



UNIVERSIDAD DE PLAYA ANCHA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y EXACTAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOGRÁFICAS
CARRERA DE GEOGRAFÍA

**EVALUACIÓN DE LAS TENDENCIAS DE FRECUENCIA DE NIEVE UTILIZANDO
IMÁGENES SATELITALES LANDSAT EN LA CUENCA DEL RÍO ACONCAGUA
PARA EL PERIODO 1986-2021**

IDeA I+D 2020, ID20i10058

Memoria para optar al título profesional de geógrafo, y el grado de licenciatura en geografía con
mención en gestión y ordenamiento territorial.

MARCELA ANDREA ORTIZ SILVA.

Profesor guía: Dr. Freddy Saavedra Pimentel

Co-guía: Lc. Daniela González

Valparaíso, Chile

2021

INVESTIGACIÓN FINANCIADA POR EL PROYECTO “OBSERVATORIO SATELITAL DE NIEVES” IDEA I+ID, FONDO DE FOMENTO AL DESARROLLO CIENTÍFICO Y TECNOLÓGICO (FONDEF) 2020, UNIVERSIDAD DE PLAYA ANCHA.

LOGROS DE LA INVESTIGACIÓN

Estudio presentado Tercer Congreso de la Sociedad Chilena de la Criósfera (SOCHIRI) 2021, Universidad de Concepción, Chile.

Estudio presentado XLI Congreso Nacional y XXVI Internacional de Geografía 2021, realizado en la Pontifica Universidad Católica de Valparaíso (PUCV), Chile.

Concurso Interno de Proyectos de Investigación del Plan de Fortalecimiento de Universidades Estatales 2020 – Semillero 2020 de la Universidad de Playa Ancha.

Agradecimientos

Para comenzar, quiero agradecer a quien me sostuvo en cada momento y me dio fuerzas para seguir adelante día a día, el que me decía que yo me la podía y que no me dejó sola a pesar de todas las dificultades, Dios. Gracias por iluminar mi camino.

A mi familia, mi madre y mi hermana quienes son un pilar fundamental en mi vida, quienes, sin importar del resultado, su apoyo es incondicional.

A mi pareja José, quien me hizo creer en mí, el que me daba las fuerzas y me decía que todo era posible, el que me incitaba a ser cada día mejor.

A mi profesor guía, que a pesar de todas las dificultades creyó en mí y me guió durante todo este proceso.

A mi co guía Daniela, que me sacaba del caos mental y me brindaba el apoyo que necesitaba.

Le doy gracias a mis abuelos que están en el cielo y a toda la gente presente que con unas palabritas me incentivaron a terminar este proceso. Muchas gracias.

Índice

Resumen	11
Abstract	12
Introducción	13
CAPITULO 1: ANTECEDENTES GENERALES	16
1.1. Planteamiento del programa.....	16
1.2. Pregunta de investigación	17
1.3. Objetivo general	17
1.4. Objetivos específicos	17
1.5. Hipótesis de investigación	18
1.6. Área de estudio	19
1.6.1. Características físico ambientales	21
1.6.1.1. Geología	21
1.6.1.2. Geomorfología	22
1.6.1.3. Hidrología	23
1.6.1.4. Clima y meteorología	24
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	26
2.1. La criósfera	26
2.1.1. Concepto de la criósfera	26
2.1.2. Importancia del estudio de la criósfera	27
2.1.3. Comportamiento de la criósfera a nivel continental	29
2.1.4. Comportamiento de la criósfera a nivel nacional	30
2.2. La teledetección como herramienta en el estudio de la criósfera	31

2.2.1. Definición de teledetección	31
2.2.2. Principios físicos de la teledetección	31
2.2.3. Sensores remotos	34
2.2.4. Principales misiones satelitales	35
2.2.4.1. Misión satelital Landsat	36
2.2.4.2. Misión satelital MODIS	38
2.2.4.3. Misión satelital Sentinel	38
2.2.5. Las nubes como principal limitante	39
2.2.6. Índice diferencial normalizado de nieve (NDSI)	43
2.2.7. Snow Cover index (SCI)	43
2.2.8. Prueba estadística Mann-Kendall	44
2.2.9. Prueba estadística Sen Slope	46
2.2.10. Google Earth Engine (GEE)	46
2.2.11. Ventajas comparativas entre Surface Reflectance (SR) y Top Of Atmosphere (TOA)	48
2.2.12. Algoritmo CFmask	50
2.2.13. Elección del sensor	50
2.2.13.1. Sensores utilizados	52
2.2.13.2. Disponibilidad de datos	54
CAPÍTULO 3: MARCO METODOLÓGICO	57
3.1. Objetivo 1. Optimizar la disponibilidad de imágenes satélite sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio	57

3.2. Objetivo 2. Cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años	59
3.3. Analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del río Aconcagua	62
CAPÍTULO 4: RESULTADOS	64
4.1. Objetivo 1. Optimizar la disponibilidad de imágenes satélite sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio	64
4.2. Objetivo 2. Cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años	77
4.3. Objetivo 3. Analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua	86
CAPÍTULO 5: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	90
5.1. Discusiones	90
5.2. Conclusiones	98
Bibliografía	102
Anexos	112

Índice de tablas

Tabla 1. Formaciones geológicas para el área de estudio.

Tabla 2. Disponibilidad de los recursos hídricos superficiales (m^3/s) según las secciones del río Aconcagua.

Tabla 3. Clasificación de zonas climáticas según Köppen – Geiger.

Tabla 4. Regiones espectrales.

Tabla 5. Principales misiones satelitales.

Tabla 6. Bandas multiespectrales a partir de los sensores OLI y TIRS-2 para Landsat.

Tabla 7. Ventajas comparativas entre SR y TOA.

Tabla 8. Productos Landsat Surface Reflectance utilizados en el estudio.

Tabla 9. Clasificación de máscara de nubes según valores de bits.

Tabla 10. Determinación del valor SCI según prueba de tendencia Mann-Kendall.

Tabla 11. Disponibilidad de información para cada sensor.

Tabla 12. Disponibilidad de imágenes desglosada anual y mensual.

Índice de figuras

Figura 1. Área de estudio enmarcada en la cuenca del río Aconcagua.

Figura 2. Climas predominantes a lo largo de la cuenca del Aconcagua según la clasificación de Köppen - Geiger.

Figura 3. Diagrama representativo del autor G. Flato sobre interacciones importantes entre la criosfera y otros elementos del sistema climático global.

Figura 4. El espectro visible por el ser humano.

Figura 5. Recorrido de Landsat desde 1972 hasta 2030. Cincuenta años al servicio de la Sociedad.

Figura 6. Satélites Sentinel 2A y 2B orbitando a 180° opuestos.

Figura 7. Reflectancia espectral de la nube de agua, nube de hielo y la superficie de nieve.

Figura 8a. Frecuencia de nubes a nivel mundial 1983-1990

Figura 8b. Frecuencia de nubes sobre la cordillera de los Andes.

Figura 9. Plataforma Google Earth Engine.

Figura 10. Escenas de Landsat WRS-2, Path y Row para el área de estudio

Figura 11. Diagrama de flujo para optimizar la disponibilidad de imágenes satelitales sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio.

Figura 12. Diagrama de flujo para la cuantificación de la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 35 años.

Figura 13. Diagrama de flujo para analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua.

Figura 14. Relación entre imágenes disponibles v/s la cobertura de nubes.

Figura 15. Relación entre la información enmascarada y cobertura de nubes.

Figura 16. Comparación visual de la ImageCollection original versus la ImageCollection enmascarada.

Figura 17. Máscara de nubes sobre una escena Landsat para el área de estudio.

Figura 18a. Índice diferencial normalizado de nieve con valor estándar.

Figura 18b. Índice diferencial normalizado de nieve con valor binario.

Figura 19. Snow Cover Index promedio anual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior del Río Aconcagua.

Figura 20. Cobertura de nieve anual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior.

Figura 21. Cobertura de nieve mensual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior.

Figura 22. Determinación del valor P en la sección superior de la cuenca del río Aconcagua.

Figura 23. Tasa de cambio anual mediante la prueba de significancia.

Figura 24. Cobertura promedio de nieve para la estación estival.

Figura 25. Cobertura promedio de nieve para la estación de acumulación.

Figura 26. Cobertura promedio de nieve para la estación de invierno.

Figura 27. Cobertura promedio de nieve para la estación de derretimiento.

Figura 28. Tasa de cambio estacional-anual mediante la prueba de significancia.

Figura 29. Representación gráfica de la cobertura de nieve promedio mensual para cuatro grupos de decenios.

Figura 30. Cobertura de nieve mensual versus la cobertura de nieve en el periodo 2000-2020 con Landsat.

Figura 31. Cobertura de nieve mensual versus la cobertura de nieve en el periodo 2000-2020 con MODIS.

Figura 32. Representación cartográfica de la precipitación en la sección superior del río Aconcagua

Figura 33. Representación cartográfica de la temperatura media en la sección superior del río Aconcagua

Figura 34. Datos de temperatura y precipitación para la sección superior del río Aconcagua.

Figura 35. Diagrama de flujo general

RESUMEN

La nieve es un factor importante para nuestro planeta ya que contiene grandes zonas pobladas, agrícolas e industriales, y medir su extensión tiene grandes ventajas en los estudios climáticos. La cartografía de la nieve mediante teledetección por satélite suele verse muy afectada por la nubosidad, y una de las soluciones más eficaces a este problema es utilizar sensores infrarrojos de onda corta (SWIR). Sin embargo, la nubosidad no es sólo un problema, sino también la escasa red de estaciones meteorológicas, y la precariedad de los datos climáticos que emanan de dichas estaciones, que además de escasos, están desigualmente distribuidos.

En la cuenca del río Aconcagua, la escasa disponibilidad de información a escala fina sobre la frecuencia de nieve aparece como una limitante importante a la hora de tomar decisiones. Si bien existen investigaciones previas con respecto a la cobertura de nieve utilizando sensores remotos como MODIS, estas no se centran en el comportamiento de la cuenca, sino más bien como un conjunto de todas las cuencas que involucra la Cordillera de los Andes. Por esta razón, en la presente investigación se propone extender el repositorio bibliográfico en tiempo y espacio de manera continua para la cuenca del río Aconcagua incorporando mediciones con imágenes satelitales Landsat en sus tres versiones: TM, ETM+ y OLI para un periodo superior a 30 años. Los resultados son satisfactorios, en primera instancia se logra maximizar la información en un 61% con la eliminación de la cobertura de nubes utilizando el algoritmo CFmask. Cuantificamos la tendencia de disminución de nieve de manera anual y estacional la cual se ve dominada por factores climáticos como la temperatura y la precipitación con un factor detonante como es la altura. La precipitación tiene una mayor importancia relativa en las elevaciones más bajas, mientras que la temperatura tiene mayor importancia en las elevaciones más altas. Finalmente, evaluamos el comportamiento de la frecuencia de nieve a partir de los patrones anuales divididos en decenios, evidenciando un cambio relevante en las estaciones de acumulación y derretimiento.

Palabras clave: Río Aconcagua, Nieve, Landsat, 30 años

ABSTRACT

Snow is an important factor for our planet as it contains large populated, agricultural and industrial areas, and measuring its extent has advantages in climate studies. Snow mapping by satellite remote sensing is often greatly affected by cloud cover, and one of the most effective solutions to this problem is to use shortwave infrared (SWIR) sensors. However, cloudiness is not only a problem, but also the scarce network of meteorological stations, and the precariousness of climatic data emanating from the aforementioned stations, which besides being scarce, are unevenly distributed.

In the Aconcagua river basin, the scarce availability of fine-scale information on snow frequency appears as an important limitation when making decisions. Although there is previous research on snow cover using remote sensors such as MODIS, these are not focused on the behavior of the basin, but rather as a set of all the basins that involve the Andes Mountains. For this reason, the present research proposes to extend the bibliographic repository in time and space continuously for the Aconcagua river basin, incorporating measurements with Landsat satellite images in their three versions: TM, ETM+ and OLI for a period exceeding 30 years. The results are satisfactory, in the first instance it is possible to maximize the information by 61% with the elimination of cloud cover using the CFmask algorithm. We quantified the annual and seasonal snow decrease trend, which is dominated by climatic factors such as temperature and precipitation with a triggering factor such as altitude. Precipitation is of greater relative importance at lower elevations, while temperature is of greater importance at higher elevations. Finally, we evaluated the behavior of snow frequency from annual patterns divided into decades, showing a relevant change in the accumulation and melting seasons.

Keywords: Aconcagua River, Snow , CFmask, Landsat, 30 years

INTRODUCCIÓN

Conocer las tendencias resulta útil para planificar futuras condiciones extremas, así como para comprobar la eficacia de las políticas de mitigación del cambio climático (Thapa et al., 2020).

En la cuenca del río Aconcagua se han realizado algunos estudios de tendencias utilizando pruebas no paramétricas para los datos de precipitación, temperatura y la extensión de la cubierta de nieve (Saavedra et al., 2016) a partir de sensores remotos como MODIS, incorporando una resolución espacial de 500 metros con 1 día de adquisición. Gracias a la gran cobertura de información sobre algunas características de la superficie terrestre, los usos de las imágenes satelitales han permitido obtener un importante registro histórico (Vidal et al., 2020). Es por ello que, la teledetección como un conjunto de información, consiste en ser la principal fuente de información para estudios de medio-largo plazo abarcando desde escalas locales a mundiales (Pettorelli et al., 2017). Así mismo, ha permitido consolidar diversos estudios sobre la superficie terrestre mundial, a partir del avance y alcance de la teledetección (Vidal et al., 2020).

Dentro de los intereses sociales, económicos y científicos están aquellos estudios ambientales que, a lo largo del mundo, se han centrado principalmente en el monitoreo continuo sobre la capa de nieve desde distintos programas satelitales logrando determinar la variabilidad espacio temporal, cuantificando posibles impactos, determinar vulnerabilidad y riesgo, zonificar áreas afectadas, desarrollar sistemas de pronósticos robustos, preparar planes de gestión de riesgos de desastres, seguridad hídrica y adaptación al cambio climático (Saavedra et al., 2018).

Los cambios en la temperatura global están acompañados, como es de esperar, de cambios en otros elementos ambientales, por ejemplo, el nivel del mar o el estado de la criósfera (Szwed et al., 2017). La criósfera, como se define en los próximos capítulos, se presenta como una región del mundo la cual describe colectivamente las partes de la superficie de la tierra en donde podemos encontrar la cobertura de nieve entre otros.

La cobertura de nieve resulta ser uno de los factores climáticos más importantes durante las últimas décadas debido a que afecta tanto en el albedo superficial, balance energético

y la circulación hidrológica, por lo que el seguimiento de la cubierta de nieve resulta vital para determinar los efectos en el balance hídrico y la gestión de las cuencas alimentadas por deshielo.

En Chile, aproximadamente un 70% de la población se abastece de agua en las zonas alto andinas, por lo tanto, el rol que adquiere la nieve como fuente de agua dulce, es aún más relevante (Bórquez, 2007). Un ejemplo de ello se evidencia en los Andes centrales de Chile (30°- 37°S) donde se constituye el depósito de nieve estacional más grande del hemisferio sur excluyendo la Antártida (Cortés et al., 2016) y sumado a ello, la gran importancia del manto de nieve quien se encarga de constituir una gran fuente de flujo sobre los arroyos (Cornwell et al., 2015; Masiokas et al., 2006). Pese a tal importancia, esta zona contiene una red extremadamente escasa de observaciones de la capa de nieve (Cortés et al., 2016) resultando con ello escasas mediciones climatológicas y, además, una mala distribución de los datos provenientes de las mismas. La falta de estaciones meteorológicas operativas ubicadas en las laderas occidentales, ha sido una gran limitante para las investigaciones a nivel de cuenca en la zona central de los Andes (Cortés et al., 2016). Es por ello que, el reducir las incertidumbres sobre la variabilidad espacio temporal de la capa de nieve en un área determinada de la cordillera de los Andes y, de la cual se sostiene un gran desarrollo regional a partir de información disponible a escala más fina, es de gran interés para los tomadores de decisiones.

El presente estudio utiliza la teledetección como una herramienta eficaz para el seguimiento regular y exhaustivo de la frecuencia de nieve a partir de la caracterización de la misma, a escala fina (30 m) abarcando un periodo de análisis superior a 30 años para la cuenca del río Aconcagua, utilizando el programa satelital Landsat en sus tres versiones: TM, ETM+ y OLI.

Una de las principales limitaciones nace de la literatura en donde, diversos estudios (Painter et al, 2009; Saavedra et al, 2018; Cortés et al, 2016) han demostrado que, pese a la fina resolución espacial que presenta Landsat, esta no podría ser de gran utilidad para los estudios de observación sobre la variabilidad de la capa de nieve debido a la baja resolución temporal limitando el monitoreo de eventos de corta duración. Si bien esta resolución es una limitante, Landsat ofrece ampliar el periodo de análisis, abarcando

desde 1980 hasta la actualidad de forma continua, logrando detectar los cambios en patrones espaciales y temporales, además de lograr obtener un mayor alcance diferenciándose de cualquier otro sensor con resolución más gruesa.

CAPÍTULO 1: ANTECEDENTES GENERALES

1.1. Planteamiento del programa

Por largos años, los estudios de la nieve han sido un trabajo extremadamente costoso ya sea a partir de los costos monetarios, de tiempo y de trabajo requiriendo mucha mano de obra (DeWalle & Rango, 2008). Para la obtención de los datos de nieve se realizaba un proceso de forma manual y puntual en donde el adquirir estos datos que, principalmente son acumulados en las zonas montañosas de difícil acceso y de los cuales se encuentran activos en épocas del año más inhóspitas, constituía un peligro extremadamente potencial para la salud humana (DeWalle & Rango, 2008).

Es por ello que una nueva tecnología que pudiera monitorear diversos fenómenos de la superficie terrestre a fin de disminuir los grandes riesgos para la salud humana resultaría indispensable (Nolin, 2010). Esta nueva tecnología denominada teledetección ha tenido un gran impacto en la adquisición de los datos para medir las tasas de acumulación y ablación de la nieve (DeWalle & Rango, 2008). Para los investigadores y tomadores de decisiones esta herramienta aparece como un elemento de seguridad frente a diversos fenómenos desarrollados en la época invernal, logrando evaluar y supervisar cuantitativamente los elementos criosféricos, incluyendo estudios como: la estimación de la profundidad de la nieve y el equivalente de agua, medición de la extensión de la cubierta de nieve, la humedad de la nieve, la distinción de la nube y la nieve, entre otros (Gao et al., 1998., Mateo-García et al., 2018). De esta manera, se manifiesta que la teledetección es una herramienta valiosa y uno de los enfoques más eficaces para el seguimiento regular y espacialmente exhaustivo de la cubierta de nieve (Selkowitz et al., 2017) que, sin entrar en contacto físico con el objeto, ofrece la posibilidad de examinar las propiedades físicas de la cubierta en áreas remotas o inaccesibles (Nolin, 2010).

Sobre la cuenca del río Aconcagua (30° S), se han realizado diversos estudios investigativos utilizando teledetección, entre ellos se destacan diversos estudios como es Cortés et al, 2016; Saavedra et al., 2016; Stehr et al., 2017 entre otros. Estos trabajos muestran que existe una clara disminución en la frecuencia de nieve, en donde estaríamos perdiendo nieve de 2 a 5 días por año. Sin embargo, estos autores han basado sus trabajos investigativos a partir del sensor óptico MODIS, el cual presenta una

resolución espacial de 500 m lo que es bien visto si queremos trabajar a escala continental y con una resolución temporal de 1 día, lo que resulta bueno para medir el proceso de derretimiento. Este sensor obtiene información desde el año 2000 por lo que los estudios que emanan de él son de corto plazo.

Por otra parte, nos encontramos con que la mayor pérdida de información es por la presencia de nubes. La aproximación tradicional ha consistido en evaluar la cobertura de nubes de cada imagen y seleccionar las que poseen un determinado umbral. Lo anterior significa una pérdida de información ya que usualmente la cobertura de nubes no siempre está sobre la zona de estudio, pero la posibilidad de hacer un enmascaramiento imagen a imagen excede las condiciones físicas y tecnológicas.

Con la aparición de nuevas plataformas tales como Google Earth Engine, ha permitido analizar una gran cantidad de imágenes y ha desarrollado algoritmos especiales para la detección de nubes pixel por pixel. Lo anterior ha permitido aumentar la cantidad de información disponible en un área específica, optimizando el análisis de mejor manera.

1.2. Pregunta de investigación

¿Es posible confirmar que existe una severa disminución de la frecuencia de nieve en periodos más largos de los previamente informados utilizando información satelital?

1.3. Objetivo general

Analizar la variabilidad espacio temporal de la cobertura de nieve y cambios en los patrones de derretimiento y acumulación a través de 33 años de información satelital optimizada en la sección superior del río Aconcagua.

1.4. Objetivos específicos

- 1.4.1. Optimizar la disponibilidad de imágenes satélite sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio.
- 1.4.2. Cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años.
- 1.4.3. Analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua.

1.5. Hipótesis de investigación

H1: Los datos obtenidos del sensor Landsat permiten confirmar, validar y extender a partir de estudios previos que, la tendencia en la capa de nieve viene disminuyendo desde hace por lo menos 25 años.

Dentro del área de estudio, se han desarrollado diversos estudios (Saavedra et al., 2014., Cortés 2017). Estos estudios han basado su investigación bajo los datos obtenidos de los sensores Terra y Aqua de MODIS ofreciendo datos diarios a gruesa resolución espacial (500 m) para los años 2000-2020. Sin embargo, el aporte de estos estudios previos al análisis investigativo no supera los ~16 años por lo que se generan ciertas incertidumbres sobre el comportamiento histórico dentro de la cuenca.

El presente estudio plantea disminuir las incertidumbres sobre las tendencias a la persistencia de nieve en un periodo de tiempo equivalente a 35 años utilizando el programa satelital de la NASA, Landsat. Si bien este programa ha sido cuestionado y menos priorizado debido a su extensa resolución temporal (16 días), la información que entrega permite que, en esta investigación se desarrolle un grado de correlación a partir de estudios desarrollados con el programa MODIS, pero con una mirada más detallada de la cuenca.

Si bien, el programa MODIS a comparación de Landsat, presenta una resolución temporal mucho más fina, siendo igual a ~1 día versus los ~16 días que presenta Landsat, para esta investigación se destaca la fina resolución espacial que presenta Landsat la cual no supera los ~30 m mientras que MODIS sostiene ~500 m. Por otro lado, el programa satelital de la ESA Sentinel, presenta una resolución espacial mucho más fina que ambos productos antes mencionados, siendo esta igual a ~10 m mientras que su resolución temporal alcanza los ~5 días. Este sensor parecería la mejor opción, sin embargo, la finalidad es reducir las incertidumbres con respecto a la disminución de la tasa de cambio abarcando un periodo histórico con alta resolución espacial, por lo que solo Landsat nos entregaría información desde el año 1984 hasta la actualidad de forma continua.

1.6. Área de estudio

El área de estudio seleccionado se enmarca dentro de la cuenca del Río Aconcagua, ubicada en la región de Valparaíso, Provincia de los Andes (Figura 1). Se fundamenta en ser la principal cuenca de la región, abasteciendo a gran parte de la población. Abarca parcialmente las provincias de Quillota, San Felipe, Aconcagua, Los Andes y Valparaíso, con una superficie de 733.872 ha, equivalentes al 45% de la Región (DGA, 2004). También es aquella que recibe mayores aportes de nieve a partir de un régimen nivopluvial en la parte alta y baja de la cuenca respectivamente (DGA, 2004).

La cuenca cuenta con una amplia infraestructura de riego: 1.230 canales, con 470 km de longitud en total; 51 embalses menores y 3 embalses mayores. Sin embargo, no hay productos cartográficos suficientemente actualizados que abarquen un periodo de tiempo a largo plazo para estimar aquellas tendencias en la persistencia de nieve a partir de la respuesta hidrológica que puedan resultar de las cuencas.

Para la investigación se optó por estudiar solo la parte media superior de la cuenca del río Aconcagua para resultados más detallados, enfocados netamente en aquel sector en donde se evidencia la mayor presencia de nieve y evitar fluctuaciones negativas de nubes orientadas hacia la costa (Figura 1 línea roja).

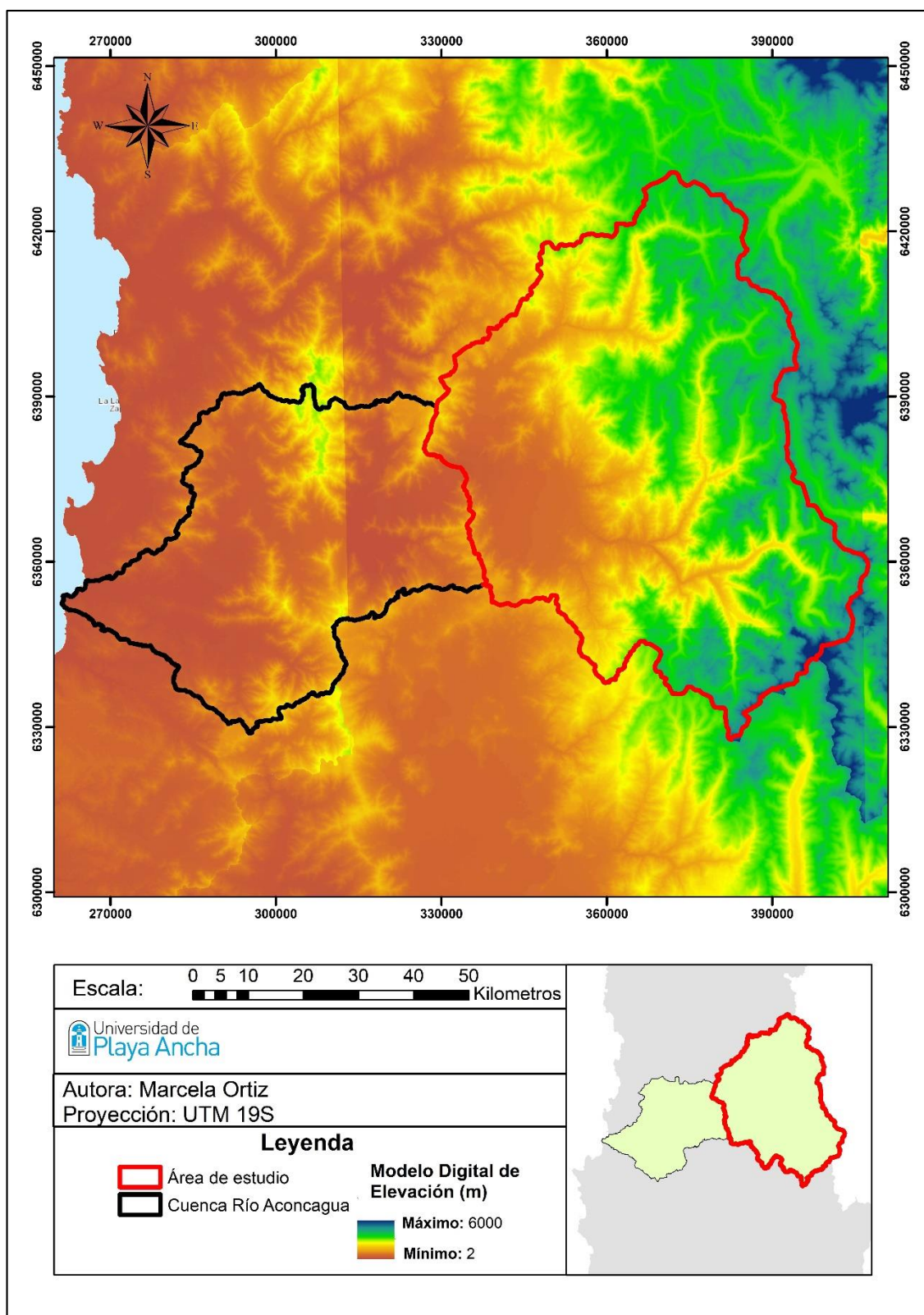


Figura 1. Área de estudio enmarcada en la cuenca del río Aconcagua. Elaboración propia

1.7. Características físico-ambientales

1.7.1. Geología

En la parte alta de la cuenca se puede encontrar una influencia determinada por rocas sulfuradas y materiales volcánicos vítreos de texturas gruesas ubicadas en aquellos sectores con un alto grado de pendiente dentro de la Cordillera de los Andes (DGA, 2004).

Por su parte, en la localidad de San Felipe asentada en el sector del río Aconcagua, se evidencia la influencia de rocas ácidas. Por otro lado, en los sectores donde se aproxima la desembocadura de la cuenca se cuenta con una influencia mixta de rocas sulfuradas y de caliza (DGA, 2004) (Tabla 1).

Tabla 1: Formaciones geológicas para el área de estudio.

Nombre	Período	Tipo de Formación	Características
Rocas sulfuradas	Pleistoceno Holoceno	– Roca sedimentaria	Localizadas en depósitos fluviales de los ríos mayores o terrazas sub actuales en llanuras de inundación
Material volcánico	Mioceno Inferior medio	– Rocas volcánicas	Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas tales como lavas, brechas, domos, entre otros
Rocas sulfuradas y de caliza	Cretácico inferior cretácico	– Rocas volcano – sedimentarias	Son escasas intercalaciones marinas: brechas sedimentarias y volcánicas. Localmente hay calizas fosilíferas marinas en la base.

(Elaboración propia, basado en referencias bibliográficas otorgadas por DGA 2004)

1.7.2. Geomorfología

La geomorfología del área de estudio es determinada a partir de fallas que afectaron la zona a fines del Terciario, siendo estas las responsables de los valles por donde los flujos de agua conducen sus cauces naturalmente (DGA, 2004). Se dice que estas fallas son las responsables de las variaciones en el curso del río Aconcagua en dirección y disposición del propio valle debido a que estas fueron quienes debilitaron las zonas de las rocas, las cuales presentaron una baja resistencia a la erosión. Los valles presentan dos direcciones generales preferenciales: Noroeste (NW) y Noreste (NE), presente en todo el valle determinando la morfología actual de toda la cuenca (Ministerio de Agricultura, 2016).

Desde los parámetros físicos que se presentan, se pueden destacar una serie de elementos fisiográficos identificados claramente: Cordillera de los Andes, Valles Transversales y Cordillera de la Costa. Estos dominios morfológicos son independientes unos a otros, pero pueden presentar signos de integración (Municipalidad de Quillota, 2014)

Según el autor Caviedes (1972), define los tres dominios geomorfológicos de la siguiente manera:

- Un valle superior que resulta de la influencia de agentes glaciares o glacio-fluviales en la alta cordillera andina;
- Un valle medio que resulta de las acumulaciones fluviales y coluviales, extendidas a través de las cuencas intermotañosas de la Cordillera de la Costa y,
- Un valle inferior ligado a los fenómenos y procesos costeros a partir de finales del Terciario y a lo largo del Cuaternario. Es aquí donde, después de que el río abandona el valle de Quillota, comienza a desarrollarse lo que se conoce como el sistema de terrazas, las cuales finalizan en la desembocadura localizada en la bahía de Concón. Este dominio da lugar a las terrazas medias a partir de dos niveles principales de terrazas fluviogénicas (Ministerio de Agricultura, 2016).

1.7.3. Hidrología

La denominación del nacimiento del río Aconcagua es discutible debido a que se plantea que el río proviene del oriente a partir de los ríos Juncal y, por el sureste, Blanco. Sin embargo, la carta oficial a escala 1:50.000 publicada por el Instituto Geográfico Militar (IGM), aparece que el río Aconcagua es formado a partir de la reunión del río Juncal con el río Colorado. Lo que no se discute es que este río escurre en dirección Oeste, recibiendo diversos aportes menores provenientes de esteros como es el Catemu, Los Loros, Romeral, Lo Campo, entre otros (Arauna, 2000). En el último tramo, recibe el aporte del estero Limache con el cual se junta para posteriormente desembocar en la bahía de Concón hacia el océano Pacífico (Arauna, 2000).

Tabla 2. Disponibilidad de los recursos hídricos superficiales (m^3/s) según las secciones del río Aconcagua.

Sector	Año hidrológico tipo			
	50%	50%	85%	85%
	Caudal medio anual	Caudal medio mes mínimo	Causal medio anual	Caudal medio mes mínimo
Río Blanco	9.53	3.050	6.74	2.15
1° Sección	30.64	12.99	19.76	8.94
2° Sección	33.60	14.53	20.51	4.46
3° Sección	55.70	35.04	36.87	24.10
4° Sección	55.12	35.46	37.26	24.22
Río Putaendo	6.98	3.18	3.51	2.06
Esteros Limache	1.41	0.22	0.39	0.06

Fuente: Programa de Manejo de Cuencas Hidrográficas. Cuenca río Aconcagua y estero Marga – Marga. Fuente: Ministerios de Agricultura y Obras Públicas, y Programa de Pre inversión MIDEPLAN-BID. Diciembre de 1995.

1.7.4. Clima y meteorología

En la cuenca podemos identificar diversos tipos de climas: Templado de tipo Mediterráneo con estación seca prolongada y frío en la altura de la Cordillera de los Andes (Ministerio de Agricultura, 2016).

El autor Köppen – Geiger definió una clasificación para representar los 25 tipos de clima que posee el territorio chileno sobre las cubiertas de temperatura y precipitación mensual de 1 km² de resolución (Sarricolea et al., 2017). Aquella clasificación se define mediante abreviaturas según el tipo de clima (Tabla 3). En esta clasificación, la precipitación representa el tipo promedio de precipitación que es distribuida de manera espacial, incorporando junto a ello la temperatura y la altitud expresada en mínimo y máximo lo que representaría los extremos altitudinales en los que se sitúa la zona climática (Figura 2).

Se puede observar que, según la clasificación de este autor, en la parte superior de la cuenca del río Aconcagua predominan climas de tundra de lluvia invernal y clima mediterráneo de lluvia invernal de altura.

Tabla 3. Clasificación de zonas climáticas según Köppen – Geiger. Elaboración propia

Abreviatura	Tipo de Clima
BSk	Clima semiárido de lluvia invernal
Csb	Clima mediterráneo de lluvia invernal
Csb (h)	Clima mediterráneo de lluvia invernal de altura
Csc	Clima mediterráneo frío de lluvia invernal
ET	Clima de tundra
ET (s)	Clima de tundra de lluvia invernal

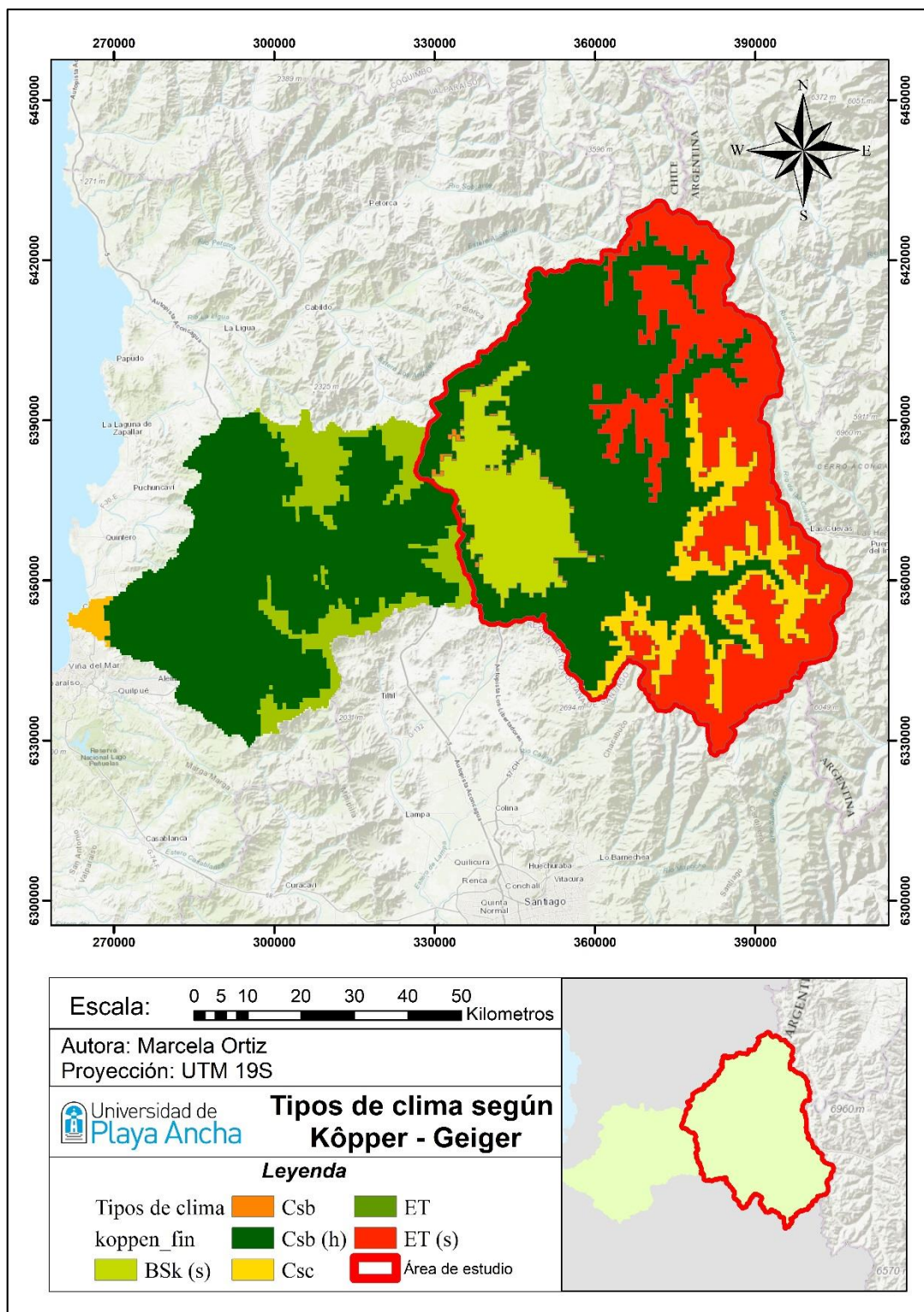


Figura 2. Climas predominantes a lo largo de la cuenca del Aconcagua según la clasificación de Köppen - Geiger. Elaboración propia.

2. CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1. La criósfera

La criósfera se presenta como una esfera en la parte superior de la tierra compuesta de agua congelada con cierto grosor, donde la temperatura fluctúa bajo el punto de congelación (Wang, 2019). Esta región es dividida en:

- Criósfera continental
- Criósfera marina y,
- Criósfera aérea (Qin et al., 2017).

2.1.1. El concepto de la criósfera

El concepto de la criósfera fundamenta su origen en la palabra griega *kyros*, la cual significa escarcha o frío glacial (Qin et al., 2017). La criósfera se presenta como una región del mundo la cual se basa en almacenar agua temporal o permanentemente congelada ya que, describe colectivamente las partes de la superficie de la tierra en donde podemos encontrar (González et al., 2019):

- Agua en estado sólido
- Hielo marino
- Hielo de los lados
- Hielo de ríos
- La capa de nieve
- Glaciares
- Casquetes de hielo
- Capas de hielo y,
- Suelo congelado (incluyendo el permafrost).

Estos elementos son cruciales para denominar a la criósfera como una parte integral del sistema climático global, presentando importantes vínculos y retroalimentación generada a través de la influencia en los flujos de energía y humedad de la superficie, las nubes, las precipitaciones, la hidrología y la circulación atmosférica y oceánica (Figura 3) (Goodinson et al, 1999).

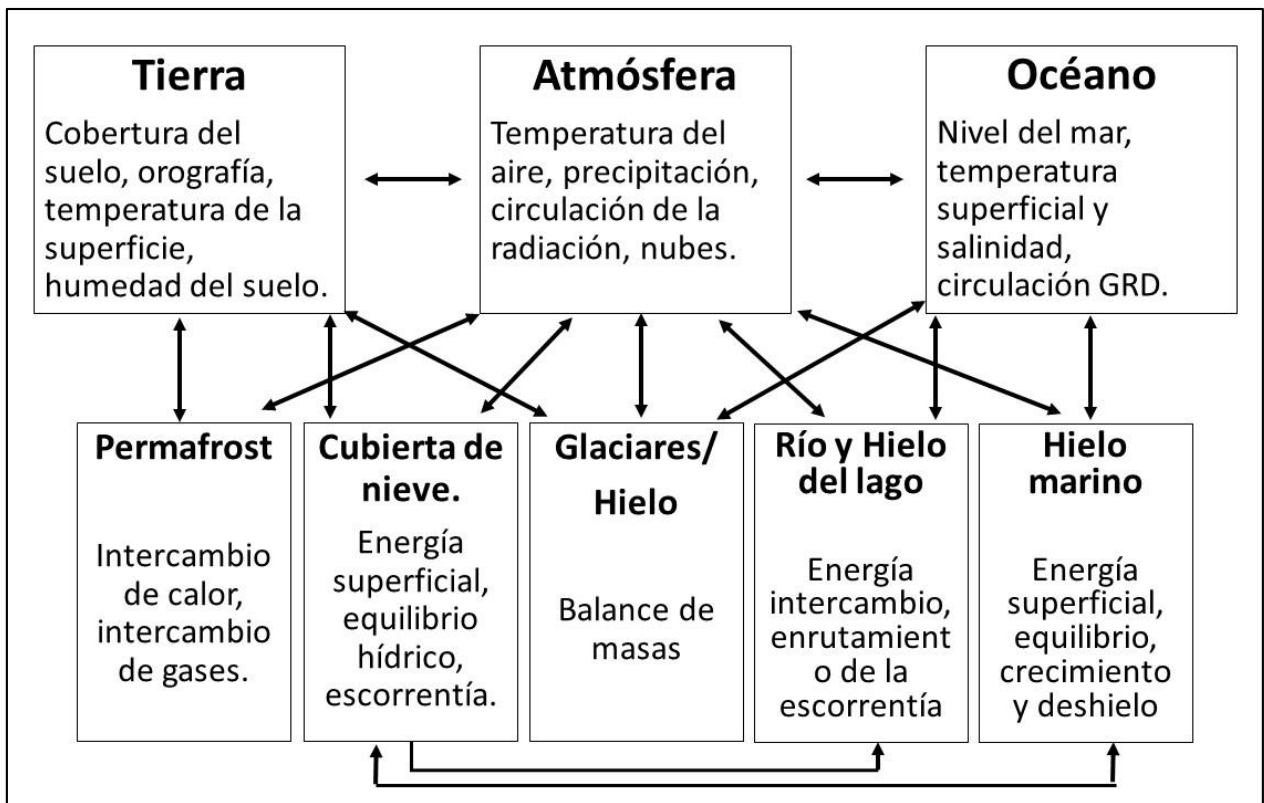


Figura 3. Diagrama representativo del autor G. Flato sobre interacciones importantes entre la criósfera y otros elementos del sistema climático global. Elaboración propia desde información obtenida por Goodinson et al, 1999.

Estas son algunas de las razones por las que diversos estudios (Goodinson et al., 1999; Saavedra et al., 2016; Cortés et al., 2016) se han interesado en el análisis de los problemas existentes en relación con el nivel global del mar, el clima, y otros cambios ecológicos asociados (Tedesco, 2015).

2.1.2. La importancia del estudio de la criósfera

Según lo mencionado en el apartado anterior, la criósfera no solo es importante dentro del clima global, sino que también frente a la respuesta de los modelos climáticos al cambio global (Goodinson et al., 1999). Esta región en conjunto con los sistemas vinculados, son especialmente vulnerables al cambio climático por lo que se ha incitado a la comunidad internacional a tomar decisiones inmediatas, drásticas, decididas, ambiciosas, integrales y mancomunadas (González et al., 2019).

La gran extensión y el importante papel climático de las funciones climáticas como es la nieve y el hielo, relacionadas con sus propiedades físicas únicas, indican que la capacidad de observar y modelizar la extensión de la cubierta de nieve y hielo, su espesor y las propiedades físicas (radiantes y térmicas) es de especial importancia para la investigación climática (Goodinson et al., 1999).

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) a partir de una serie de informes (IPCC 2014, 2018) ha reconocido que la criósfera sería vulnerablemente afectada por el cambio climático con consecuencias multisistémicas y, se prevé que este fenómeno conducirá a una rápida y pronunciada reducción de la capa de nieve estacional, del permafrost y de los glaciares (Fitzharris et al., 1996). Si bien la escala temporal es incierta, se espera un impacto significativo y generalizado para estos cambios debido a que, muchos países del mundo están relacionados estrechamente con el tejido natural y económico que ofrece la criósfera (Goodison y Brown 1997).

Si bien el manto de nieve es un componente de almacenamiento de gran importancia en el balance hídrico, y especialmente, en las zonas de montaña alrededor de todo el mundo, presenta una extensión limitada ya que son la principal fuente de escorrentía para el flujo de los arroyos y la recarga de aguas subterráneas en amplias zonas de latitud media (Goodinson et al., 1999).

Por su parte, la temperatura actúa como una amenaza ante la sensibilidad de la criósfera en donde, es necesario disponer de información precisa sobre el ritmo y magnitud de los cambios en los elementos de la criósfera para la formulación de políticas y tomas de decisiones, aún más, en latitudes altas donde se prevé que el calentamiento sea mayor (Goodinson et al., 1999). Sin embargo, la relación entre la temperatura del aire y la extensión de la cubierta de nieve es estrecha durante el periodo de datos satelitales (IPCC, 2018) debido al gran interés existente para detectar y vigilar el cambio climático (Goodinson et al., 1999).

Sumado a lo anterior, cabe mencionar que la criósfera no solo es capaz de almacenar agua, sino que, además, alberga biodiversidad que sustenta una serie de subsistemas ecológicos (González et al., 2109). Se habla de los ecosistemas terrestres y costeros asociados a la criósfera, los cuales entregan servicios ecosistémicos de gran importancia

como por ejemplo las reservas de agua dulce, la conservación de los ecosistemas, la recreación, y diversos elementos más que podrían verse afectados e incluso perder por el cambio climático, dejando grandes consecuencias para el medio ambiente, el clima y para la sociedad en donde se plantea la reducción del bienestar humano (González et al., 2019). Por ello, la criósfera debe ser abordada por una comunidad científica ya que, como se mencionó anteriormente, la criósfera y los servicios vinculados son especialmente vulnerables a lo que se conoce como cambio climático y que, además, existen ecosistemas complejos que son claves para un país y el planeta, por ejemplo, la Península Ártica y los glaciares andinos (González et al., 2019). Sumado a ello, la prioridad recae en minimizar los impactos antropogénicos locales, regionales y globales sobre la criósfera (González et al., 2019).

2.1.3. Comportamiento de la criósfera a nivel continental

Un futuro alarmante se prevé para los Andes tropicales y para toda Latinoamérica (Rangecroft et al., 2013; Vergara, 2009). Aunque los impactos del cambio climático se pueden ver a lo largo de todo el mundo, algunas regiones se verán más afectadas que otras, siendo en gran medida, América latina y el Caribe pues en ellas se constituye una capital natural de gran envergadura pero que a su vez resulta extremadamente frágil debido a que contiene una serie de ecorregiones sensibles al clima (Vergara, 2009).

Además de la temperatura, la cual se pronostica que para el 2080 haya alcanzado un máximo de 7,5°C, la seguridad hídrica en las regiones montañosas áridas, está bajo una amenaza constante debido a los cambios en los patrones de precipitación y la recesión de los glaciares (Vuille et al., 2003; Vergara et al., 2007), lo que vendría afectar directa y negativamente la disponibilidad de agua y de la vida (Bradley et al., 2006; Painter 2009; IPCC 2018). El continuo aumento de la población en América Latina se conjuga con la disminución prevista del suministro de agua debido al aumento de la demanda hídrica por parte de la población, afectando a los sistemas ambientales, económicos y sociales (Bradley et al., 2006).

Los andes bolivianos al ser una de las regiones montañosas más susceptibles a los impactos globales, se han planteado como importantes áreas para el estudio de los fenómenos hidrológicos, criosféricos y ecológicos latitudinales, ya que varias ciudades

están situadas sobre los 2.500 msnm y que dependen en su gran totalidad de las reservas de agua como son los glaciares y los lagos (Badley et al., 2006). Este factor de vulnerabilidad frente a la escasez de agua causada por el cambio climático, ofrece oportunidades únicas para identificar y analizar los procesos y fenómenos globales (Becker y Bugmann, 1999).

2.1.4. Comportamiento de la criósfera a nivel nacional

La existencia de la criósfera según su ubicación específica, varía latitudinal y altitudinalmente de forma considerable a lo largo del mundo (Comité Científico COP25, 2019). Por ejemplo, en diversos lugares la capa de nieve y el hielo de agua dulce, quienes son componentes de la criósfera, pueden existir solo durante los periodos de invierno; mientras que en otros lugares existen glaciares formados de nieve que han caído desde milenios (Comité Científico COP25, 2019).

En el territorio chileno, se poseen todos los componentes de la criósfera mencionados en el capítulo 2.1.1, con grandes extensiones de nieve estacional y permafrost de montaña, pero los más relevantes son los glaciares, con alrededor de 24.000 km² lo cual equivale al 3% del área mundial (Comité Científico COP25, 2019).

Por su lado, la capa de nieve ha permanecido en gran parte de manera desconocida, restringiendo el análisis en magnitud y a partir de los patrones espaciales que se acumulan cada año (Masiokas et al., 2020). Se plantea que este conocimiento limitado proviene debido a la gran magnitud que tiene la cordillera de los Andes en su conjunto, diversas faltas sistemáticas en las mediciones de la capa de nieve en grandes elevaciones y la gran diversidad de condiciones climáticas y topográficas (Masiokas et al., 2020). Así lo demuestran los estudios (Cortés et al., 2016; Saavedra et al., 2017) sobre el análisis de la capa de nieve (~29° - 36°) el cual ha mostrado la disminución de ésta en una tasa promedio de 2 a 5 días menos por año y, sumado a ello, la elevación de la línea de nieve en aumento siendo esta igual a una tasa anual de 10-30 m a⁻¹ (Masiokas et al., 2020). Pese a tales estudios, las mediciones de nieve en esta zona son bastante precarias y los patrones espacio temporales son prácticamente desconocidos, resultando la necesidad de mejorar las mediciones y la caracterización con respecto a los procesos climáticos para los Andes extratropicales.

2.2. La teledetección como herramienta en el estudio de la criósfera.

2.2.1. Definición de teledetección

La teledetección es definida como la nueva técnica que permite la recogida de información mediante satélites o plataformas aéreas (aviones o plataformas no tripuladas “drone”) sobre un objeto o fenómeno sin que exista un contacto físico con el objeto (Mouazen et al., 2020).

Se refiere a teledetección como el conjunto de técnicas, herramientas, datos y sensores que nos permiten estudiar la tierra y sus procesos desde el aire, sensores aéreos, espaciales e in situ sin estar en contacto físico con el objeto de estudio. Permite el proceso de detectar y monitorear las características físicas de un área midiendo su radiación reflejada y emitida a distancia (Tedesto et al., 2015).

La interacción que se produce a partir de teledetección, es un flujo de radiación que parte de los objetos y se dirige hacia el sensor. Este flujo puede ser según su origen, de tres tipos:

- Radiación solar reflejada por los objetos (luz visible e infrarrojo reflejado)
- Radiación terrestre emitida por los objetos (infrarrojo térmico)
- Radiación emitida por el sensor y reflejada por los objetos (radar).

2.2.2. Principios físicos de la teledetección

La teledetección de la Tierra se basa en la interacción entre las ondas electromagnéticas y la materia, con excepción de los enfoques basados en la gravimetría (Tedesco et al., 2014).

Esta nueva tecnología se basa en la interacción del objeto, el sensor y el flujo energético que hay entre el sensor y el objeto, a fin de discriminar las diferentes superficies desde unos cuantos a cientos de kilómetros de distancia, midiendo la energía que llega al sensor proveniente de procesos tales como la reflexión de la energía solar, de un haz energético artificial, de la emisión de la superficie terrestre o de una combinación de la emisión-reflexión (Cuevas & González, 2019).

Dependiendo de la fuente de energía estas se dividen en dos:

1. **Pasiva:** Se denomina pasiva cuando la energía medida proviene de la reflexión de la energía solar o emisión de la superficie. En ellas se destaca la radiación solar reflejada por los objetos (Luz visible e infrarrojo reflejado) y la radiación terrestre emitida por los objetos (infrarrojo térmico).
2. **Activa:** Se denomina activa cuando la energía proviene de la plataforma del sensor (Cuevas & González, 2019). En ella se destaca la radiación emitida por el sensor y reflejada por los objetos (radar).

Los sensores son capaces de cubrir diferentes partes visibles (VIS), infrarrojas (IR), térmicas y de microondas del espectro electromagnético (Figura 4). Se le denomina espectro electromagnético a la distribución de las diferentes longitudes de ondas de todas las frecuencias posibles a las que se produce radiación electromagnética (Luque, 2012) permitiendo clasificar toda la energía (a partir de la longitud de onda) que se mueve a la velocidad constante de la luz. (Tabla 4)

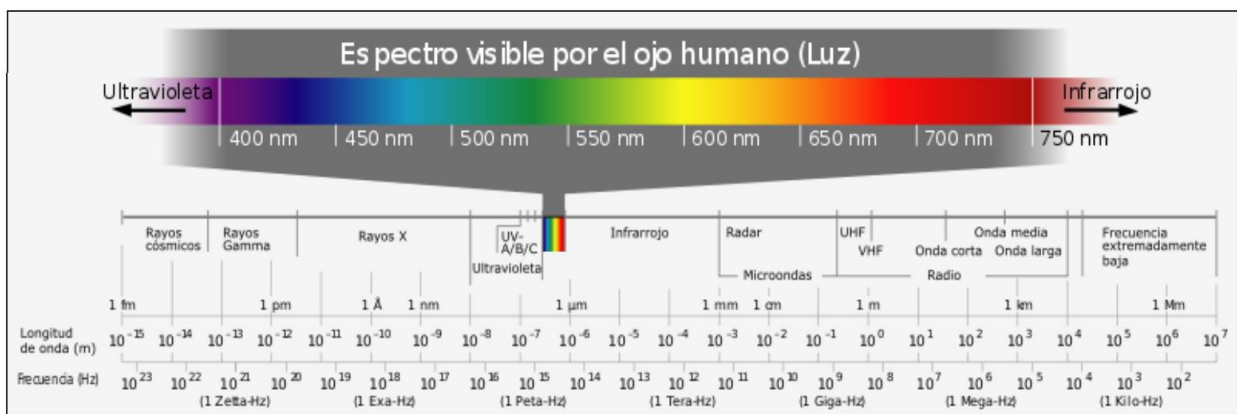


Figura 4: El espectro visible por el ser humano. Fuente: Luque., 2012.

Tabla 4: Regiones espectrales. Elaboración propia.

Tipo	Características
Rayos gamma (<0,03 nm)	Radiación completamente absorbida por las capas superiores de la atmósfera. No se usa en teledetección.
Rayos X (0,03 – 30nm)	Radiación completamente absorbida por las capas superiores de la atmósfera. No se usa en teledetección
Rayos ultravioletas (0,03 – 0,4 nm)	La radiación con $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$ es completamente absorbida por la capa de ozono.
Espectro visible (0,4 – 0,7 μm)	Rango de frecuencias del ojo humano. Máxima radiación solar, subdividido en tres bandas: – Rojo (0,6 – 0,7 μm) – Verde (0,5 – 0,6 μm) – Azul (0,4 – 0,5 μm)
Infrarrojo cercano (0,7 – 1,1 μm)	Denominado Near Infrared (NIR) en inglés, infrarrojo fotográfico o reflejado. Energía solar que reflejan los cuerpos. Comportamiento similar al espectro visible.
Infrarrojo medio (1,1 – 8 μm)	Se entremezclan radiación solar y emisión. La atmósfera afecta sensiblemente: aprovechando para medir concentraciones de vapor de agua, ozono, aerosoles
Infrarrojo térmico (8 – 14 μm)	Radiaciones emitidas por los propios cuerpos. Se puede determinar la temperatura de un cuerpo (IR térmico). Se puede disponer de imágenes a cualquier hora del día.
Microondas (1mm – 1m)	Interés creciente en la teledetección en esta banda. Las perturbaciones atmosféricas son menores y es transparente a las nubes. Se suelen utilizar sensores activos.

2.2.3. Sensores remotos

Se les denomina sensores remotos a aquellos dispositivos capaces de captar las relaciones espaciales y espectrales de los objetos (Pérez, 2006). Dependiendo del origen de la señal captada, los sensores se pueden clasificar en activos o pasivos (Cuevas & González, 2019). Los sensores activos son aquellos que emiten una señal definida como energía y miden la cantidad de energía que es reflejada o retro dispersada por el objeto, permitiendo medir las características de la señal reflejada. Ejemplos de estos sensores activos son los Radar (Radio Detection and Ranging) o el LiDAR (Light Detection and Ranging). Por otra parte, los sensores pasivos son aquellos que miden la radiación que es emitida o reflejada de manera natural por el objeto. Ejemplos de estos sensores pasivos son aquellos sensores que funcionan en el rango visible como la fotografía aérea o satélites (Cuevas & González, 2019).

Los rasgos que se caracterizan en la recogida de datos mediante las plataformas ofrecidas por teledetección son las resoluciones espaciales, temporales, espectrales y radiométricas (Tedesco, 2014).

La **resolución espacial** es una medida del detalle espacial que puede distinguirse en una imagen, siendo una función del diseño del sensor junto a la altitud sobre la superficie. La unidad mínima de información incluida será medida en la distancia de la imagen a partir de un pixel, en donde el equivalente al tamaño del pixel implicaría obtener más o menos detalle de los objetos (Morales, 2017)

La **resolución temporal** es la frecuencia de adquisición de datos o el intervalo temporal que separa las adquisiciones sucesivas de datos (Tedesco, 2014). Se define a partir del tiempo necesario que se necesita para volver a visitar la misma zona de la tierra (Cuevas & González, 2019).

La **resolución espectral** es la capacidad del sistema para distinguir diferentes partes de la gama de longitudes de onda medidas, por ejemplo, el número de bandas medidas y lo estrecha que es cada banda. Así mismo, indica el número y anchura de las bandas espectrales que el sensor permite discriminar. A mayor resolución espectral, más

información del comportamiento de una misma cobertura en diferentes bandas espectrales se tendrá (Morales, 2017).

La **resolución radiométrica** permite cuantificar el número de niveles, es decir, mientras más nieve se registre, mayor será la resolución radiométrica (Tedesco, 2014). Su medida se define a partir de bits (dígitos binarios), siendo la gama de valores de brillo disponibles, que en la imagen corresponde con el alcance máximo de número digital (DN) (Cuevas & González. 2019).

2.2.4. Principales misiones satelitales

En la actualidad se ofrecen diversas herramientas para los análisis de los patrones de la cubierta de nieve. Entre ellas, la teledetección, sistemas de información geográfica y la modelización se combinan frecuentemente para la producción de nuevas investigaciones con diversas aplicaciones terrestres, ambientales y sociales de manera espacial y temporal (Malmros et al.,2018).

Gracias al importante aumento de proyectos de observación terrestre puestos en órbita en las últimas décadas, se ha permitido ampliar considerablemente las aplicaciones de la teledetección espacial (Chuvieco 1991) a partir de una amplia red de imágenes de acceso gratuito en espacio y tiempo que ofrecen diversos sensores (Tabla 5).

Tabla 5. Principales misiones satelitales. Elaboración propia.

Nombre Misión	Agencia	Resolución espacial (m)	Resolución temporal (días)	Tipo	Año de lanzamiento
Landsat	NASA	30	16	Óptico pasivo	1972
MODIS	NASA	500	1	Óptico pasivo	2000
Sentinel 2	ESA	10	6	Óptico pasivo	2014
Sentinel 1	ESA	20	6	Radar activo	2016

2.2.4.1. Misión satelital Landsat

El programa satelital Landsat ha desempeñado el papel más importante en la escala espacial y temporal (Bravo, 2017) a partir de una serie de misiones de observación de la tierra administradas en conjunto por la NASA y el Servicio Geológico de EE.UU (Bravo, 2017). Al tener datos digitales, se podía usar con otros conjuntos de datos temáticos en esquemas de modelado cartográfico a partir de los SIG, permitiéndose su expansión de aplicaciones locales a regionales.

El programa Landsat fue renombrado tras el lanzamiento de ERTS-1 en 1972 presentándose como un recurso único con una colección de imágenes adquiridas continuamente siendo la más larga del mundo de las áreas terrestres de la tierra y con una moderada a alta resolución, a fin de centrar sus estudios en la evaluación de recursos, mapeo de la cubierta terrestre y el rastreo de los cambios interanuales (Mateo - García. et al., 2018), marcando una era en la serie de satélites (Bravo, 2017).

Los posteriores lanzamientos del programa en versiones mejoradas continúan en 1999 con el lanzamiento de Landsat 7 y, posteriormente Landsat 8 el 11 de febrero del 2013 de los cuales aún siguen estando en órbita (Bravo, 2017). Actualmente, el desarrollo de Landsat 9 es prometedor y tiene una fecha de preparación de lanzamiento a mediados del año 2021 (Figura 5), prometiendo un liderazgo ampliado de la serie Landsat a partir de los instrumentos tecnológicos avanzados introducidos en Landsat 8 pero mejorados.

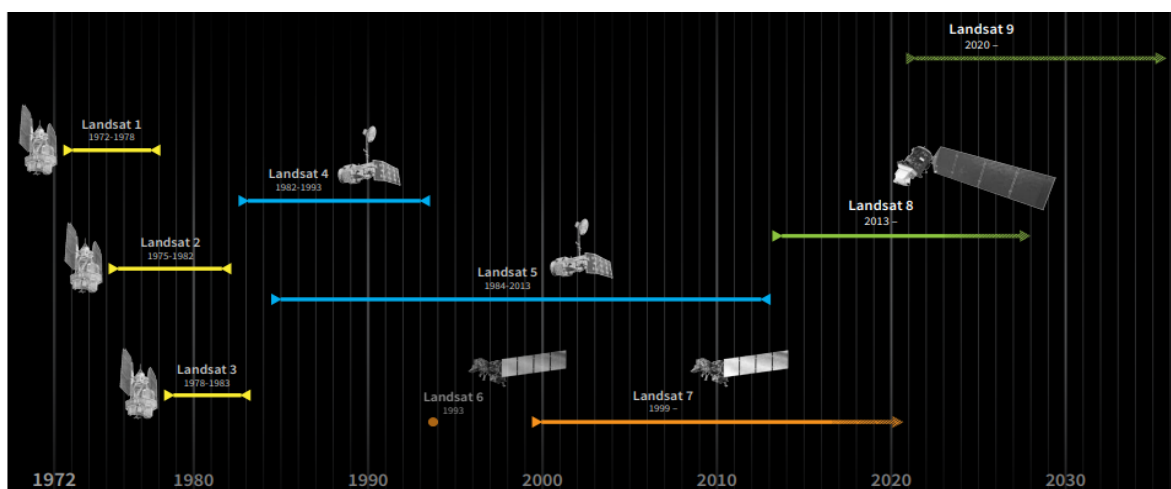


Figura 5. Recorrido de Landsat desde 1972 hasta 2030. Cincuenta años al servicio de la Sociedad. (NASA, 2018)

Los instrumentos a bordo desde Landsat 8, Operational Land Imager 2 (OLI-2) y Thermal Infrared Sensor 2 (TIRS-2) son quienes nos permiten la recogida de datos continuos de alta calidad necesarios para el avance de las aplicaciones terrestres, incluyendo nuestra capacidad de cartografiar la temperatura. Con ellos podemos adquirir imágenes multiespectrales con 11 bandas que cubren desde el azul profundo hasta el infrarrojo térmico (Mateo-García et al., 2018):

Tabla 6: Bandas multiespectrales a partir de los sensores OLI y TIRS-2 para Landsat. Elaboración propia a partir de información entregada por plataforma Google Earth Engine.

Bandas	Resolución (m)	Longitud de onda	Descripción
B1	30	0,433–0,453µm	Aerosol y costero
B2	30	0,450–0,515µm	Azul
B3	30	0,525–0,600µm	Verde
B4	30	0,630–0,680µm	Rojo
B5	30	0,845–0,885µm	Infrarrojo cercano
B6	30	1.560–1.660µm	Infrarrojo de longitud de onda corta 1
B7	30	2.100–2.300µm	Infrarrojo de longitud de onda corta 2
B8	15	0,500–0,680µm	Pancromática
B9		1.360–1.390µm	Cirrus
B10	30	10.30 a 11.30µm	Infrarrojo térmico de baja ganancia
B11	30	11,50–12,50µmetro	Infrarrojo térmico de alta ganancia

2.2.4.2. Misión satelital MODIS

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es parte de la misión EOS (Earth Observing System) de la NASA. es un programa creado para la captura de imágenes de la atmósfera, océano y superficie con la capacidad de 36 bandas que van desde el espectro visible hasta el infrarrojo térmico. Este instrumento está a bordo de los satélites: TERRA (orbitando a.m) y AQUA (orbitando p.m). Ambos presentan plataformas heliosincrónicas y cuasi-polar, permitiendo el monitoreo de la superficie cada 1 a 2 días, dependiendo de la latitud (Cuevas & Gonzalez, 2019). Tiene la capacidad de abarcar diferentes resoluciones espaciales a partir de las 36 bandas incorporadas, variando de 250 m a 1000 m en las bandas 1-2, 3-7 y 8-36 respectivamente (Bravo, 2017)

2.2.4.3. Misión satelital Sentinel

El programa de la ESA (European Space Agency) desde abril del 2012, ha impulsado una serie de misiones a cargo de Sentinel para la adquisición de imágenes multiespectrales de alta resolución espacial (10 m) en órbita polar a partir de dos satélites que, con una frecuencia de cinco días permiten la obtención de información (Bravo, 2017). Sin embargo, esta resolución puede presentar variaciones dependiendo de las 12 bandas a utilizar llegando a tener 10, 20 y 60 m respectivamente (Bravo, 2017).

En la actualidad, seis son las misiones del programa Copernicus. Entre ellas encontramos la primera misión proveniente de Sentinel-1A y Sentinel-1B, en donde este último se destaca por ser el que proporciona imágenes radares de la superficie terrestre y oceánica durante el día y la noche. La segunda misión se divide en Sentinel-2A Sentinel-2B, quienes permanecen en órbitas sincrónicas a una altitud aproximada de 786 km llegando a cubrir grandes islas, aguas continentales y costeras de la tierra a 180° opuestos (Figura 6) (Cuevas & González, 2019). Finalmente, Sentinel-3 lanza el primer satélite Sentinel-3A el 16 de enero de 2016 a fin de proporcionar servicios globales de vigilancia terrestre y oceánica.

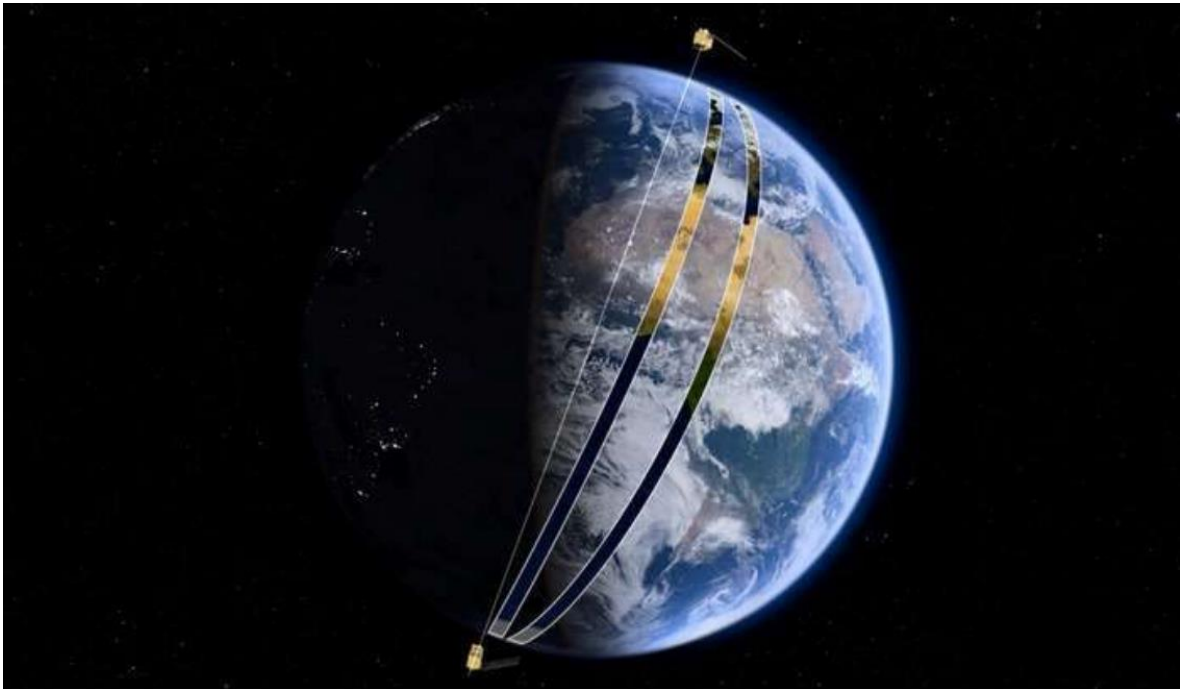


Figura 6. Satélites Sentinel 2A y 2B orbitando a 180° opuestos. Fuente: Bravo, 2017.

2.2.5. Las nubes como principal limitante

A partir de los datos que podemos adquirir con la teledetección, las mediciones de nieve han ido en aumento y junto a ello, los estudios como el de Rango (1993) han resumido las respuestas de los sensores frente a las propiedades de la nieve (Varshney et al., 2018). El desempeño de la nieve en el balance energético de la tierra es bastante importante debido al alto albedo y baja conductividad térmica que posee (Tedesco, 2015).

El albedo se presenta como un buen contraste con la mayoría de las superficies naturales, lo que hace que la nieve sea fácilmente visible en las imágenes de satélite. El captar la cubierta de nieve sobre la superficie y el albedo de la nieve resulta conveniente cuando se trabaja sobre las bandas del infrarrojo cercano/visible, pero ello significa tomar en cuenta ciertos elementos a priori (Varshney et al., 2018). Como se ha evidenciado, la nieve tiene una reflectancia muy alta, por lo que captarla en la parte visible del espectro es muy factible. Sin embargo, las nubes también muestran una alta reflectancia en la parte visible del espectro y su coincidencia localizada en áreas cubiertas de nieve son capaces de igualar el comportamiento de nieve o ser una gran limitante para monitorear la nieve que se encuentra debajo de ellas (Meier, 1980).

Diversos estudios (Aguilera, 2017; Chander, 2009) se sustentan a partir de la utilización de la banda infrarroja de onda corta (SWIR, alrededor de 1,6 y 2,2 μm) quien es capaz de discriminar con mayor precisión lo que es nube y nieve (Crane, 1984; Dozier, 1984, and Miller et al., 2005). Sus fundamentos se basan en que, en aquel rango espectral, la cubierta de nieve se visualiza con una menor reflectancia en comparación a las nubes, visualizándose más oscuras y por tanto más fácil de clasificar (Varshney et al., 2018) (Figura 7).

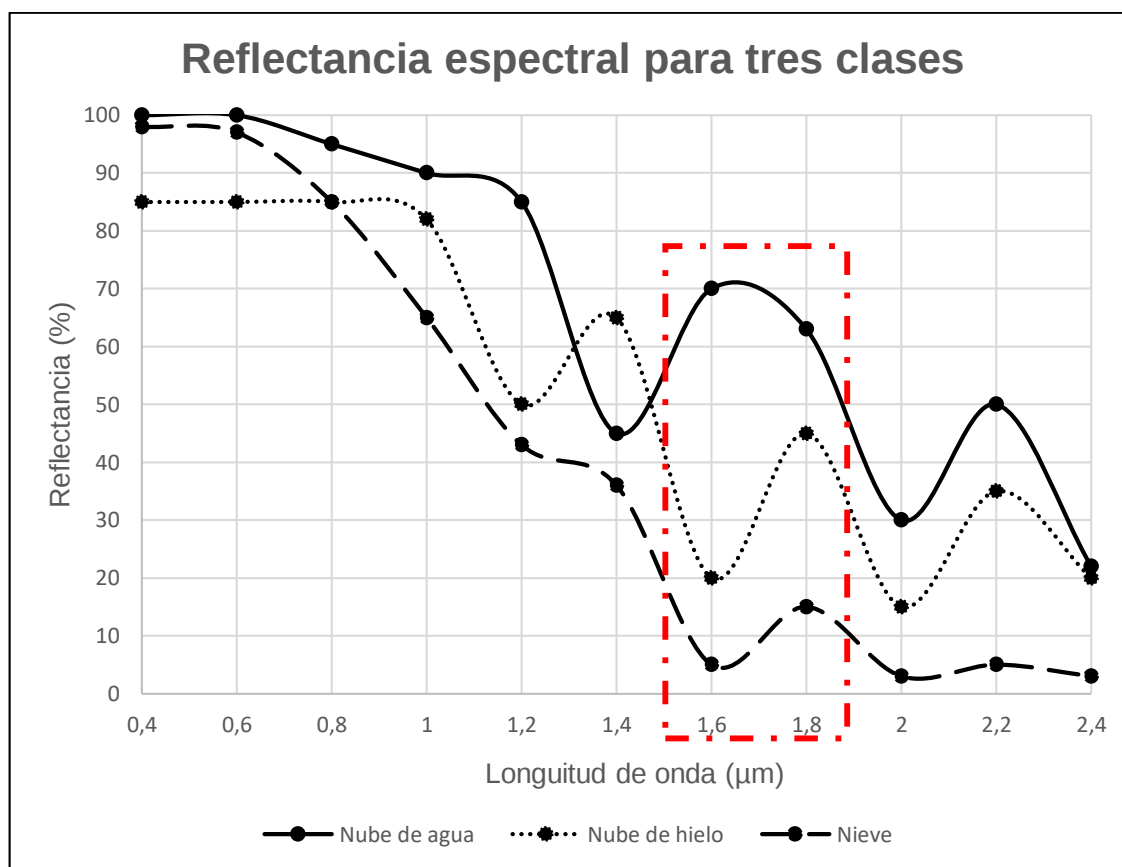


Figura 7. Reflectancia espectral de la nube de agua, nube de hielo y la superficie de nieve (Gao et al., 1998). El recuadro rojo representa el espectro SWIR.

Otra de las limitantes de la presencia de nubes es la fuerte intervención que ejercen con respecto a los sensores ópticos pasivos ya que limita su uso a días libres de nubes (Hall et al., 2019), siendo esto una principal desventaja de la percepción remota óptica pasiva de cobertura de nieves (Dietz et al., 2012; Frei et al., 2012; Parajka & Blöschl, 2008b) tal y como lo demuestran los estudios relacionados a la cordillera de los Andes (10° N - 46°

S) que, a fin de establecer una frecuencia sobre la nieve se han visto limitados debido a áreas con menos de un 30% respecto a la presencia de nubes (Saavedra et al., 2018) (Figura 8).

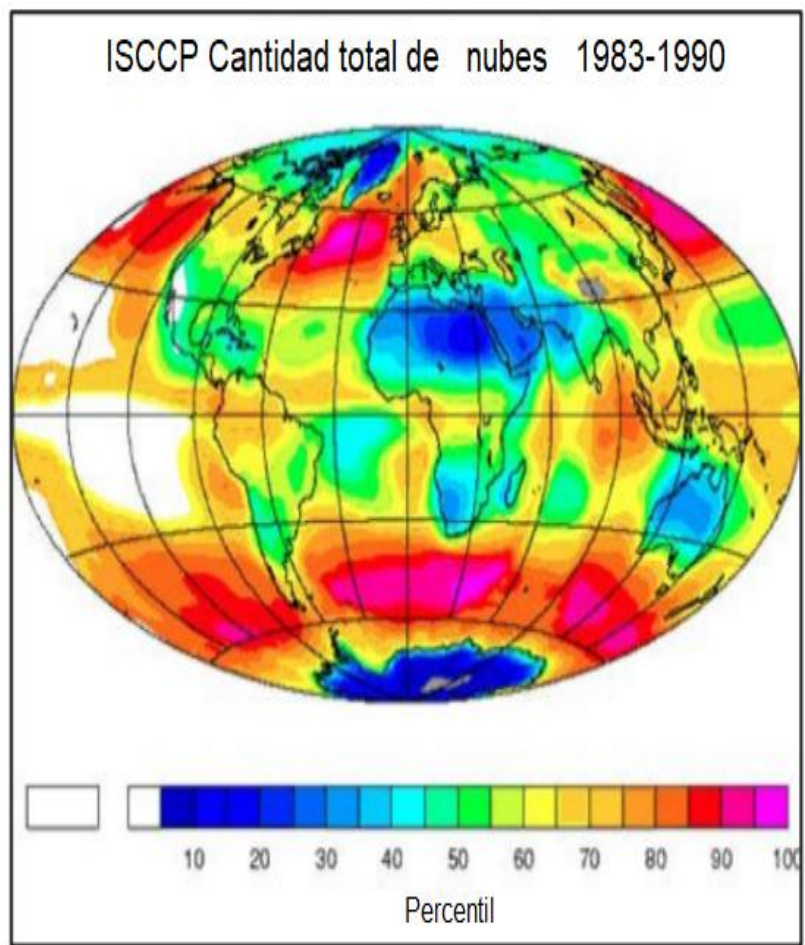


Figura 8A. Frecuencia de nubes a nivel mundial 1983-1990 (<https://earthobservatory.nasa.gov/>).

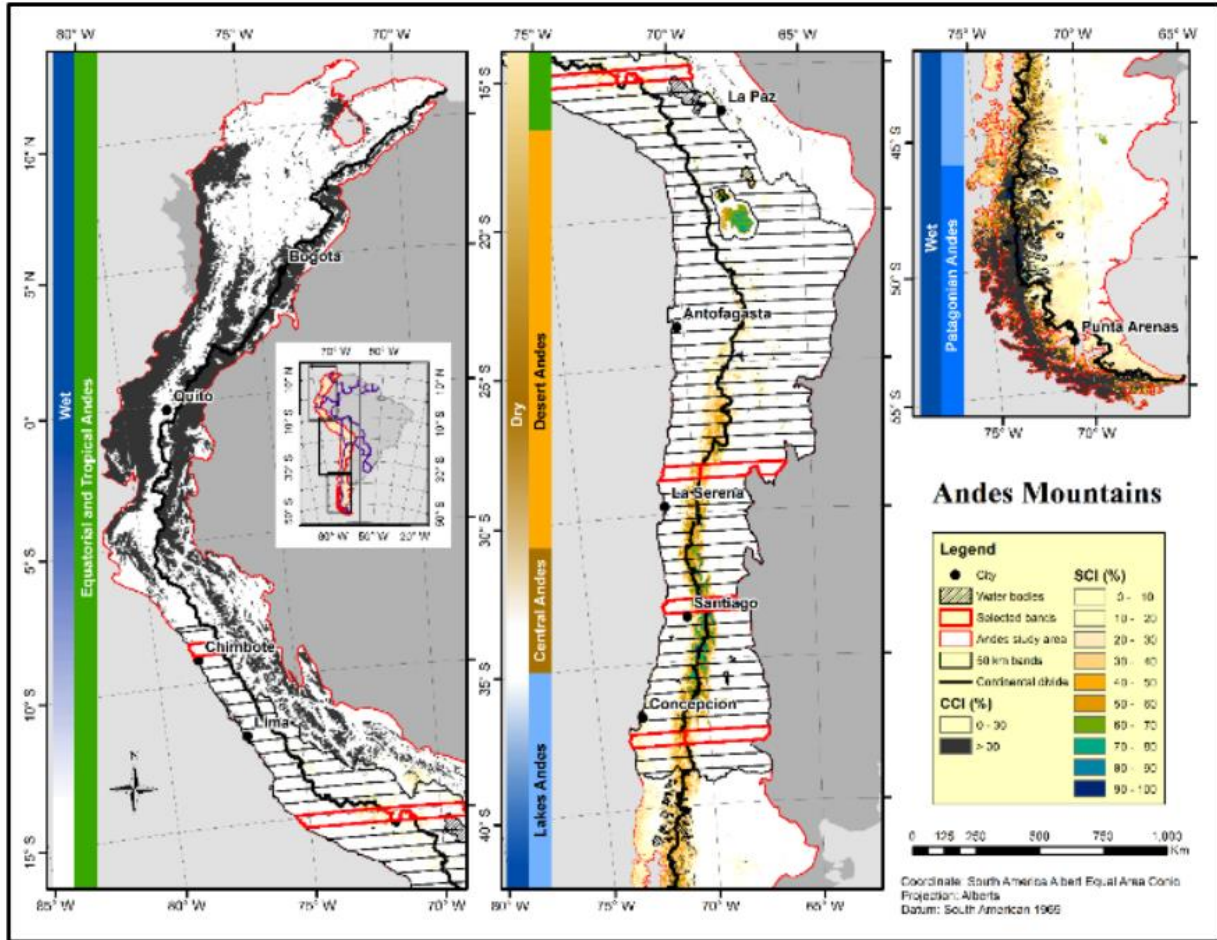


Figura 8 B) Frecuencia de nubes de sobre la cordillera de los Andes, la zona gris oscura indica áreas donde las nubes poseen más de un 30% de presencia (Saavedra et al., 2017a).

Sensores con alta resolución temporal como es MODIS son comúnmente utilizados a escalas de cuencas debido a lo anteriormente señalado, ello permite disminuir el problema de presencia de nubes (Cortés et al., 2016). Junto a ello, son bien vistos en momentos críticos como es en un proceso de deshielo, debido a que la pérdida de información con respecto a la variabilidad de cobertura nival puede ser significativa si analizamos este fenómeno con cualquier otro sensor ya que no presentan una resolución temporal tan alta como MODIS (~1) (Dozier, 2011).

2.2.6. Índice diferencial normalizado de nieve (NDSI)

A partir del año 1970 y principios de los 80', se ha documentado en la literatura (Valovcin, 1976; D'Entremont, 1982) el uso de las bandas de canal visible y NIR o SWIR para separar la nieve de las nubes. La nieve es altamente reflectante en la parte visible del espectro electromagnético y altamente absorbente en la parte NIR y SWIR, mientras que la mayoría de las nubes resultan tener alta reflectividad, permitiendo una buena separación en la mayoría de las nubes y nieve (Tedesco, 2015). En las últimas décadas, se han experimentado a manos de científicos, una serie de técnicas para cartografiar de forma fiable la nieve a varias escalas (Sibandze et al., 2014). Una de las técnicas más exitosas para la cartografía de nieve basada en imágenes es el índice diferencial normalizado de nieve (Sibandze et al., 2014).

El índice diferencial normalizado de nieve (NDSI) fue propuesto por Hall y otros (2001) definiéndolo como la diferencia normalizada entre el espectro visible y el infrarrojo de onda corta (SWIR), en donde esta combinación de bandas resulta ideal para identificar la capa de nieve y discriminar la nieve de las nubes (Hall et al., 2001).

Salomonson & Appel (2004) señalan que una de las principales ventajas que posee este índice es la fuerte resistencia frente a los efectos atmosféricos e influencias causadas por la geometría de visualización (Sibandze et al., 2014).

El índice NDSI se define a partir de la siguiente fórmula:

$$NDSI = \frac{Green - SWIR}{Green + SWIR}$$

donde, Green es la banda visible verde (longitud de onda: 0,545-0,600 μm) del espectro electromagnético mientras que SWIR es la banda infrarroja de onda corta (1,560-1,660 μm) (Zhang, 2020). Esta fórmula opera en un rango de valores NDSI teóricamente posible para la nieve de 0,0 a 1,0.

2.2.7. Snow Cover Index

El manto de nieve al presentar una gran variabilidad espacio-temporal, requiere de un análisis exhaustivo en los patrones climatológicos, de manera que permita conocer las tendencias dominantes en la localización y el momento en el que existe acumulación y ablación de nieve. Para ello, Richer et al. (2013) desarrollaron índices espacio-temporales

de cobertura e nieve y nubes utilizando MODIS SCA para una zona de gran envergadura montañosa en Colorado Front Range (Saavedra et al., 2016). De esta manera definieron Snow Cover Index (SCI) como un índice de cobertura de nieve definido por:

$$SCI = \frac{S}{n - C} * 100$$

Donde S es el número de años en los que un píxel fue clasificado como nieve, n es el número del total de años y, C es el número de años en los que un píxel fue clasificado como nube.

Este índice contempla valores de 0 (sin nieve o nube durante todos los años) a 1 (presencia de nieve o nube en todos los años).

Cabe mencionar que el índice de nube desarrollado no fue incluido en el eje de investigación.

2.2.8. Prueba estadística Mann-Kendall

Man-Kendall es una prueba estadística no paramétrica empleada habitualmente para percibir tendencias monótonas en series de datos medioambientales, climáticos o hidrológicos comprobando si existe alguna tendencia en los datos de la serie temporal (Pohlert, 2020). Este tipo de pruebas requieren la independencia serial de una serie temporal, siendo eficaces para casos anormales y robustos frente a valores atípicos y datos faltantes (Thapa et al., 2020).

Como muchos datos de series temporales climatológicas no se distribuyen normalmente, se prefirieron las pruebas no paramétricas a las paramétricas, aunque no cuantifiquen la magnitud de la tendencia identificada (Karpouzou et al., 2010).

Su procedimiento es ampliamente utilizado, basándose en el rango robusto frente a la influencia de variables asimétricas, es decir, esta técnica puede adoptarse en casos donde los datos tengan una distribución no normal, datos que contienen valores atípicos y tendencias no lineales (Karpouzou et al., 2010)

Esta prueba se basa en una hipótesis nula (H_0) que indica que los datos son independientes y están ordenados de manera idéntica por lo que indicaría que no existe tendencia. Por otro lado, existe la hipótesis alternativa (H_1) que indica que los datos siguen una tendencia monótona (Pohlert, 2020).

La prueba de Mann-Kendall es calculada como:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(X_j - X_k)$$

Donde X_j y X_k son valores de datos secuenciales y n es la longitud de la serie de datos.

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & \text{if } x > 0 \\ 0 & \text{if } x = 0 \\ -1 & \text{if } x < 0 \end{cases}$$

La varianza de S se obtiene mediante:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18}$$

donde m es el número de valores empatados y t_i es el número de empates para el i th valor. El estadístico de Mann-kendall Z viene dado por

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{(\text{Var}(S))^{\frac{1}{2}}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{(\text{Var}(S))^{\frac{1}{2}}} & \text{if } S < 0 \end{cases}$$

Los valores de Z tienen una distribución aproximadamente normal. El valor Z positivo muestra una tendencia al alza, mientras que un valor Z negativo inferior muestra una tendencia significativa a la baja. Si S es un número positivo grande, se indica una tendencia ascendente, mientras que, si S es un número negativo grande, se indica una

tendencia a la baja. Si el valor absoluto de S es pequeño, no se indica ninguna tendencia. La varianza modificada viene dada por:

$$V^*(S) = V(S) \cdot \frac{n}{n^*}$$

donde n es el tamaño real de la muestra de los datos, n* es el tamaño efectivo y n/n* es el factor de corrección.

2.2.9. Sen Slope (Theil-Sen)

Cuando Mann-kendall genera una dependencia en la potencia de la prueba, es cuando utilizamos Sen Slope, es decir, Mann kendall depende de la pendiente de tendencia entre otras variables cuando se trata de la cuantificación (Thapa et al., 2020). Es por ello que Sen slope se define como un método robusto para calcular la magnitud de la tendencia en las series temporales.

El procesamiento de SenSlope viene determinado cuando identificamos que existe una tendencia en la serie temporal. Si existe una tendencia, la magnitud de la tendencia se determina mediante un estimador no paramétrico de la pendiente de Theil-Sen o estimados de la pendiente de Sen (SSE) (Thapa et al., 2020).

$$\beta = \text{median} \left(\frac{X_j - X_i}{t_j - t_i} \right)$$

donde X_j y X_i son los valores de los datos en el momento t_j y t_i respectivamente. En este estudio, las pruebas estadísticas para los datos de la frecuencia de nieve se llevaron a cabo con un nivel de significación del 95%.

2.2.10. Plataforma Google Earth Engine

Google Earth Engine (GEE) plataforma de procesamiento geoespacial basada en la nube para el monitoreo y análisis ambiental a gran escala ofreciéndonos trabajar los análisis de datos geográficos en la nube. En él se encuentra un catálogo completo de productos de teledetección que ofrece la capacidad de procesar rápidamente en línea, aquellos

datos a través de la paralización masiva (Mateo - García et al., 2018). En este catálogo se pueden encontrar datos a partir de un catálogo listo para el análisis, incorporando más de 7 millones de imágenes de Landsat 4, 5, 7 y 8 procesados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), productos de Moderate Resolución (MODIS), imágenes recientes de los satélites Sentinel 1, 2 y 3, entre otros productos listos para usar como son las colecciones de índices diferenciados tales como NDSI o NDVI (Kennedy et al., 2018).

La plataforma es de uso gratuito y nos brinda acceso a:

- Petabytes de imágenes de detección remota disponibles públicamente y otros productos listos para usar con una aplicación web de explorador
- Procesamiento paralelo de alta velocidad y algoritmos de aprendizaje automático que utilizan la infraestructura computacional de Google; y
- Una biblioteca de interfaces de programación de aplicaciones (API) con entornos de desarrollo que admiten lenguajes de codificación populares, como JavaScript y Python (Tamiminia et al., 2020)

Los datos que ofrece esta plataforma facilitan el uso directo gracias al previo pre procesamiento y georreferenciación que contienen. Ello permite compartir los scripts entre los investigadores y adicionalmente permite la construcción de colecciones de imágenes de manera sencilla. Además, podemos incluir datos de usuario en formatos raster o vectoriales y procesarlos en la plataforma, así mismo nos permite exportar aquellos datos como gráficos, imágenes, tablas y resultados en diversos formatos ya sea, TIFF, CSV, JPG, entre otros (Thapa et al., 2020).

La plataforma en la que se calcula (Figura 9), ofrece diversas interfaces de programación de aplicaciones (API) en lenguajes como Python y JavaScript, permitiendo el desarrollo e implemento fácil de algoritmos que funcionan en paralelo en las instalaciones informáticas de datos de Google. Por tanto, es una herramienta que permite el análisis de información geoespacial con una interfaz de programación de aplicaciones (Zeltner, 2016).

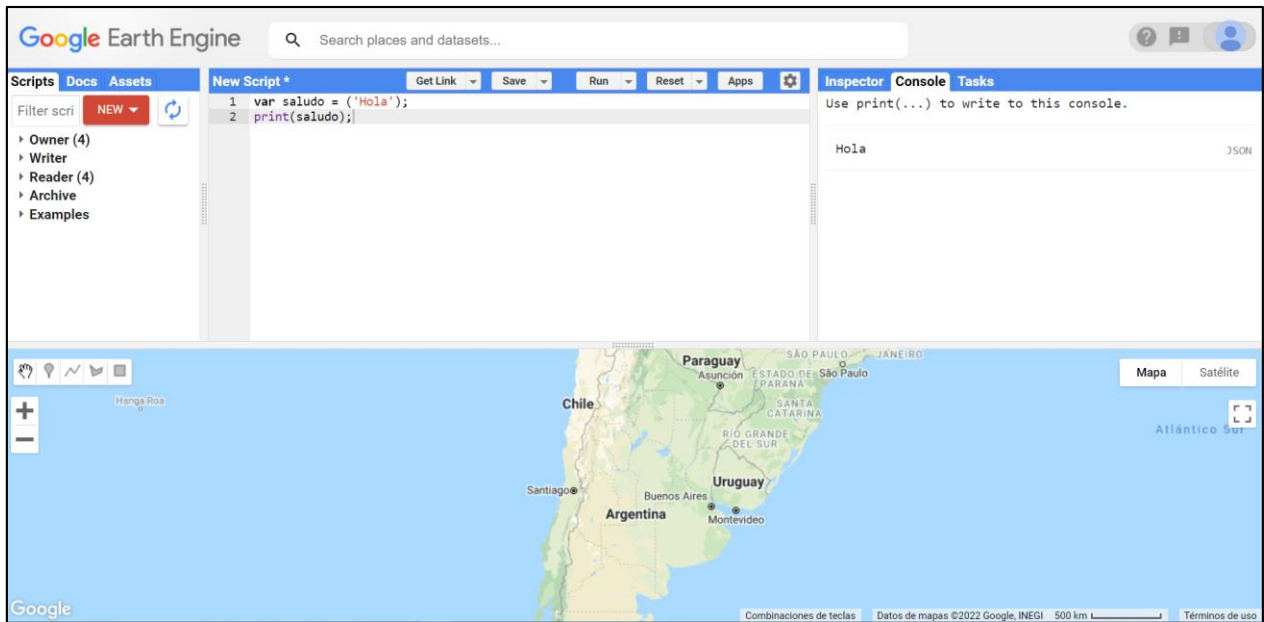


Figura 9. Plataforma Google Earth Engine. Elaboración propia.

2.2.11. Ventajas comparativas entre Surface Reflectance (SR) y Top Of Atmosphere (TOA)

Debido a la gran cobertura global y de acceso gratuito, los archivos de imágenes de Landsat, en constante expansión, poseen un notable valor para la vigilancia ecológica y la conservación de la diversidad (Vogelmann et al. 2016). Sin embargo, estos datos a menudo requieren de un pre procesamiento antes del análisis para tener en cuenta los efectos del sensor, solares, atmosféricos y topográficos (Young, 2017).

Determinar el nivel adecuado de pre procesamiento aparece como un obstáculo importante para ciertos científicos inexpertos (Pettorelli et al. 2014). Por su parte, Landsat ofrece diferentes niveles de pre procesamiento, pero abordaremos solo dos para nuestro interés. La siguiente tabla muestra un resumen de las características de dos niveles de pre procesamiento de Landsat.

Tabla 7. Ventajas comparativas entre SR y TOA. Elaboración propia.

	Surface Reflectance (SR)	Top Of Atmosphere (TOA)
Descripción	La reflectancia superficial (SR) mejora la comparación entre múltiples imágenes en la misma región al tener en cuenta los efectos atmosféricos como la dispersión de aerosoles y las nubes delgadas, que pueden ayudar en la detección y caracterización de los cambios en la superficie de la Tierra. La reflectancia de la superficie es la cantidad de luz reflejada por la superficie de la Tierra. Es una relación entre la radiancia de la superficie y la irradiancia de la superficie y, como tal, no tiene unidades, con valores entre 0 y 1	La reflectancia de la parte superior de la atmósfera (TOA) es una medida de la proporción de la radiación entrante reflejada por una superficie detectada desde la parte superior de la atmósfera.
Ventajas comparativas	Imágenes procesadas/corregidas atmosféricamente por algoritmo LEDAPS.	Elimina el efecto de los diferentes ángulos cenitales solares debido a la diferencia de tiempo entre las adquisiciones de datos.
	Imágenes más homogéneas a partir de la corrección de los valores de aerosoles ajustándose a las celdas de las cuadrículas de Landsat.	Compensa los diferentes valores de la irradiancia solar atmosférica derivados de diferencias de bandas espectrales.
	Contiene la banda de calidad "QA" validada por el algoritmo CFmask	Contiene la banda de calidad "BQA".

2.2.12. Algoritmo CFmask

CFMask se deriva de Function of Mask (FMask), un algoritmo escrito en MATLAB en la Universidad de Boston y traducido al lenguaje de programación C en USGS EROS para facilitar su implementación en un entorno de producción (Foga et al, 2017). Actúa relleno la nube, la confianza de la nube, la sombra de la nube y los píxeles de nieve / hielo en el procesamiento de productos de datos de Landsat Collections Level-1, con los resultados representados como valores de mapas de bits dentro del Landsat Collection 1 Level -1 para la banda de evaluación de la calidad (QA).

CFMask es un algoritmo de múltiples pasadas que utiliza árboles de decisión para etiquetar prospectivamente los píxeles en la escena; luego valida o descarta esas etiquetas de acuerdo con las estadísticas de toda la escena (Foga et al., 2017). También crea una máscara de sombra de nube al estimar iterativamente la altura de las nubes y proyectarlas sobre el suelo (Mateo-García et al., 2018). Con el fin de apoyar los productos de datos científicos, los valores de agua se recalculan, y los píxeles de nubes de alta confianza se dilatan, haciendo que la banda de calidad fuese comparable a las bandas de CFMask (Foga et al., 2017).

Adicionalmente, CFMask es ampliamente utilizado para la detección operativa de nubes y sombras de nubes, ya que se deriva del conocimiento a priori de los fenómenos físicos y es operable sin restricción geográfica (Foga et al., 2017). Es por ello que para la investigación se utilizó SR a fin de implementar una máscara de nube en donde al utilizar la banda de calidad fuese respaldada por CFmask (U.S.G.S, 2020).

2.2.13. Elección del sensor

Para las aplicaciones de monitoreo local que se basan en conjuntos de datos temporales, Landsat ofrece amplias ventajas. Entre ellas encontramos un largo archivo histórico lo cual hace de Landsat un sensor único para el monitoreo ampliado recogiendo datos de 30 metros desde principios de la década de 1980. Esto permite y ha permitido a investigadores establecer diferentes tipos de patrones en la superficie de la tierra desde 1984 en forma continua, ayudando a entender las diferentes tendencias a largo plazo.

El trabajar sobre la capa de nieve requiere de la identificación de ciertos patrones espacio temporales que nos den cuenta sobre esta variabilidad y, en nuestro caso de estudio, a largo plazo. Para ello el sensor Landsat ha sido considerado como la herramienta tecnológica más sorprendente. La continua actualización de bandas ha sido un elemento vital para estudios sobre la capa de nieve, sus características son en gran medida consistentes. Sin embargo, Landsat 7 debido a un problema de fallo de hardware ha añadido una banda adicional (Goslee. S., 2011).

Gracias a su último lanzamiento, Landsat 8, se les ha permitido a los científicos mediante las imágenes y datos disponibles, proporcionar una visión casi en tiempo real de todos los grandes glaciares y capas de hielo de la tierra. A su vez, permite el mapeo de la velocidad del hielo que fluye no sólo en las cordilleras de todo el mundo, sino en Groenlandia y la Antártida (Rocchio, 2018). Este sensor tiene la capacidad de adquirir 700 imágenes al día, lo cual es una ventaja significativa frente a sus predecesores, significando captar casi todas las escenas sobre la tierra, cada día, en todas las partes iluminadas por el sol de su órbita. También, es mucho más sensible que los anteriores sensores, permitiendo distinguir diferencias mucho más sutiles en el sombreado y la textura de la superficie. Esto no quiere decir que no se utilicen los sensores más ancestrales, más bien se resalta la capacidad del último para la generación de un periodo con mucha más capacidad de adquisición en la recolección de datos sobre lugares remotos como la Antártida (Rocchio, 2018) y, además, la fusión entre los diferentes niveles de sensores como, por ejemplo, Landsat 7 y 8, permiten adquirir imágenes cada 8 días (Rocchio, 2018) y no cada 16 días como lo haría uno por sí solo, sino que, en conjunto, son capaces de complementarse para el desarrollo operacional de un análisis a largo plazo. Otra ventaja sobre Landsat es que a partir de la obtención de imágenes se puede utilizar para cartografiar la cubierta terrestre, seguir los cambios en los cambios de uso de suelo e incluso estimar la biomasa vegetal. Para ello las imágenes varían de una fecha a otra y como consecuencia, una parte de aquella variación se debe al ángulo de elevación solar pero su corrección resulta relativamente fácil para una fecha y hora determinada por lo que no es un problema al trabajar con Landsat.

El utilizar la base de datos SR de Landsat implica grandes ventajas, entre ellas evita aquellos problemas con los elementos de vapor de agua y contenido de aerosoles debido a que las imágenes están corregidas atmosféricamente permitiendo reducir estos efectos. A su vez, se incorpora una banda de calidad que permitió conocer la calidad de los píxeles etiquetados como nieve o nube a partir del proceso de enmascaramiento para las nubes y sombras de nubes, lo que también incorporaba incluir una métrica de confianza conocida como nube de alta confianza. Además, al incluir esta banda de calidad nos permitió utilizar un algoritmo validado, permitiendo la mayor reducción de errores de omisión y comisión en comparación con cualquier otro algoritmo ofrecido para Landsat TOA (simplecloud, cloudcomposite).

2.2.13.1. Sensores utilizados

2.2.13.2. A partir de la serie de satélites pasivos construidos y puestos en órbita por EE.UU para la observación en alta resolución de la superficie terrestre (Gasca & Jiménez, 2012), se utilizaron cuatro versiones de Landsat de los cuales se enumeran y posteriormente se resumen en la siguiente tabla.

- **Landsat 4 TM:** Thematic Mapper
- **Landsat 5 TM:** Thematic Mapper
- **Landsat 7 ETM+:** Enhanced Thematic Mapper Plus
- **Landsat 8 OLI:** Operational Land Imager

Tabla 8. Productos Landsat Surface Reflectance utilizados en el estudio. Elaboración propia a partir de Leal, 2020

Sensor	Descripción y características	Periodo de adquisición de datos
Landsat 4 Surface Reflectance Tier 1	Conjunto de datos proveniente de la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente a partir del sensor ETM. Consta de cuatro bandas visibles e infrarrojas cercanas (NIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas NIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel. La banda TIR, aunque originalmente se recolectó con una resolución de 120 m / píxel (60 m / píxel para Landsat 7), fue remuesturada usando convolución cúbica a 30 m.	22 de agosto de 1982 - 14 de diciembre de 1993
Landsat 5 Surface Reflectance Tier 1	Conjunto de datos proveniente de la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente a partir del sensor ETM. Consta de cuatro bandas visibles e infrarrojas cercanas (NIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, además de una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas NIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel. Al igual que Landsat 4, la banda TIR fue remuesturada usando convolución cúbica a 30 m.	1 de enero de 1984 - 5 de mayo de 2012
Landsat 7 Surface Reflectance Tier 1	Conjunto de datos proveniente de la reflectancia de la superficie corregida atmosféricamente a partir del sensor ETM+. Las imágenes contienen 4 bandas visibles e infrarrojas cercanas (NIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y una banda infrarroja térmica (TIR) procesada a temperatura de brillo ortorrectificada. Las bandas VNIR y SWIR tienen una resolución de 30 m / píxel.	1 de enero de 1999 - presente

Landsat	7	La banda TIR, con una resolución de 60 m / píxel, fue	
Surface		remuestrada usando convolución cúbica a 30 m.	
Reflectance			
Tier 1			
Landsat	8	Conjunto de datos proveniente de la reflectancia de la superficie	11 de abril de
Surface		corregida atmosféricamente a partir del sensor OLI / TIRS. Las	2013 - presente
Reflectance		imágenes contienen 5 bandas visibles e infrarrojas cercanas	
Tier 1		(NIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia de superficie ortorrectificada, y dos bandas infrarrojas térmicas (TIR) procesadas a temperatura de brillo ortorrectificada. Las escenas Landsat con la mayor calidad de datos disponibles se colocan en el Nivel 1 (Tier 1) y se consideran adecuadas para el análisis de procesamiento de series de tiempo. El Nivel 1 (Tier 1) incluye datos procesados en el Nivel 1 de Precisión del Terreno (L1TP) que tienen radiometría bien caracterizada y están calibrados entre los diferentes sensores Landsat. El georregistro de las escenas de Nivel 1 será consistente y dentro de las tolerancias prescritas [≤ 12 m error cuadrático medio (RMSE)]	

2.2.13.3. Disponibilidad de datos

El catálogo de datos GEE posee una variedad de diferentes conjuntos de datos (ImageCollection y FeatureCollection) (Zeltner, 2016). De esta manera, cualquier usuario tiene acceso a imágenes de diferentes programas satelitales como Landsat, MODIS, Sentinel, datos de elevación digital de la Misión de Topografía de Radar de Shuttle (SRTM), entre otros. (Leal, 2020)

Dentro del catálogo de datos, se incluyen datos satelitales sin procesamiento, imágenes orto rectificadas, datos de la parte superior de la atmósfera y reflectancia de la superficie. Para este estudio se utilizaron imágenes previamente procesadas de Surface Reflectance (SR) de tres versiones de Landsat (TM, ETM+ & OLI) de las cuales en su conjunto superan las 2500 imágenes para el área de estudio.

En Landsat se encuentran dos parámetros numéricos definidos por el Sistema de Referencia Mundial (WRS): Path y Row. Definidos como aquellos parámetros que permiten identificar rápidamente una imagen satelital Landsat de forma análoga a los valores de longitud y latitud. De esta manera el utilizar estos parámetros permite mejorar la búsqueda de todas las imágenes históricas de Landsat para el mismo lugar (Figura 10)

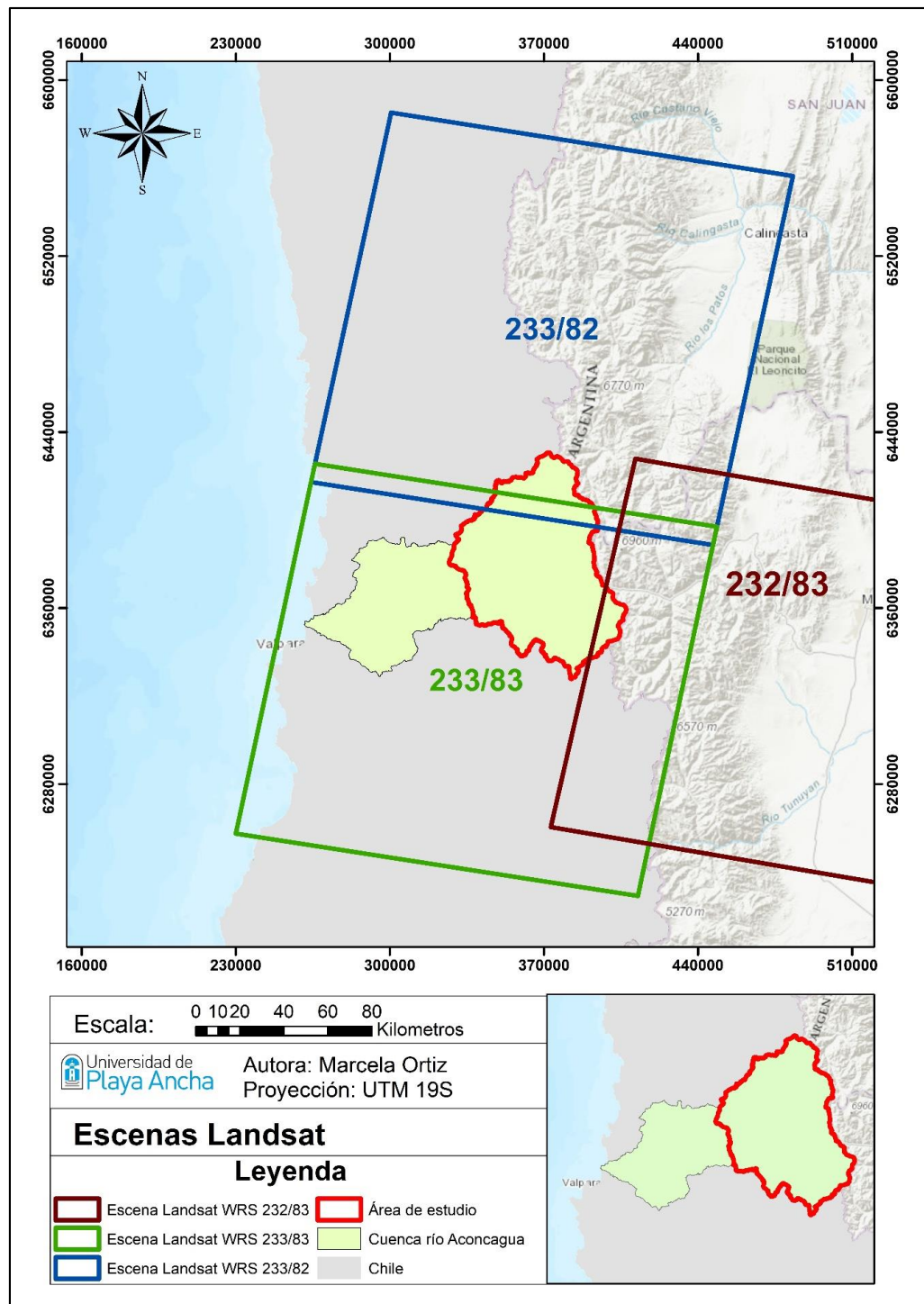


Figura 10. Escenas de Landsat WRS-2, Path y Row para el área de estudio.

CAPÍTULO 3: MARCO METODOLÓGICO

Para llevar a cabo la investigación, en la Figura 11 se presenta el diagrama de flujo con el proceso metodológico de manera general. El esquema en detalle para cada objetivo se verá en la sección de resultados. Para el desarrollo metodológico se elaboró un diagrama de flujo que permitió el orden de cada paso. Este diagrama fue elaborado con tres simbologías que se detallan a continuación (Figura 35 anexos).

Image Collection In: Las ImageCollection In son las bases de datos que agrupan una pila de imágenes o series temporales. Para la investigación se utilizaron como entrada cuatro Image Collection que cubrían un periodo de adquisición desde 1986 para el área de estudio pertenecientes al sensor Landsat TM / ETM+ y OLI.

Procesos: Los procesos refieren a cada acción ejecutada para obtener un resultado, estos incluyen la realización de funciones, aplicaciones de máscaras, índices, entre otros.

Image Collection Out: Estas imageCollection out se refiere a nuevas bases de datos (salida) que se obtuvieron a partir de cada proceso

3.1. Optimizar la disponibilidad de imágenes satelitales sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio.

A fin de utilizar escenas de Landsat con la mayor calidad de datos disponibles, adecuadas para el amplio análisis de esta serie de tiempo, se eligieron cuatro bases de datos pertenecientes a Landsat SR Tier 1 Collection 2 de las cuales en primera instancia se trabajaron por separado para determinar la disponibilidad de imágenes para cada una de ellas y posteriormente la disponibilidad de imágenes totales a partir de la fusión de las cuatro bases de datos. De esta manera se realizó un filtro por nuestra área de estudio(FilterBounds) de manera que se logró recopilar tres escenas que cubren toda nuestra área de interés optimizando la disponibilidad de información definida para un área en particular.

Al obtener la disponibilidad de imágenes disponibles para cada base de datos y en totales, se definió a partir de una tabla que contenía la disponibilidad de imágenes por cada mes, año y según cada sensor, qué fechas se iban a excluir del análisis investigativo debido a

que dos años no tenían una buena representación. Luego, a partir de una función llamada merge, se realizó la unión de las cuatro bases de datos Landsat para así obtener solo una base de datos que contuviera toda la información.

Posteriormente se trabajó con la banda de calidad definida como Quality Assessment (QA_PIXEL) quien nos permitiría trabajar con datos de nieve, nube y sus derivados como sombra de nube y nube de alta confianza. Esta banda nos permitió cuantificar cuánta información de nubosidad se tenía en el área de estudio y comprender la importancia de optimizar esta información.

A partir de la probabilidad de presencia de nieve se empleó una máscara de nubes que permitía discriminar a partir de los “binary digit” (Bit), de cada sensor, lo que pertenecía a ‘Cloud’ (nube), ‘Cloud Shadow’ (sombra de nube) y ‘High Cloud’ (nube de alta confianza) en base al algoritmo CFmask. Cada clase respondía a un bit en específico, en este caso, al trabajar con la colección 2 de Landsat, todos los sensores empleaban el mismo bit para cada clase, siendo esto igual a lo expresado en la Tabla 9.

Tabla 9. Clasificación de máscara de nubes según valores de bits. Elaboración propia.

Número de bit	Clase
Bit 3	Cloud
Bit 4	Cloud Shadow
Bit 9	High Cloud

Esta máscara iguala con valor 0 todo lo que pertenece a nube, sombra de nube o nube de alta confianza a fin de poder eliminar estos valores y solo trabajar con datos de valor 1. La máscara se implementó para la base de datos fusionada, de manera que cada imagen estaba, en su mayoría, libre de nubes. De esta manera obtuvimos una nueva ImageCollection In con valores 1 y 0 a partir de la máscara de nubes. Luego, a partir de la banda verde y SWIR se implementó el índice NDSI en donde se definió un umbral del 40% para discriminar lo que fuera nieve. Posteriormente se filtró mediante calendarRange

la cantidad de meses (1, 12) y los años (1986 – 2021) que iban a incluirse en el análisis para determinar Snow Cover Index, (SCI), para ello se utilizó un reductor llamado reducer mean, que promediaba la cantidad de imágenes totales para cada mes y año de manera que dejaba solo una imagen para cada mes y año.

La siguiente figura deja a disposición el diagrama de flujo (Figura 11) implementado para desarrollar el objetivo 1.

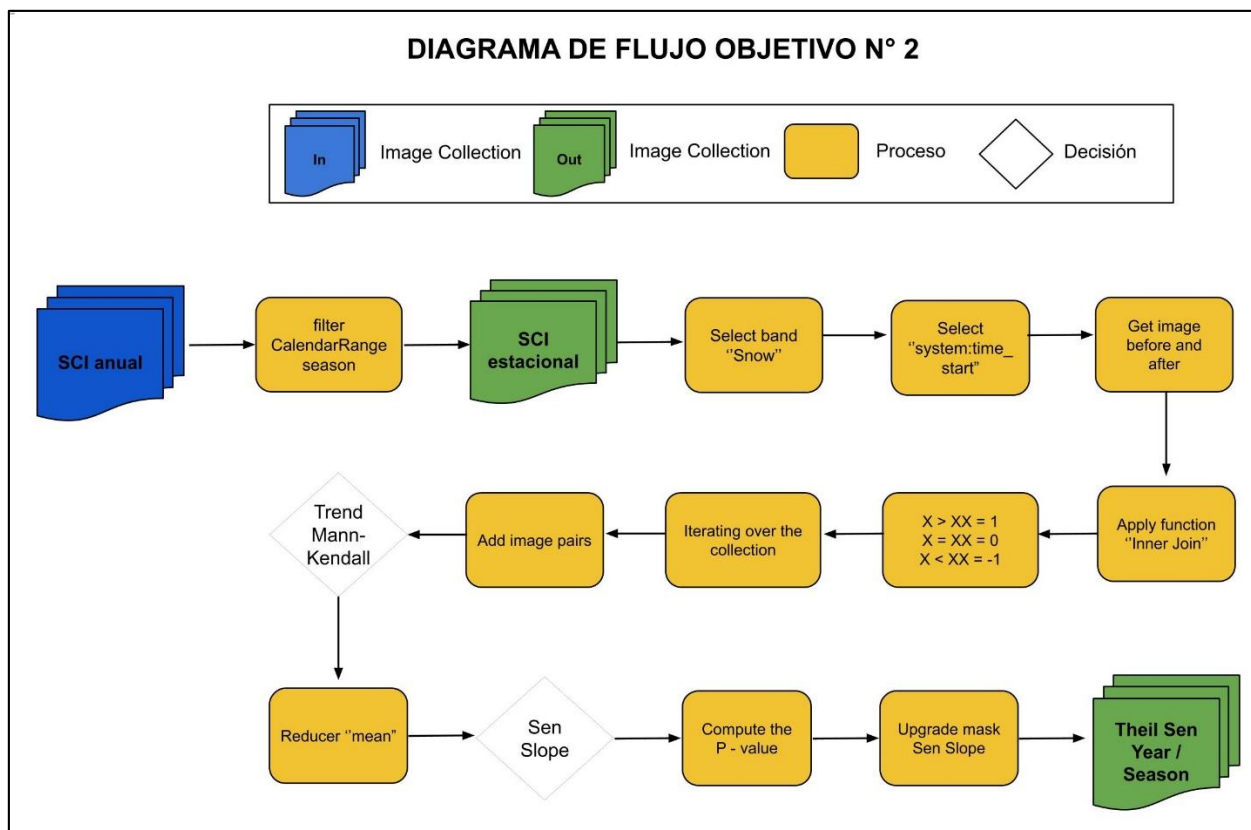


Figura 11. Diagrama de flujo para optimizar la disponibilidad de imágenes satelitales sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio. Elaboración propia.

3.2. Cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años.

Para realizar el segundo objetivo se utilizó la base de datos de SCI anual elaborada en el objetivo anterior para la implementación de pruebas estadísticas que detectan la presencia de una tendencia creciente o decreciente mediante la prueba Mann-Kendall y

la pendiente de Sen para la cuantificar la magnitud de la tendencia en caso de que existiera.

Con el fin de implementar este proceso de manera estacional, determinamos cuatro estaciones correspondientes a: Estación estival (enero, febrero y marzo), estación de acumulación (abril, mayo y junio), estación de invierno (julio, agosto y septiembre) y la estación de derretimiento (octubre, noviembre y diciembre). De esta manera se realizaron cuatro bases de datos correspondientes a cada estación a partir del SCI anual. Para ello se realizó un filtro por mes incorporando toda la serie temporal de medición.

En primer lugar, se tomó la base de datos SCI anual y se filtró por la banda Snow. Esta base de datos tomaba cada píxel de la colección que contenía una serie de tiempo y a partir de ese píxel se le calculaba una estadística que, en este caso sería el porcentaje de frecuencia de nieve. Posteriormente, se dio paso a la generación de la prueba Mann-Kendall a partir de la unión de la colección con sí misma con un filtro temporal denominado "system:time_start". Posteriormente para realizar la prueba de tendencia de Mann-Kendall se definió la suma de todos los signos de los pares de manera que establece valores de -1 a 1 dependiendo de cada momento (Tabla 10) y, de esta manera cada momento se iba iterando para cada imagen de la colección.

Tabla 10. Determinación del valor SCI según prueba de tendencia Mann-Kendall. Elaboración propia.

SCI	Valor
SCI en el año X era mayor que el año XX	1
SCI en el año X era igual que el año XX	0
SCI en el año X era menos que el año XX	-1

En el lugar donde se estableció una tendencia significativa se debe determinar la magnitud de la tendencia mediante pendiente de Sen, quien en vez de sumar signo de los pares tal como se establece para Mann-Kendall, se promediaron todos los pares. Para

ello se definió la pendiente como la mediana de todos los pares a partir de todos los días a fin de evitar pendientes numéricamente pequeñas.

Una vez realizada la pendiente de Sen se dio lugar a la varianza del estadístico de Mann-Kendall quien discrimina las relaciones existentes con valor 0, pudiendo corregir o ignorar este vínculo. Para cuantificar la tendencia de manera estadística se definió la prueba de significancia a partir del valor p basándose en el nivel de confianza del 95%. Para ello se tomó un valor p igual al 0,05 de dos colas por lo cual se filtraron aquellos valores menores al 0,025 con el fin de determinar el valor de significancia para las tendencias identificadas. Se realizó una actualización en Sen Slope a partir de una máscara y se trabajaron con todos los valores menores al valor p, entregando una pendiente significativa acorde a lo establecido por el valor p.

La siguiente figura deja a disposición el diagrama de flujo (Figura 12) implementado para desarrollar el objetivo 2.

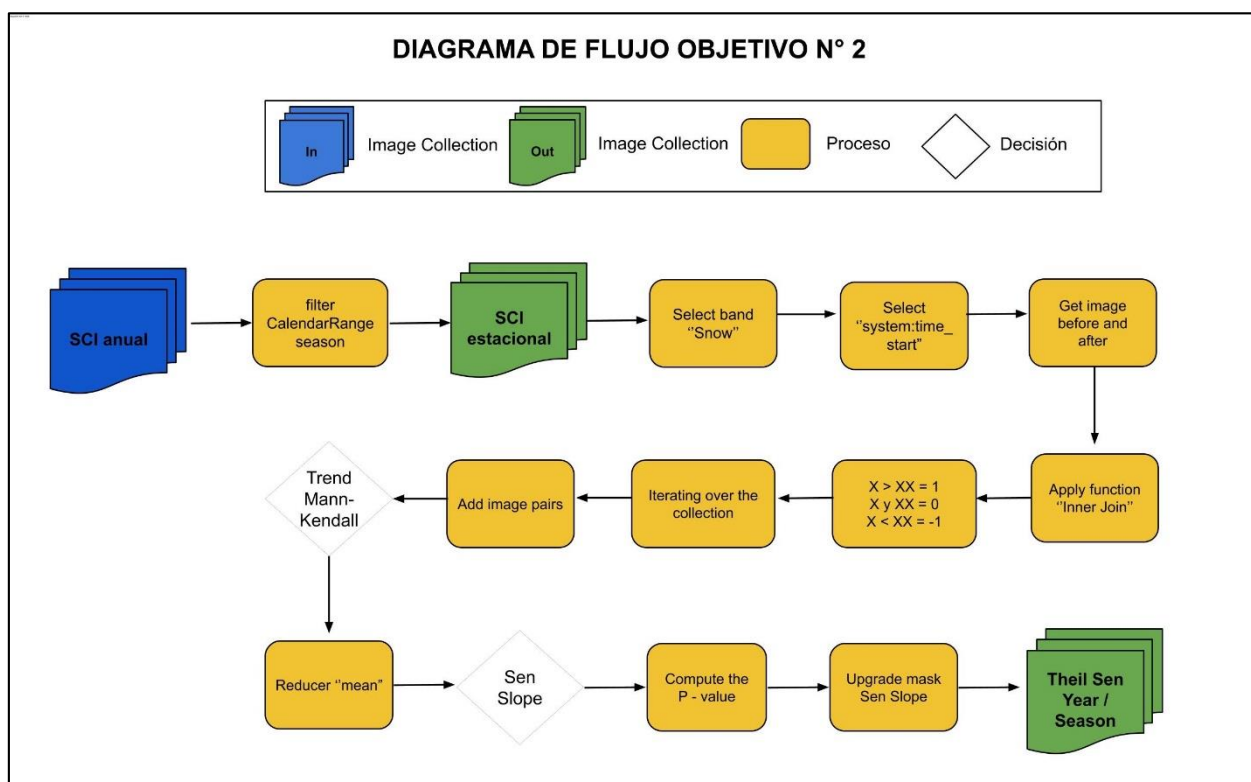


Figura 12. Diagrama de flujo para la cuantificación de la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años. Elaboración propia.

3.3. Analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua.

Una vez establecidas las tendencias de manera cuantificada, se procedió a un análisis de los cambios en los patrones anuales de nieve a partir de todo el periodo de medición en nuestra área de interés. En primera instancia se tomó la base de datos de SCI anual y se filtró temporalmente mediante “calendarRange” cada cinco años. Así mismo se realizó una nueva base de datos que agrupaba sólo cinco años y se implementó un SCI mensual para obtener la cobertura de nieve para estos cinco años. De esta manera obtuvimos una base de datos para cada quinquenio y se clasificaron en una tabla que permitía la comparación de seis grupos. Cabe mencionar que el sexto grupo solo contabilizó cuatro años de medición.

Posteriormente se definió una segunda comparación a partir de grupos clasificados mediante decenios. Este proceso se llevó a cabo igual que al anterior en donde se tomaba la base de datos SCI anual y se filtraba temporalmente mediante “calendarRange”, pero cada diez años. de esta manera se obtuvieron cuatro grupos clasificados en donde el último ocupó sólo tres años de medición.

La siguiente figura deja a disposición el diagrama de flujo (Figura 13) implementado para desarrollar el objetivo 3

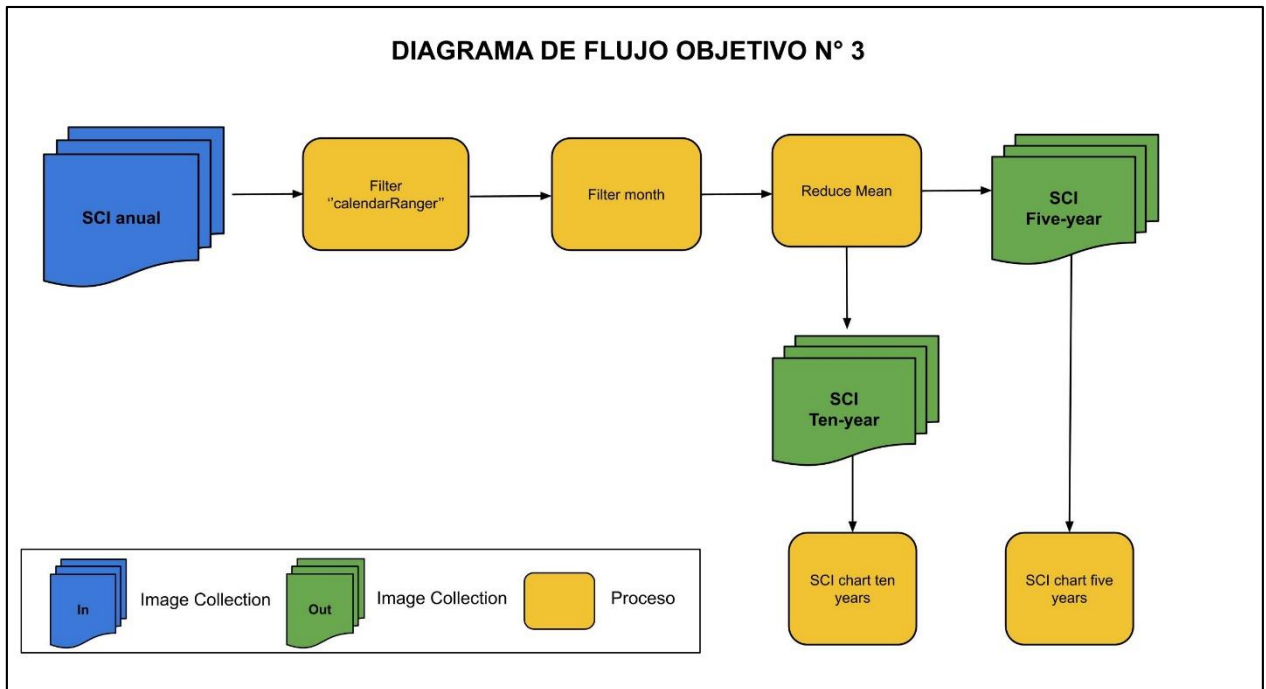


Figura 13. Diagrama de flujo para analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua. Elaboración propia.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1. Optimizar la disponibilidad de imágenes satelitales sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio

Tras filtrar por nuestra área de estudio cada sensor Landsat, obtuvimos las Tablas 11 y 12 en donde se define a partir de Landsat 4, 5, 7 y 8 la información disponible para cada año de estudio desde 1986 y el desglose mensual de estos años respectivamente. La Tabla 11 presenta la disponibilidad de información que entrega cada sensor por año en bruto solo con un filtro que define aquellas escenas que cubren toda el área de estudio. Los años seleccionados en color rojo presentaban ciertos problemas de disponibilidad lo que significó no ser considerados para el análisis investigativo. Según este enfoque, se excluyó el año 1987 a partir de la baja información disponible en la mayoría de los meses (Tabla 11). Por su parte, desde el año 2003, específicamente desde el día 27 de mayo, Landsat 7 presentó problemas de bandas en sus imágenes por lo que este problema inducirá un sesgo dentro del análisis debido a la información perdida. Es por ello que, para el estudio, se excluyó desde el año 2003 hasta 2021 aquellos años entregados por Landsat 7, significando con ello la pérdida de información para el año 2012, el cual no tendría cobertura de información con los otros sensores a utilizar. Sumado a ello se excluyó del análisis los años 1984 y 1985 por el mismo argumento antes señalado.

Tabla 11. Disponibilidad de información para cada sensor: Landsat SR 4 TM (L4), Landsat SR 5 TM (L5), Landsat SR 7 ETM (L7) y Landsat SR 8 OLI (L8). Elaboración propia.

Años	L4	L5	L7	L8	Total
1986		48			48
1987		17			17
1988	1	58			59
1989	9	48			57
1990	1	38			39
1991		52			52
1992		39			39
1993		53			53
1994		32			32
1995		32			32
1996		53			53
1997		33			33
1998		34			34
1999		37	22		59
2000		33	59		92
2001		43	59		102
2002		27	60		87
2003		28	51		79
2004		68	62		130
2005		59	62		121
2006		54	56		110
2007		48	59		107

Tabla 11. Disponibilidad de información para cada sensor: Landsat SR 4 TM (L4), Landsat SR 5 TM (L5), Landsat SR 7 ETM (L7) y Landsat SR 8 OLI (L8). Elaboración propia.

Años	L4	L5	L7	L8	TOTAL
2008		29	67		96
2009		45	62		107
2010		33	59		92
2011		23	66		89
2012			65		65
2013			55	49	104
2014			64	68	132
2015			65	67	132
2016			60	65	125
2017			66	65	131
2018			67	68	135
2019			62	67	129
2020			67	66	133
2021			52	55	107
TOTAL	11	1064	1367	570	3012

A pesar de excluir cuatro años (Tabla 11), el trabajo investigativo se llevó a cabo con 33 años y, para esta primera etapa del análisis se evidenciaron 3.012 imágenes satelitales disponibles para el área de estudio, las cuales al transcurso de la investigación irían en aumento pues la plataforma GEE va recopilando y distribuyendo información diaria, lo que al trabajar con Landsat significa obtener cada dos semanas nuevas imágenes.

Para la Tabla 12 el menor rango de imágenes disponibles correspondió a 32 para un año del cual se carecía información y, se evidencia que al pasar el tiempo la cantidad de información disponible a partir del sensor Landsat es cada vez mayor.

Tabla 12. Disponibilidad de imágenes desglosada anual y mensual. Elaboración propia.

AÑOS	ENE	BRE	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
1986	2	4	5	4	4	2	2	2	6	6	5	6	48
1987	6	2	1							4	2	2	17
1988	5	4	4	2	3	6	6	6	6	5	6	6	59
1989	6	3	6	6	2	7	6	3	4	5	6	3	57
1990	4	2	5	5	3	3	3	3	3	4	1	3	39
1991	6	6	3	3	4	3	4	3	5	5	4	6	52
1992	4	1	2	4	1	2	3	5	3	2	6	6	39
1993	5	4	6	6	4	2	4	5	4	5	4	4	53
1994	6	3		1	6	3	4			3	3	3	32
1995	2		2	3	3	5	3	2	3	4		5	32
1996	2	5	4	6	6	2	5	6	5	5	5	2	53
1997	4	1			1	2	5	5	5	6	4		33
1998		3	3	3	2	4	6	3	2	2	3	3	34
1999	4	6	1	2	4		7	8	7	4	6	10	59
2000	9	8	9	6	8	6	6	9	6	11	8	6	92
2001	12	9	9	6	4	9	9	9	11	7	8	9	102
2002	7	12	10	8	6	8	9	7	6	4	4	6	87
2003	6	5	6	5	6		6	9	7	10	7	12	79
2004	12	9	12	12	11	9	9	12	10	12	12	10	130

Tabla 12. Disponibilidad de imágenes desglosada anual y mensual. Elaboración propia.

2005	10	12	11	10	10	9	11	10	11	11	10	6	121
2006	7	11	7	11	9	6	10	9	8	9	11	12	110
2007	12	9	10	9	9	7	11	11	11	8	6	4	107
2008	9	12	9	5	6	6	5	6	10	9	7	12	96
2009	10	11	9	12	10	6	5	5	8	10	12	9	107
2010	10	8	9	4	5	4	3	8	9	11	11	10	92
2011	10	10	8	4	7	5	6	8	7	7	11	6	89
2012	6	6	4	6	5	5	6	5	6	4	6	6	65
2013	5	4	6	12	10	8	12	10	11	10	8	8	104
2014	12	12	12	7	10	12	11	12	10	10	12	12	132
2015	12	9	11	12	12	12	11	9	11	10	11	12	132
2016	11	10	12	10	9	7	10	12	12	12	11	9	125
2017	12	12	10	9	11	11	11	12	9	10	12	12	131
2018	12	9	12	12	11	11	11	10	12	11	12	12	135
2019	11	10	12	12	11	8	12	11	12	11	9	10	129
2020	12	12	12	8	12	10	11	12	11	10	11	12	133
2021	12	9	12	12	12	12	11	10	11	6			107
Total general	275	253	254	237	237	212	254	257	262	263	254	254	3012

Desde la información disponible que entregaron las Tablas 11 y 12 se establece la relación existente entre las imágenes disponibles y la cobertura de nubes. El gráfico presentado en la Figura 16, representa la variación de cobertura de nubes a partir de rangos equivalentes desde el 5% al 100%.

La distribución de imágenes disponibles según la cobertura de nubes resulta ser proporcionalmente directa. La variación de datos nos muestra que mientras más cobertura de nubes tenemos, menos información disponible hay. De esta manera se estima que, la mayor cantidad de información disponible está cubierta por grandes cantidades de nubes, por tanto, la información entregada para el análisis de tendencias de nieve sin ningún tipo de filtrado correspondería a un análisis donde no sabríamos discriminar si bajo las nubes hay presencia de nieve o no.

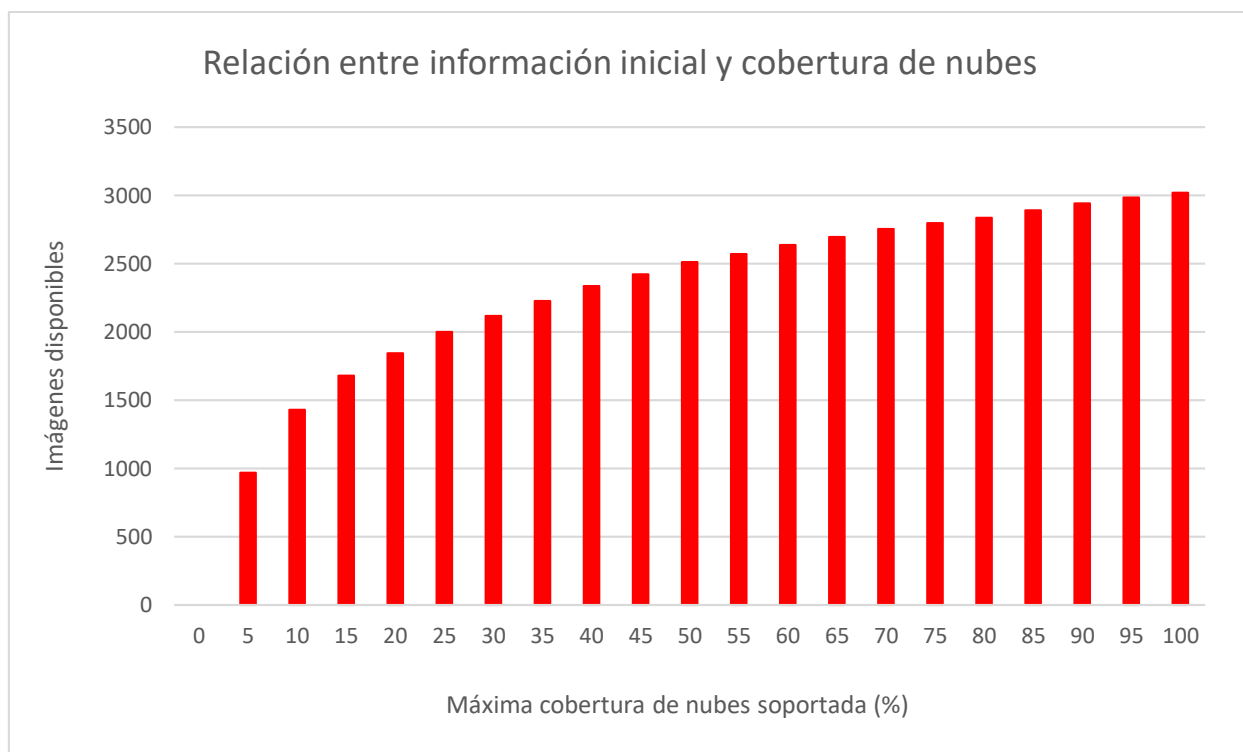


Figura 14. Relación entre imágenes disponibles v/s la cobertura de nubes.

Posteriormente, se procedió a la fusión de las bases de datos de las cuales se realizó un análisis en el que se obtuviera la misma tabla de información disponible, pero sin nubes y sin los años seleccionados previamente, lo que significa maximizar la información disponible a partir de la cobertura de nubes.

Para disminuir en gran medida la cobertura de nubes, se implementó una máscara de nubes que eliminaba lo que fuera nube, sombra de nube y nube de alta confianza a partir del algoritmo CFmask. El gráfico presentado en la Figura 15 muestra la distribución de las imágenes disponibles filtradas por nuestra área de estudio y una máscara de nubes implementada a fin de eliminar las nubes.

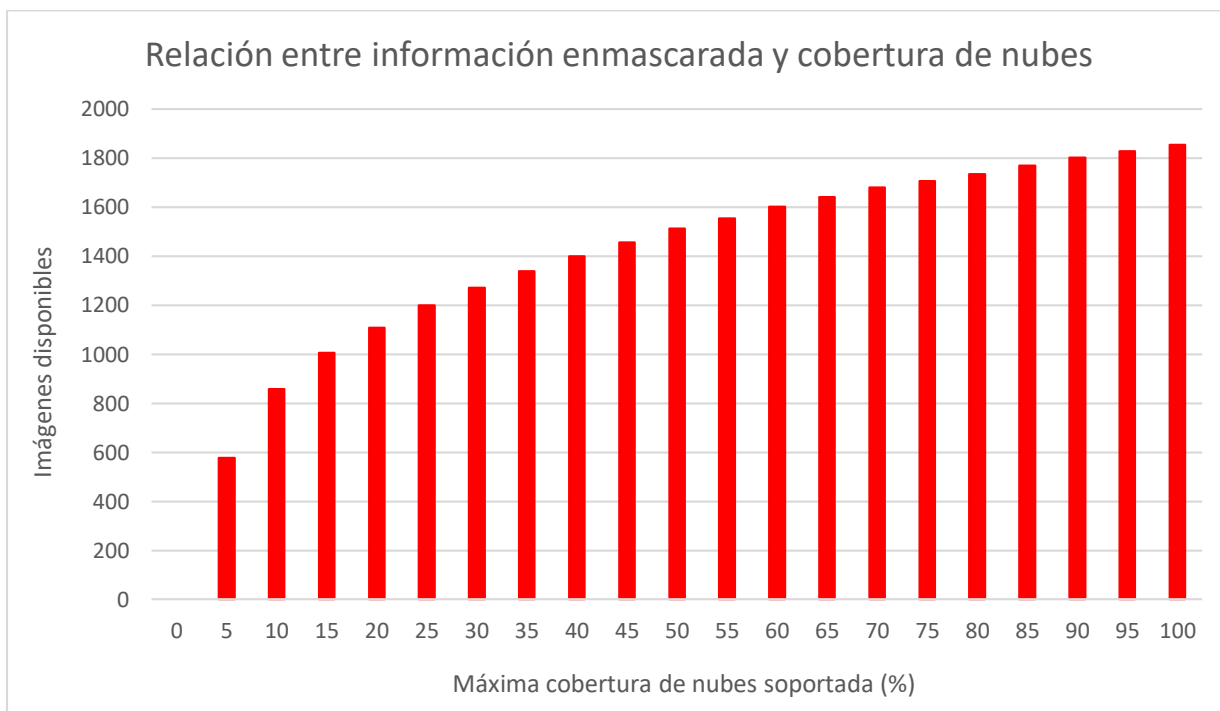


Figura 15. Relación entre la información filtrada para eliminar nubes y el porcentaje de cobertura de nubes obtenida. Elaboración propia.

La variación entre las imágenes disponibles y la cobertura de nubes, tras la máscara implementada aún presenta un cierto grado de correlación. Sin embargo, con la eliminación del año 1987, 2012 y las nubes, la disponibilidad de imágenes se optimizó en un 61% del total de las imágenes la información disponible.

En la Figura 16 podemos evidenciar la primera imagen correspondiente a la escena 232/83 Landsat de la colección original y la misma imagen pero con la máscara de nubes. La imagen 16a muestra una parte de la sección superior izquierda de la cuenca en la que se ve información original desde la base de datos Landsat. En ella no fue aplicado ningún tipo de filtro más que el del área de interés. Por su parte la imagen 16b muestra la misma colección original, pero con el filtro de la máscara de nubes en donde, se evidencia que

en la misma imagen eliminó valores que consideraba con valor 0, esta manera podemos ver información vacía en color gris. Si bien sabemos que hay sectores en los que pareciera eliminar lo que es tierra, es el método con el que mejores resultados obtuvimos, reduciendo errores de omisión y comisión.

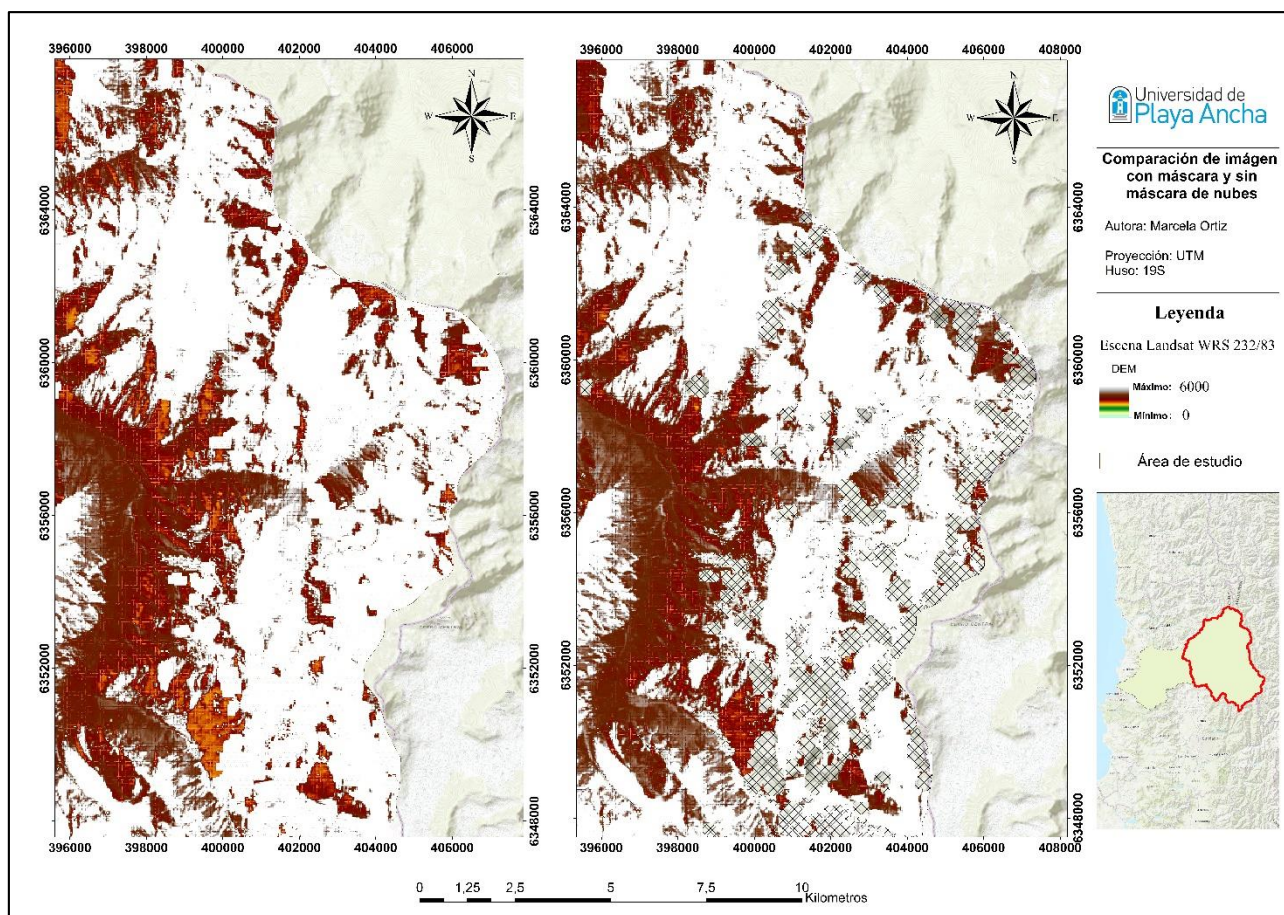


Figura 16. Comparación visual de la ImageCollection original versus la ImageCollection enmascarada. Elaboración propia.

A partir de la figura 18b, en la Figura 17 se muestra la primera imagen que corresponde máscara de nubes implementada la cual toma los valores del pixel de nubes, sombras de nubes y nubes de alta confianza (Tabla 13, anexos) y las igualaba a valor 0, mientras que todo lo demás (tierra, nieve) lo dejaba con valor 1. De esta manera obtuvimos una inspección visual con información disponible en color blanco con valor 1 y en color negro la información considerada como nubes con valor 0.

La primera imagen que corresponde a la escena 282/33 de Landsat, muestra dos lados distintos de representación. En primer lugar, se puede ver como la máscara de nubes elimina la información que corresponde a la clasificación de nube y la iguala a valor 0. En segundo lugar, esta escena de Landsat solo contempla la parte inferior derecha del área de estudio, por tanto, todo lo que se ve a la izquierda es información vacía. Con esto, se evidencia que la máscara no solo funciona para eliminar nube, sino que también elimina o iguala con valor 0 toda la información nula, es por ello que la imagen se presenta de esta manera a fin de evidenciar los dos sentidos de implementar la máscara.

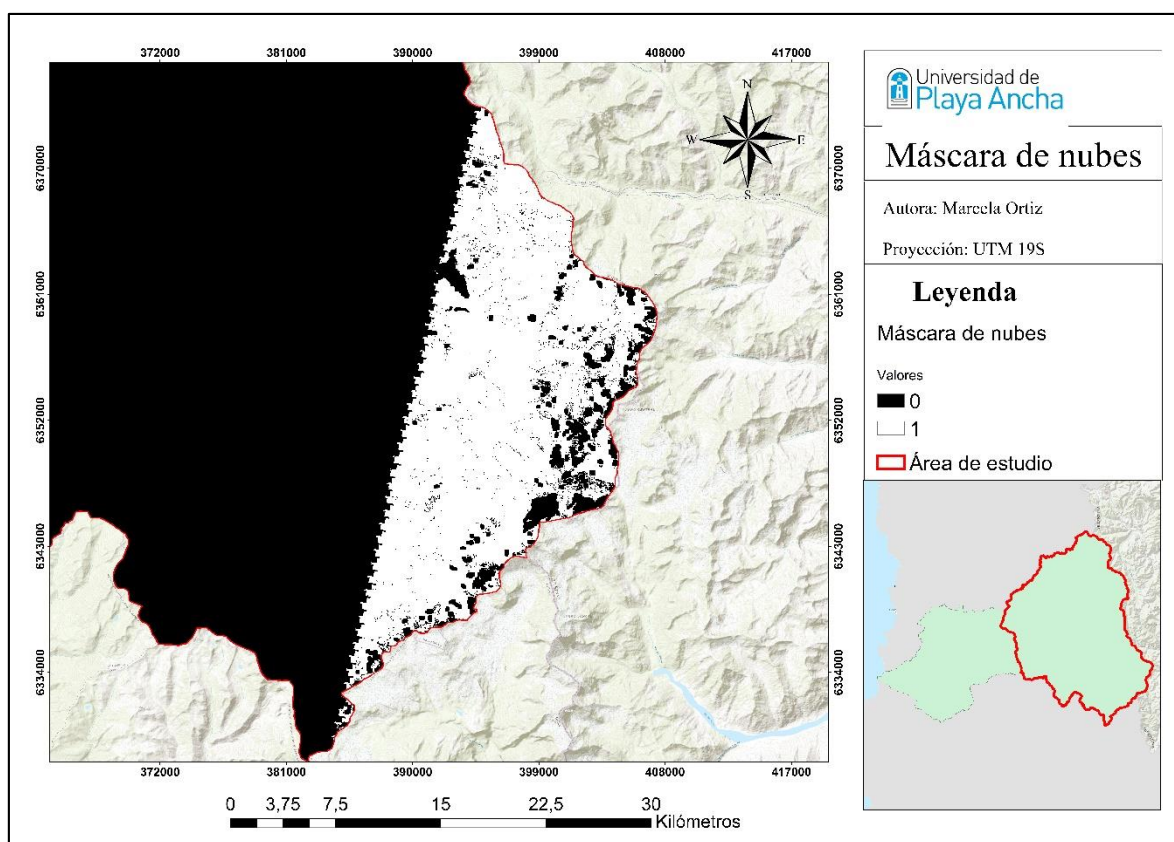


Figura 17. Máscara de nubes sobre una escena Landsat para el área de estudio. Elaboración propia.

Una vez obtenida la nueva base de datos con la información sin nubes optimizada, en la Figura 18 se muestra la primera imagen de la colección enmascarada con el índice NDSI implementado sobre valores originales (A) y binarios (B), siendo este último el utilizado para indicar lo que pertenece a nieve o no nieve según un umbral del 0,4%.

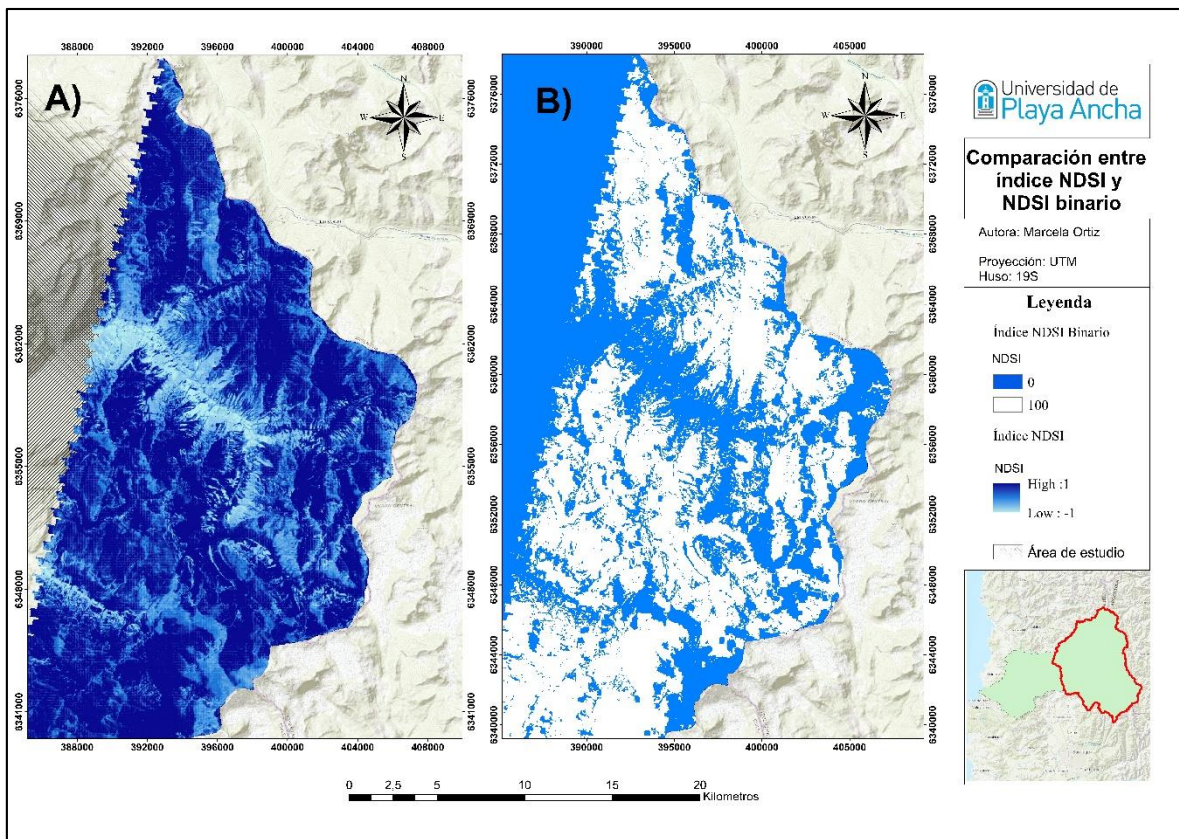


Figura 18. Índice diferencial normalizado de nieve con valor estándar (A) y valor binario (B). Elaboración propia.

Tras la implementación de la máscara de nubes y el índice NDSI binario, se logró una nueva ImageCollection la cual sería la definitiva para realizar las estimaciones de tendencias de nieve. A partir de ellas surge el índice Snow Cover Index (SCI), proporcionándonos gráficos para cuantificar la cobertura de nieve a lo largo del periodo seleccionado de manera mensual y anual en primera instancia.

En la Figura 19 podemos observar la frecuencia de nieve a partir de Snow Cover Index (SCI) a nivel de píxel tomando valores de 0 a 100 a partir de una serie temporal. Podemos observar que los valores más cercanos a 100 son con presencia de nieve, por lo que no existen grandes acumulaciones de nieve promediadas para el periodo de análisis.

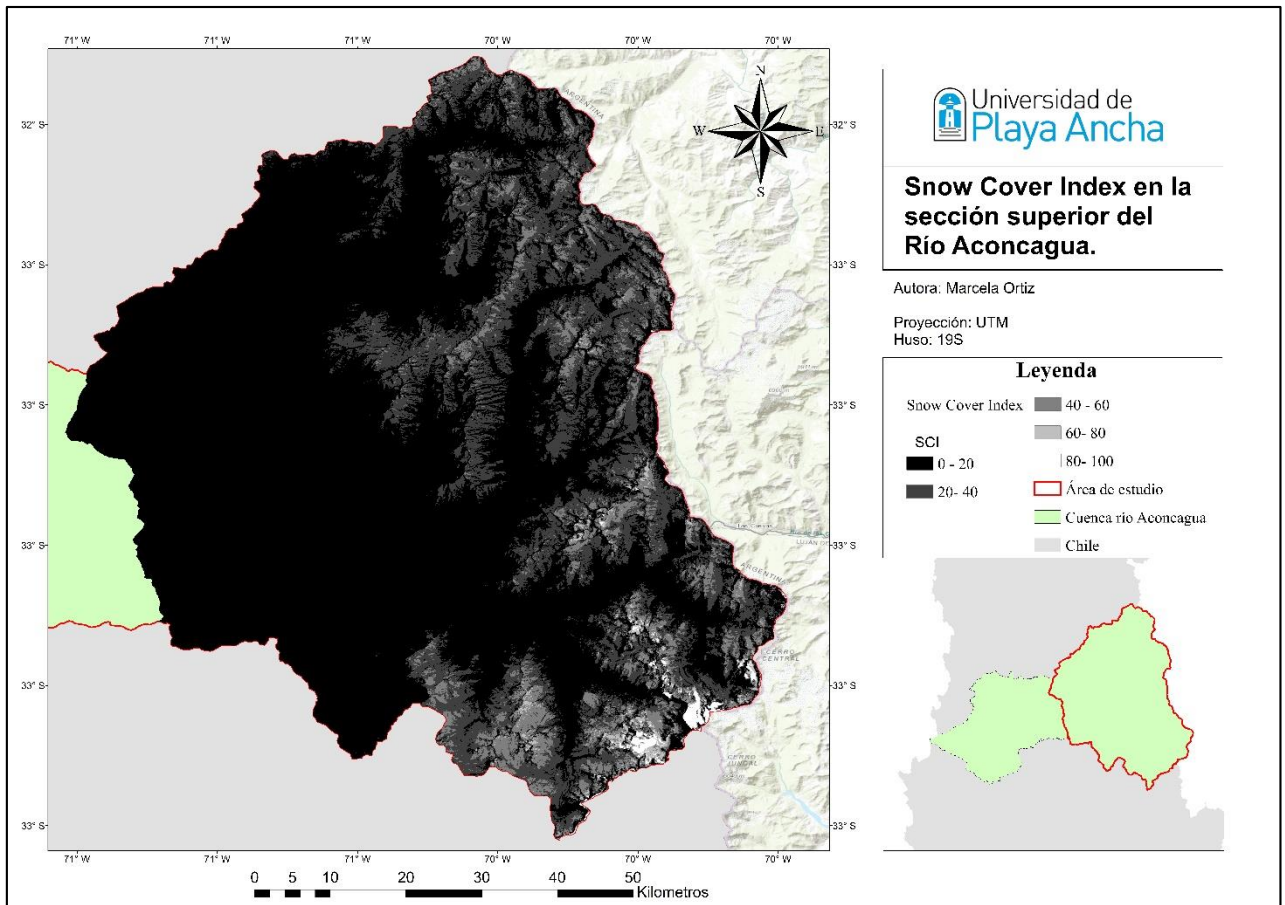


Figura 19. Snow Cover Index promedio anual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior del Río Aconcagua.

De esta manera en las Figuras 20 y 21 se observan los promedios de porcentaje de nieve a partir de un rango mensual y anual respectivamente utilizando SCI.

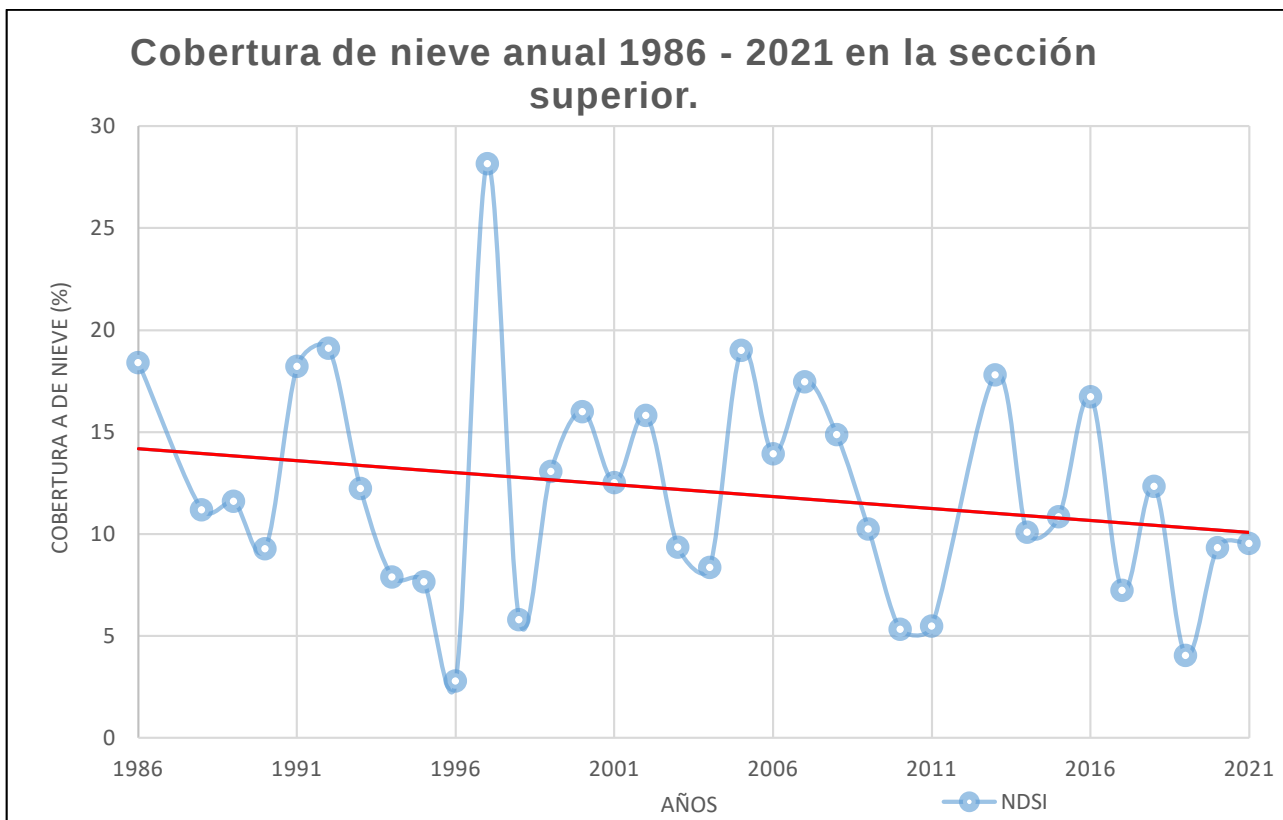


Figura 20. Cobertura de nieve anual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior. Elaboración propia.

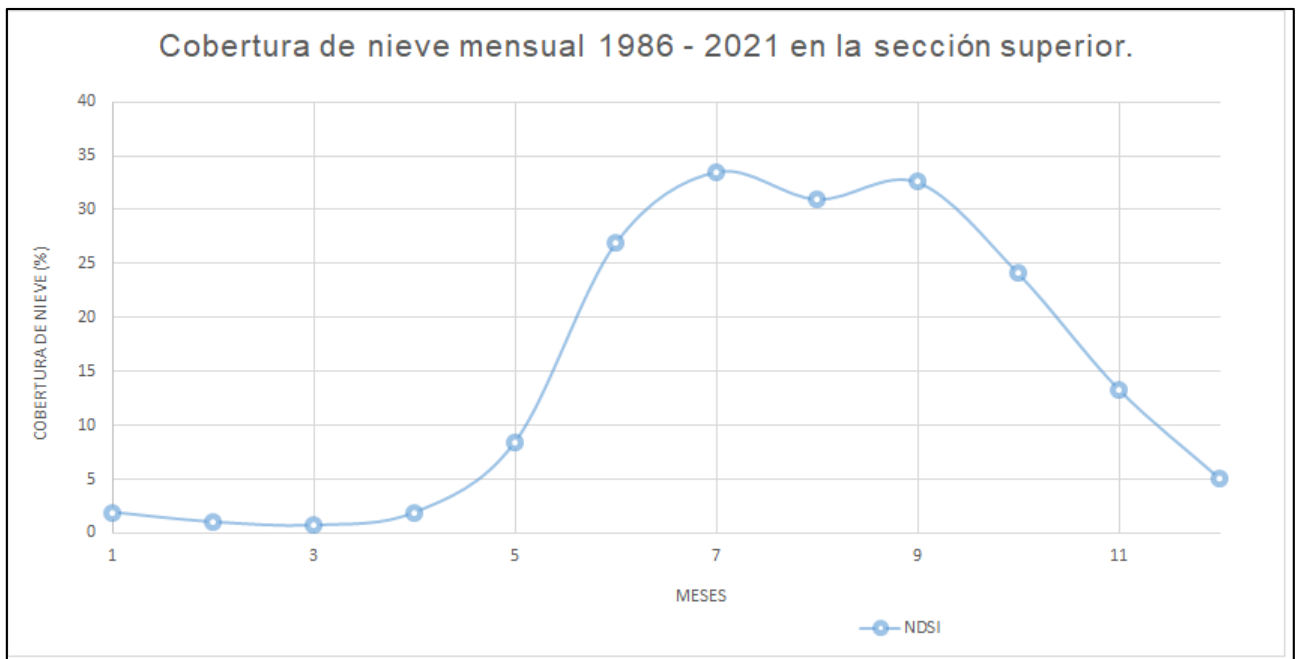


Figura 21. Cobertura de nieve mensual para el periodo 1986 – 2021 en la sección superior.

Los datos adjuntos en la Figura 20, muestran a partir de una línea de tendencia (roja) que las coberturas de nieve tienen una tendencia negativa a finales de los años 90’.

En primera instancia podemos evidenciar que el año 1986 acumuló un total del 18% de nieve mientras que el año 2020 no supera el 9,5%. Si bien esta es una gran diferencia, en el año 1997 podemos evidenciar un año que logró acumular grandes cantidades de nieve en comparación a cualquier otro. Esto se pudo deber a la gran presencia de precipitación que ocurrió en este periodo y a la baja temperatura obtenida (Figura 20).

Cabe mencionar que, en este año, diversas zonas del país se vieron afectadas por el fenómeno del niño hasta 1998, concentrándose sus efectos entre noviembre de 1997 y abril de 1998. La Figura 21 muestra aquella distribución promediada mensualmente a partir de todos los años en donde podemos evidenciar que el patrón de acumulación y derretimiento de nieve caracteriza la cuenca del río Aconcagua. Se pueden observar cuatro etapas del patrón: verano con meses en donde no hay variaciones de frecuencia de nieve, otoño con meses en donde se comienza a acumular nieve, invierno con meses en donde se presenta pequeña o nula variabilidad de frecuencia de nieve y, primavera en donde comienza el proceso de derretimiento.

4.2. Cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años.

A partir de la ImageCollection SCI implementada en el objetivo anterior, se dio paso a la cuantificación de la variabilidad espacio temporal de la cobertura de nieve anual y estacional dentro del área de estudio. Para ello se realizó sobre los datos antes mencionados, la prueba no paramétrica Mann-Kendall quien mostró a partir de un análisis estadístico si había o no había tendencia. Una vez establecido el análisis se dio lugar a la definición de Sen Slope a partir del valor P, quien permitiría la posterior cuantificación de la tendencia a partir de una pendiente. En la Figura 22 se muestra el nivel de significancia que tiene el valor P, mostrando consigo valores bajos los 0,025, de esta manera se presentan en colores más negros los valores que responden a una tendencia más significativa por lo que en este sentido, existe una gran cobertura de valores con un alto grado de significancia.

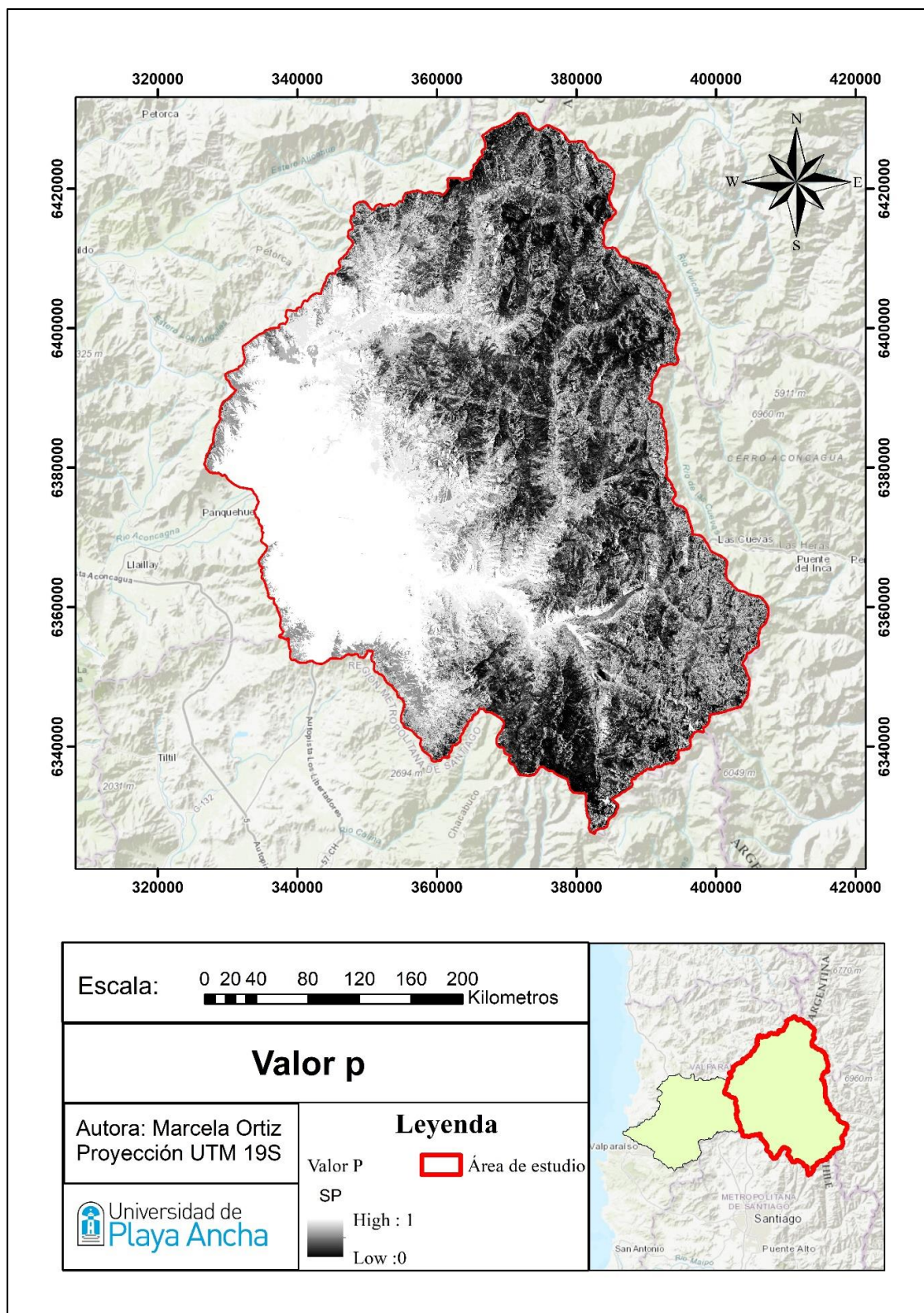


Figura 22. Valor p en la sección superior de la cuenca del río Aconcagua. Elaboración propia.

Una vez realizada la determinación del valor p, en la Figura 25 se muestran las pendientes significativas expresadas en magnitud de manera anual. De esta manera podemos observar la variación del SCI anual, es decir, la tasa de cambio de cada año para todo el periodo de medición en donde estaríamos perdiendo nieve. Dicho de otra manera, podemos observar mediante la Figura 25 la tendencia hacia la disminución de nieve distribuida a lo largo de toda el área de interés, existiendo mayores concentraciones de valores del -1,5 a -0,5% anual que tienden a la disminución año tras año. En el Noreste se puede ver una mayor concentración con valores que oscilan en el rango del -1%, pero cabe destacar que, los valores en este sector son más bajos a comparación del sector sur, donde podemos ver una menor concentración, pero con valores mayores comprendiendo un rango del -2,5 a -1,5%, de manera que las mayores concentraciones de pérdida de nieve son en el sector Noreste y Sureste. Por otro lado, en pequeñas zonas se registró un aumento de la variabilidad anual (tonalidades de rosa y amarillo claro) al sur del área de interés con rangos comprendidos del 0,5 al 1%.

De manera general, los valores más comunes comprenden una pérdida del 1 al 0,5%, es decir, tenemos una pérdida anual del 1%. A su vez, evidenciamos una pérdida anual acumulada a partir de todo el periodo de medición de un 33%, lo que no es menor para una cuenca que abastece a gran parte de la región.

Por otro lado, si tomamos los valores generales de pérdida entregados por la pendiente, estos comprenden de 2 a 9 días menos de nieve cada año (-2,5 a -0,5 %), por lo que para un total acumulado serian de 66 a 297 días sin presencia de nieve para esta parte de la cuenca.

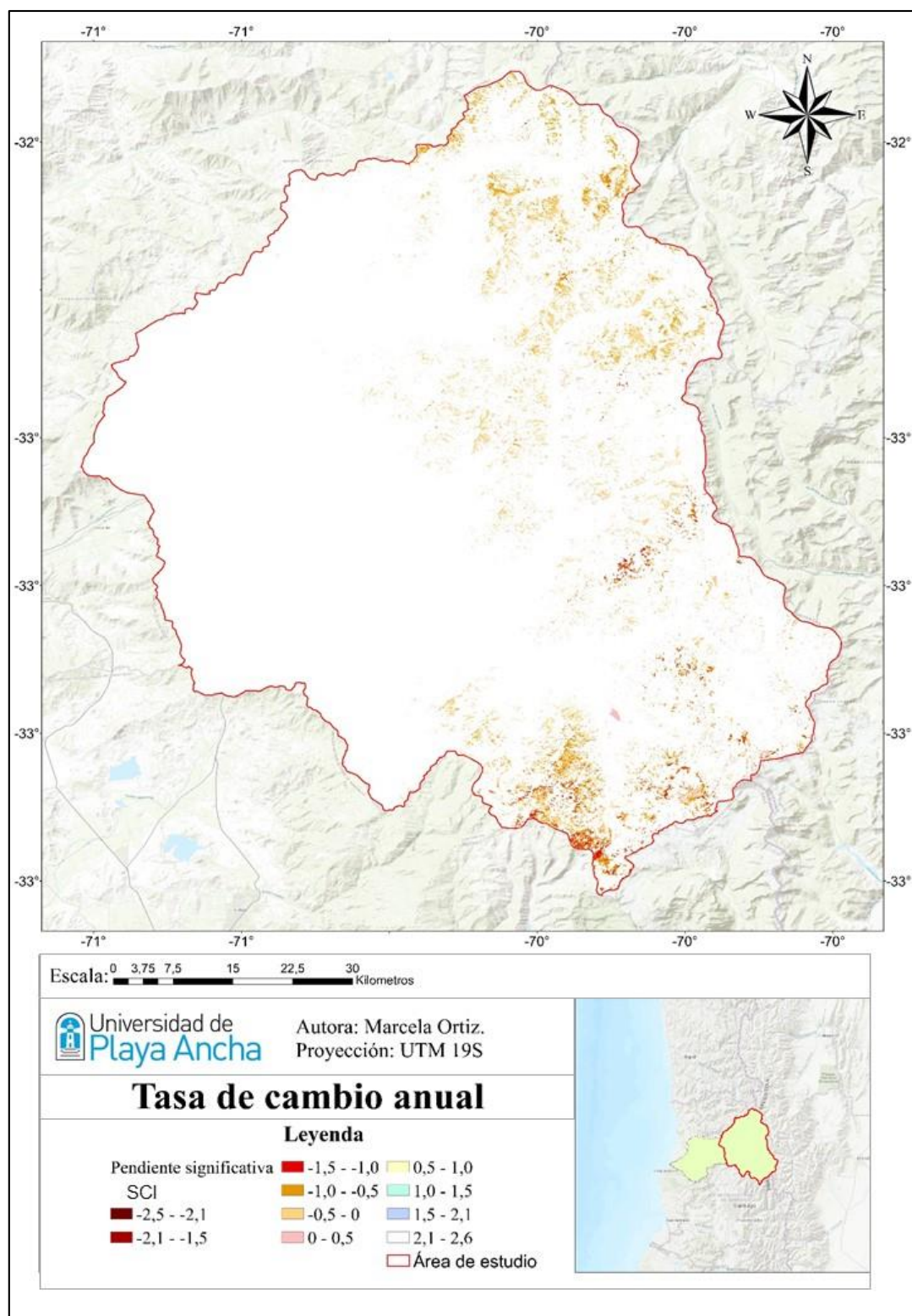


Figura 23. Tasa de cambio anual mediante la prueba de significancia. Elaboración propia.

Para definir la cuantificación estacional se realizó un gráfico que ilustra la variabilidad de nieve en una serie temporal para cada estación del año a partir del SCI estacional (Figuras 24, 25, 26 y 27). Para la estación estival comprendida entre los meses de enero a marzo, no se muestra un patrón espacial claro pues el valor de cambio por año contiene tantos valores positivos como negativos. Por un lado, la máxima cobertura de nieve la encontramos en el año 2009 con un 16,5%, y, por otro lado, podemos ver que existe una tendencia negativa a fines de los años 90', registrándose el último año un total de 0,1% de pérdida.



Figura 24. Cobertura promedio de nieve para la estación estival. Elaboración propia.

Para la estación de acumulación comprendida entre los meses de abril a junio, se muestra una serie temporal con tendencia positiva, aumentando desde principios de los años 90' la cobertura de nieve de un 1,0% a un 4,7% en el último año. Sin embargo, existieron dos años (2008, 2010) en los que no hubo registros en la estación de acumulación.

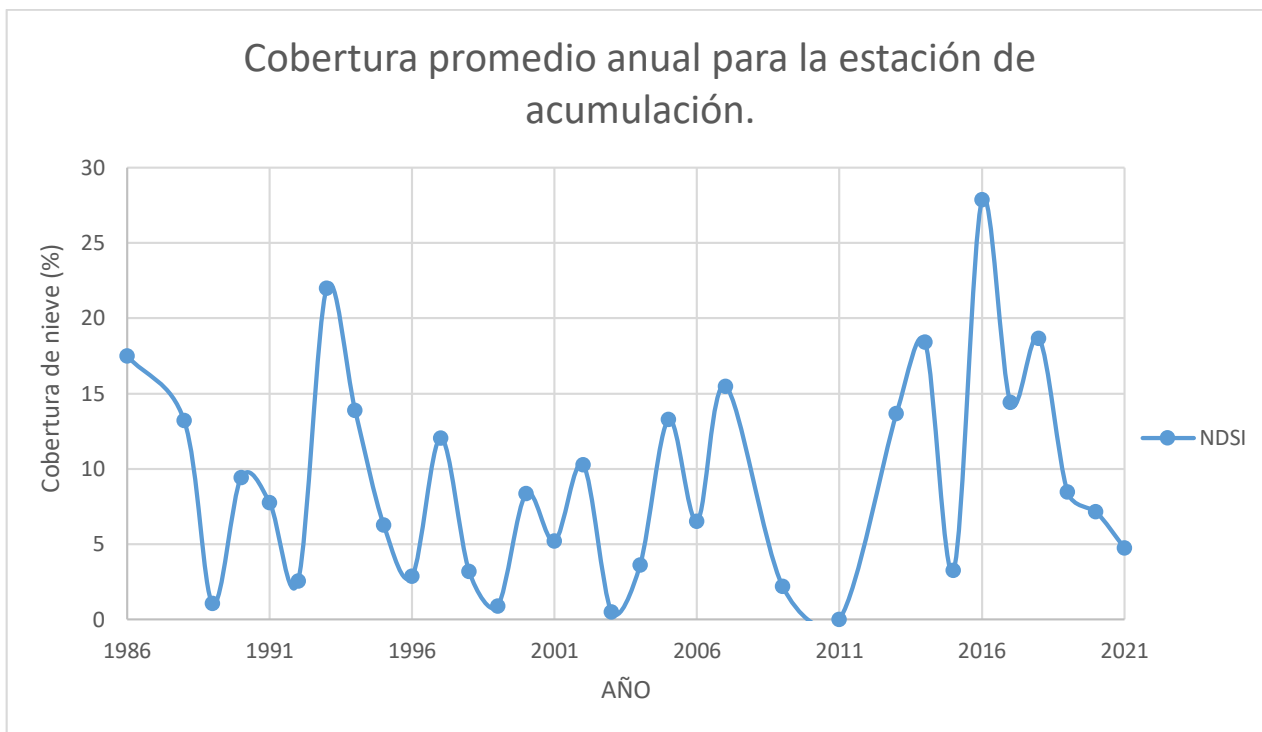


Figura 25. Cobertura promedio de nieve para la estación de acumulación. Elaboración propia.

Para la estación de invierno comprendida entre los meses de julio a septiembre, al igual que la estación anterior, se muestra un leve aumento en el promedio de cobertura nival desde 1995 hasta el 2015. A su vez, la última década ha dejado marcado una disminución en la frecuencia de nieve interanual. Sin embargo, en este periodo no se contempla la menor frecuencia registrada, pues el año 1994 registró un total de 5,0% de cobertura siendo esta la más baja a comparación del año 2019, marcando un 11,7% y lo cual indicaría la aparición de inviernos más nevados recientemente.



Figura 26. Cobertura promedio de nieve para la estación de invierno. Elaboración propia.

Finalmente, para la estación de derretimiento comprendida entre los meses de octubre a diciembre, se muestra una gran disminución en la cobertura de nieve desde finales de los 90' siendo el año 2019 quien registró la menor frecuencia de nieve con un 1,6%. En general, después del año 1997 se produjo un grupo de años de los cuales todos tendían hacia un descenso de cobertura.

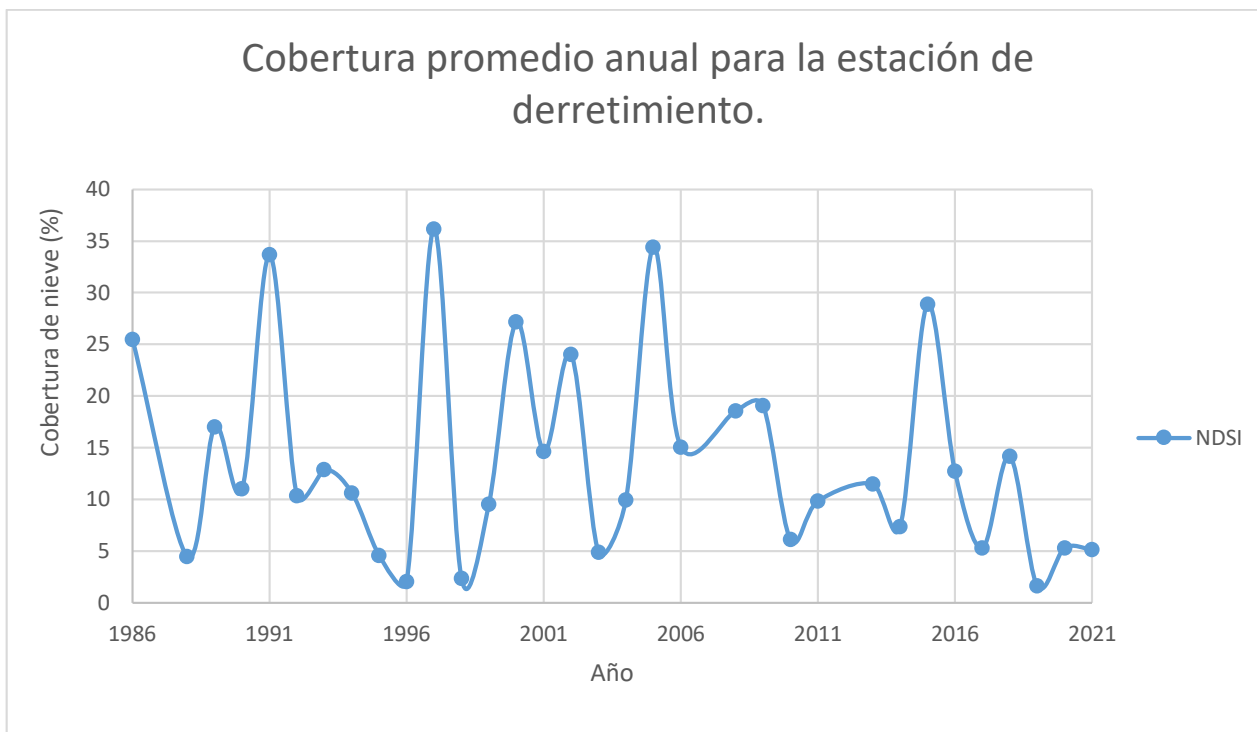


Figura 27. Cobertura promedio de nieve para la estación de derretimiento. Elaboración propia.

La figura 28 muestra la cuantificación de la pérdida de nieve a partir de la prueba de significancia para las cuatro estaciones antes mencionadas en el mismo orden para un periodo total de 33 años de análisis. Cabe destacar que lo que se muestra a continuación comprende el área superior de la cuenca en donde se encontraba la información relevante para el análisis, es por ello que se excluyó el borde izquierdo del análisis.

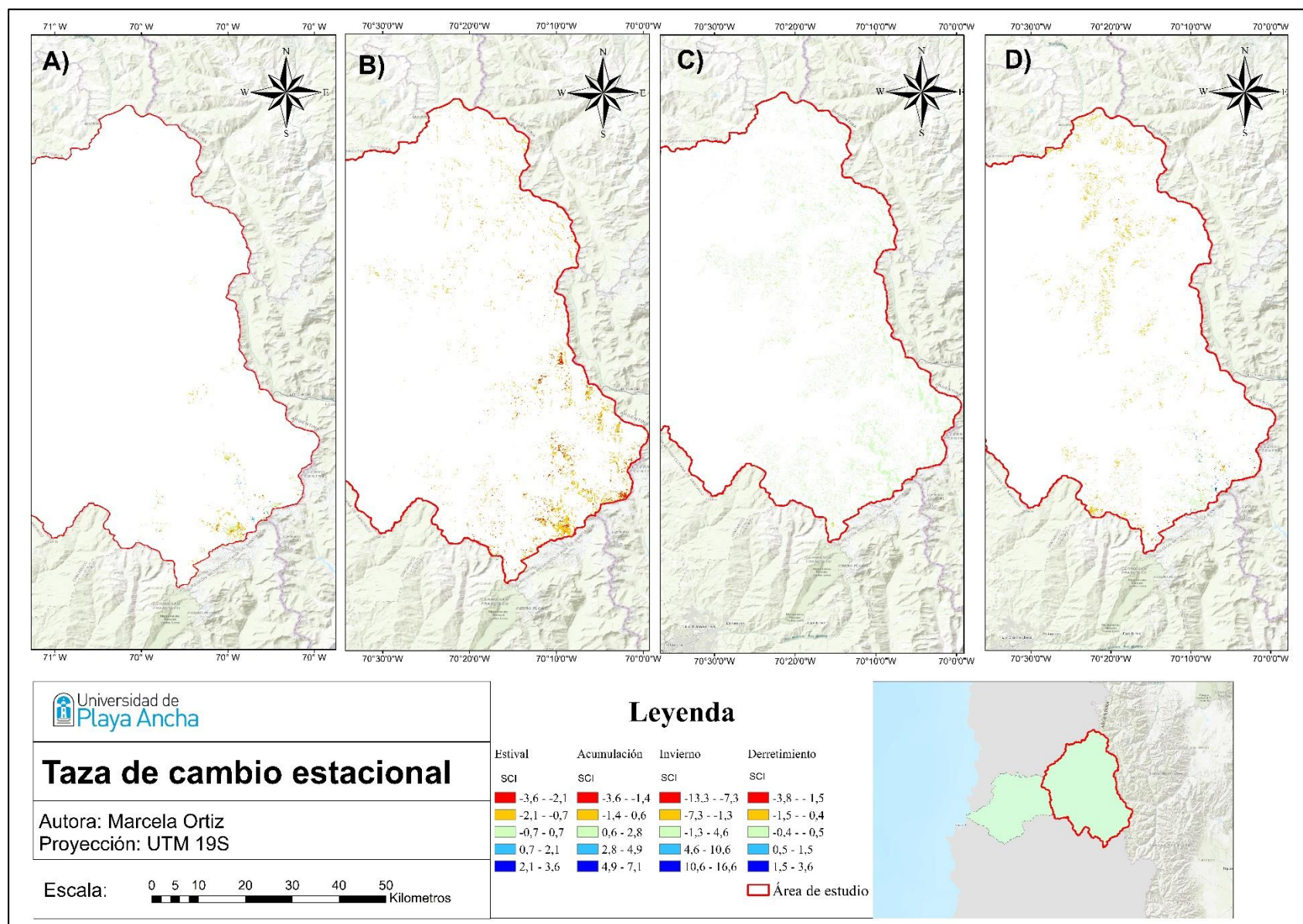


Figura 28. Tasa de cambio estacional-anual mediante la prueba de significancia. Elaboración propia.

En la Figura 28a se muestra la primera estación correspondiente a la estival, quien a primera vista no presenta grandes variaciones a lo largo de todo el periodo de medición. Sin embargo, los valores más comunes de pérdida de nieve son equivalentes de un 0,7 a un 2% de cambio anual para esta estación, significando con ello una pérdida de 3 a 7 días de nieve por año, mientras que para un total acumulado corresponde a 231 días. Por su parte, al sureste de la cuenca se encuentran pequeñas zonas con variaciones positivas de acumulación de nieve siendo iguales a un 0,7%. Para la estación de acumulación (Figura 28b) se muestra el comienzo de una concentrada disminución de nieve a partir de un rango anual de pérdida equivalente de un 1,4% a un 3,6% con una distribución principalmente en el sureste de la sección superior. Este rango indica que para esta estación tendríamos de 5 a 13 días de pérdida para cada año. Para la estación de invierno (Figura 28c) se muestra una alta concentración de pérdida, llegando a rangos que superan en un 27% a cualquier otra estación. Nos referimos a valores de pérdidas equivalentes desde un 1,3 a un 13%. Sin embargo, el valor más común de pérdida es de un 1,3% equivalente a 5 días menos de nieve para cada año en esta estación. Finalmente, la estación de derretimiento (Figura 28d) muestra valores generales de pérdida de nieve equivalentes desde un 0,4 a un 3,8% a lo largo de toda el área de interés, indicando desde 1 a 14 días de pérdida de nieve. Sin embargo, los valores más comunes oscilan entre un 0,5 a 1,5% de pérdida anualmente, presentando una concentración de valores con pérdidas más altas hasta 5 días (1,5%) hacia el norte del área, mientras que los valores más bajos se sitúan hacia el sur con hasta 2 días de pérdida (0,5%).

4.3. Analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua.

Una vez realizada la cuantificación de la tendencia de nieve, se dio lugar al análisis en los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo. Para ello, se generó una división mediante decenios, los cuales comprenden cuatro grupos a excepción del último que sólo agrupó los tres años restantes del análisis.

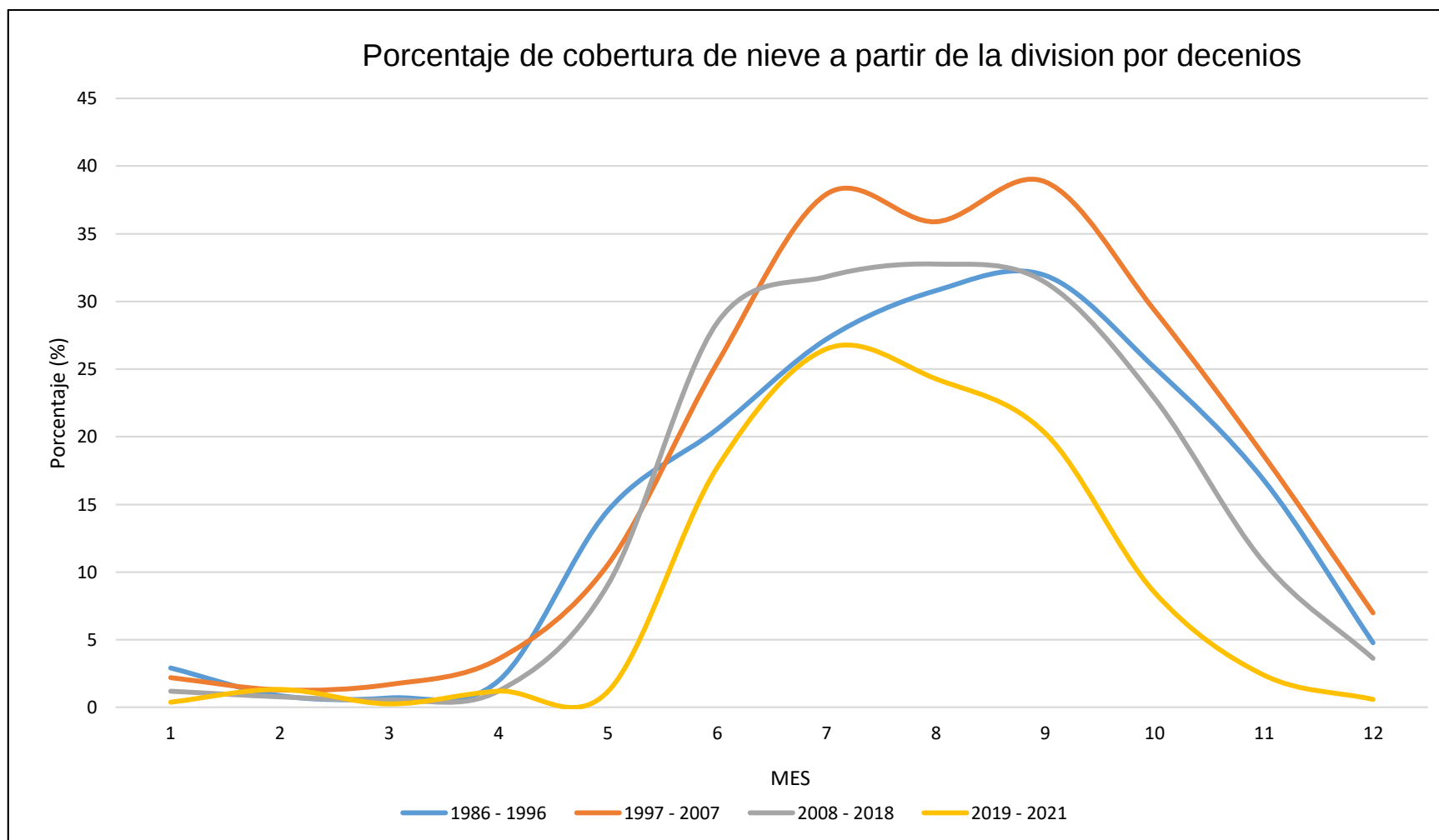


Figura 29. Representación gráfica de la cobertura de nieve promedio mensual para cuatro grupos de decenios. Elaboración propia

A partir de la Figura 29 se evidencia un claro patrón dominado por las nieves de manera común a lo largo de toda la serie temporal.

En este proceso hay diversas formas de análisis. De manera general podemos evidenciar que entre el primer y cuarto mes se evidencia un patrón estival con la mínima cobertura de nieve sin la presencia de variaciones significantes a lo largo de la serie temporal. Posteriormente, a fines del cuarto y principios del séptimo mes, se encuentra un patrón de acumulación donde existe la mayor concentración de nieve. Entre el séptimo y noveno mes existe un patrón invernal donde no hay grandes cambios en el nivel de nieve. Finalmente encontramos un patrón de derretimiento caracterizado a partir de finales del noveno al doceavo mes. Tomando en cuenta aquellas estaciones que presentan más diferencias encontramos la estación de acumulación contemplando un total de dos meses y medio mientras que para la estación de derretimiento serían tres meses de actividad. De forma individual, el primer decenio presenta un comportamiento asimétrico que puede deberse a la baja disponibilidad de información que contemplaban los primeros años de análisis comparado a los más actuales. Sin embargo, al comparar las otras tres curvas podemos notar a simple vista la gran diferencia entre las coberturas de nieve que tienen unas de otras a partir de elementos como la magnitud, tiempo y velocidad. Si analizamos la estación estival comprendida del primer al tercer mes, podemos evidenciar que las curvas no presentan cambios. Por su parte, la estación de acumulación comprendida en el mes cuarto a principios del séptimo presenta una diferencia no sólo en magnitud sino también en tiempo y velocidad de acumulación. Con magnitud nos referimos al porcentaje de cobertura que obtuvo cada curva, en tiempo nos referimos a la durabilidad del proceso y finalmente en velocidad nos referimos al movimiento que presentó cada curva, es decir, que tan temprano o que tan tarde se acumuló la nieve. Como vimos anteriormente, la segunda curva presentada en el decenio 1997-2007 se registró como una década sumamente húmeda, en donde se corroboró (Figura 32 anexos) la existencia de gran cantidad de precipitación y baja temperatura, por lo que concentró los mayores valores de cobertura de nieve frente a las otras décadas. Siguiendo con la estación de invierno, evidenciamos que estamos en un periodo con una cobertura de nieve muy baja, en donde si comparamos los periodos de análisis, podemos ver que existe una década extremadamente nivosa (1997-2007), dos décadas que acumularon cantidades de nieve

similares (1986-1996 / 2008-2018) y luego la última década (2019-2021) que responde a un periodo con alto déficit de nieve. Finalmente, para la estación de derretimiento se evidencia que la velocidad en la que se derrite la nieve no ha variado en gran cantidad. Sin embargo, se evidencia que en magnitud sí se registran grandes cambios, evidenciándose que en la segunda década el derretimiento comenzó a partir de un 38% de cobertura de nieve a comparación de la última década que comenzó con un 20% de cobertura. Sumado a ello, se evidencia que la tasa de cambio es de un 10% por cada mes en las primera tres décadas, mientras que la última década se presenta de manera más lenta, pero en un periodo más prolongado y a partir de un registro mucho más bajo en la cobertura de nieve.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1. Discusiones.

El utilizar los datos procedentes de Landsat permitió un análisis de 1.862 imágenes satelitales, libres de nubes y con una adquisición desde 1986 de manera continua, ampliando el repositorio bibliográfico existente en tiempo y espacio.

En primera instancia, las imágenes satelitales permitieron ampliar la resolución espacial con 30 metros frente a los estudios anteriores y profundizar a escala de sub-píxel el comportamiento de la cobertura de nieve en la sección media superior de la cuenca del río Aconcagua. Si bien el estudio comprendió maximizar la información excluyendo cuatro años de estudio debido a las irregulares presentadas por el sensor y la baja disponibilidad de los dos primeros años (Tabla 14 anexos), estos años pueden ser recuperados a partir de varios métodos como es el relleno de información el cual no es llevado a cabo en la presente investigación, pero sería de gran utilidad un futuro desarrollo de ellos. Se presenta un trabajo sólido a partir de un análisis con una serie temporal continua, consolidando estudios previos y complementando necesidades futuras.

La necesidad de eliminar las nubes (Figura 21) para que no interfiriera en los resultados de nieve era un gran desafío. Para ello, se optó por utilizar el algoritmo CFmask el cual resultaba ser el más conveniente a la hora de trabajar sobre la colección Landsat SR ya que presentaba una banda de calidad que distinguía cada clase, permitiéndonos eliminar todo lo que sería nube y trabajar con nieve. Si bien este algoritmo es el que mejor resultados entrego para esta investigación, sus resultados serían más exactos y con menos margen de error si se evitará su uso en zonas brillosas como es la nieve/hielo, dunas de arenas, lagos, edificios o playas (USGS, 2020), con ello reduciría la incertidumbre sobre la presencia de nubes finas que pueden interferir en los patrones de nieve.

En el presente trabajo nos enfrentamos a un problema de nubes cuando obtuvimos el gráfico de SCI mensual de manera anual (Figura 21). En él vimos que el octavo mes registró una baja en la cobertura de nieve cuando en realidad debiese haber seguido el patrón común de estacionalidad entre los meses de invierno. Al no incorporar elementos

climáticos para la presente investigación, se entendió que este problema se debía a una interferencia entre las nubes. Así lo confirma la Figura 32 presentando la relación de la cubierta de nieve frente a la cobertura de nubes y en donde evidenciamos que en el mes octavo hubo un mayor registro de nubes frente a la cantidad de nieve registrada por lo que en este mes la cobertura de nubes predominó sobre la nieve resultando con ello la baja de esta última.

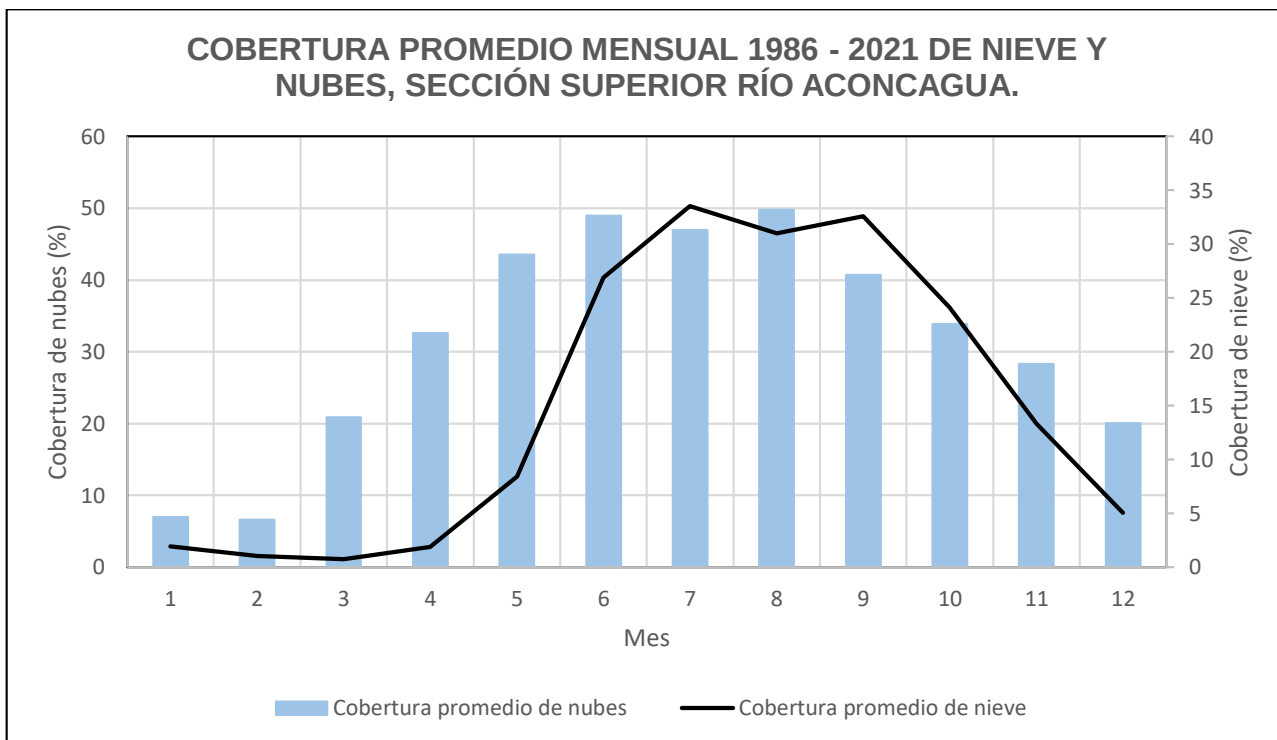


Figura 30. Cobertura de nieve mensual versus la cobertura de nieve en el periodo 1986-2021 con Landsat

A fin de comparar esta figura con los datos previamente estudiados por el sensor MODIS, podemos ver que la Figura 30 comparada con la Figura 31 presentan cierto grado de correlación en el octavo mes, de manera que ambas registraron un aumento en la presencia de nubes frente a la nieve. Sin embargo, la cantidad de cobertura de ambos elementos presentan diversas variaciones.

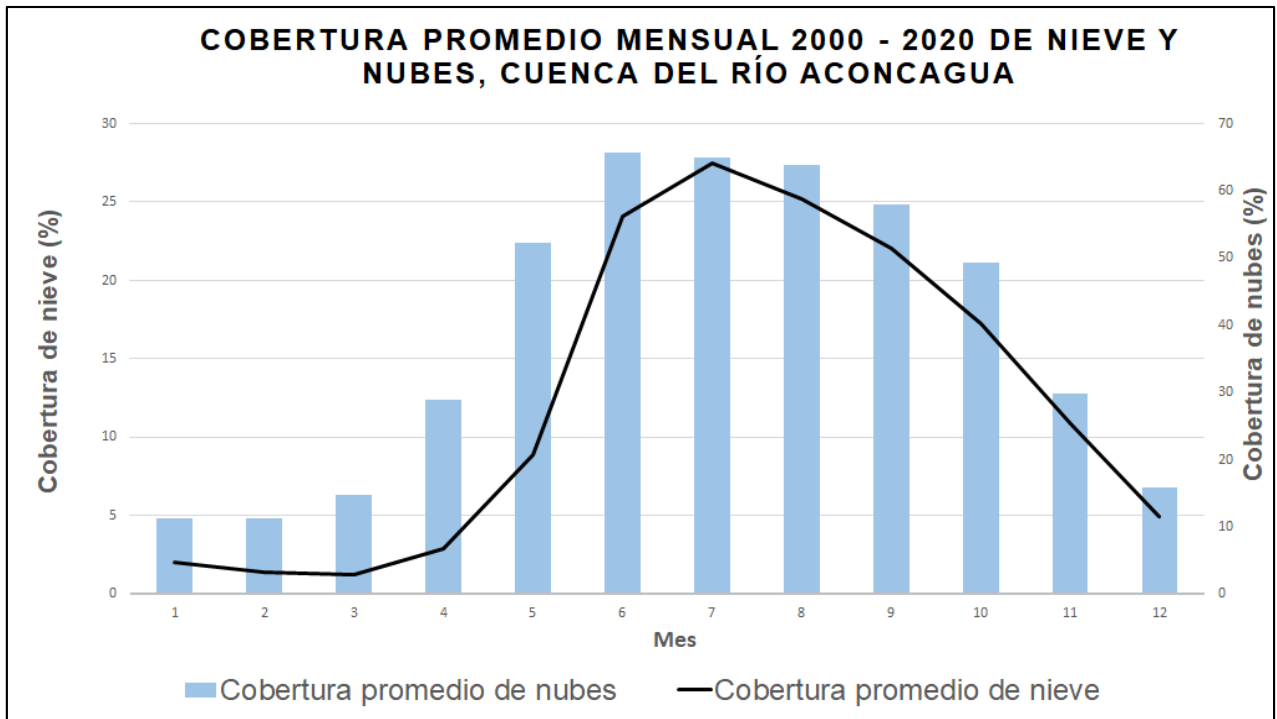


Figura 31. Cobertura de nieve mensual versus la cobertura de nieve en el periodo 2000-2020 con MODIS

Si bien se eliminaron las nubes en gran medida, se verificó que las nubes siguen siendo un problema, y para ello se recomienda complementar esta información con otros métodos de eliminación o relleno de nubes, entre ellos podrían utilizarse la secuencia establecida por autores como Gafurov (2009) mediante algoritmos espaciales que permite discriminar de mejor manera lo que es nieve y nube y así obtener resultados más sólidos. Por otra parte, cuando evaluamos la cuantificación anual y estacional mediante las pruebas estadísticas no paramétricas (Figura 23-28), nos encontramos con varios elementos de interés. En primera instancia podemos decir que la tendencia anual de la sección superior a lo largo de todo el periodo de medición fue principalmente relevante en el sector norte y sur del área de estudio existiendo mayores concentraciones de valores de pérdida de nieve.

A escala estacional nos encontramos con que la pérdida de frecuencia de nieve en invierno (Figura 28c) no fue tan relevante, si bien en ella se perdió nieve, no fue tan relevante en comparación a las otras estaciones lo que se debería principalmente a un factor dominante como es la temperatura, la cual cabe mencionar, no se incorporó en el

estudio, pero aun así la explicación radicaría en la isoterma < 1000 m, por lo que los valores mostrados en la figura 28c estuvieron bajo la isoterma.

En la estación estival (Figura 28a) nos encontramos con una concentración pequeña de valores con pérdida de frecuencia de nieve al sureste de la cuenca. Si bien en ella encontramos una pequeña concentración de pérdida, también encontramos pequeñas zonas en las que hubo un aumento en la frecuencia de nieve. A su vez, en la estación de acumulación (Figura 28b) nos encontramos con una pérdida en la frecuencia de acumulación de nieve mientras que para la estación de derretimiento (Figura 28d) nos encontramos con una pérdida en la frecuencia de derretimiento de la nieve. Cuando nos detenemos a analizar este evento nos encontramos con que el sector sureste de la estación de acumulación es el más afectado, encontrándose las cuencas de portillo y juncal mientras que para la estación de derretimiento los sectores más afectados se encuentran en el noreste de la cuenca en el sector de Putaendo.

La explicación más viable para este evento radica especialmente en factores como la topografía, en donde la altura sería el detonante de cambio entre una estación y otra. Así mismo encontramos que la altura promedio para el sector sureste de la cuenca (portillo – juncal) bordea los 6.000 msnm mientras que para el noreste de la cuenca (Putaendo) bordea los 1.000 msnm (Figura 1). La diferencia de altura sería un factor predominante entre ambas estaciones debido a que esta variable condiciona las temperaturas más heladas y más cálidas según sea la altura de cada una, es decir, a mayor altura menor temperatura, por el contrario, a menor altura mayor temperatura, y con ello nos referimos a que el sector sureste al tener más altura existe menor temperatura por lo que mediante este factor se explicaría la pérdida de frecuencia de acumulación mediante el factor de precipitación (Figura 32).

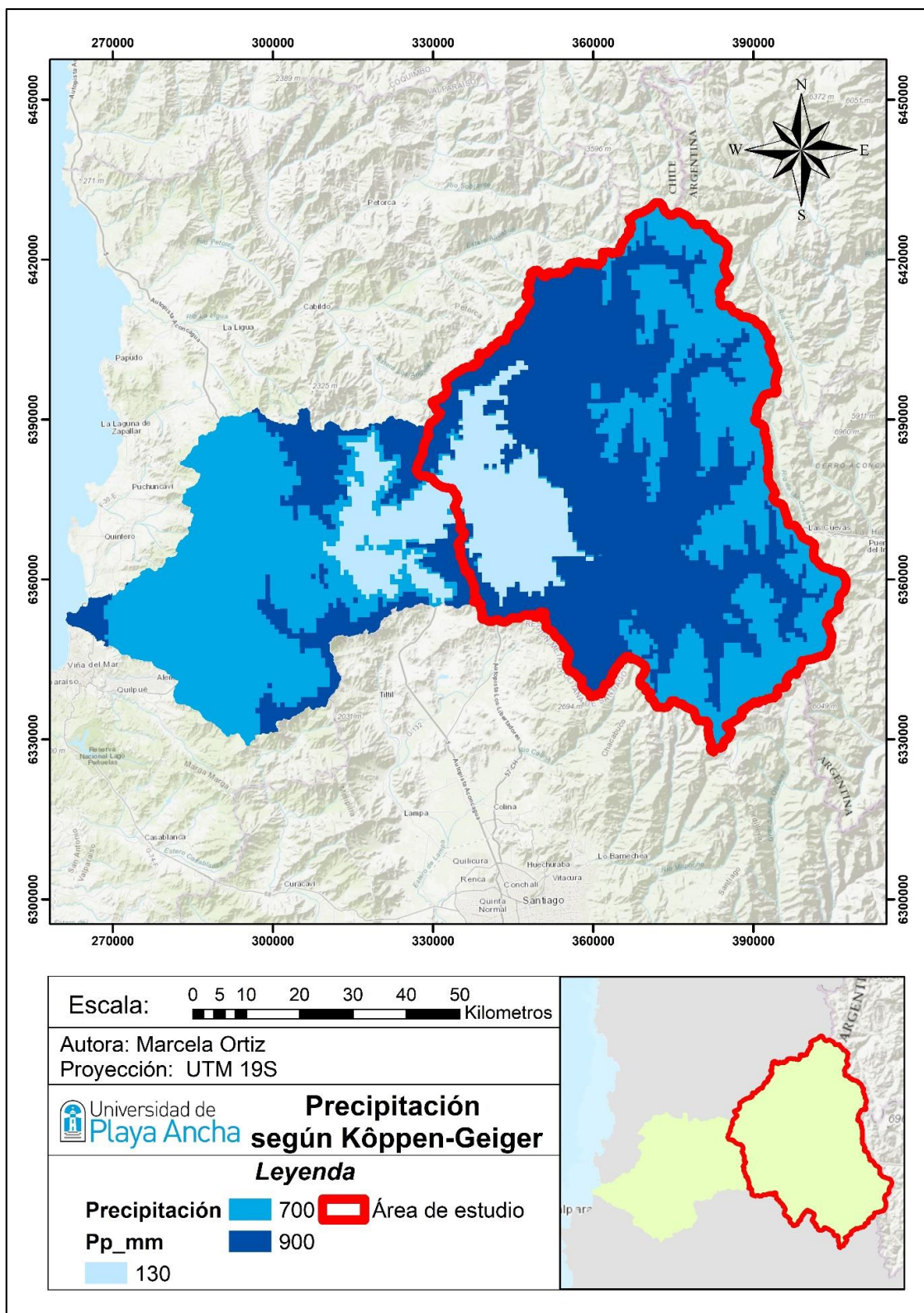


Figura 32. Datos de precipitación y temperatura anual para la estación de Portillo. Elaboración propia.

Por otro lado, en la estación de derretimiento nos encontramos con otro factor dominante el cual sería la temperatura, es decir, a menor altura menor es la temperatura, por ello evidenciamos que en el sector de Putaendo al tener menos altura (Figura 1) existe una mayor concentración de pérdida en la frecuencia de nieve debido a los niveles más altos de temperatura (Figura 33).

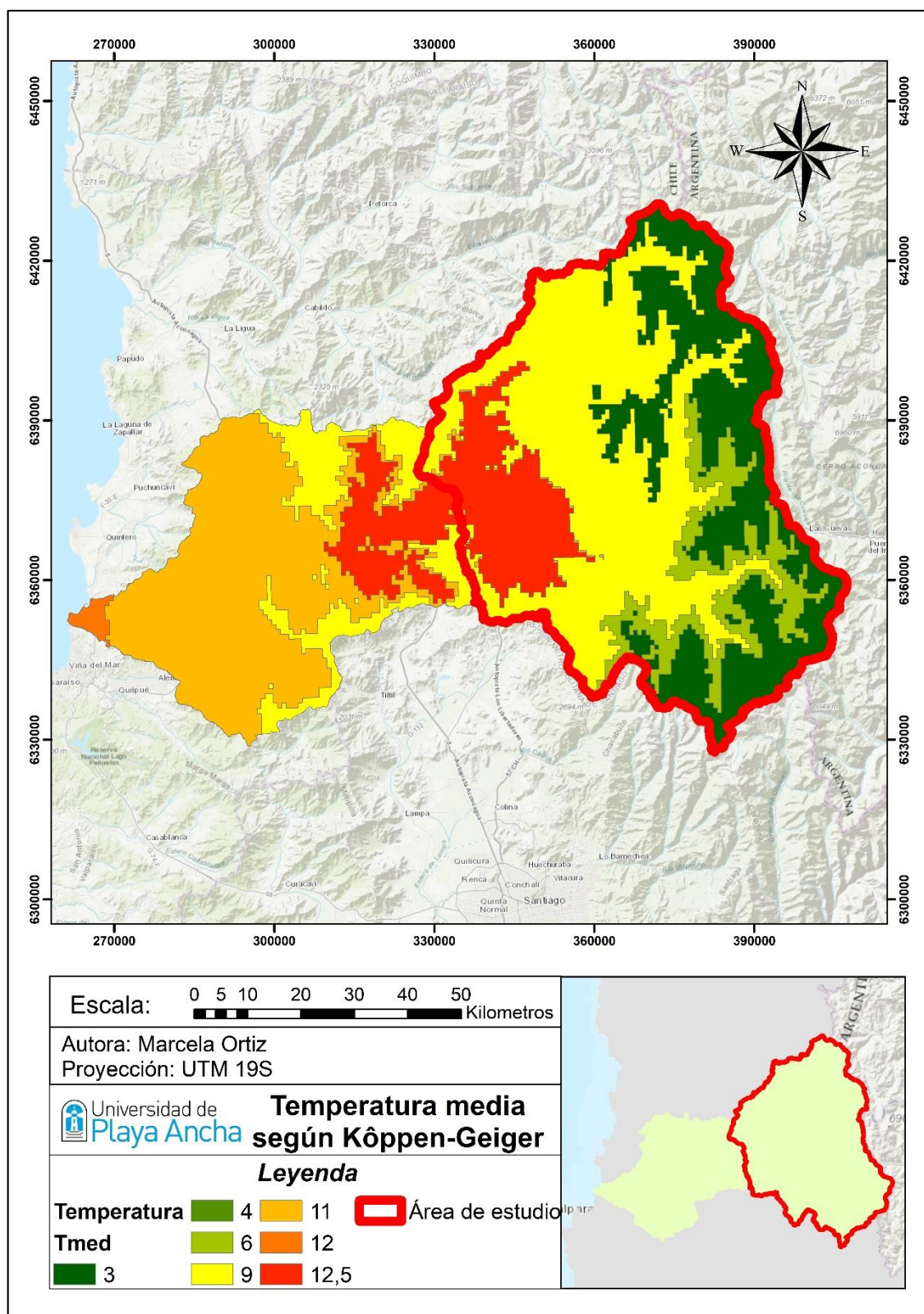


Figura 33. Representación cartográfica de temperatura media según clasificación de Köppen – Geiger. Elaboración propia.

Finalmente, en cuanto al análisis en los cambios de los patrones de nieve a partir de toda la serie temporal nos encontramos con un patrón estacional en el cual a partir de cada estación podemos evidenciar cuán relevante ha sido el comportamiento de cada curva. En esta sección no solo evaluamos un cambio de patrón mediante grupos de decenios, junto a ello se evaluó un cambio de patrón a partir de grupos de quinquenios. Sin embargo, esta información no aportaba información relevante para realizar otro tipo de análisis por lo que no fue incluida dentro del cuerpo de la investigación.

Determinar la magnitud de las tendencias que implica la disminución de la frecuencia de nieve en la sección superior de la cuenca del río Aconcagua es de gran interés para los tomadores de decisiones. Sabemos que el río del Aconcagua es la principal cuenca que abastece a la zona central por lo que el estudio exhaustivo del comportamiento en la frecuencia de nieve es indispensable. Conocer cómo ha ido cambiando el patrón de comportamiento es vital para tomar medidas drásticas para el desarrollo de la región. Sabemos que la escasez de agua es cada vez mayor, que las temperaturas son cada vez mayores y en sí, el avance del cambio climático es cada vez más acelerado. Si bien en esta investigación no se tomaron indicadores climáticos como el SAM (Modo Anular del Sur) o ENSO (Niño-Oscilación del Sur), podemos indicar que la disminución de frecuencia de nieve es atribuible a las condiciones de precipitación, es por ello que la importancia de la investigación radica en conocer como ha sido el comportamiento en la frecuencia de nieve años anteriores con el fin que de podamos proyectar que es lo que se nos viene a futuro y así mismo tomar las medidas necesarias y a su vez drásticas para disminuir el acelerado cambio climático.

A partir de los resultados observados se proponen pasos a seguir que debiesen estar enfocados en primera instancia en desarrollar este trabajo investigativo sobre toda la cordillera de los andes para el territorio chileno incorporando indicadores climáticos para profundizar en las causas de las tendencias de frecuencia de nieve en su totalidad y determinar qué zonas son en las que hay que actuar más rápidamente. En segundo lugar, sabemos que el obtener una resolución de 30 m y un amplio periodo de medición nos posiciona con una gran ventaja por sobre estudios anteriores. Si bien esto es un gran insumo, se propone la fusión de Landsat con otros sensores remotos tal como sería

Sentinel o drones permitiendo un análisis más detallado a partir de 10 m a 1 cm. Finalmente nos gustaría proponer complementar el análisis con la implementación de modelos hidrológicos que den cuenta del comportamiento de los caudales en el territorio chileno con el fin de monitorear la disponibilidad de agua.

5.2. Conclusiones

Este estudio presenta un nuevo conjunto de datos de alta resolución espacial y temporal a partir de la evaluación de la tendencia de la cobertura de nieve en la sección media superior del río Aconcagua. Estos datos contemplaron una serie temporal continua desde 1986 hasta la actualidad mediante las observaciones de imágenes satelitales sobre el área cubierta de nieve de los satélites Landsat.

Si bien la zona de interés posee un carácter nivo-pluvial marcado por grandes áreas en las que existe acumulación de nieve, estas parecen no ser suficientemente fácil de detectar cuando nos enfrentamos a un estudio utilizando sensores remotos pues la presencia de nubes interfiere en gran medida en la variabilidad de nieve en épocas invernales, dificultando su detección. Sin embargo, la teledetección es una herramienta que ofrece la oportunidad de minimizar esta dificultad a partir de diversas técnicas como es expuesto en la presente investigación. Es así como la teledetección nos permitió realizar en el primer objetivo, la optimización la disponibilidad de imágenes satelitales sin nubes a “nivel de píxel” en el área de estudio. El enmascarar las nubes para evitar sesgos en nuestra primera etapa de investigación fue de vital importancia pues estas tienden a confundirse con la presencia de nieve en cualquier lugar. El algoritmo CFmask fue el algoritmo que presentó el mejor desempeño a partir del sensor Landsat. Con él no solamente se logró la eliminación de nubes, sombras de nubes y nubes de alta confianza en gran cantidad, sino que también incorporó la reducción de errores de omisión y comisión logrando optimizar la disponibilidad de imágenes en un 61% lo que correspondería a un total de 1.162 imágenes eliminadas en el proceso de enmascaramiento.

Posteriormente para cuantificar la variabilidad espacio temporal de cobertura de nieve anual y estacional en un periodo de 33 años, permitió conocer y analizar los grandes comportamientos que ha tenido nuestra área de estudio de manera continua. El extender

el periodo de medición fue de vital importancia para establecer las relaciones y comparaciones que se obtuvieron con las investigaciones anteriores utilizando el sensor satelital MODIS. Este análisis es interesante ya que con MODIS teníamos información relevante desde el año 2000, pero con la presente investigación podemos saber qué hace 15 años antes también había una tendencia hacia la disminución de nieve, es decir, lo que es detectado con MODIS ya ocurrió antes. Así mismo podemos decir que los análisis entregados por MODIS pueden estar sobreestimando la cantidad de nieve disponible pues solo toma un periodo (2000-2016) el cual posee tendencias significativamente negativas y no un periodo de tiempo en el cual hubo gran cantidad de nieve como lo pudimos ver en el año 1997 (Figura 34).

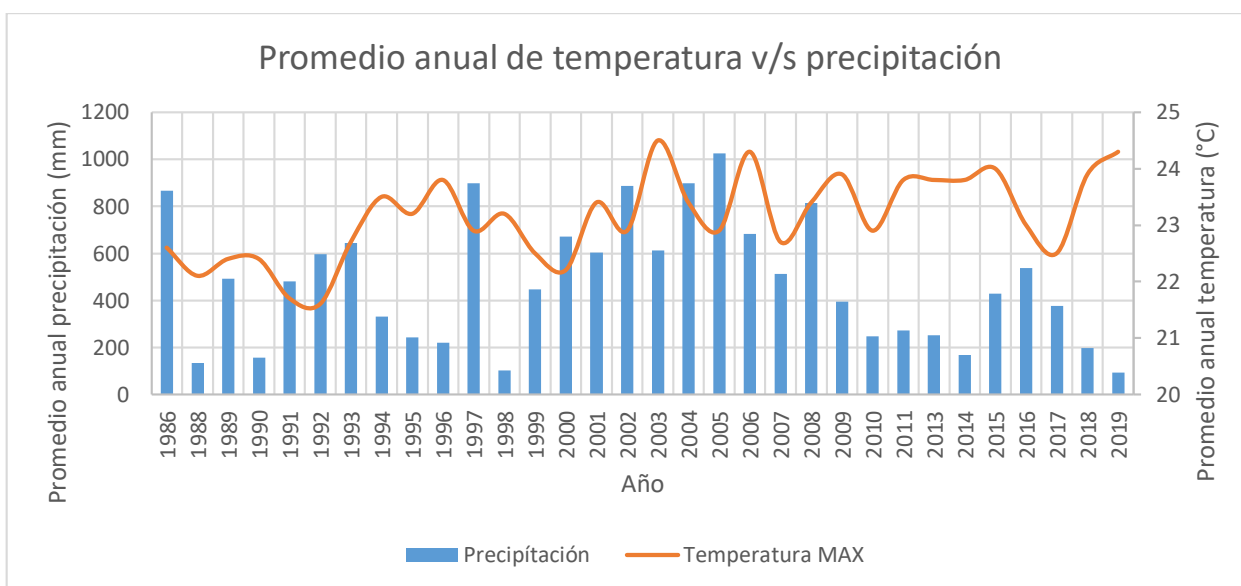


Figura 34. Relación entre la precipitación y temperatura máxima anual para la estación de portillo 1986-2021. Elaboración propia.

Finalizando con el tercer objetivo el cual responde al analizar los cambios en los patrones anuales de nieve a largo plazo en la sección superior del Río Aconcagua, se evidencia un patrón en común de carácter nival. Su análisis a partir de la división por estaciones resulta tener ciertas diferencias. En primera instancia, si comparamos una estación con la otra podemos evidenciar que la duración de cada una va variando, ello lo demuestra la estación de acumulación y derretimiento con dos meses versus tres meses respectivamente. Sin embargo, si comparamos las mismas estaciones, es decir, si nos

centramos solo en las curvas de la estación estival para los cuatro decenios no se evidencian diferencias, pero sí podemos ver diferencias a partir de la estación de acumulación en donde esta misma estación va variando en magnitud, tiempo y en la velocidad de acumulación. Esto no siempre es así, pues al igual que en la estación estival, la estación de invierno no posee grandes diferencias, pero si vuelve a ocurrir con la estación de derretimiento. Si bien esta última no presenta variaciones en magnitud, si las hay en tiempo y en velocidad.

El presente estudio permitió contestar satisfactoriamente la pregunta de investigación planteada al inicio de la investigación de manera que fue posible confirmar que existe una severa disminución de la frecuencia de nieve en periodos más largos de los previamente informados ya que como dijimos anteriormente, el análisis fue característico para determinar que hace 15 años antes del año 2000, ya había comenzado la disminución en la frecuencia de nieve.

Con la información y metodología abordada de forma explícita y puesta a disposición en la presente investigación, queda abierta la posibilidad de replicar la metodología con nuevas proyecciones. El aumentar el periodo de medición resulta de gran importancia para la toma de decisiones en los planes de gestión a partir de la distribución de nieves. A su vez, la extensión del periodo de medición permite realizar estimaciones a futuro sobre lo que podría ocurrir con la intensificación del cambio climático, ayudando a mitigar efectos o acciones con respecto a esta variable. Sumado a ello, la información a disposición permite generar insumos visuales representados en cartografías a nivel de subcuenca, lo cual se carece en esta área de estudio.

Los siguientes pasos a seguir podrían incluir la incorporación de nuevas bases de datos o la fusión de ellas como es con un nuevo programa satelital Sentinel, permitiendo maximizar aún más la resolución espacial (~10 m). Si bien en la presente investigación no se incorporaron indicadores climáticos, se pusieron a disposición datos meteorológicos de precipitación y temperatura y, adicionalmente la variable altura para correlacionar los fenómenos anuales y estacionales. Sin embargo, en una próxima investigación es de vital importancia incorporar indicadores climáticos explícitos para verificar los distintos comportamientos de la nieve con relación a los patrones de

circulación como es el viento por ejemplo o la relación con ENSO para un amplio periodo de tiempo. De esta manera podríamos entender de mejor manera como el cambio en los patrones de nieve se ve afectado por los cambios en los patrones de precipitación en un periodo de 33 años o hasta 40 años.

Bibliografía

- Aguilera Pettinelli, E. (2017). Representación de la hidrología glaciar de la cuenca del río Maipo a través de un modelo hidrológico simplificado. Recuperado de: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/146097>
- Arauna, C. (2000). Recopilación y análisis de estudios y proyectos realizados de la Cuenca del Río Aconcagua. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso.
- Becker, A., & Bugmann, H. (1999). Global change and mountain regions. Global Terrestrial Observing System.
- Bórquez, R. (2007). Analysis of the current scenary of mountain glaciers in chile: a standpoint from the ecological security framework. Universidad de chile.
- Bradley, R. S. (2006). Climate Change: Threats to Water Supplies in the Tropical Andes. *Science*, 312(5781), 1755–1756. doi:10.1126/science.1128087
- Bravo, N. (2017). Teledetección espacial Landsat, Sentinel2, Aster l1t y Modis. Facultad de Recursos Naturales Renovables. Universidad Nacional Agraria de la Selva.
- Caviedes, C. (1972). Geomorfología Del Cuaternario Del Valle Del Aconcagua, Chile Central. Universidad de Michigan.
- Chander, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113(5), 893–903. doi: 10.1016/j.rse.2009.01.007.
- Chuvieco, E. (1991). Fundamentos de teledetección espacial. *Estudios Geográficos*, 52(203), 371.
- Cornwell, E., Molotch, N. P., and McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 411–430, <https://doi.org/10.5194/hess-20-411-2016>.

- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. (2016). Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research*, 52(4), 2582–2600. doi:10.1002/2015wr018376
- Crane, R., & Anderson, M. (1984). Satellite discrimination of snow/cloud surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 5(1), 213–223. doi:10.1080/01431168408948799.
- Cuevas, A., & González, D. (2019). Propuesta metodológica para la delimitación de la zona de interfaz urbano forestal en Valparaíso anfiteatro, mediante el uso de teledetección. Universidad de Playa Ancha, Facultad de Ciencias Naturales y Exactas.
- Dewalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press. New York. 428p.
- DGA. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Aconcagua [En línea] <https://mma.gob.cl/wp-content/uploads/2017/12/Aconcagua.pdf> [consulta: 27 de mayo de 2021].
- Dietz, A. J., Kuenzer, C., Gessner, U., & Dech, S. (2012). Remote sensing of snow – a review of available methods. *International Journal of Remote Sensing*, 33(13), 4094–4134. doi:10.1080/01431161.2011.640964.
- Dozier, J. (1984). Snow Reflectance from LANDSAT-4 Thematic Mapper. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-22(3), 323–328. doi:10.1109/tgrs.1984.350628.
- Fitzharris, BN., Allison, I., Braithwaite, R. J., Brown, J., Foehn, P. M. B., Haeberli, W., Higuchi, K., Kotlyakov, V. M., Prowse, T. D., Rinaldi, C. A., Wadhams, P., Wook, M. K., & Zichu, X. (1996). The Cryosphere: Changes and their impacts. In *Climate Change 1995: Impacts, adaptations and mitigation of climate change: Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 241-266). Cambridge

https://www.ipcc.ch/ipccreports/sar/wg_II/ipcc_sar_wg_II_full_report.pdf

- Foga, S., Scaramuzza, PL, Guo, S., Zhu, Z., Dilley, RD, Beckmann, T., Schmidt, GL, Dwyer, JL, Hughes, MJ, Laue, B. (2017). Comparación y validación de algoritmos de detección de nubes para productos de datos Landsat operativos.
- Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, R., & Robinson, D. A. (2012). A review of global satellite-derived snow products. *Advances in Space Research*, 50(8), 1007–1029. doi: 10.1016/j.asr.2011.12.021.
- Gafurov, A., & Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7), 1361–1373. doi:10.5194/hess-13-1361-2009.
- Gao, B.-C., Han, W., Tsay, S. C., & Larsen, N. F. (1998). Cloud Detection over the Arctic Region Using Airborne Imaging Spectrometer Data during the Daytime. *Journal of Applied Meteorology*, 37(11), 1421–1429. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1421:CDOTAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1421:CDOTAR>2.0.CO;2).
- Gasca, C., & Jiménez, E. (2012). Técnicas de teledetección en el estudio de los cambios medioambientales que se producen en la criósfera. Universidad Politécnica de Catalunya.
- González, H. E., D. Bozkurt, F. Cereceda-Balic, R. Cordero, F. Fernandoy, J. L. Iriarte, S. MacDonell, J. McPhee, E. Poulin, A. Rivera y M. Schaefer. (2019). Criósfera Chilena y Antártica: Recomendaciones desde la evidencia científica. Comité científico COP25, mesa Criósfera y Antártica, 46 páginas
- Goodison, B. E., Brown, R. D., & Crane, R. G. (1999). Cryospheric Systems, in *Earth Observing System (EOS) Science Plan*, Chapter 6, NASA.
- Goslee, S.C. (2011). Analyzing Remote Sensing Data in R: The landsat Package. *Journal of Statistical Software*. Volume 43, Issue 4.

- Hall, DK, Riggs, GA, Salomonson, VV, Barton JS, Casey, KL, Chien, NE, DiGirolamo, AG, Klein, H, Powell W, & Tait, AB. (2001). Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms,
- Hall, A., Cox, P., Huntingford, C., & Klein, S. (2019). Progressing emergent constraints on future climate change. *Nature Climate Change*, 9(4), 269–278. doi:10.1038/s41558-019-0436-6.
- IPCC. (2014). Climate Change. Recuperado de: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/>
- IPCC. (2018). Calentamiento global de 1,5°C. Recuperado de: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/09/IPCC-Special-Report-1.5-SPM_es.pdf.
- Karpouzou, D. K., Kavalieratou, S., & Babajimopoulos, C. (2010). Trend analysis of precipitation data in Pieria Region (Greece). *European Water*, 30(30), 30-40.
- Kennedy, R., Yang, Z., Gorelick, N., Braaten, J., Cavalcante, L., Cohen, W., & Healey, S. (2018). Implementation of the LandTrendr Algorithm on Google Earth Engine. *Remote Sensing*, 10(5), 691. doi:10.3390/rs10050691
- Leal, G. J. (2020). Una aproximación al mapeo de la línea de nieve mediante la plataforma Google Earth Engine en la zona glaciológica sur de los Andes de Chile. Universidad de Concepción, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Departamento de Geografía.
- Luque, J. (2012). Espectro electromagnético y espectro radioeléctrico. Manual formativo de ACTA, (62), 17-31.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Tagesson, T., & Fensholt, R. (2018). Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000–2016). *Remote Sensing of Environment*, 209, 240–252.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005:

- Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19(24), 6334–6352. doi:10.1175/jcli3969.1
- Masiokas, M. H., Rabatel, A., Rivera, A., Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J. L., ... MacDonell, S. (2020). A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Mateo-García, G., Gómez-Chova, L., Amorós-López, J., Muñoz-Marí, J., & Camps-Valls, G. (2018). Multitemporal Cloud Masking in the Google Earth Engine. *Remote Sensing*, 10(7), 1079. doi:10.3390/rs10071079.
- Meier, M. F. (1980). Remote sensing of snow and ice / La télédétection de neige et de glace. *Hydrological Sciences Bulletin*, 25(3), 307–330. doi:10.1080/02626668009491937.
- Miller, S. D., Lee, T. F., & Fennimore, R. L. (2005). *Satellite-Based Imagery Techniques for Daytime Cloud/Snow Delineation from MODIS. Journal of Applied Meteorology*, 44(7), 987–997.
- Ministerio de Agricultura. (2016). Diagnóstico para desarrollar plan de riego en cuenca de Aconcagua. Recuperado de: https://www.repositoriodirplan.cl/bitstream/handle/20.500.12140/32154/Resumen_Ejecutivo_Cuenca_%20Aconcagua.pdf?sequence=12&isAllowed=y.
- Morales, N. B. (2017). Teledetección espacial Landsat, Sentinel2, Aster L1T y MODIS. Universidad Nacional Agraria de la Selva, Facultad de Recursos Naturales Renovables, Escuela Profesional de Ingeniería Forestal.
- Mouazen, A. M., Alexandridis, T., Buddenbaum, H., Cohen, Y., Moshou, D., Mulla, D., Sudduth, K. A. (2020). Monitoring. Agricultural Internet of Things and Decision Support for Precision Smart Farming, 35–138.
- Municipalidad de Quillota. (2014). Capítulo 6 estudio de riesgos y protección ambiental. Recuperado de: https://quillota.cl/repositorio/prc/documentos/05_ANEXO_RIESGOS_PROT_AMBIENTAL_PRC_Quillota.pdf

- Nolin, A. (2010). Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 200.
- Painter, T. H., Rittger, K., McKenzie, C., Slaughter, P., Davis, R. E., & Dozier, J. (2009). Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 113(4), 868-879.
- Parajka, J., & Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal combination of MODIS images - potential for snow cover mapping. *Water Resources Research*, 44(3). doi:10.1029/2007wr006204.
- Pérez, C., & Muñoz, A. L. (2006). Teledetección: nociones y aplicaciones.
- Pettorelli, N., Laurance, W.F., O'Brien, T.G., Wegmann, M., Nagendra, H., Turner, W. (2014). Satellite remote sensing for applied ecologists: opportunities and challenges. *Journal of Applied Ecology* 51, 839–848. doi:10.1111/1365-2664.12261.
- Pettorelli, N., Schulte to Bühne, H., Tulloch, A., Dubois, G., Macinnis-Ng, C., Queirós, A. M., ... Nicholson, E. (2017). Satellite remote sensing of ecosystem functions: opportunities, challenges and way forward. *Remote Sensing in Ecology and Conservation*, 4(2), 71–93. doi:10.1002/rse2.59.
- Pohlert, T. (2020). Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. Recuperado de: <https://cran.r-project.org/web/packages/trend/vignettes/trend.pdf>.
- Qin, D., Ding, Y., Xiao, C., Kang, S., Ren, J., Yang, J., & Zhang, S. (2017). Cryospheric Science: research framework and disciplinary system. *National Science Review*, 5(2), 255–268. doi:10.1093/nsr/nwx108.
- Rango, A. (1993). II. Snow hydrology processes and remote sensing. *Hydrological Processes*, 7(2), 121–138. doi:10.1002/hyp.3360070204
- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, A. P., & Pacheco, P. (2013). Climate Change and Water Resources in Arid Mountains: An Example from the Bolivian Andes. *AMBIO*, 42(7), 852–863. doi:10.1007/s13280-013-0430-6

- Richer, E., Kampf, S., Fassnacht, S., Moore, C., 2013. Spatiotemporal index for analyzing controls on snow climatology: application in the Colorado Front Range. *Physical Geography* 34, 85-107.
- Rocchio, L., Connot, P., Young, S., Ramsayer, K., Owen, L., Bouchard, M., & Barnes, C. (2018). Landsat benefiting society for fifty years. Nasa.
- Saavedra, F. (2016). Spatial and temporal variability of snow cover in the Andes Mountains and its influence on streamflow in snow dominant rivers (Doctoral dissertation, Colorado State University).
- Saavedra, F., Kampf, S., Fassnacht, S., & Sibold, J. (2018). Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000–2016. *The Cryosphere*, 12(3), 1027-1046.
- Salomonson, V., & Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, 89(3), 351–360. doi: 10.1016/j.rse.2003.10.016
- Sarricolea, P., Meseguer Ruiz, O., & Romero-Aravena, H. (2017). Tendencias de la precipitación en el norte grande de Chile y su relación con las proyecciones de cambio climático. *Diálogo andino*, (54), 41-50.
- Selkowitz, D. J., Painter, T. H., Rittger, K. E., Schmidt, G., & Forster, R. (2017). The USGS Landsat Snow Covered Area Products: Methods and Preliminary Validation. Automated Approaches for Snow and Ice Cover Monitoring Using Optical Remote Sensing; University of Utah: Salt Lake City, UT, USA, 76-119.
- Sibandze, P., Mhangara, P., Odindi, J., & Kganyago, M. (2014). A comparison of Normalised Difference Snow Index (NDSI) and Normalised Difference Principal Component Snow Index (NDPCSI) techniques in distinguishing snow from related land cover types. *South African Journal of Geomatics*, 3(2), 197. doi:10.4314/sajg.v3i2.6

- Stehr, A., & Aguayo, M. (2017). Snow cover dynamics in Andean watersheds of Chile (32.0–39.5° S) during the years 2000–2016. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(10), 5111–5126. doi:10.5194/hess-21-5111-2017
- Szwed, M., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., & Mezghani, A. (2017). Changes of snow cover in Poland. *Acta Geophysica*, 65(1), 65–76. doi:10.1007/s11600-017-0007-z
- Tamiminia, H., Salehi, B., Mahdianpari, M., Quackenbush, L., Adeli, S., & Brisco, B. (2020). Google Earth Engine for geo-big data applications: A meta-analysis and systematic review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 164, 152–170. doi:10.1016/j.isprsjprs.2020.04.0
- Thapa, S., Li, B., Fu, D., Shi, X., Tang, B., Qi, H., & Wang, K. (2020). Trend analysis of climatic variables and their relation to snow cover and water availability in the Central Himalayas: a case study of Langtang Basin, Nepal. *Theoretical and Applied Climatology*. doi:10.1007/s00704-020-03096-5
- Tedesco, M. (Ed.). (2014). *Remote Sensing of the Cryosphere*. doi:10.1002/9781118368909
- Tedesco, M., Derksen, C., Deems, J. S., & Foster, J. L. (2015). Remote sensing of snow depth and snow water equivalent. *Remote Sensing of the Cryosphere*, 73–98. doi: 10.1002/9781118368909.ch5
- U.S. Geological Survey. (2020) Landsat 8 Collection 1 Land Surface Reflectance Code Product Guide. URL: <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-collection-1-land-surface-reflectance-code-product-guide>
- Valovcin, F. R. (1976). Snow/cloud discrimination (No. 349). Air Force Geophysics Laboratories, Air Force Systems Command, United States Air Force.

- Varshney, D., Gupta, P. K., Persello, C., & Nikam, B. R. (2018). Snow and cloud discrimination using convolutional neural networks. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 4, 59-63.
- Vergara, W., A.M. Deeb, A.M. Valencia, R.S. Bradley, B. Francou, A. Zarzar, A. Gruñwaldt, and S.M. Haeussling. (2007). Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 88: 261–268.
- Vergara, W. (2009). Assessing the potential consequences of climate destabilization in Latin America. *Latin America and Caribbean region Sustainable Development Working Paper 32*. The World Bank, Latin America and the Caribbean Region Sustainable Development Department
- Vidal, J., Gallardo-Cruz, J. A., & Peralta-Carreta, C. (2020). Potencial del acervo de imágenes Landsat disponible en Google Earth Engine para el estudio del territorio mexicano. *Investigaciones geográficas*, (101).
- Vogelmann, J. E., Gallant, A. L., Shi, H., Zhu, Z. (2016). Perspectives on monitoring gradual change across the continuity of Landsat sensors using time-series data. *Remote Sensing of Environment*. doi:10.1016/j.rse.2016.02.060
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., & Keimig, F. (2003). 20th Century Climate Change in the Tropical Andes: Observations and Model Results. *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, 75–99. doi:10.1007/978-94-015-1252-7_5
- Wang, Z., Wu, R., Zhao, P., Yao, S., & Jia, X. (2019). Formation of snow cover anomalies over the Tibetan Plateau in cold seasons. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. doi:10.1029/2018jd029525
- Young, N. E., Anderson, R. S., Chignell, S. M., Vorster, A. G., Lawrence, R., & Evangelista, P. H. (2017). A survival guide to Landsat preprocessing. *Ecology*, 98(4), 920–932.

- Zeltner, N. (2016). Using the Google Earth Engine for Global Glacier Change Assessment (Doctoral dissertation, Geographisches Institut der Universität Zürich).
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., Yan, W., & Li, S. (2020). Enhanced scaling effects significantly lower the ability of MODIS normalized difference snow index to estimate fractional and binary snow cover on the Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, 125795.

ANEXOS

Anexo 1. Tabla 13. Clasificación de bits según valor.

Valor de pixel	Atributo
352, 368, 416, 432, 480, 864, 880, 928, 44, 992	Nube
328, 392, 840, 904, 1350	Sombra de nube
480, 992	Nube de alta confianza

Anexo 2. Tabla 14. Perdida de años en el análisis investigativo

Años	Justificación
1984	Presentaba un total de 4 imágenes por lo que afectaría el análisis de la serie temporal
1985	Presentaba un total de 4 imágenes por lo que afectaría el análisis de la serie temporal
1987	Presentaba baja disponibilidad de información en solo tres meses, lo que afectaría el análisis de la serie temporal.
2012	Landsat 7 al presentar un problema de bandas, se decidió eliminar desde el año 2003 a 2012. A comparación de los otros años, para el año 2012 no había otro sensor que cubriera este periodo, por lo que se decidió excluir del análisis.

Anexo 3. Figura 35. Diagrama de flujo general.

