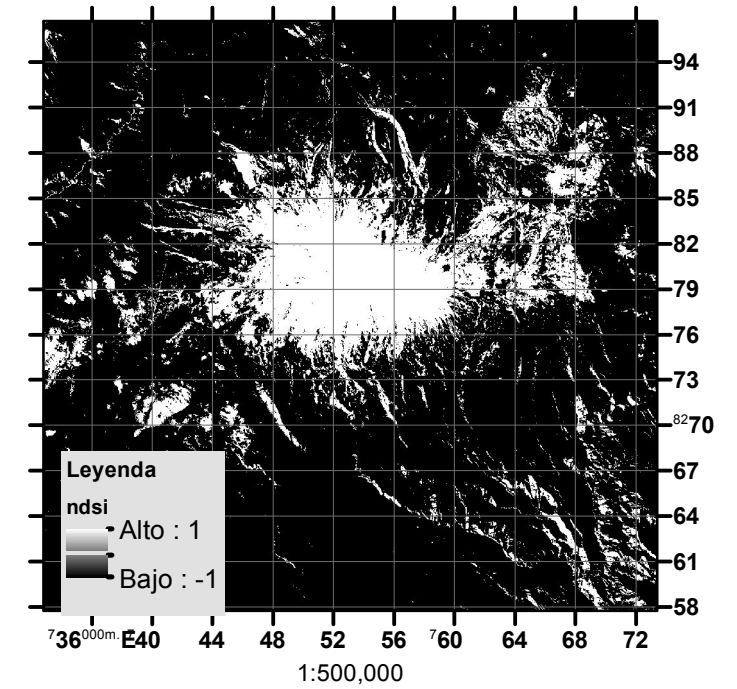
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2014



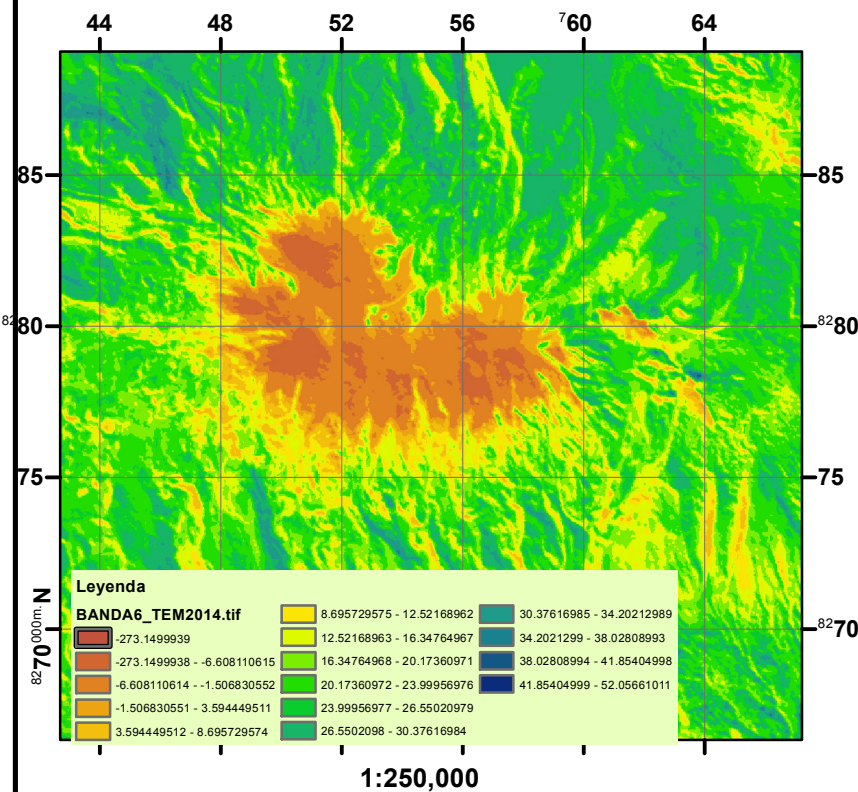
RGB 742



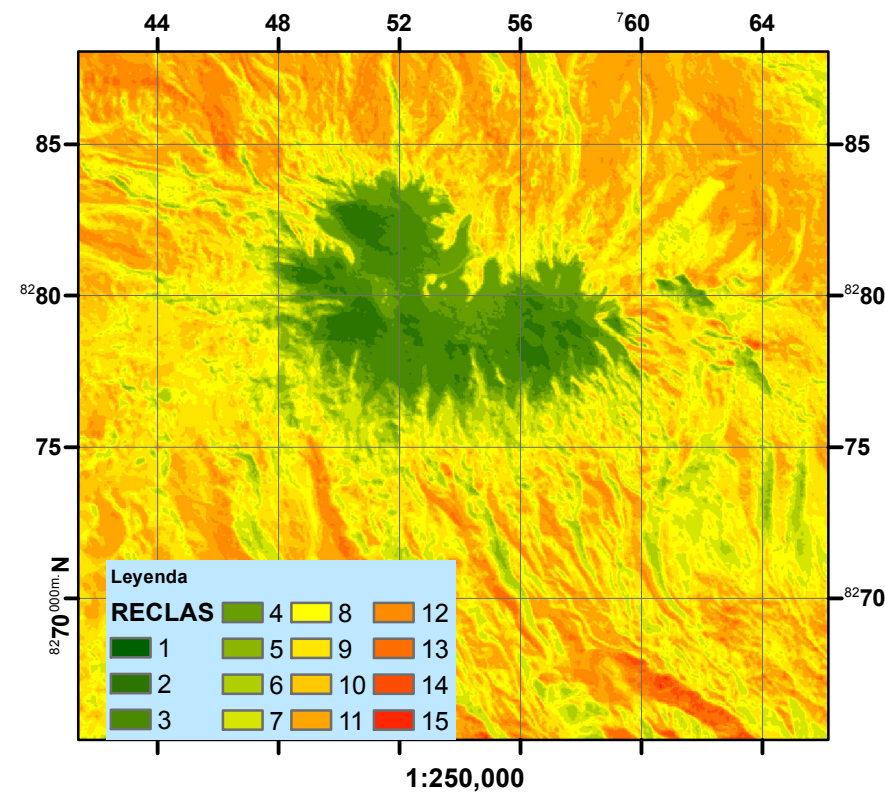
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



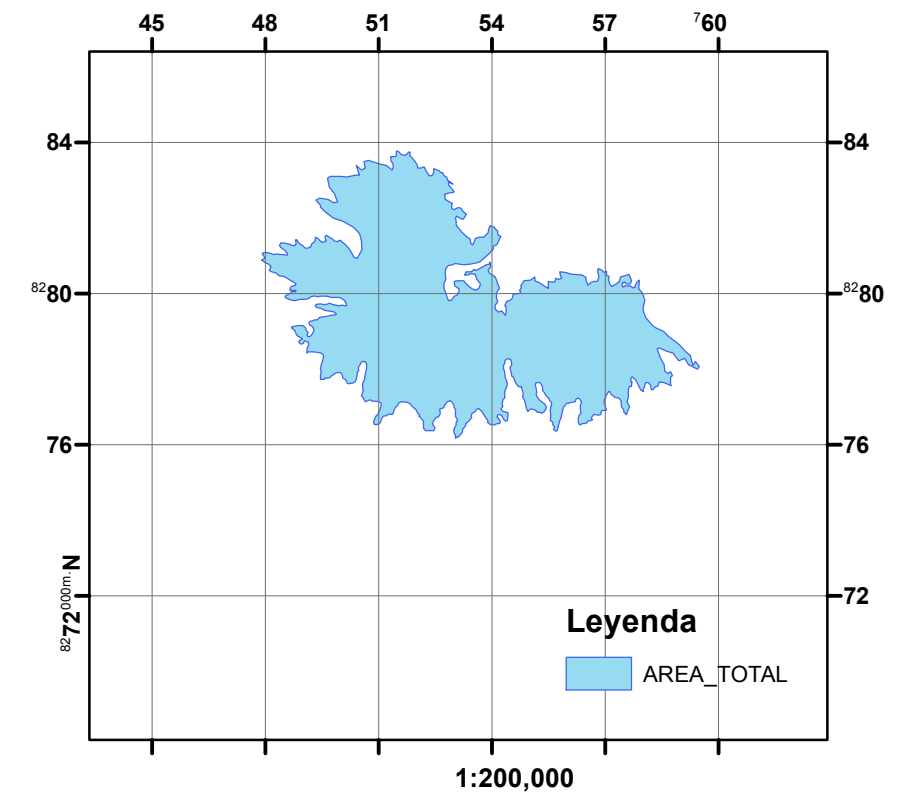
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



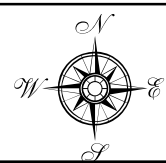
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

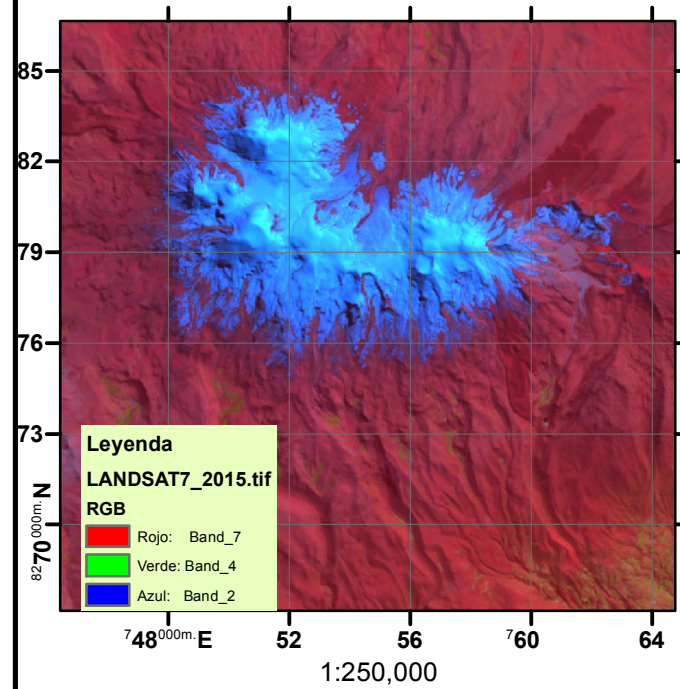
Presentado por
Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

Fecha
Febrero del 2021

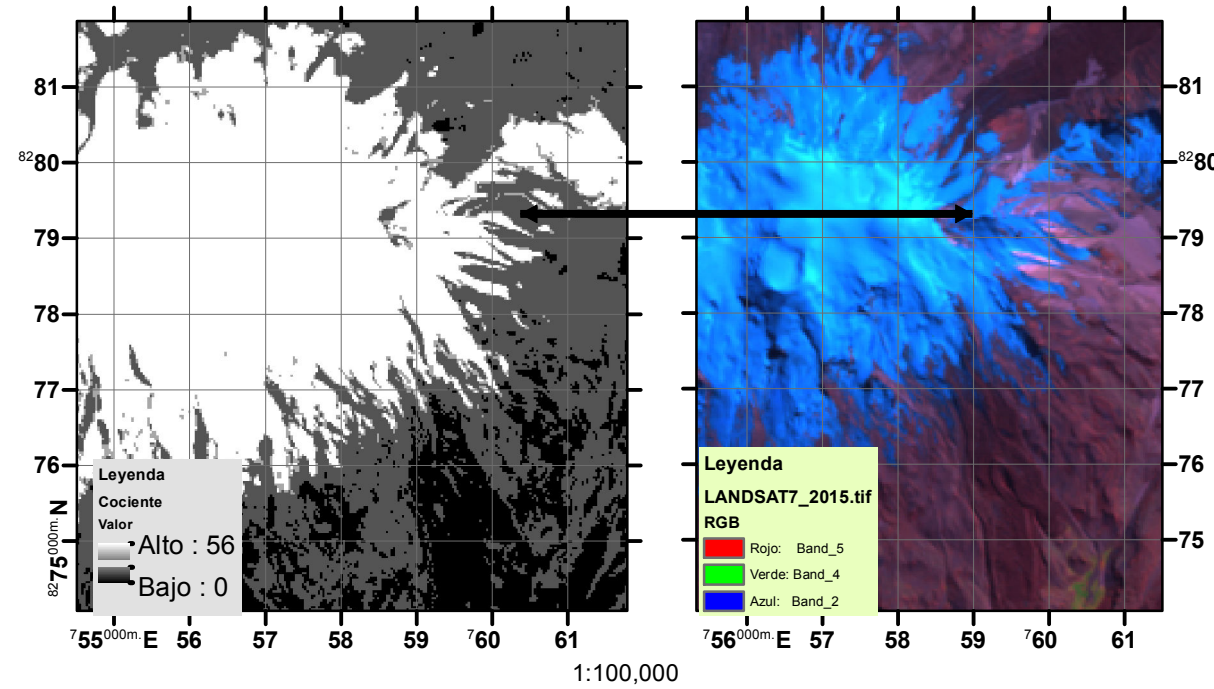
Mapa N°
06

Tesis
USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

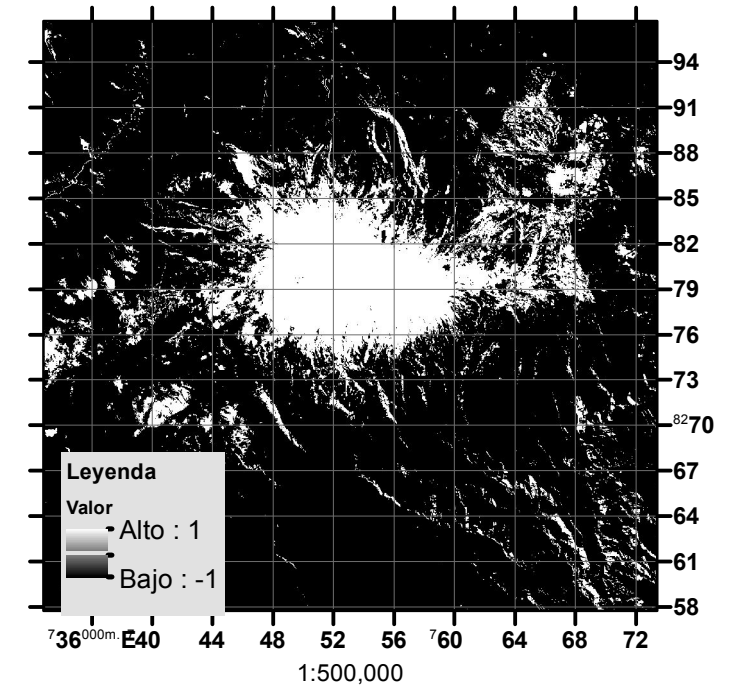
PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_2015



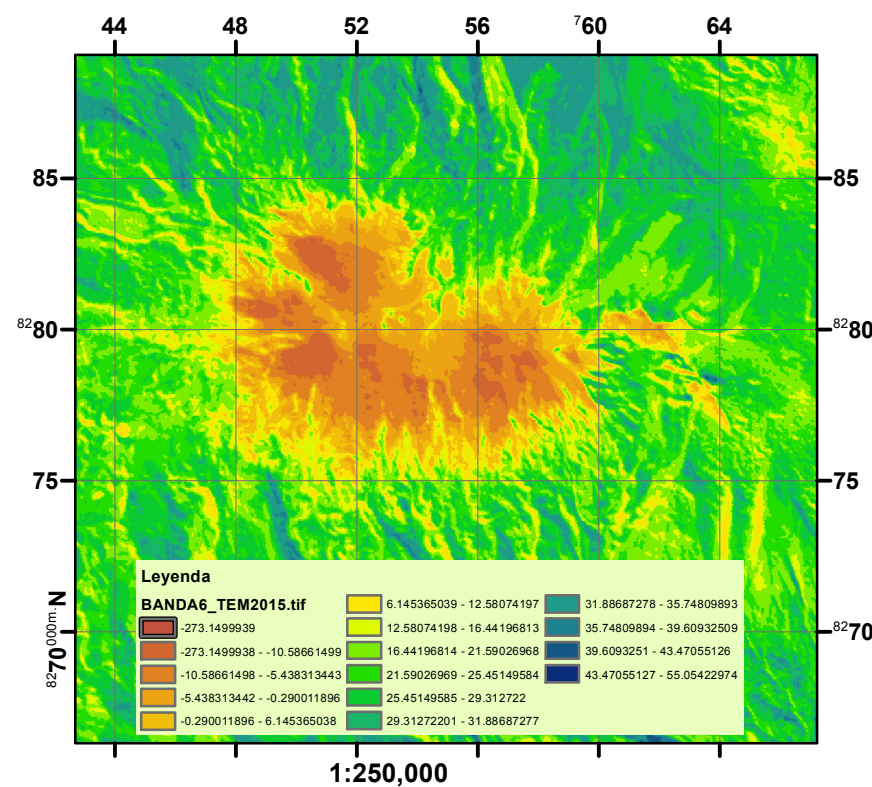
RGB 742



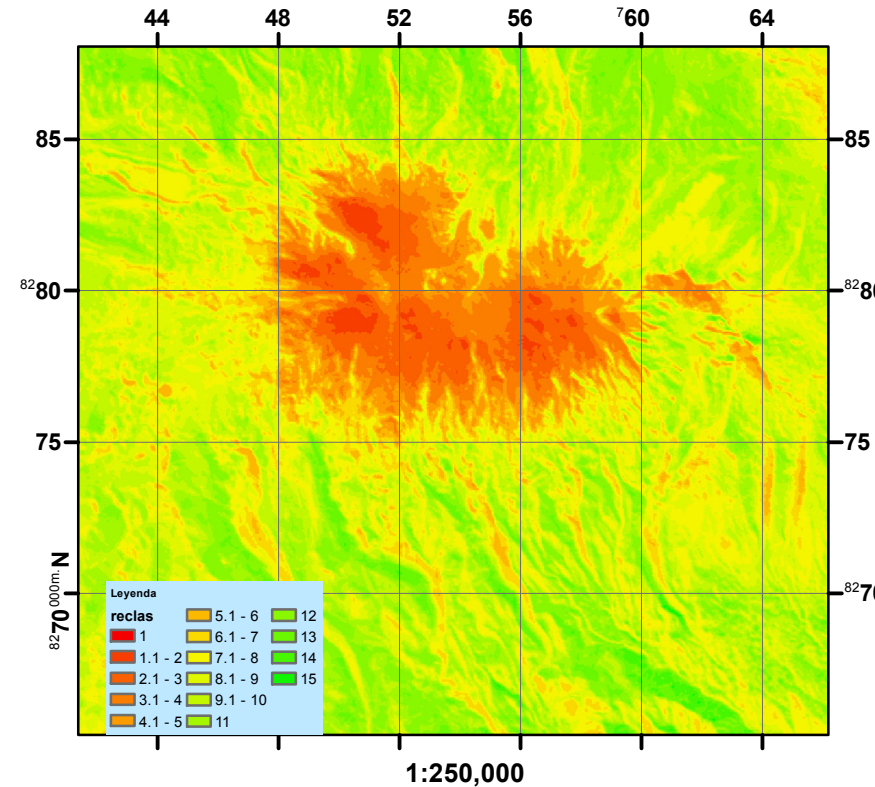
Comparamos las imágenes para apreciar la zona de lagos, usando Cociente de bandas B3/B5



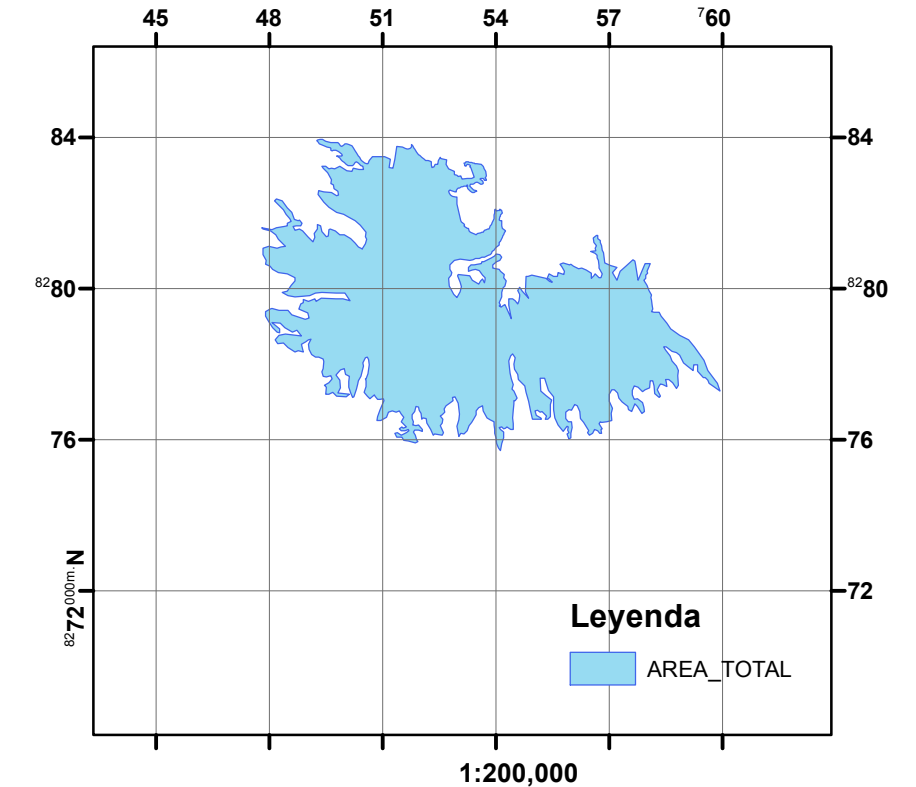
Índice de Nieve de Diferencia Normalizada (NDSI)



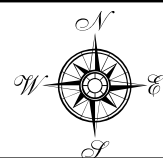
Temperatura °C



Reclasificación_Temperatura °C



Area_Total



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

Presentado por
Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

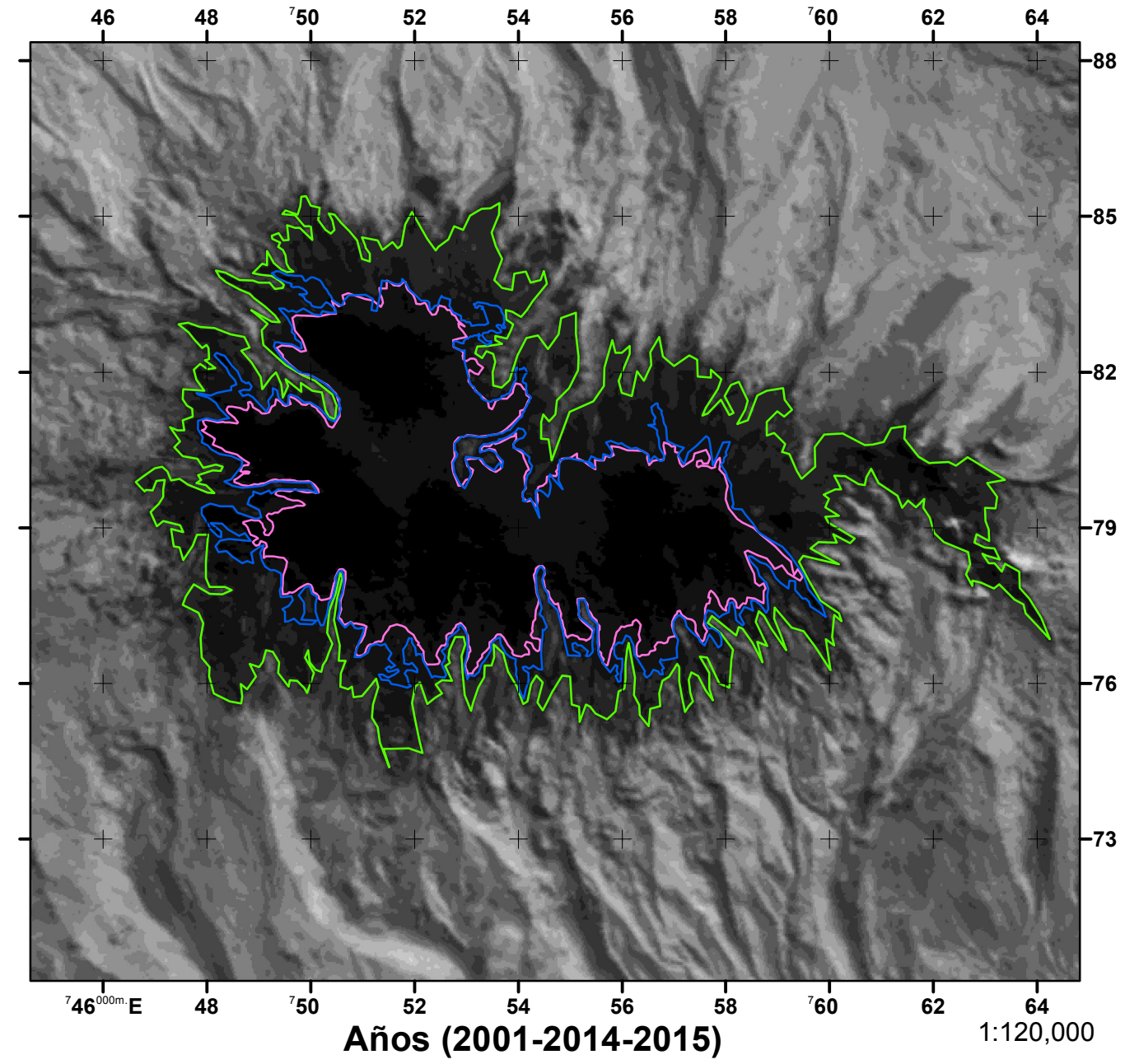
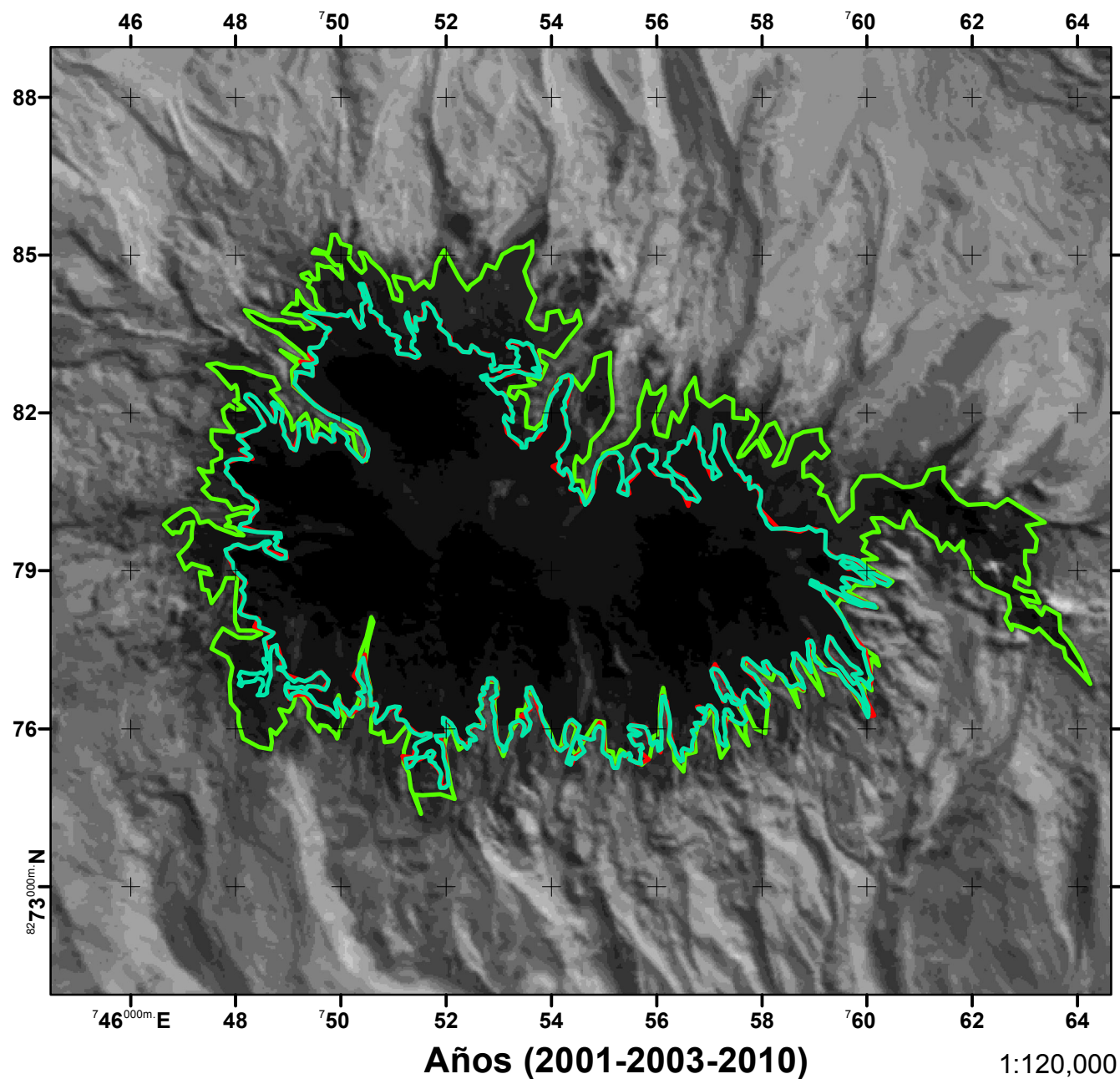
Fecha
Febrero del 2021

Mapa N°
07

Tesis
USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA

PROCESAMIENTO DE IMAGENES LANDSAT7ETM_AREA

Retroceso Glaciar - Nevado Coropuna

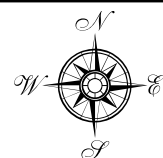


Leyenda

AREA_TOTAL_2010	BANDA6_TEM2001.tif	3 - 7.8	20 - 22	33 - 35
AREA_TOTAL_2003		7.9 - 12	23 - 26	36 - 37
AREA_TOTAL_2001		13 - 16	27 - 29	38 - 41
		17 - 19	30 - 32	42 - 51
		-9 - -3.8		
		-3.7 - -2.9		
		-19 - -10		

Leyenda

AREA_TOTAL_2015	BANDA6_TEM2001.tif	3 - 7.8	20 - 22	33 - 35
AREA_TOTAL_2014		7.9 - 12	23 - 26	36 - 37
AREA_TOTAL_2001		13 - 16	27 - 29	38 - 41
		17 - 19	30 - 32	42 - 51
		-9 - -3.8		
		-3.7 - -2.9		
		-19 - -10		



Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
 Facultad de Ingeniería Civil, Arquitectura y Geotecnia
 Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia

Presentado por
 Bach. Judith Kanty Sánchez Ramos

Fecha
 Febrero del 2021

Mapa N° 08

Tesis
 USO DE SENSORAMIENTO REMOTO PARA DETERMINAR LA TEMPERATURA SUPERFICIAL Y MONITOREAR EL RETROCESO GLACIAR DEL NEVADO COROPUNA – AREQUIPA