

TRABAJO FIN DE MÁSTER

VARIABILIDAD ESPECTRAL Y DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE DE LOS GLACIARES DE LA REGIÓN DEL KHUMBU (HIMALAYAS CENTRALES)

Autora: Ixeia Vidaller Gayán

Director: Fernando Pérez Cabello

Máster Universitario en

Tecnologías de la información geográfica para la ordenación del territorio: sistemas de información geográfica y teledetección

Junio de 2019



**Universidad
Zaragoza**

**Departamento de Geografía
y Ordenación del Territorio**



Resumen

En el presente trabajo se ha llevado a cabo un estudio sobre la dinámica glaciar, tanto de glaciares blancos como glaciares negros, en base a las imágenes del satélite Landsat entre 1987 y 2018, y asociarla a la dinámica climática. La zona de estudio seleccionada corresponde a la región del Khumbu (más concretamente sobre los glaciares Khumbu, Nuptse, Changri, Chola, Amadablam e Imja), situada en los Himalayas centrales, es una de las zonas montañosas que alcanzan mayores alturas en la Tierra. Presenta condiciones hacen que la climatología sea fría, permitiendo el desarrollo de los procesos glaciares y periglaciares. Esta zona está compuesta por rocas principalmente ígneas y metamórficas dominando los granitos y gneises y cubierta en su mayoría por los glaciares y sus depósitos morrénicos.

No existen estudios de esta temática todavía, pero sí otros que se desarrollan en esta misma zona o que emplean las mismas técnicas. A partir de los datos de reflectividad de las imágenes Landsat se han generado las firmas espectrales de las diferentes cubiertas para los distintos años que abarca el estudio, observándose un patrón claro de disminución de la reflectividad con el paso del tiempo. Por otro lado, tras un tratamiento de las imágenes de la banda del térmico de este mismo satélite se han calculado las temperaturas de superficie (LST) de los distintos glaciares, obteniéndose valores de entre -17°C a 7°C, y en todos los casos se aprecia un incremento de LST a lo largo de los años.

Palabras Clave: *Temperatura de superficie (LST), Himalaya, Khumbu, Landsat, caracterización espectral.*

Abstract

In the present research, a study about glacier dynamic (also glaciers and debris covered glaciers) associated with climatic dynamic has been carried out, using Landsat images from 1987 to 2018. The selected area for the study is Khumbu Region (Khumbu, Nuptse, Changri, Chola, Amadablam and Imja glaciers), in central Himalayan, in one of the highest mountains in the world. The cold climatology allows glacial and periglacial processes development. This zone is composed by igneous and metamorphic rocks (granite and gneiss), covered by glaciers and moraines.

There are not similar researches about this theme, but others that are developed in this same area or that employ the same techniques. From the reflectivity data of Landsat images, the spectral signatures of the different glaciers have been generated for the different years, observing a pattern of dismissing reflectivity with the passage of time. ON the other hand, after a thermal band images treatment of this same satellite, land surface temperature (LST) of the different glaciers have been calculated, and show values between -17°C to 7°C. In all cases an increase of LST is seen along time.

Key Words: *Land Surface Temperature (LST), Himalaya, Khumbu, Landsat, spectral characterization.*

Índice

1.	Introducción y objetivos.....	pág. 1
1.1.	Justificación del trabajo	pág. 2
1.2.	Antecedentes	pág. 2
1.3.	Objetivos	pág. 4
2.	Área de estudio	pág. 4
2.1.	Contexto geográfico	pág. 4
2.2.	Contexto geológico	pág. 5
2.3.	Contexto geomorfológico	pág. 7
2.4.	Contexto climático	pág. 8
2.5.	Localización de los glaciares a estudiar	pág. 9
3.	Metodología.....	pág. 10
3.1.	Obtención de las imágenes satélite	pág. 11
3.2.	Delimitación de los glaciares a estudiar	pág. 12

3.3. Obtención de los datos de reflectividad	pág. 12
3.4. Análisis de los datos de reflectividad en el óptico	pág. 13
3.5. Cálculo de índices	pág. 14
3.6. Obtención de los datos de temperatura de superficie.....	pág. 14
3.7. Análisis de los datos de temperatura de superficie	pág. 16
3.8. Correlación entre los datos obtenidos de reflectividad y LST	pág. 17
3.9. Estudio de la evolución glaciaria	pág. 18
4. Desarrollo analítico.....	pág. 18
4.1. Caracterización espectral de los glaciares y sus áreas circun-	
dantes en el espectro óptico	pág. 18
4.1.1.La firma espectral.....	pág. 18
4.1.2.Importancia de la litología	pág. 22
4.1.3.Tipología de los glaciares.....	pág. 23
4.2. Variación espectro-temporal de los glaciares	pág. 26
4.2.1.Evolución espectral	pág. 26
4.2.2.Variación espectral en función del año y del glaciar.....	pág. 28
4.2.3.Variación en la tipología de los glaciares.....	pág. 30
4.3. Temperatura de superficie de los glaciares y sus áreas circun-	
dantes	pág. 31
4.4. Evolución de la temperatura de superficie de los glaciares y sus	
áreas circundantes	pág. 32
4.4.1.Evolución de la temperatura de superficie en conjunto de	
todos los glaciares	pág. 32
4.4.2. Evolución de la temperatura de superficie en cada glaciar.....	pág. 33
4.4.3.Comparación de la evolución de la temperatura de super-	
ficie de los glaciares	pág. 35
4.4.4.Comparación de la temperatura de superficie con la tem-	
peratura atmosférica	pág. 38
4.4.5.Variación en las tipologías de los glaciares en función de	
la LST.....	pág. 39
4.4.6.Confirmación de las evidencias de nieve	pág. 40
4.4.7. Análisis de la distribución de LST	pág. 42
4.5. Relación entre la variación espectral y la variación de la tempe-	
ratura de superficie	pág. 44
4.6. Evolución de los glaciares blancos Khumbu y Changri.....	pág. 46
4.6.1. Evolución del glaciar blanco Khumbu.....	pág. 46
4.6.2. Evolución del glaciar blanco Changri	pág. 47
4.7. Otros datos	pág. 48
5. Conclusiones	pág. 48
6. Bibliografía	pág. 50

Índice de figuras y tablas

1. Introducción y objetivos	
2. Área de estudio	
Figura 2.1 Localización de la zona de estudio	pág. 5
Figura 2.2 Delimitación de la zona de estudio	pág. 5
Figura 2.3 Mapa geológico de la zona de estudio	pág. 6
Figura 2.4 Esquema tectónico	pág. 7

	Figura 2.5 Temperaturas y precipitaciones de Katmandú.....	pág. 8
	Figura 2.6 Localización de los glaciares	pág. 9
	Figura 2.7 Glaciares	pág. 10
3.	Metodología	
	Figura 3.1 Flujo de trabajo	pág. 11
	Figura 3.2 Distinción entre glaciar negro y morrena.....	pág. 12
	Figura 3.3 Comparación de muestras aleatorias	pág. 13
	Figura 3.4 Transformación de ND a LST	pág. 14
	Tabla 3.1 Metadatos	pág. 16
	Figura 3.5 Localización de Katmandú.....	pág. 17
	Figura 3.6 Análisis de correlación y regresión	pág. 17
4.	Metodología	
	Figura 4.1 Leyenda	pág. 18
	Figura 4.2 Firma espectral de los glaciares	pág. 19
	Figura 4.3 Firmas espectrales de hielo y suelo	pág. 20
	Figura 4.4 Glaciar Amadablam	pág. 22
	Figura 4.5 Firmas espectrales de la litología dominante	pág. 22
	Figura 4.6 Tipología de los glaciares en la banda del azul	pág. 23
	Figura 4.7 Tipología de los glaciares en la banda del verde	pág. 24
	Figura 4.8 Tipología de los glaciares en la banda del rojo	pág. 24
	Figura 4.9 Tipología de los glaciares en la banda del IRC	pág. 25
	Figura 4.10 Tipología de los glaciares en la banda del SWIR I	pág. 25
	Figura 4.11 Tipología de los glaciares en la banda del SWIR II	pág. 26
	Figura 4.12 Glaciar Chola en 1989 y 1991	pág. 27
	Figura 4.13 Zona de estudio en 1999.	pág. 27
	Figura 4.14 Variación espectro-temporal.....	pág. 30
	Figura 4.15 Temperatura de superficie de los glaciares	pág. 31
	Figura 4.16 Variación de LST entre 1987 y 2018	pág. 32
	Tabla 4.1 Análisis de la tendencia de temperatura de superficie	pág. 34
	Figura 4.17 Evolución de la temperatura media de cada glaciar entre 1987 y 2018	pág. 36
	Figura 4.18 Evolución de la temperatura media de cada glaciar entre 1987 y 2018 sin nieve	pág. 37
	Figura 4.19 Temperatura atmosférica de Katmandú	pág. 38
	Figura 4.20 Temperatura atmosférica según el modelo NCEP/DOE AMIP-II Reanálisis	pág. 39
	Figura 4.21 Evolución NDSI	pág. 41
	Figura 4.22 Glaciar Chola	pág. 42
	Figura 4.23 Distribución de LST	pág. 43
	Tabla 4.2 Análisis de correlación y regresión	pág. 45
	Figura 4.24 Relación entre reflectividad y LST	pág. 46
	Figura 4.25 Evolución del glaciar Khumbu	pág. 47
	Figura 4.26 Evolución del glaciar Changri.	pág. 47
5.	Conclusiones	
6.	Bibliografía	

Anexos

Anexo I: Imágenes satélite

Anexo II: Imágenes del satélite Landsat: Bandas infrarrojo cercano-rojo-verde

Anexo III: Comparación por pares de los glaciares (Bonferroni)

Anexo IV: Firmas espectrales de los glaciares en cada año

Anexo V: Variación espectral en función de los satélites empleados

Anexo VI: Evolución de la comparación por pares de los glaciares (Bonferroni)

Anexo VII: Variación de la temperatura de cada glaciar entre 1987 y 2018

Anexo VIII: Variación anual de la temperatura

Anexo IX: Temperatura atmosférica (K) según el modelo NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis

Anexo X: Evolución de la comparación por pares de los glaciares en función de la temperatura de superficie (Bonferroni)

Anexo XI: NDSI

Anexo XII: Distribución de la temperatura de superficie

Anexo XIII: Relación entre la reflectividad y la temperatura de superficie

Anexo XIV: Evolución de la extensión de los glaciares blancos Khumbu y Changri entre 1989 y 2018.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El Himalaya es una de las cordilleras más grandes de la Tierra, alcanzando dimensiones de más de 2000 km de longitud y 200 km de anchura (GeoEnciclopedia). Se formó como fruto de la colisión entre la placa Asiática y la India, lo que le permitió alcanzar los relieves más elevados del planeta (en la actualidad), como es el monte Everest (8.848 m), y que hoy en día siguen en continuo crecimiento. Dada la elevada altura de esta zona montañosa, se dan condiciones climáticas muy frías, por lo que casi en su totalidad está cubierta de nieve y hielo. Este hecho favorece el desarrollo del modelado glaciar y periglaciar, destacando sobre todo la formación de grandes glaciares y morrenas que cubren los valles.

La gran actividad geomorfológica (además de tectónica y otros aspectos de menor relevancia en este trabajo) y el registro que genera, permite el estudio de los procesos que se han ido sucediendo a lo largo de la historia. El análisis de los depósitos glaciares, sobre todo morrenas o *till*, facilita la interpretación de la evolución de estos glaciares. A este hecho hay que añadir un gran desarrollo de la Teledetección hace unas siete décadas. Es a partir de este momento cuando se comienzan disponer (aunque al principio no fueran de libre acceso a todos los usuarios) de imágenes satélite, que permiten comparar y corroborar estos cambios, además de facilitar otros datos como la reflectividad de las distintas cubiertas de la superficie terrestre, temperatura, composición atmosférica, composición de suelo... Dados estos hechos, gracias a las técnicas de teledetección se puede estudiar cómo han variado los procesos geológicos a lo largo de los años e incluso inferir las variaciones o tendencias climáticas que puedan existir.

El conjunto de datos de campo y de teledetección, permite hacer un análisis retrospectivo de la evolución de las masas de hielo, así como extrapolar esta información a las variaciones climáticas de la región. Mediante la información obtenida con las técnicas de teledetección se pueden obtener datos de un rango temporal mayor que el que se dispone únicamente con datos de campo (principalmente porque el desarrollo tecnológico que permiten realizar ciertas mediciones como la monitorización de glaciares es posterior a las primeras imágenes de teledetección). Por otro lado, los datos de campo permiten una comprobación de los resultados del análisis de teledetección y generar modelos con mayor precisión.

Antes de abordar de forma más profunda este tema se necesita partir de unas definiciones básicas, que son la de glaciar (o glaciar blanco o glaciar “limpio”), glaciar negro y temperatura de superficie (LST, de las siglas del inglés *Land Surface Temperature*). Según la RAE un glaciar es una “masa de hielo acumulada en las zonas de las cordilleras por encima del límite de las nieves perpetuas y cuya parte inferior se desliza muy lentamente, como si fuese un río de hielo”. Mientras que por su parte, los glaciares negros son masas de hielo cubiertas por derrubios procedentes, generalmente, de la desmantelación de las morrenas. Se forman a partir de la evolución de los glaciares, cuando la acumulación de hielo y nieve, sobre todo en los circos, disminuye hasta el punto en el que el movimiento del glaciar es tan lento que no es capaz de arrastrar los detritos que van cayendo sobre el hielo hacia cotas más bajas, por lo que este acaba quedando cubierto de un depósito heterogéneo de rocas. El origen de estos materiales es el propio till depositado por el glaciar cuando su actividad era mayor, que acaba cayendo por inestabilidad al disminuir el volumen de hielo (Benn et al., 2012). Es muy frecuente que este tipo de glaciares se den como continuación de los glaciares blancos, cuando el proceso de degradación todavía no es muy avanzado.

Por otra parte, la teledetección es una técnica que permite obtener información a distancia (de forma remota) de los objetos situados en la superficie terrestre, mediante una interacción de energía electromagnética entre la superficie y el sensor (Chuvienco, 2010). Las diferentes superficies presentan reflectividades distintas según las longitudes de onda que se estén analizando. Esto supone una ventaja, ya que permite discriminar las cubiertas sin necesidad de estar físicamente presente en ellas (aunque es aconsejable corroborar y contrastar los resultados). Además, posibilita el hecho de obtener información, que a simple vista no se puede sustraer por encontrarse fuera de las longitudes de onda

pertenecientes al visible, como puede ser el grado de humedad de un suelo (analizable en el SWIR o infrarrojo medio) o la temperatura de superficie de este (obtenida en el infrarrojo térmico).

Dicho lo cual, solo queda definir la temperatura de superficie. Ésta, según la ESA (*European Space Agency*) es “la temperatura radiativa de la piel de la Tierra derivada de la radiación solar, es decir, cómo de caliente está la superficie al tacto en una determinada ubicación” (Sentinel Online).

1.1. Justificación del trabajo

El entorno del Everest es una de las zonas con mayor desarrollo de glaciares y, sobre todo, de glaciares negros. Su evolución está fuertemente marcada por la condición climática, además de otros factores geográficos como la orientación, relieves circundantes e incluso, aunque en menor medida, por la litología del terreno subyacente a la capa de hielo. Debido a que la dinámica glaciar está fuertemente marcada por el factor climático, el estudio de la evolución glaciar hace referencia a un análisis del cambio climático.

El enfoque de este trabajo está orientado a comprobar la relación entre la dinámica glaciar y las variaciones climáticas, es decir, si realmente un incremento de la temperatura atmosférica está asociado a un incremento de la temperatura de superficie y un retroceso del glaciar blanco asociado a un incremento de las dimensiones del glaciar negro derivado o a la pérdida de hielo de este (o viceversa).

1.2. Antecedentes

No son muchos los estudios sobre variaciones de las masas glaciares y determinación de la temperatura de superficie haciendo uso de imágenes Landsat en esta zona del Himalaya. Trabajar en estas regiones resulta complicado si se quieren complementar los datos mediante trabajo de campo, ya que se trata de zonas de difícil acceso y que exigen gran preparación física del investigador. Por otra parte, el escaso desarrollo de las poblaciones que circunscriben el área de estudio, ocasiona una mayor dificultad para la obtención de datos, como pueden ser datos climáticos, esenciales para este tipo de estudios. Es por ello que la mayoría de las publicaciones del entorno del Everest (tanto de carácter geológico, geomorfológico o geográfico) hacen referencia a estudios muy concretos y de mucho detalle, como pueden ser ciertas características petrográficas, el análisis de determinados tipos de fallas, evolución de los lagos proglaciares..., ya que es muy complicado abordar un estudio general de la zona.

Existen varias líneas de trabajo que pueden estar relacionados con la temática de este estudio, ya sea por el análisis de glaciares mediante teledetección, el uso de datos obtenido del satélite Landsat para el cálculo de la temperatura de superficie, estudios de otros elementos en esta área de estudio que permitan inferir una evolución climática de las últimas décadas, estudios sobre la obtención de distintos índices ya sea para la clasificación y caracterización sistemática de cubiertas como para el propio cálculo de LST... A continuación se enumeran algunos de los artículos relacionados con estas temáticas:

En referencia al uso de los sistemas de teledetección para la determinación de la temperatura de superficie destacan:

- “Glacial lake dynamics and lake surface temperature assessment along the Kangchengayo-Paumhunri Massif, Sikkim Himalaya, 1988-2014” (Debnath et al., 2018). Trata sobre la dinámica de las áreas de los lagos del macizo de Kangchengayo-Paumhunri, en el extremo oriental del Himalaya, y la evolución de la temperatura de superficie, con el objetivo de determinar el cambio climático causado por la acción humana. El estudio se ha realizado en base las imágenes Landsat de 1988, 2001 y 2014.
- “Study of high temperature targets identification and temperature retrieval experimental model in SWIR remote sensing based Landsat8” (Yu et al., 2016). Plantea un nuevo método de obtención de la temperatura de las superficies de alta temperatura, mediante el uso de la banda 7 de Landsat 8 OLI (SWIR).

- “Estudio de la distribución espacial de la temperatura de superficie en el NW de Nequén” (Gloria Cogiati, 2009). Compara los métodos de obtención de la temperatura de superficie entre Landsat TM y ETM+ con el modelo de radiación SRAD.
- “Obtención de la temperatura de superficie terrestre a partir de la serie histórica Landsat (Land surface temperature retrieval from historical Landsat data)” (Jiménez-Muñoz et al., 2010). Presenta los algoritmos que pueden emplearse para la estimación de la temperatura de la superficie terrestre trabajando con datos del infrarrojo térmico.
- “Characterization of the thermal environment over heterogeneous surface of National Capital Region (NCR), India using Landsat-8 sensor for regional planning studies” (Hang et al., 2018). Este artículo trata sobre cómo obtener la temperatura de la superficie terrestre (LST) a partir del algoritmo mejorado de ventana monobanda, utilizando la banda 10 de Landsat 8 OLI. Con la obtención de este parámetro se pretende hacer un estudio sobre el cambio climático microurbano y desarrollar una variable de control de los modelos climáticos.
- “Estimation of surface flow speed and ice surface temperature from optical satellite imagery at Viedma glacier, Argentina” (Lo Vecchio et al., 2018). En este caso se discriminaron los glaciares de la cordillera Blanca (Perú) mediante el análisis de la reflectancia aparente, aplicado en la banda del rojo, infrarrojo cercano y con el índice NDSI. El método se llevó a cabo con las imágenes de Landsat 7 y con las de ASTER.
- “Characterization of snow and ice reflectance zone on glaciers using Landsat Thematic Mapper data” (Hall y Ormsby, 1987). En este estudio se usaron las imágenes de Landsat TM para analizar las diferencias de reflectividad entre las zonas de acumulación y ablación de diversos glaciares en Austria y Alaska. Para ello se usaron las bandas 4 y 5. Por otro lado, con la banda 6 se calcularon las temperaturas radiométricas de superficie.

Sobre el uso de imágenes satélites para la cartografía de cubiertas:

- “Comparación de Técnicas para el Mapeo de Cobertura Glaciar con Imágenes Landsat y ASTER en la Cordillera Blanca, Ancash, Perú” (Vargas et al., 2009). En este caso se discriminaron los glaciares de la cordillera Blanca (Perú) mediante el análisis de la reflectancia aparente, aplicado en la banda roja, de infrarrojo cercano y con el índice NDSI. El método se llevó a cabo con las imágenes de Landsat 7 y con las de ASTER.
- “Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery” (Durán-Alarcón et al., 2015). En este artículo se analiza la tendencia de los glaciares de los nevados Caullaraju-Pastoruri entre 1975 y 2010, utilizando imágenes de Landsat 5. La extensión del hielo glaciar limpio se delimitó en base al índice NDSI (índice de nivele de tendencia normalizada), mientras que el hielo cubierto por derrubios mediante el NDSI, NDVI (índice de vegetación de diferencia normalizada) y la LST (temperatura de superficie).

Determinación de la evolución de los glaciares en base a criterios geomorfológicos:

- “Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains” (Benn y Owen, 2002). Determina las diferencias entre los glaciares negros y los “limpios” y establece las características de estos que permiten estudiar el cambio climático.
- “Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal” (Hambrey et al., 2008). El resultado de este estudio es el de obtener un modelo conceptual, a partir de las características de los glaciares Khumbu, Imja, Lhotse y Chikhung y sus correspondiente sistemas de morrenas, aplicable a otros glaciares del Himalaya que explique el desarrollo de los complejos de morrenas laterales y terminales, así como de los procesos peligrosos asociados a estas.
- “Modelling glacier change in the Everest region, Nepal Himalaya” (Shea et al., 2015). En este estudio se aplica un modelo de balance de masas glaciares y redistribución del hielo para examinar la sensibilidad de los glaciares en la región del Everest (Nepal), y con ello analizar el cambio climático.

Estudio de la dinámica glaciar con apoyo de las sistemas de teledetección:

- “Understanding dynamics of Himalaya glaciers: scope and challenges of remote sensing” (Bajracharya et al., 2014). Este artículo se basa en el empleo de la cartografía semiautomatizada, a partir de los datos del portal ICIMOD y de la base de datos GLIMS, de los glaciares en Nepal y Bután desde 1980 hasta 2010.
- “Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data” (Bolch et al., 2008). En este estudio se analizan los cambios glaciares del Khumbu (Nepal) a partir de imágenes de 1962 de Corona KH-4, de 1992 de Landsat TM y de 2001 y 2005 de Terra ASTER, llegando a resultados de una disminución del 5% de la masas de hielo y un incremento de del 10% de la superficie de los glaciares negros frente a los “limpios”.
- “Tracing glacier changes since the 1960s on the south slope of Mt. Everest (Central Southern Himalaya) using optical satellite imagery” (Thakuri et al., 2014). En base a imágenes de satélites analizadas en el óptico, en este estudio se determina la evolución de los glaciares de la cara sur del Everest desde 1962 hasta 2011. Se han obtenido los datos en base a imágenes de Corona KH-4, Landsat MSS y TM y ASTER GDEM.
- “Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery” (Bolch et al., 2011). En este caso, en base a los DTM (modelos digitales de terreno multitemporales) se calcula el balance de masa de los glaciares del entorno del Everest. Para ello se han usado imágenes Corona de 1962 y 1970 e imágenes aéreas, así como datos satelitales de alta resolución como los de Cartosat-1.
- “Characteristics of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya: recent change in the debris-covered area” (Nakawo et al., 1999). Se han estimado los cambios de la masa de hielo del glaciar Khumbu usando los datos de satélite, la distribución longitudinal del ratio de ablación y la velocidad de flujo del glaciar en la zona de ablación, que está cubierta por derrubios supraglaciales.

No se han encontrado estudios idénticos al que se pretende realizar en este trabajo en la región del Everest ni en otras zonas del planeta, pero sí que se han encontrado estudios similares o que cubren partes de esta investigación, tanto en esta área como en otras. Por ello, otra de las finalidades de este trabajo, es unificar los datos publicados al respecto aportando una nueva perspectiva de la evolución de los glaciares negros.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo se centra en analizar la dinámica de los glaciares de la región del Khumbu (Himalayas centrales) durante los últimos 30 años mediante la utilización de series temporales de imágenes satélite (empleo de la serie Landsat) y su relación con la temperatura de superficie (LST). Además se han definido otros objetivos secundarios que permiten la aproximación al objetivo central. Estos son:

- Análisis de las propiedades ópticas de los glaciares, atendiendo a la variabilidad de la cubierta rocosa sobre el hielo, en el caso de los glaciares negros.
- Análisis de los patrones espaciales de distribución de LST en los diferentes glaciares durante este periodo de tiempo.
- Análisis de las relaciones entre la dinámica glaciar y la LST.

2. ÁREA DE ESTUDIO

En los siguientes subapartados se van a describir las distintas características (geográficas, geológicas, geomorfológicas y climáticas) de la zona en la que se ha llevado a cabo el estudio que compete en este documento.

2.1. Contexto geográfico

Geográficamente, el área de investigación se circunscribe a los valles de Khumbu e Imja, así como sus tributarios. Estos se localizan al Noroeste de Nepal, en la frontera con China, y muy cerca del límite político con India. Se trata de una zona que, debido a sus condiciones extremas, tanto por clima-

tología como por la altitud a la que se encuentran está muy poco poblada, solo existen pequeños poblados que escasamente rozan el millar de habitantes como Khumjung y Dingboche.

Atendiendo a los aspectos relativos a la geografía física, el área de estudio se sitúa en la zona central o ligeramente oriental de la cordillera del Himalaya, donde se concentran los mayores relieves. Se localiza en la vertiente Sur de esta cordillera (Figura 2.1). Se trata, por lo tanto, de una zona de alta montaña, donde la mayoría de los relieves superan los 6.000 m, y está incluida dentro del Parque Nacional de Sagarmatha.



Figura 2.1. Localización de la zona de estudio. El símbolo rojo representa la localización de área de estudio, enmarcada en la zona central-oriental del Himalaya. Imagen obtenida de Wikipedia: Himalaya (modificada).

La zona en la que se ha desarrollado el estudio queda delimitada por los siguientes relieves: al Norte por Pumori (7.138 m), Everest (8.848 m) y Lhotse (8.516 m); al Este por Cho Polu (6.735 m), Num Ri (6.677 m) y Baruntse (7.152 m); al Sur por Ama Dablam (6.814 m); y al Oeste por Tobuche (6.495 m), Chola (6.440 m) y Chumbu (6.859 m; Figura 2.2).

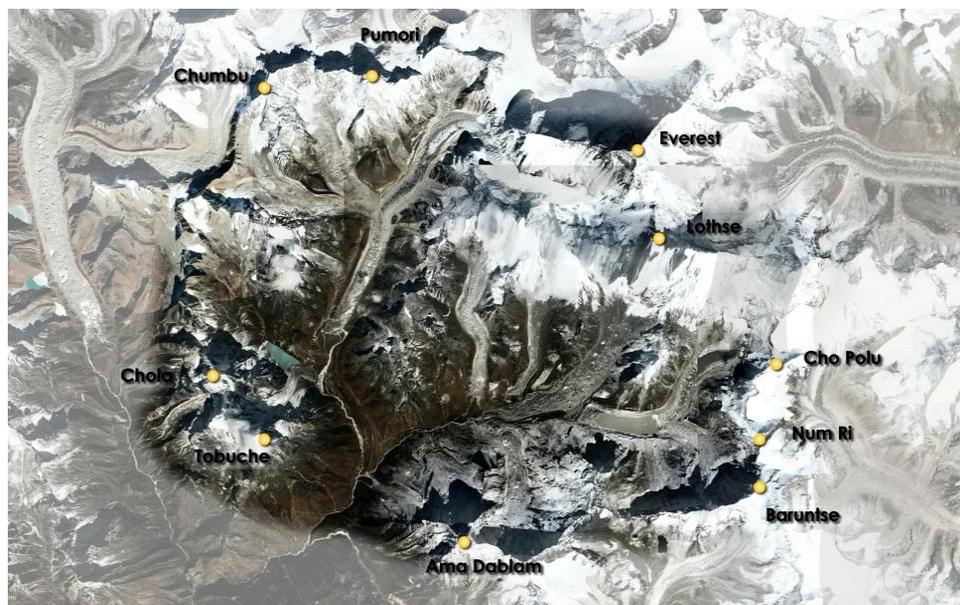


Figura 2.2. Delimitación de la zona de estudio. Se han señalado los principales relieves que delimitan la zona. Imagen obtenida y modificada de Google Earth.

2.2. Contexto geológico

El Himalaya está dividido en varias zonas geológicas, en las que se incluyen además características tectónicas y geomorfológicas. Éstas son: Siwali Hills, Lesser Himalaya, Higher Himalaya y Fur-

ther North. Esta zona en concreto se circunscribe en el Higher Himalaya, compuesto por varios sets de rocas metamórficas que buzanan hacia el Norte y datan del Proterozoico Medio; el Higher Himalayan Crystallines (HHC) y la Secuencia Sedimentaria Tethyan o Tibetana (Carosi et al., 1999; Figura 2.3).

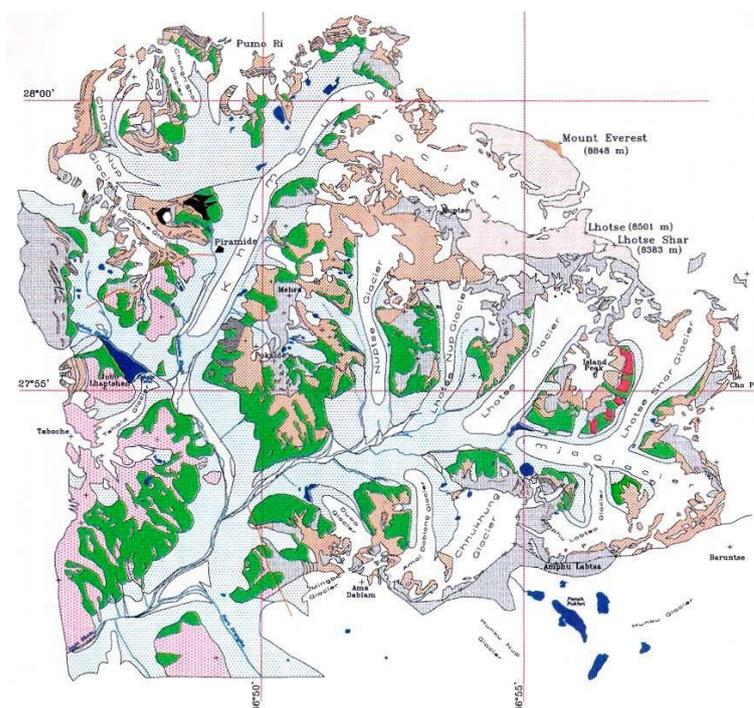


Figura 2.3. Mapa geológico de la zona de estudio. Los colores verdes hacen referencia a derrubios de pendiente cuaternarios, los azul claro a depósitos morrénicos cuaternarios, los rosas a la Fm. Namche (Paleozoico Inferior-Precámbrico), los fucsias al complejos de Island Peak (Paleozoico Inferior-Precámbrico) y los grises a la Fm. Black Gneiss (Esquema extraído de Bortolami, 1998).

En la región del Everest, el HHC está constituido por: 10 km de gneis (Fm. Barun) que en la parte superior está compuesto por facies anfibolitas y granulitas; la parte media de la secuencia son largos cuerpos de ortogneis granítico derivados de los granitos del inicio del Paleozoico (Fm. Namche); y la parte superior son gneis de biotita-sillimanita y micaesquistos de origen metasedimentario (Fm. Black Gneiss; Bordet, 1961).

Las rocas metasedimentarias que forman parte de la Secuencia Sedimentaria Tethyan, se dan solo en las zonas más elevadas, afloran en el Nuptse y Lhotse, sobre el HHC. La Fm. North Col está compuesta por un bandeo de cornubianita de biotita-epidota y rocas calcosilicatadas del Paleoceno Inferior. La Fm. Mt Jolmo Lungma, compuesta por calizas grises, aflora en la cumbre del Everest. La zona de transición entre el HHC y las rocas metasedimentarias está intruida por diques, lacolitos y plutones de leucogranito con turmalina del Terciario Superior. Entre Pumori y el lago Lobuche afloran las metacuarcitas del Pyramid (Yin y Kuo, 1978).

En cuanto a la tectónica, destaca el cabalgamiento de Qomolangma, una discontinuidad de bajo ángulo y de escala orogénica, conocida como el cabalgamiento Surtibetano, atraviesa la parte superior del Everest (Burchfiel et al., 1992). En esta zona, la parte superior del cabalgamiento está compuesta por la Fm. Qomolangma, que son calizas ordovícicas depositadas en el margen Norte de India y pertenecientes a la Secuencia Sedimentaria Tethyan, muy afectada por pliegues y fallas (Yin y Kuo, 1978; Harper et al., 2011; Garzanti, 1999; Hodges, 2000; Yin, 2006; Figura 2.4).

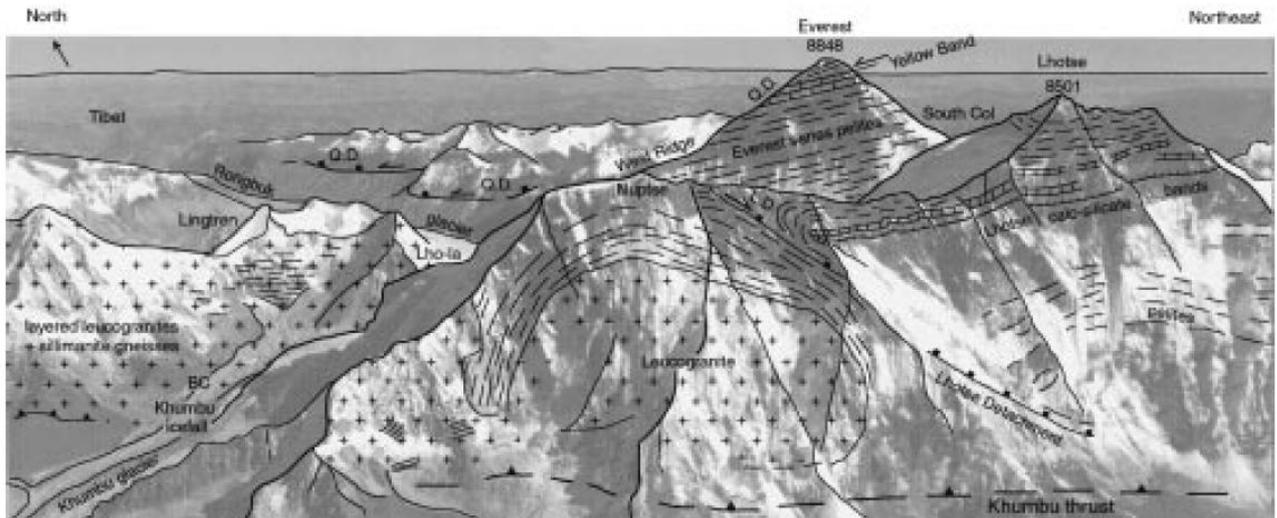


Figura 2.4. Esquema tectónico. Principales elementos tectónicos reconocidos en los alrededores del Everest (extraído de Searle, 1999).

En la parte inferior del HHC se pueden observar estructuras tectónicas compresivas, mientras que en la parte media, estas están superpuestas por estructuras extensionales, sobre todo bajo el sistema de cabalgamiento Surtibetano. Estas estructuras extensionales son más complejas en la cara Sur del Lhotse-Nutse. Se han reconocido a su vez, dos fallas con movimiento del bloque superior al Norte. Son dos zonas de deformación dúctil por cizalla y fallas de bajo ángulo. La tectónica del HHC se divide en tres tramos: el primero es una zona de cabalgamiento que separa la Unidad para autóctona Tumlingtar de la Unidad Lesser. El segundo es la zona principal del cabalgamiento (Main Central Thrust) entre la Unidad Lesse y el deslizamiento Tibetano. Y por último, el tercero es un cabalgamiento con desplazamiento hacia el Norte entre el deslizamiento Tibetano y la Secuencia Sedimentaria Thetyan. La historia de la deformación comienza con la generación de la foliación penetrativa metamórfica, que genera pliegues isoclinales y un estiramiento y lineación mineral con dirección N10-N15. La tectónica más tardía de la región está formada por pliegues abiertos de gran escala que deforman la esquistosidad anterior, estos presentan direcciones de compresión NNE-SSW y NW-SE. Las estructuras extensionales se reconocen en la parte media y superior de las HHC, generadas por colapso de pliegues y zonas de cizalla. Estas fallas también presentan dirección NNE-SSW (Carosi et al, 1999).

Estudios estructurales han revelado que las fallas normales e inversas son sincrónicas (Hodges et al., 1992). Todas estas fallas se generaron tras el pico de metamorfismo y fusión.

2.3. Contexto geomorfológico

Dadas las características climáticas y altitudinales de esta zona, dominan los procesos glaciares y en menor medida los periglaciares, fluviales y de ladera. Entre las morfologías glaciares destacan los propios glaciares, que a la vez que retroceden, se van cubriendo de bloques, dando lugar a glaciares negros. Se han contado 3 glaciares y al menos 14 glaciares negros. Todos ellos tienen sus morrenas asociadas, tanto laterales como frontales. Sobre algunos de estos depósitos glaciares que ejercen como presa, se forman lagos proglaciares, que pueden alcanzar grandes tamaños, como el lago de Imja.

La presencia de lluvias torrenciales sumado a los grandes relieves que componen la zona, hace que se generen a la salida de los cañones, grandes conos de derrubios, que en muchos casos acaban limitando con las morrenas laterales. Existen también ríos formados a partir de la fusión del hielo de los glaciares, por lo que nacen a partir de las morrenas terminales y se deslizan valle abajo remodelando las laderas erosionadas por el hielo.

Los abanicos y terrazas que se han formado son incididos y en parte erosionados por nuevos abanicos y terrazas. Estos se forman principalmente a partir de flujos hiperconcentrados y flujos de derrubios (debris flows; Bernard et al., 2006). Uno de los mayores riesgos que se dan en esta región son las inundaciones repentinas por la ruptura de las presas naturales que retienen los lagos glaciares (GLOFs; Bajracharya et al., 2007).

Las recesiones de los glaciares pueden modificar la hidrología y la tasa de sedimentación y transporte de sedimentos por el glaciar. Además, este hecho incrementa la abundancia de lagos proglaciares y el peligro de inundaciones (Reynolds, 2000).

Muchos de los derrubios supraglaciares derivan de las paredes de los valles, ya sea por caída directa en la zona de ablación del glaciar o por el propio proceso de ablación glaciar, que deja expuestos los derrubios endoglaciares en crevasses (Benn y Owen, 2002). Estos derrubios modifican el balance de masa de los glaciares, los espesores superiores a 5 cm reducen la ablación del hielo y si estos superan el metro la tasa de ablación es muy pequeña. Por lo tanto, los valores de la tasa de ablación se invierten, es decir, se produce mayor ablación en las cotas más altas, donde el hielo se encuentra descubierto, que en la parte terminal del glaciar donde el tapiz de derrubios es muy grueso (Benn y Lehmkhul, 2000). Cabe mencionar que la diferencia de cota en esta zona es tan elevada que estos parámetros no se cumplen.

El desarrollo de conductos endoglaciares juega un papel importante en la evolución de los glaciares negros durante los periodos de retroceso glaciar, el colapso de estos conductos puede exponer zonas de hielo desnudo incrementando la ablación. Además, áreas de subsidencia asociadas a estos depósitos pueden generar dolinas que pueden evolucionar a lagos supraglaciares (Benn, 2001).

2.4. Contexto climático

El clima en Nepal se divide en trimestres, de enero a marzo predominan las temperaturas bajas, muy frecuentemente por debajo de los 0°C; de abril a junio el clima es primaveral y las temperaturas aumentan progresivamente; entre junio y septiembre se da el monzón con lluvias intensas y abundantes, aunque se suavizan en las zonas altas de las montañas; por último, en los meses de octubre a diciembre el clima se vuelve más seco y las temperaturas comienzan a descender (Mundo Nómada). Las gráficas que se muestran a continuación (Figura 2.5) recogen las temperaturas y precipitaciones registradas en la estación de Katmandú en el año 2018 (es la estación más cercana al área de estudio de la que se disponen datos).

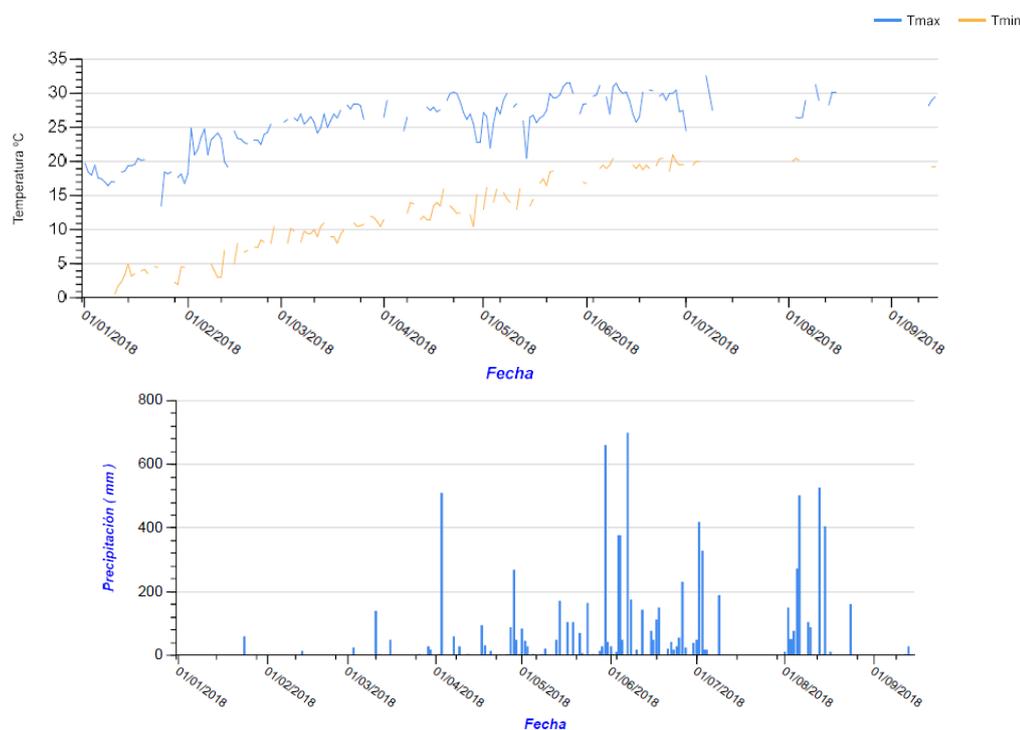


Figura 2.5. Temperaturas y precipitaciones de Kathmandu en 2018. Hay que tener en cuenta que esta localidad se sitúa a 1.337m de altura está al Oeste del valle del Khumbu. Considerando estos datos, hay que pensar que las temperaturas de la zona de estudio son bastante más bajas y las precipitaciones mayores y con mayor influencia del monzón. Los datos se han extraído de la base de datos climatológica <https://datosclima.es>, cuya fuente son los datos NOAA-GHCN.

Estas montañas están influenciadas principalmente por dos sistemas climáticos: los vientos del Oeste en latitudes medias y el monzón Surasiático. Además, existe variación climática interanual asociada con las oscilaciones de El Niño (ENSO: El Niño Southern Oscillation; Benn y Owen, 1998). La influencia del monzón es más importante en el Este y Sur del Himalaya, donde se experimentan grandes máximos en las precipitaciones en verano (lo que en altas altitudes se convierte en acumulaciones de nieve). Esto implica que la zona de estudio que atañe este documento se ve muy afectada por este fenómeno, implicando el 70-80% de la precipitación anual (Ueno, 2001).

Atendiendo ya no solo al clima actual, sino también a la evolución climática de las últimas décadas (aspecto que se quiere investigar en este documento) según Fujita et al. (2001), desde que comenzaron sus mediciones en 1978, el balance de masa de los glaciares ha sido negativo, y el retroceso se ha incrementado sobre todo en la década de los 90. Paralelo a la retroceso de los glaciares blancos han incrementado su superficie los glaciares negros (Iwata et al., 2000), lo que implica un calentamiento general del clima.

2.5. Localización de los glaciares a estudiar

Hasta ahora se ha hablado de las características geográficas, geológicas, geomorfológica y climáticas principales de la zona de estudio, pero el objetivo principal de este trabajo es caracterizar la dinámica glacial en las últimas tres décadas, por lo que es necesaria la selección de unos determinados glaciares sobre los que llevar a cabo el estudio.

La selección se ha llevado a cabo de forma que estuvieran representadas las cuatro orientaciones, varios patrones altitudinales y diversas litologías; así como teniendo en cuenta las distintas características de los propios glaciares. En la Figura 2.6 se muestra la ubicación de los glaciares elegidos.

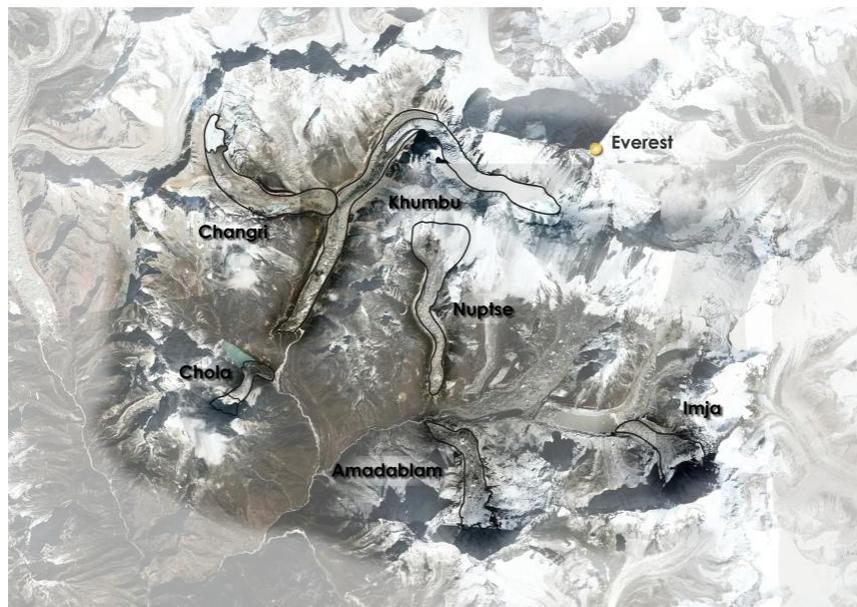


Figura 2.6. Localización de los glaciares. Con un trazo negro se han delimitado los glaciares seleccionados a estudiar. Los que están compuestos por glaciar blanco y negro, esto se han dividido con una línea más clara. Imagen obtenida y modificada de Google Earth.

A continuación se expone de manera breve las características más significativas de cada uno de ellos (Figura 2.7):

- Glaciar Khumbu: sin duda es el glaciar más grande. Está compuesto por un glaciar blanco y uno negro. El glaciar blanco tiene orientación Oeste y parte de la cara Sur del Everest, por lo que sus cotas se dan entre los 5.200 m y 6.700 m. El glaciar negro va ganando terreno de forma progresiva al blanco, de los bordes al centro del glaciar. Tiene orientación Sur (Sur-Suroeste) y se sitúa a una latitud entre 4.900 m y 5.300 m.

- Glaciar Changri: otro glaciar dividido en blanco y negro, que se origina bajo el pico Chumbu. En este caso el glaciar blanco es de dimensiones muy reducidas, casi limitadas al circo en el que se origina. Tiene orientación Sur y se sitúa a una cota de 5.600 m. El glaciar negro, de orientación Este y a unas cotas entre 5.000 m y 5.500 m, presenta la característica de desembocar en el glaciar negro Khumbu.
- Glaciar Chola: tercer y último glaciar de los estudiados que comprende tanto un glaciar blanco como uno negro, se origina bajo los picos Tobuche y Chola. Ambos son de orientación Norte y se localizan enfrente del glaciar Khumbu. El blanco, de reducidas dimensiones, se sitúa a una altitud de 5.000 m. Por su parte el negro, desciende hasta los 4.400 m. En el tramo final realiza un giro de 90° hacia el valle principal, y por lo tanto adquiere orientación Este. Este glaciar sirve de presa al lago Dughla.
- Glaciar Nuptse: glaciar negro de orientación y cotas entre 4.800 m y 5.700 m. Se origina en la cara Sur del Nuptse y tiene orientación Sur.
 - Glaciar Ama Dablam: glaciar negro originado en la vertiente Sur del pico Ama Dablam. Presenta orientación Sur y se localiza en frente del glaciar Nuptse. Comprende cotas entre 4.700 m y 5.100 m.
- Glaciar Imja: único glaciar negro con orientación Oeste. Se origina bajo los picos Nu Rim y Baruntse, a una cota de 5.500 m y desciende hasta los 5.000 m. Como característica principal de este glaciar es que desemboca junto con otro glaciar negro en el lago Imja.

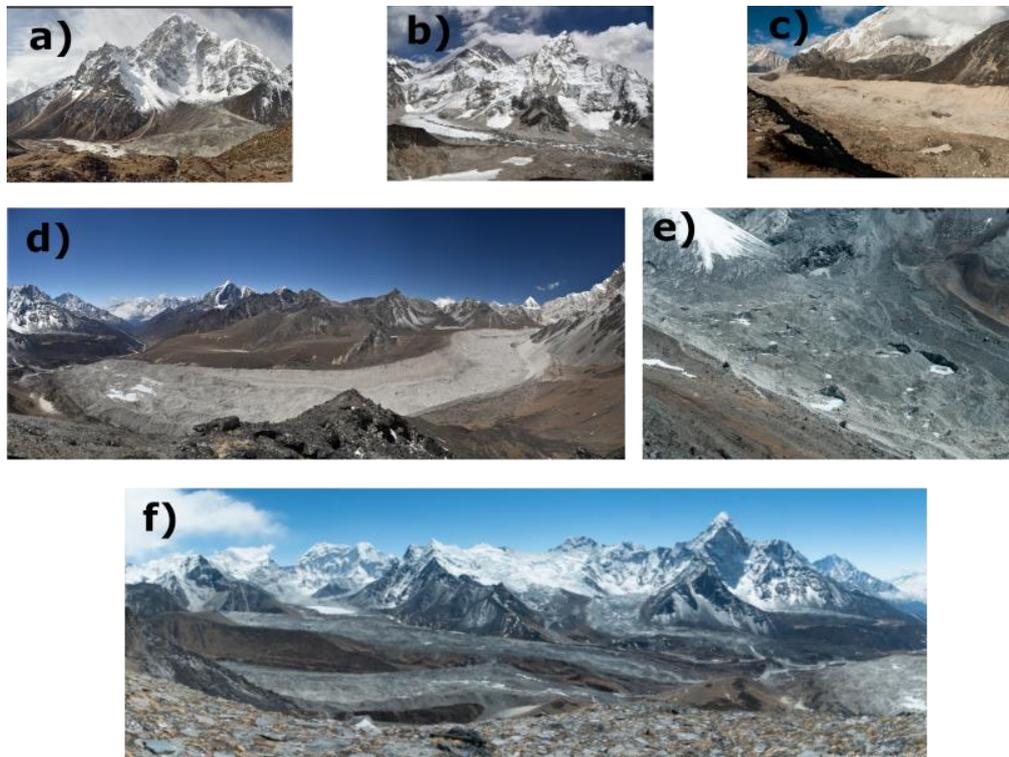


Figura 2.7. Glaciares. a) Glaciar Chola. b) Glaciar Khumbu. Se puede observar el paso del glaciar blanco al negro. c) Glaciar negro Khumbu. d) Glaciar Nuptse. e) Aspecto de la superficie del glaciar Nuptse. f) Panorámica de los glaciares Amadablam, Lothse e Imja. Fotografías de Luis Carcavilla (a, b, d) y Ánchel Belmonte (c, e, f).

3. METODOLOGÍA

Como ya se ha comentado en epígrafes anteriores, en el presente trabajo se pretende llevar a cabo un estudio sobre la variación de las características espectrales y la temperatura de superficie tanto de los glaciares blancos como de los glaciares negros de la región de Khumbu. Esta investigación tiene como base el empleo de técnicas de teledetección. Para ello, se ha llevado a cabo la siguiente metodología (Figura 3.1).

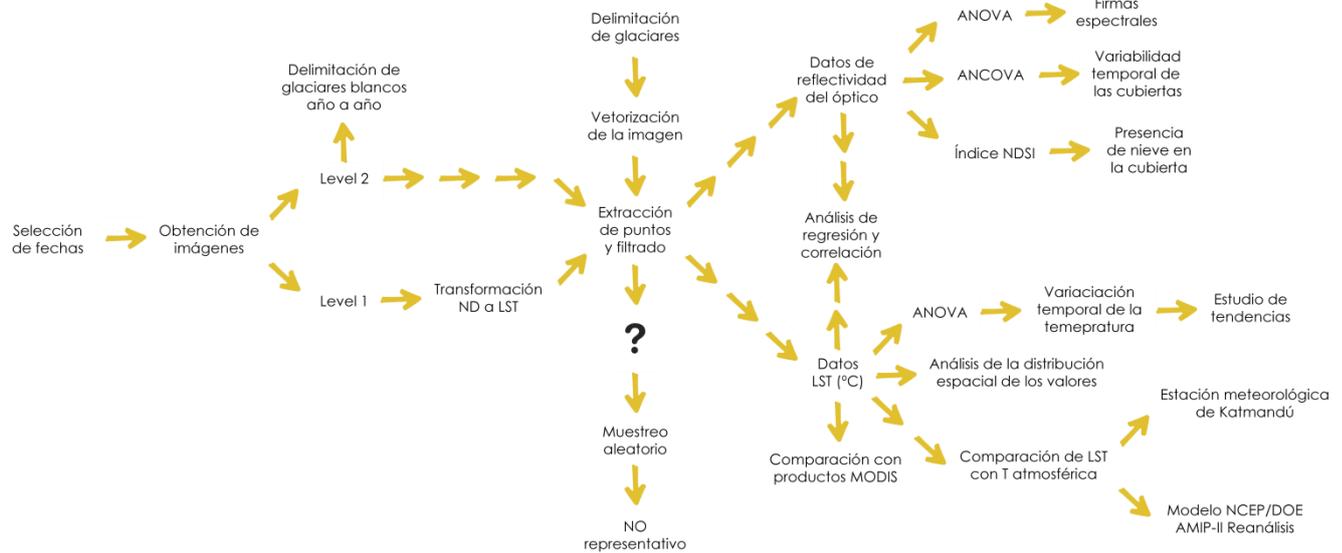


Figura 3.1. Flujo de trabajo. El presente esquema describe la secuencia de tareas realizadas para lograr el objetivo principal del trabajo.

3.1. Obtención de imágenes satélite

Una vez definido el objeto de estudio, es necesario establecer el periodo de tiempo en el que se va a realizar el análisis multitemporal. En este caso, queda definido por la disponibilidad de imágenes Landsat. Las primeras imágenes del Nivel 2 disponibles son las de 1987 y las últimas las del 2019.

Por otro lado, para obtener un registro temporal con las condiciones más homogéneas posibles, se ha tratado de escoger imágenes del mismo mes. Dicho lo cual, y tras el análisis anterior en el apartado “2.4 Contexto climático”, las fechas en las que se encuentran menos nubes y por lo tanto, mayor disponibilidad de datos, es en los meses de noviembre y diciembre, en la época post-monzón. Pero trabajar con información de este periodo del año tiene la desventaja de la gran cantidad de sombras que generan los grandes relieves montañosos, debido al ángulo de inclinación solar.

Aún con este inconveniente, se ha considerado esta la mejor época para la obtención de datos, ya que más adentrado el invierno la superficie se encuentra cubierta por nieve, enmascarando la información de relevancia para llevar a cabo este trabajo; y, por otro lado, en primavera y verano, el factor climático (nubes) anula la disponibilidad de imágenes de la mayoría de los años. Otros autores como Debnat et al. (2018), en un estudio similar en esta misma zona, decidieron llevar a cabo la misma selección estacional para resolver el este problema.

Las imágenes han sido descargadas del centro de descargas del United States Geological Survey (USGS; <https://earthexplorer.usgs.gov/>). Se han seleccionado los datos del Nivel 2 (Landsat Collection 1 Level 2), ya que además de presentar la calibración radiométrica del Nivel 1, se han realizado las correcciones geométricas y topográficas pertinentes con una mayor precisión que las que puede realizar el usuario en una zona tan heterogénea como esta. Por el contrario, la banda del infrarrojo térmico no (TIR) no se encuentra corregida, por lo que se ha descargado del Nivel 1, y esta sí, necesitará mayor procesamiento para el empleo de la información que proporciona.

Descrito todo lo anterior, se han obtenido las imágenes noviembre (y alguna, las menos, de diciembre) desde 1987 a 2018, aunque con la ausencia de las de 1988, 1990 y 1997 por la presencia de nubes. Se ha elegido información de los satélites Landsat 5, Landsat 7 y Landsat 8, dando prioridad al primero, ya que cubre un mayor rango temporal y evitando en la medida de lo posible la información de Landsat 7, por el problema de bandeado, aunque en esta zona es poco acusado (ver información sobre las imágenes en el Anexo I). En la selección de las imágenes no solo se ha evitado la presencia de nubes, sino también que no hubiera nieve en la superficie, aunque en algunos años ha sido inevitable. Aún así se han seleccionado imágenes de estos años para analizar los cambios que supone su presencia (ver aspecto de las imágenes de cada año en el Anexo II).

3.2. Delimitación de los glaciares a estudiar

La delimitación de los glaciares de los cuales se van a extraer los datos de reflectividad (Nivel 2) o LST (Nivel 1 tras el procesamiento) se va a realizar sobre la imagen 2018, ya que Landsat 8 es, de los tres satélites empleados, el que mayor resolución espacial presenta, y por lo tanto permite una mejor precisión y en establecimiento de los límites glaciares. Además permite el apoyo con otros visores como Google Earth.

Cabe destacar la dificultad de discriminar la sutil línea que separa el límite de los glaciares negros de las morrenas tanto laterales como frontales (Figura 3.2), dada la homogeneidad de cubierta (al fin y al cabo se trata de los mismos materiales, aunque con distinta disposición. En el caso de la morrena el material glaciar se encuentra acumulado formando líneas que pueden llegar a alcanzar alturas elevadas, mientras que en el caso de los glaciares negros estos materiales se encuentran tapizando de forma más regular la cubierta helada y se caracterizan por su distribución caótica), por lo que se ha precisado de la ayuda de imágenes Google Earth ya que presentan mayor resolución y por lo tanto mayor capacidad discriminadora.



Figura 3.2. Distinción entre glaciar negro y morrena. Aspecto del glaciar negro de Nuptse. Fotografía de Ánchel Belmonte, modificada.

Con el fin de solventar posibles errores en la demarcación de los glaciares y, a la vez, poder estudiar el cambio que se produce en las áreas circundantes, se ha establecido un área de seguridad de 500 metros en torno a los límites establecidos anteriormente. Este, además, sirve como área en la que se espera una posible variación del glaciar con el transcurso del tiempo.

Tanto el establecimiento de los límites de glaciares negros y blancos, como la generación del *buffer* para cada uno de estos se ha realizado con el programa ArcGIS.

3.3. Obtención de los datos de reflectividad

Con este mismo programa se llevo a cabo la obtención de los puntos georreferenciados que constituyen la superficie a estudiar. Para ello se ha vectorizado la imagen en base a la localización de cada píxel. Se cuenta con un total de 91550 puntos, separados tanto en la horizontal como verticalmente 30 metros (de acuerdo con la resolución espacial de los sensores Landsat en el óptico).

Para obtener los datos de estos puntos de cada banda y para cada año se empleó un *script* en R, con el que se extrajeron estos datos asociados las coordenadas geográficas, la banda, el año de la imagen y la identificación del glaciar o *buffer* al que pertenecen.

No todos estos datos obtenidos son válidos, en el caso Landsat 7, debido a los problemas en determinados detectores hay píxeles sin datos, por lo que estos tienen que ser eliminados. De la misma

forma, los tres satélites presentan píxeles con valores negativos, los cuales se deben a errores en la toma de datos, por lo que también deben ser eliminados. Para que la cantidad de información sea igual en todas las bandas y para todos los años se eliminan los píxeles erróneos de todo el conjunto de datos. Es decir, si una banda tiene un dato erróneo se elimina ese pixel en todas las bandas con las que se está estudiando. Tras el proceso de filtrado se dispone de un total de 48406 puntos. Destacar que la mayoría de píxeles eliminados se deben a problemas de bandeado de las imágenes de Landsat 7.

Dada la gran cantidad de datos obtenidos y su cercanía en el espacio, se pueden llegar a producir problemas de autocorrelación espacial, por lo que se ha probado a obtener tres muestras representativas de 1000 puntos (2% de la muestra total) y hacer un análisis preliminar para comprobar su fiabilidad. La selección de puntos se ha realizado de forma aleatoria, pero respetando la proporcionalidad entre las distintas categorías (glaciares y *buffers*). Si se comparan las tres gráficas obtenidas de la información espectral espectral de los glaciares para el año 1987 entre sí y con la generada a partir de la muestra completa se puede apreciar cómo no solo las muestras no son representativas de los datos totales, sino que además estas presentan una variabilidad excesiva entre sí (Figura 3.3), por lo que se ha optado por realizar el análisis espectral con todos los datos.

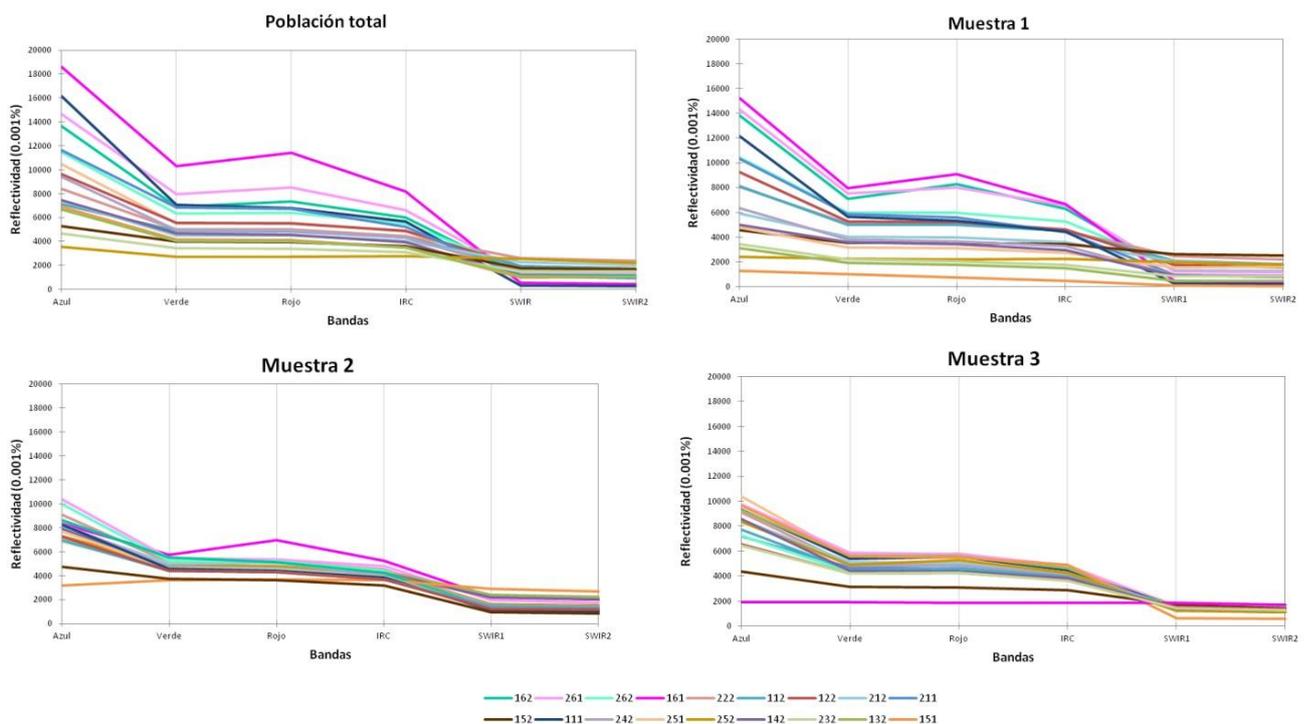


Figura 3.3. Comparación de muestras aleatorias. Aspecto de la firma espectral de los glaciares y sus áreas circundantes en 1987 para la población total y para las tres muestras supuestamente representativas.

3.4. Análisis de los datos de reflectividad en el óptico

Una vez obtenida la reflectividad de cada píxel para todas las bandas del óptico de todos los años seleccionados anteriormente, se procede a realizar un estudio estadístico de los resultados. Para ello se ha empleado el paquete estadístico de Excel (XLSTAT), aplicando la herramienta de análisis de varianza ANOVA. Con la comparación múltiple de Bonferroni se obtiene la firma espectral de cada glaciar para cada año, lo que posibilitará su caracterización espectral y las posibles variaciones que haya podido tener a lo largo del tiempo. Para obtener la firma espectral de cada glaciar se representa en el eje de abscisas las bandas del óptico y en el de ordenadas la media del valor de los píxeles de cada banda y para cada glaciar.

De la misma forma que se ha obtenido la firma para 1987 se obtienen las del resto de años, y adicionalmente, la firma de la media de reflectividades en el periodo de tiempo estudiado. Para lograr este último gráfico se precisa hacer una media de las reflectividades de cada año para cada píxel y para

cada banda, de tal forma que las coordenadas en las que se analiza la información sean las mismas que en los casos anteriores.

Como lo que se pretende llevar a cabo, además, es un estudio sobre la variabilidad temporal de las cubiertas, se han analizado los cambios en las reflectividades de las superficies de los glaciares año a año y su tendencia global mediante un análisis de covarianza (ANCOVA).

3.5. Cálculo de índices

Con el fin de comprobar si las variaciones de temperatura de superficie están relacionados con la presencia de nieve en la cubierta (se ha comentado en el apartado “3.1 Obtención de imágenes satélite” la adquisición de imágenes con nieve para observar cómo afecta este fenómeno) se ha calculo el índice de nieve (NDSI, de sus siglas en inglés *Normalized Difference Snow Index*). Este se calcula con la fórmula:

$$NDSI = \frac{Verde - SWIR I}{Verde + SWIR I}$$

En el caso en que la superficie esté cubierta por nieve, los valores de este índice tienen que ser superiores a 0.4 (Debnath et al., 2018). Se ha aplicado esta fórmula a cada glaciar (y a su *buffer*) para cada año.

3.6. Obtención de los datos de temperatura de superficie

Como se ha comentado anteriormente, las imágenes del infrarrojo térmico se encuentran codificadas en niveles digitales (ND) y sin ningún tipo de corrección. Para obtener los datos de temperatura de superficie es necesario convertir los ND a radiancia; de radiancia a temperatura de brillo (TB); y de TB a temperatura de superficie.

Dado que se trata de un proceso de tratamiento relativamente largo y que el número de imágenes a procesar es elevado (29) se ha realizado un *Spatial Model* en ERDAS, de tal forma que se automatice el mayor flujo de trabajo posible (Figura 3.4). De esta forma solo se precisa modificar los datos correspondientes a la Tabla 3.1 cada vez que se cambie de sensor y las imágenes correspondientes a las bandas 10 (sin corregir) y 3 (corregida), en este caso sí con cada año que se trabaje.

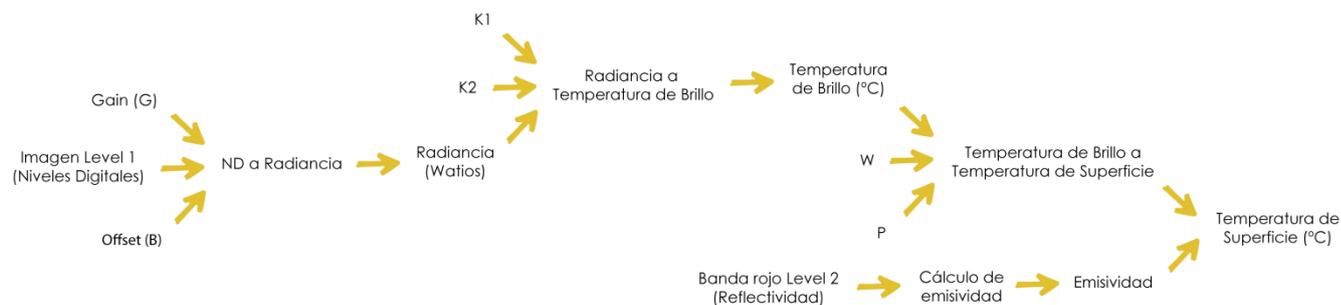


Figura 3.4. Transformación de ND a LST. Este diagrama representa el flujo de trabajo seguido en ERDAS para el tratamiento de las imágenes del infrarrojo térmico.

Para obtener la radiancia se ha empleado la fórmula (USGS, 2015; Debnath et al., 2018):

$$L_v = M_L * ND + A_L$$

Donde L_v es la radiancia, M_L es el factor multiplicativo de escalado específico para cada banda, ND el valor del nivel digital del píxel en esa banda en concreto, y A_L es el factor aditivo de escalado específico para cada banda.

La transformación de radiancia a reflectividad se lleva a cabo mediante la inversión de la ecuación de Planck (Hantson et al., 2011):

$$TB = \frac{K_2}{\ln \frac{K_1}{L_v} + 1} - 273.15$$

Donde K_1 y K_2 son las constantes de calibración, específicas para cada sensor. La fórmula ha sido modificada restándole 273.15 para convertir el resultado de Kelvin a grados Celsius.

Para obtener la temperatura de superficie a partir de la temperatura de brillo se necesita conocer el dato de emisividad. Este se obtiene de la fórmula (Sobrino y Raissouni, 2000; Sobrino et al., 2004):

$$\varepsilon = 0.98 - 0.042 * \frac{\rho_{rojo}}{10000}$$

Donde ε es la emisividad y ρ_{rojo} es la reflectividad de la banda del rojo (obtenida de las bandas empleadas para el análisis espectral en el rojo, es decir, ya corregida). Dado que la reflectividad tiene que estar en tantos por uno para poder operar con esta fórmula, se ha modificado para convertir los valores iniciales de reflectividad. Se aplica esta fórmula debido a que el cálculo de emisividad está basado en umbrales según los valores de NDVI obtenido para el pixel. En este caso, dadas las características de la zona, donde la vegetación es nula, los valores de NDVI están por debajo de 0.2 (se ha calculado el NDVI para la media de reflectividades de todos los años con los que se trabaja y el resultado es de -0.11).

Obtenida la emisividad, la fórmula para el cálculo de LST es (Debnath et al., 2018):

$$LST = \frac{TB}{1 + W * \frac{TB}{P} * \ln \varepsilon}$$

Donde W es la longitud de onda media de la banda del térmico para cada sensor y P se obtiene con la ecuación:

$$P = H * \frac{C}{S} = 6.626 * 10^{-34} * \frac{3 * 10^8}{1.38 * 10^{-23}} = 14380 \text{ mK}$$

Donde H es la constante de Planck ($6.626 * 10^{-34}$ Js), C es la velocidad de la luz ($3 * 10^8$ m/s) y S es la constante de Boltzmann ($1.38 * 10^{-23}$ J/K).

No se han tenido en cuenta los datos de vapor de agua (necesarios si se emplea la metodología descrita por Jiménez-Muñoz, 2014), ya que no se tienen disponibilidad de estos datos en fechas anteriores al año 2000. De todas formas se ha comprobado que los resultados fueran los mismos con cualquiera de las dos metodologías. Además, con la altura este parámetro disminuye y en este trabajo se está trabajando a cotas entre los 4.500 m y 8.800 m aproximadamente, por lo que se ha optado por seguir la metodología de Debnath et al. (2018)

En la siguiente tabla (Tabla 3.1) se recoge la información necesaria de cada sensor (extraída de los metadatos de las imágenes de satélite empleadas) para aplicar las fórmulas descritas anteriormente.

Tabla 3.1. Metadatos. Datos obtenidos de los metadatos de las imágenes de cada sensor.

Satélite	G o M _L (RADI- ANCE_MULT_BAND)	B o A _L (RADIAN- CE_ADD_BAND)	K1	K2	W (μm)
Landsat 5	0.055375	1.18243	607.76	1260.56	11.45
Landsat 7 (L)	0.067087	-0.06709	666.09	1282.71	11.335
Landsat 7 (H)	0.037205	3.1628	666.09	1282.71	11.335
Landsat 8	0.0003342	0.1	774.8853	1321.079	10.895

En el caso del satélite Landsat 7, cuenta una banda del infrarrojo térmico que consta de dos canales: H (gano alto) y L (gano bajo), que presentan datos de cabecera distintos. Para la realización de este estudio se ha considerado el canal L, pero antes de realizar el tratamiento de todas las imágenes se ha comprobado que los resultados fueran los mismos, o en su defecto, que las diferencias fueran mínimas. Por ejemplo, en el caso de los datos de 2001, se ha procesado la imagen tanto con los datos referidos a la banda 6H como a 6L, obteniéndose medias de todos los glaciares y sus respectivos *buffers* de -6.84°C y -6.88°C, respectivamente. Por otro lado, en el caso de Landsat 8, este sensor cuenta con dos bandas del TIR, la 10 y la 11. Ambas presentan problemas de calibración, siendo estos más notables en la banda 11, por lo que se ha decidido analizar solo los datos de la 10.

Una vez obtenidos los datos de temperatura de superficie de todas las imágenes se procede a la extracción y filtrado de datos como ha realizado en el apartado “3.3 Obtención de los datos de reflectividad” se extraen los valores de los puntos generados en el proceso de vectorización y se eliminan los píxeles que no contienen datos por problemas de bandeo de la imágenes del satélite Landsat 7.

3.7. Análisis de los datos de temperatura de superficie

Con el conjunto de datos de temperatura de superficie obtenidos se procede a realizar el análisis estadístico, de la misma forma que se ha efectuado con los datos del óptico, es decir aplicando el análisis ANOVA.

Se han comparado los valores obtenidos para cada año y analizada su tendencia empleando el test de Mann-Kendall y la estimación de pendientes de tendencias de datos anuales de Sen (Makesens 1.0; Finnish Meteorological Institute, 2002).

Posteriormente se ha comparado la temperatura atmosférica con la temperatura de superficie. Dadas las condiciones extremas de la zona de trabajo no se han encontrado datos de estaciones meteorológicas incluidas en esta. Por ello la estación más cercana de la que se disponen datos es la localizada en el aeropuerto de Katmandú (Figura 3.5). Los datos han sido descargados de la Base de Datos Meteorológica (datosclima.es), más concretamente se han descargado los datos de la web de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para Asia. Estos han sido visualizados y tratados en el programa de gestión de datos de NOAA. Para llevar a cabo el proceso de comparación se han obtenido las temperaturas de las fechas lo más próximas posibles a la del paso del satélite.

El principal problema de esta base de datos es que para las fechas seleccionadas solo se disponen datos de las temperaturas máximas, pero dado que se están comparando temperaturas de zonas alejadas y con una diferencia altitudinal importante (Katmandú está a 1.337 m. mientras que la cota mínima de la zona de estudio supera los 4.000 m.) solo se van a comparar las temperaturas en términos relativos, es decir, los periodos de calentamiento y de enfriamiento.



Figura 3.5. Localización de Katmandú. La distancia entre Katmandú y el área de estudio (señalada en rojo) en línea recta es de 150 Km. Imagen extraída y modificada de Google Earth.

Además, a modo de completar e intentar hacer más realista esta comparación se han obtenido los datos de LST del modelo NCEP/DOE AMIP-II Reanálisis, para las mismas fechas de las que se disponen datos de los satélites Landsat.

Como se expondrá más adelante, en el apartado “4.4.1. Evolución de la temperatura de superficie en conjunto de todos los glaciares”, los valores máximos y mínimos de temperatura son ligeramente extremos, por lo que se han comparado los datos de LST obtenidos con los proporcionados con los productos de LST MODIS para el año 2018, y así certificar la veracidad de los resultados. Se han elegido los productos MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1 km SIN Grid (MOD11A1.006) y MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1 km SIN Grid (MOD11A2.006).

3.8. Correlación entre los datos obtenidos de reflectividad y LST

Una vez obtenidos los datos de reflectividad de cada banda para cada una de las cubiertas y la LST de cada glaciar se ha llevado a cabo un análisis de correlación (Pearson) y regresión de estas dos variables. Este se ha realizado en base a dos conjuntos de datos: los “pre” que hacen referencia a los valores de 1987 y 1989; y los “post”, los de 2016, 2017 y 2018. Con ello se pretende establecer periodos de tres años evitando así condiciones circunstanciales características de un año en concreto.

Para agrupar los datos se ha calculado la media de temperatura de esos tres años de todos los glaciares en conjunto y la media de reflectividad de cada banda para ese mismo periodo y esas mismas superficies. De esta forma se analiza cómo ha evolucionado la relación entre la reflectividad y la temperatura de superficie. Todo este proceso se ha sistematizado con un *script* en el programa RStudio (Figura 3.6).

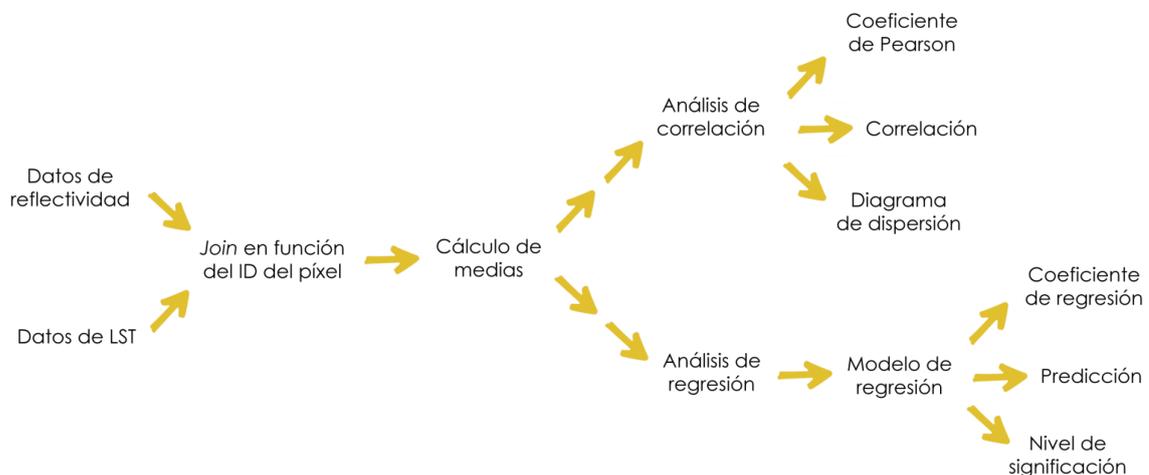


Figura 3.6. Análisis de correlación y regresión. Este diagrama representa el flujo de trabajo seguido en RStudio para analizar la relación entre la reflectividad de cada banda con la LST.

3.9. Estudio de la evolución glaciar

A partir de las imágenes satélite obtenidas se ha llevado a cabo un cartografía en la que se ha delimitado la extensión de los glaciares blancos desde 1987 a 2018. Para ello se han empleado las bandas SWIR II, SWIR I y azul en los canales rojo, verde y azul respectivamente, ya que son con las que mejor se discrimina el hielo del resto de suelo desnudo. Se han delimitado las superficies del glaciar con ERDAS.

Cabe mencionar que no se ha cartografiado el glaciar blanco Chola debido a sus reducidas dimensiones y las limitaciones de resolución que presentan estas imágenes. Por otro lado destacar que la cartografía se ha realizado del frente glaciar, descartando los fragmentos de hielo desligados de la masa principal con el fin de visualizar mejor la evolución, aunque en el caso del glaciar Khumbu si que se han considerado los de gran tamaño.

Finalmente estas delimitaciones se han superpuesto a la banda pancromática (banda 8) de LANDSAT 8, ya que es la que ofrecía mayor resolución. La cartografía final se ha completado en ArcGIS.

4. DESARROLLO ANALÍTICO

En los sucesivos párrafos se van a ir desarrollando los resultados obtenidos en los diferentes epígrafes descritos en el apartado “3. Metodología”. En la siguiente figura (Figura 4.1) se muestra, con el fin de facilitar la lectura y comprensión de los gráficos que suceden, la leyenda e identificación de los códigos empleados para los distintos glaciares. Nótese que el primer dígito del código hace referencia a la parte del glaciar, siendo 1 la propia superficie y 2 el *buffer*; el segundo es el glaciar (el 1 es Khumbu, 2 Nuptse, 3 Imja, 4 Amadablam, 5 Chola y 6 Changri); y el tercero al tipo de glaciar, siendo 1 el glaciar blanco y 2 el negro.

	111	Glaciar blanco Khumbu		242	Buffer del glaciar negro Amadablam
	211	Buffer del glaciar blanco Khumbu		151	Glaciar blanco Chola
	112	Glaciar negro Khumbu		251	Buffer del glaciar blanco Chola
	212	Buffer del glaciar negro Khumbu		152	Glaciar negro Chola
	122	Glaciar negro Nuptse		252	Buffer del glaciar negro Chola
	222	Buffer del glaciar negro Nuptse		161	Glaciar blanco Changri
	132	Glaciar negro Imja		261	Buffer del glaciar blanco Changri
	232	Buffer del glaciar negro Imja		162	Glaciar negro Changri
	142	Glaciar negro Amadablam		262	Buffer del glaciar negro Changri

Figura 4.1. Leyenda. Códigos y colores empleados en los gráficos de este apartado. Se indica el color representativo de cada categoría, el código del glaciar y su nombre completo.

4.1. Caracterización espectral de los glaciares y sus áreas circundantes en el espectro óptico

4.1.1. La firma espectral

En el siguiente gráfico (Figura 4.2) se muestra el promedio de las reflectividades del óptico de la serie temporal, es decir, se trata de la firma espectral calculada a partir de la media de reflectividad de cada banda de todos los años que comprenden este estudio. El hecho de que cada glaciar presente una firma distinta indica que estos tienen características diferentes, ya sea por el grado de humedad, por la composición de las rocas que cubren la masa de hielo, la cubierta de nieve y hielo... Por lo tanto, a partir del análisis del espectro electromagnético y sus variaciones a lo largo de los años, se pueden inferir los diferentes aspectos que caracterizan los glaciares y sus posibles variaciones en el tiempo.

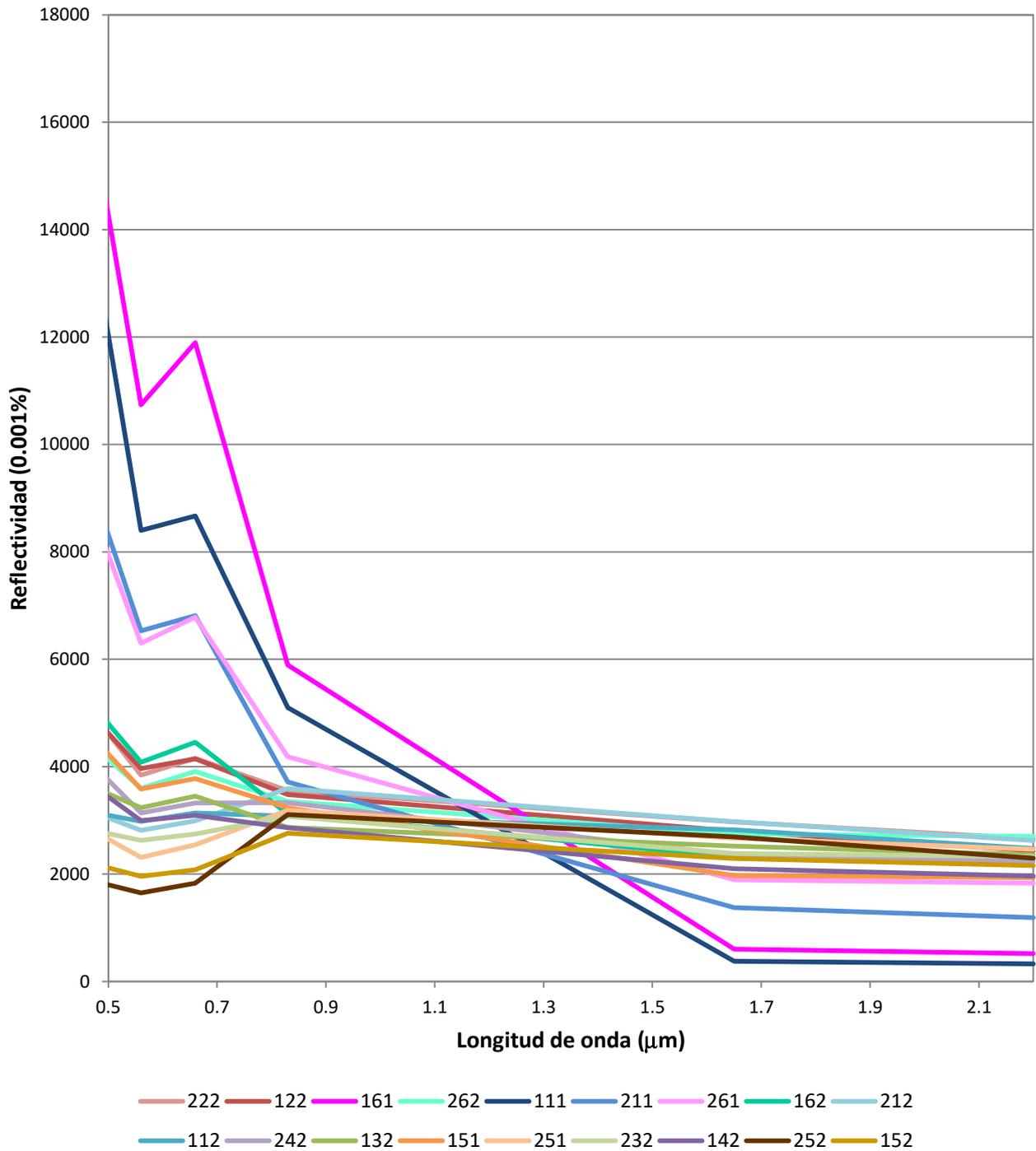


Figura 4.2. Firma espectral de los glaciares. En el eje X se ha representado longitud de onda de la parte óptica del espectro electromagnético. El eje Y expresa la media de los datos de reflectividad para cada glaciar y para cada banda, es decir, la media del valor de los píxeles agrupados según estas dos categorías (banda y glaciar). En este gráfico las unidades del eje de abscisas se han definido en función de la longitud de onda, pero en los anexos se ha hecho referencia al nombre de cada banda (azul, verde, rojo, IRC, SWIR I y SWIR II) para apreciar mejor los cambios de un año/glaciar a otro, en ambos casos lo que se pretende representar es la firma espectral de cada una de las superficies analizadas.

Como se puede observar, existe una gran variabilidad en la reflectividad de las distintas superficies, sobre todo en las bandas del visible y del SWIR, diferenciando principalmente los glaciares blancos de los negros. A la hora de analizar estos resultados, es importante tener en cuenta que las categorías que hacen referencia a los *buffers* incluyen tanto el glaciar como las áreas limítrofes (500 m) consideradas como zonas en las que, por su cercanía a las masas de hielo también se pueden producir cambios, además pueden verse afectadas por la evolución de la extensión de los propios glaciares. Como tendencia general de toda la superficie en conjunto, se aprecia una mayor reflectividad en el visible, sobre todo en la banda del azul, asociado a la presencia de hielo (incluso en algunos casos, los menos,

por nieve). Por otro lado, la reflectividad del SWIR (infrarrojo de onda corta) hace referencia a la cantidad de agua, una menor capacidad de absorción (mayor reflectividad) indica un menor contenido de agua. Es precisamente en estas dos bandas en las que se observa una menor reflectividad en comparación con el resto del espectro analizado.

Por otro lado, si se examina la variabilidad espectral entre los glaciares y sus correspondientes *buffers*, estos últimos presentan menor reflectividad en el visible, pero mayor en el SWIR, debido a que en la reflectividad de estas bandas computa tanto el glaciar como las zonas circundantes (500 metros desde los bordes), por lo que aunque el hielo tenga una amplia reflectividad en el azul y baja en el SWIR, la reflectividad del suelo desnudo (a lo que se asocia la cubierta de detritos que cubren los glaciares) es muy semejante en todo el espectro (menor que el hielo en el visible y mayor en el SWIR), es decir, se asemeja a una media ponderada de las firmas espectrales del hielo y del suelo desnudo (Figura 4.3).

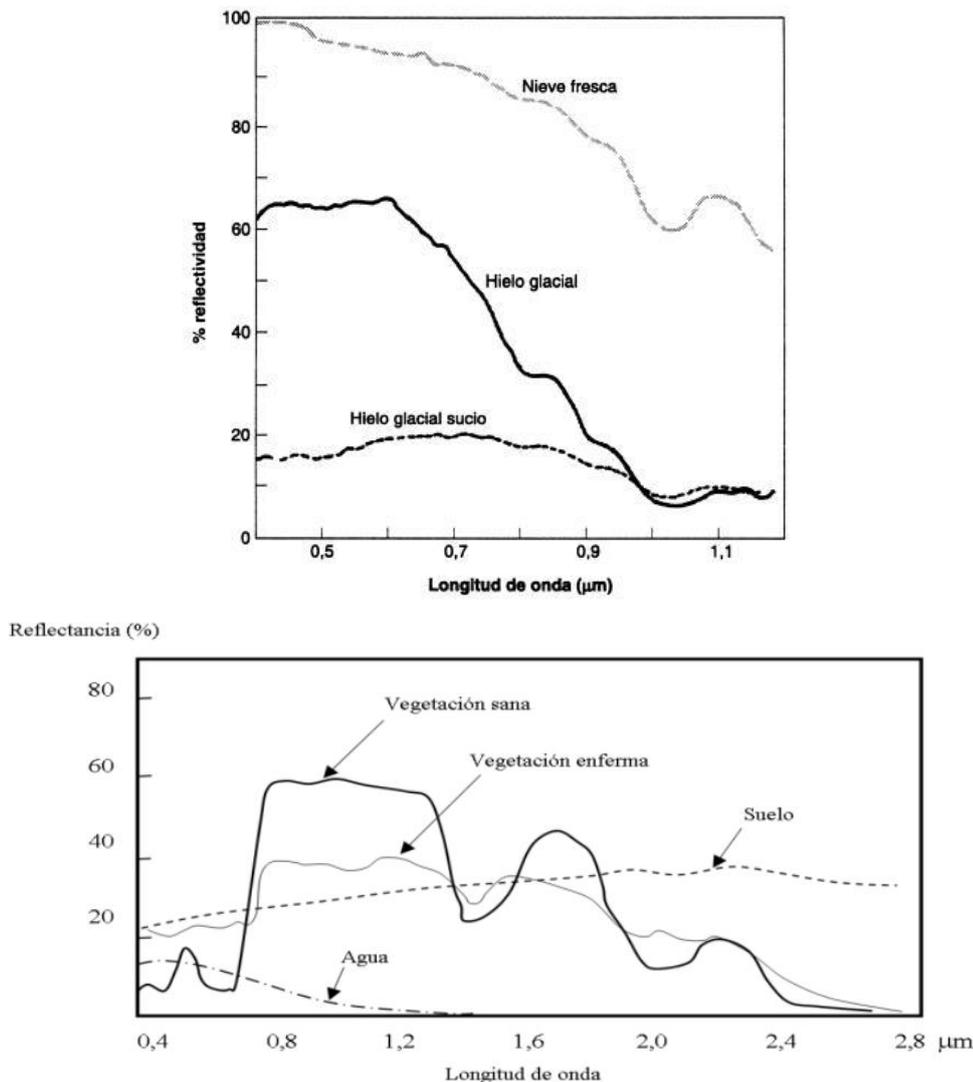


Figura 4.3. Firmas espectrales de hielo y suelo. Arriba curvas de reflectividad de los distintos glaciares en las bandas del visible y del IRC (gráfico extraído de Chuvieco, 2010). Abajo firmas espectrales de la vegetación agua y suelo desnudo para el visible, IRC y SWIR (gráfico extraído de Hernández, 2011).

Si se comparan estas firmas espectrales con las obtenidas en los glaciares objeto, se puede observar como no se corresponden. Las superficies analizadas presentan valores de reflectividad muy bajos, comparados con los mostrados en la Figura 4.3. Dejando de lado los valores de reflectividad y atendiendo a la geometría de las firmas, los glaciares blancos (a excepción de la banda del rojo) tienen cierta semejanza con el hielo glacial, y los glaciares negros se asemejan al hielo glacial sucio. Analizando las distintas opciones que podrían ser las causantes de estos valores tan bajos, se descarta la

probabilidad de que se deban a la presencia de sombras, a la heterogeneidad de la superficie de los glaciares (no es tal como para producir sombras), ni a las sombras de las montañas (no afectan especialmente a las superficies estudiadas, aunque el ángulo cenital solar en noviembre sea elevado). Independientemente de este factor, se han eliminado los valores negativos de reflectividad, ubicados precisamente en estas zonas de sombras o de relieves más escarpados. El hecho de que los glaciares negros (aunque también los blancos) tengan una reflectividad tan baja tiene que estar asociado, como se verá más adelante, a una temperatura de superficie considerablemente más alta que los glaciares blancos. Esto se ve favorecido también por las cotas más bajas que alcanzan los glaciares negros respecto a los blancos y a al efecto aislante de la cubierta de derrubios sobre el glaciar.

Procediendo a analizar las características espectrales de cada glaciar y sus respectivos *buffers*, llama la atención la alta reflectividad del glaciar blanco Changri (161) y Khumbu (111), cuyos valores en el azul están en torno al 15 y 13%, respectivamente. El glaciar Changri es un tributario de Khumbu, siendo el primero de orientación Sur y el segundo Oeste. Como ya se ha comentado antes, la gran reflectividad de estas superficies en el visible va asociada a valores bajos en el SWIR. Este factor es indicativo de la alta reflectividad del hielo (en comparación con el suelo desnudo) en el visible, lo que confirma la presencia de hielo, principalmente “limpio”, en estas cubiertas. De forma esperada, los *buffers* de estos dos glaciares (261 y 211, respectivamente) presentan valores más bajos en el visible y más altos en el SWIR. El otro glaciar blanco que queda por analizar es el de Chola (151), se trata de un pequeño glaciar que rápidamente da paso a un glaciar negro (251) de dimensiones muy reducidas, con orientación Norte. Este presenta una reflectividad en el visible similar al resto de glaciares negros (4.5%), lo que implica que muy posiblemente esta superficie se encuentre parcialmente tapizada de derrubios, que principalmente pueden proceder de la cabecera del circo en el que se origina el glaciar, bajo el pico Tobuche (6.495 m). También es posible que la baja reflectividad pueda deberse a la presencia de hielo sucio.

Respecto a los glaciares negros, todos presentan reflectividades muy similares, en torno al 3-5% en todas las bandas. Destaca el glaciar negro Changri (162) con una reflectividad del 5% en el visible, lo cual certifica la alta reflectividad del glaciar blanco Changri, es decir, que el hielo que se encuentra bajo los derrubios se encuentra en buen estado y se ve poco afectado por los procesos de deglaciación. De forma similar sucede con el glaciar negro Chola, que también verifica la baja reflectividad del glaciar blanco, en este caso los valores destacan por ser menores que el resto, y mucho más parecidos a la firma del suelo, lo que puede ser muy indicativo, de la fase de retroceso de este glaciar y de la fusión del hielo tanto del glaciar blanco como de la masa helada bajo el manto de derrubios del glaciar negro. En cuanto a los demás glaciares negros, presentan valores superiores en el visible y menores en el SWIR (5% y 3% respectivamente, también en el visible), como el glaciar negro de Nuptse (122), con orientación S y originado bajo el pico con este mismo nombre (7.861 m). Con menor reflectividad en el visible aparecen los glaciares negros Imja (132) y Amadablam (142) con valores del 3.5%. Siendo el primero de orientación W, formado bajo los picos Num Ri (6.677 m) y Baruntse (7.152 m) y que desemboca en el lago proglaciar Imja; y el segundo de orientación N bajo los picos Ama Dablam (6.814 m) y Ombigaichan (6.136 m).

Como particularidades, cabe destacar que la firma espectral del glaciar negro de Khumbu y la de su respectivo *buffer* son muy similares, lo que implica que la masa glaciar está muy tapizada por derrubios, hasta tal punto que llega a tener características espectrales prácticamente idénticas que las de la superficie limítrofe. Por otro lado, y como excepción, el *buffer* del glaciar negro Amadablam presenta valores de reflectividad en el visible mayores que el propio glaciar, lo que puede implicar que no solo la cubierta de derrubios sea muy densa, sino que además exista hielo limpio (o por lo menos más limpio que el glaciar) en las zonas circundantes. Esto es exactamente lo que sucede, este glaciar parte de un circo relativamente más amplio que el resto, donde los conos de derrubios son algo más estables, lo que permite la acumulación de nieve con mayor facilidad (Figura 4.4), y de allí que el *buffer* sea algo más reflectivo.



Figura 4.4. Glaciar Amadablam. Pico Ama Dablam y su glaciar rocoso. Fotografía de Luis Carcavilla.

Si se analizan estos valores en función de la orientación de los glaciares se detecta una ligera contrariedad, ya que la orientación Norte debería ser más favorable en el desarrollo de masas de hielo y por lo tanto se reflejaría con una mayor reflectividad en el visible y esto no sucede. Lo cual se justifica con el factor altitud, los valores de reflectividad mayores se dan en los glaciares situados bajo los picos más elevados, es decir, asociados a zonas donde la precipitación nival tiende a ser mayor y donde las temperaturas son más bajas, favoreciendo el desarrollo glaciar. Las orientaciones en las que se observa mayor reflectividad en el visible y menor en el SWIR son la Sur y Oeste, y por lo tanto mayor presencia de hielo glaciar.

4.1.2. Importancia de la litología

Adicionalmente, y sobre todo en el caso de los glaciares negros, se pueden analizar sus características espectrales en función de la litología subyacente (y por lo tanto, la que forma la cubierta de detritos). Los glaciares Khumbu, Changri y Nuptse se generan sobre granitos, Chola sobre migmatitas, y Amadablam e Imja sobre granitos y gneises. Los siguientes gráficos (Figura 4.5) hacen referencia a las firmas espectrales de estas cubiertas.

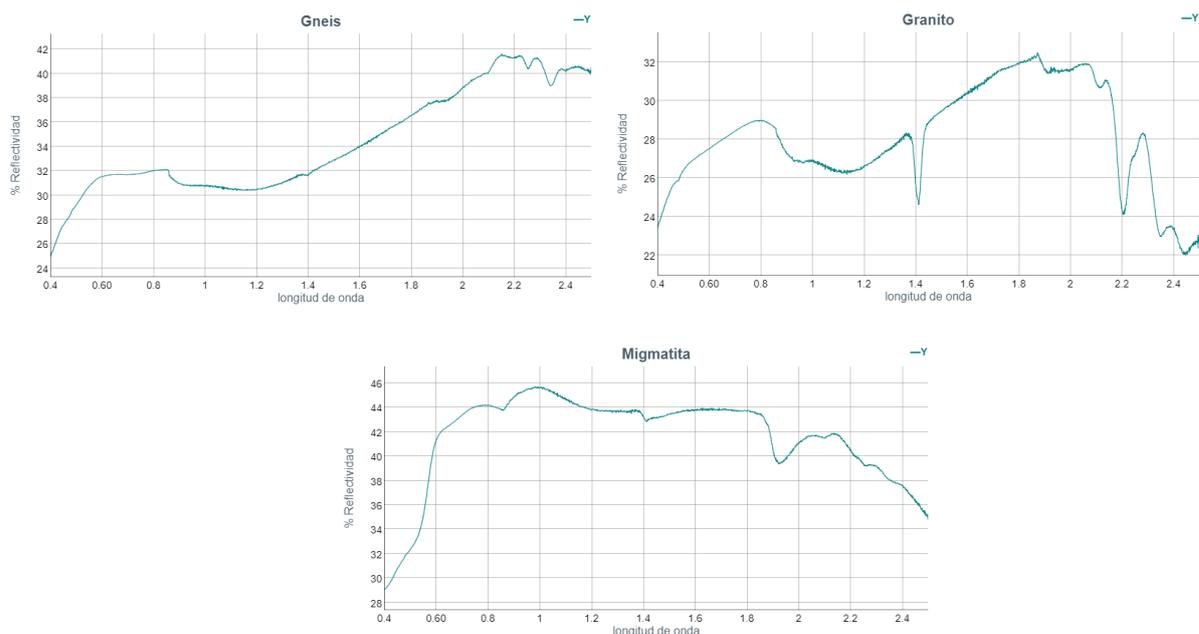


Figura 4.5. Firmas espectrales de las litologías dominantes. Firmas espectrales para el óptico del gneis (con biotita), granito (con moscovita y biotita) y migmatita (ortogneis granítico). Estos gráficos han sido obtenidos de ECOSTRESS Spectral Library.

Relacionando estas reflectividades con las obtenidas en las superficies de los glaciares, se puede apreciar como no se establece una relación clara entre estas. Según estas firmas, las cubiertas de migmatita, es decir las del glaciar negro Chola deberían presentar valores de reflectividad más altos en todo el óptico, pero sucede todo lo contrario, esta superficie tiene los valores más bajos, aunque sí que destaca ligeramente por presentar unos valores altos en el SWIR, por lo que puede ser que el glaciar conserve más hielo y que la reflectividad elevada del SWIR se deba a los materiales de la cubierta y no a la escasez de agua, o simplemente la firma de este glaciar se asemeje más a la del suelo desnudo. En su caso, el gneis y granito presentan valores de reflectividad similares y ligeramente inferiores a los de la migmatita, pero coincide que los glaciares situados sobre estas rocas tienen valores mayores al de Chola, indicando que en estos casos predominan las características relacionadas con el hielo que la propia cubierta de derrubios posiblemente debido a una cobertura de derrubios poco densa. Además los derrubios que cubren los glaciares provienen de todas rocas que haya atravesado el glaciar, por lo que lo normal es que haya una mezcla de varias litologías tapizando la masa del hielo, y por lo tanto, la firma espectral no se relacione con la de ninguna litología en concreto.

4.1.3. Tipología de los glaciares

Mediante una comparación por pares siguiendo el método de Bonferroni, se pueden agrupar estos glaciares en función de sus reflectividades medias, estimadas para el intervalo temporal completo (ver Anexo III). En referencia a la banda del azul, se establecen 8 grupos. El primero está exclusivamente formado por el glaciar blanco Changri; el segundo por el glaciar blanco Khumbu; el tercero agrupa los *buffers* de los glaciares blancos Khumbu y Changri; el cuarto a los glaciares negros Changri y Nuptse, el *buffer* del glaciar negro Nuptse y el glaciar blanco Chola, siendo este último también incluido en el quinto grupo, junto con los *buffers* de los glaciares negros Changri y Amadablam y los glaciares negros de Amadablam e Imja. El sexto grupo une este último con el glaciar negro Khumbu y su *buffer*. El séptimo comprende los *buffers* del glaciar negro Imja y del glaciar blanco Chola, así como el glaciar negro Chola, a su vez unido con su *buffer* en el octavo grupo. El hecho de que dos o más glaciares compartan el mismo grupo indica que presentan propiedades reflectivas similares, sobre todo asociadas a la cubierta de nieve o al color azul de la litología (Figura 4.6).

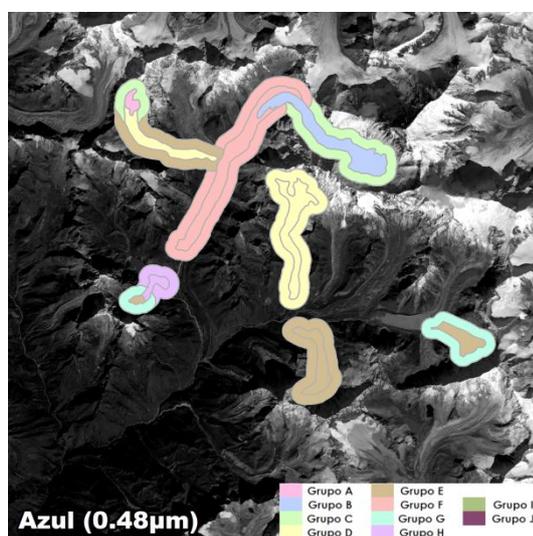


Figura 4.6. Tipologías de los glaciares en la banda del azul. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del azul.

En cuanto a la banda del verde, los tres primeros grupos se mantienen igual, mientras que el cuarto está formado por los glaciares negros Changri y Nuptse y el *buffer* de este último; el quinto, muy mezclado con el sexto, está constituido por el *buffer* del glaciar negro Changri, el glaciar blanco Chola y el glaciar negro Imja, perteneciendo estos dos últimos también al sexto grupo, constituido además por los glaciares negros Amadablam y Khumbu y sus *buffers*. El *buffer* del glaciar negro Amadablam pertenece también al séptimo grupo, junto al *buffer* del glaciar negro Imja. Este se agrupa junto el *buf-*

fer del glaciar blanco Chola en el octavo grupo, que a su vez está unido con el glaciar negro Chola en el noveno, y una vez más este último conforma el último grupo junto con su *buffer* (Figura 4.7).

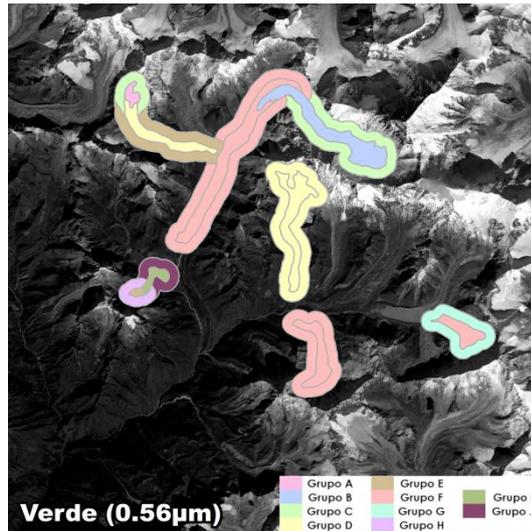


Figura 4.7. Tipologías de los glaciares en la banda del verde. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del verde.

En la banda del rojo, los cuatro primeros grupos permanecen idénticos; el quinto está formado por el *buffer* del glaciar negro Changri y el glaciar blanco Chola, que a su vez forma el sexto grupo junto con el glaciar negro Imja, Khumbu y Amadablam y los *buffers* de los glaciares negros de Amadablam y Khumbu. El séptimo está formado por los *buffers* del glaciar negro Imja y del glaciar blanco Chola. Este último, a su vez, forma el octavo grupo junto con el glaciar negro Chola, que nuevamente se une a su *buffer* para establecer el noveno grupo (Figura 4.8).

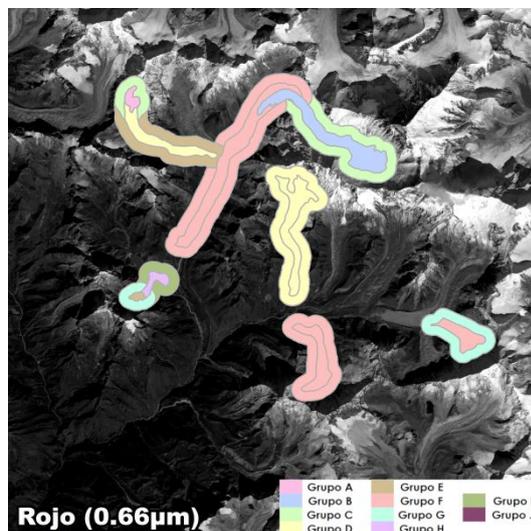


Figura 4.8. Tipologías de los glaciares en la banda del rojo. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del rojo.

Si se analiza el infrarrojo cercano, los dos primeros grupos se mantienen; el tercero lo conforma el *buffer* del glaciar blanco Changri; el cuarto el *buffer* del glaciar blanco Khumbu; el quinto los *buffers* de los glaciares negros Khumbu y Nuptse y el glaciar negro Nuptse. Este último también forma el sexto grupo junto con los *buffers* de los glaciares negros Changri y Amadablam y el glaciar blanco Chola y su *buffer*. Estos tres últimos, junto con glaciar negro Changri se agrupan en el séptimo grupo. El último grupo, el más numeroso, los forman el glaciar blanco Chola y su *buffer*, los glaciares negros Changri, Khumbu, Imja, Amadablam y Chola, así como los *buffers* de los glaciares negros Chola e Imja (Figura 4.9).

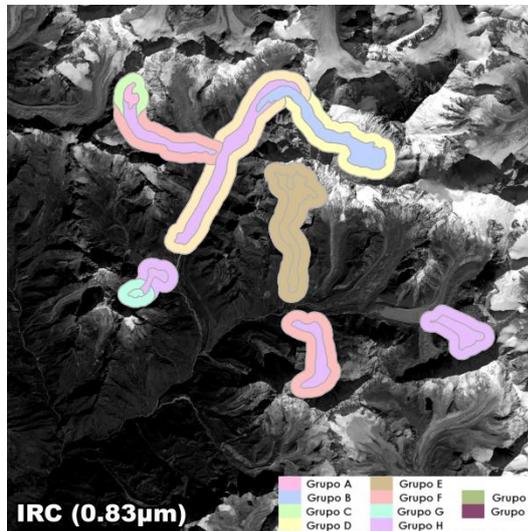


Figura 4.9. Tipologías de los glaciares en la banda del IRC. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del IRC.

Las agrupaciones cambian significativamente en el caso del SWIR. Para la banda del SWIR I se establecen 8 grupos (Figura 4.10), siendo el primero formado por los *buffers* de los glaciares negros Khumbu y Nuptse; el segundo los glaciares negros Khumbu y Nuptse, y los *buffers* de los glaciares negros Changri y Chola, y del glaciar blanco Chola; estos dos últimos, a su vez, se unen en el tercer grupo junto con el *buffer* del glaciar negro Imja, el cual se forma el cuarto grupo con los *buffers* de los glaciares negros Amadablam e Imja y con los glaciares negros Changri y Chola. Este glaciar negro Chola, junto con el glaciar negro Amadablam y el glaciar blanco Chola se unen en el quinto grupo. El sexto además de por este último, está formado por el *buffer* del glaciar blanco Changri. El *buffer* del glaciar negro Khumbu constituye el séptimo grupo; y el octavo está constituido por los glaciares blancos Changri y Khumbu.

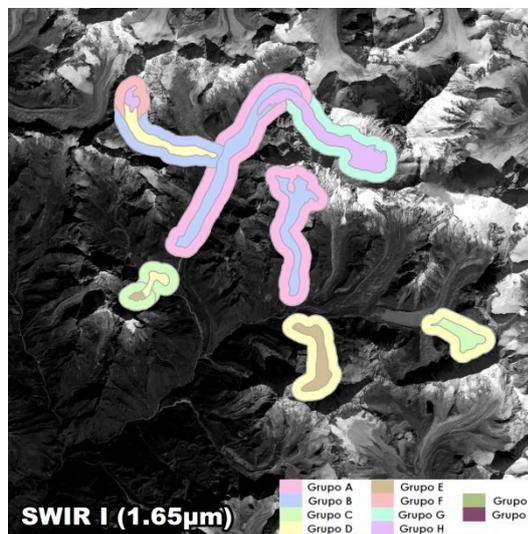


Figura 4.10. Tipologías de los glaciares en la banda del SWIR I. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del SWIR I.

En el caso de la banda del SWIR II (Figura 4.11), el primer grupo es igual, mientras que el segundo solo está constituido por los *buffers* de los glaciares negros Changri y Nuptse; el tercero por los glaciares negros Khumbu, Nuptse e Imja y por el *buffer* del glaciar blanco Chola. El glaciar negro Imja junto con su *buffer*, los *buffers* de los glaciares negro Chola y Amadablam y los glaciares negros Changri y Chola forman el cuarto grupo. Este último también forma parte del quinto junto al glaciar negro Amadablam y el blanco Chola, siendo estos dos últimos componentes también del sexto grupo con el *buffer* del glaciar blanco Changri. Los dos últimos grupos son los mismos que en la banda del SWIR I.

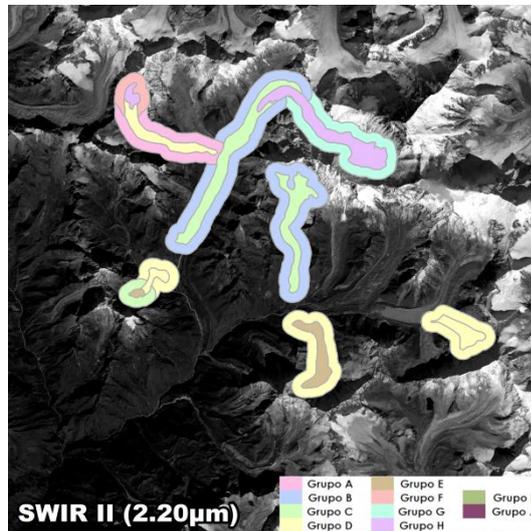


Figura 4.11. Tipologías de los glaciares en la banda del SWIR II. Agrupación de las distintas superficies en función de la reflectividad en la banda del SWIR II.

Analizadas estas agrupaciones se observa como los glaciares blancos Khumbu y Changri presentan características diferenciadoras entre sí y con el resto de superficies en el azul, rojo, verde e IRC, mientras que en el SWIR se unen en un mismo grupo, lo que implica que presentan componentes sobre el hielo (polvo y pequeños clastos principalmente) que los diferencian, sin embargo, presentan propiedades similares en cuanto al contenido en humedad, justificando su condición de glaciar blanco. Se aprecia además como el glaciar blanco Chola tiene características diferentes a estos dos, puesto que está en otros grupos, lo que indica analizando a la vez su firma espectral, que este glaciar blanco tiene menos agua, es decir menos hielo, de allí su reflectividad más baja y comportamiento distinto (se verá más adelante).

4.2. Variación espectro-temporal de los glaciares y sus áreas circundantes en el óptico

No se conoce con precisión la velocidad de flujo de estos glaciares, pero se sabe que en otros con condiciones geográficas semejantes como el glaciar de Tyndall (Chile) presenta valores de velocidad entre 30 y 300 metros/año, siendo esta mayor en el centro que en los bordes (Araos et al, 2007). Este glaciar desemboca en el océano Pacífico, por lo que es esperable que su velocidad de flujo sea mayor que los analizados en el Himalaya, donde la velocidad de flujo máxima esperada se sitúa en torno a los 100 metros/año para los glaciares blancos y menor en el caso de los glaciares negros.

Por lo tanto, la variabilidad espectral que se observa en estos glaciares (ver Anexo IV) puede ser debida tanto a la evolución del propio glaciar (es decir, la deglaciación sufrida) como a su movimiento, ya que siempre se están analizando los mismos píxeles de las imágenes y el glaciar está en continuo movimiento. Antes de realizar un análisis más detallado de esta variabilidad hay que tener en cuenta que se está trabajando con tres sensores distintos, por lo que, aunque a la hora de obtener la firma espectral media de los glaciares se han tenido en cuenta todos los datos, en este caso se ha realizado el análisis distinguiendo entre distintos sensores.

4.2.1. Evolución espectral

Entre 1987 y 1989 se aprecia una disminución muy evidente en las reflectividades del visible de los glaciares negros y un ligero aumento en SWIR, lo que indica un aumento de los detritos (ya que el suelo tiene mayor capacidad de absorción de radiación que el hielo) y una disminución del contenido de agua, es decir, una mayor semejanza al suelo desnudo. Como se verá más adelante en 1987 había nieve en la superficie, y es por ello que hubiera una reflectividad mayor en el SWIR. Este cambio se acentúa todavía más en 1991, cuando las reflectividades del visible son todavía menores y muy similares a las del SWIR. En este caso destaca una disminución de reflectividad en el rojo en el glaciar blanco Changri. Además, se aprecia un aumento brusco de la reflectividad del glaciar blanco Chola en el

visible e infrarrojo cercano, pero sobre todo en azul, lo que se asocia a una ligera capa de nieve en la parte superior del glaciar y que solo sucede en esta región (Figura 4.12)

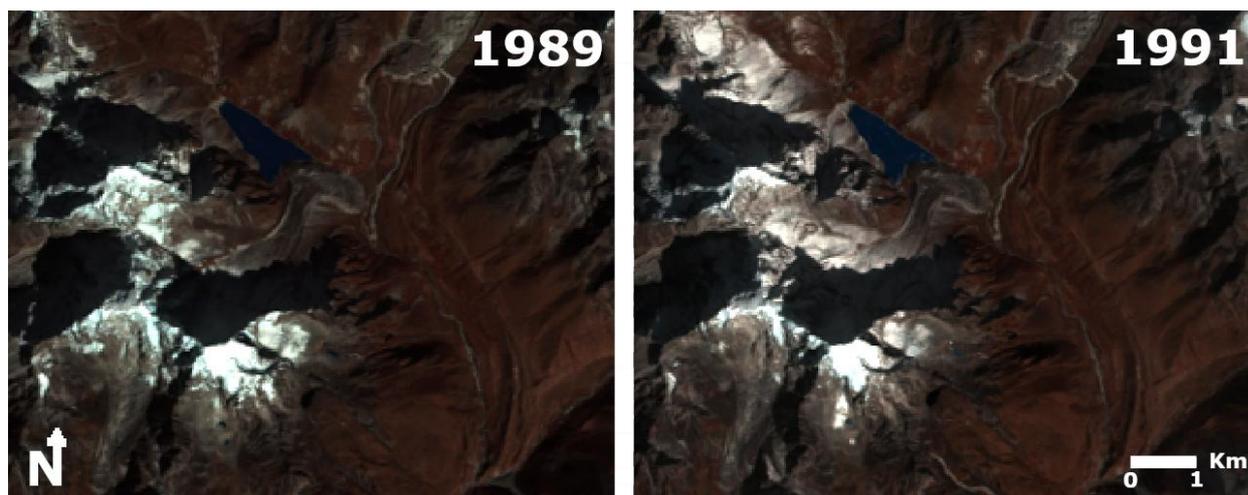


Figura 4.12. Glaciar Chola en 1989 y 1991. Imágenes del glaciar blanco y negro Chola en 1989 y 1991 (composición de la imagen con las bandas 4-3-2).

Si se analizan las firmas de 1992 respecto a las anteriores, estas muestran mayor parecido con las de 1989 que con las de 1991, lo que implica que las variaciones anteriores pueden deberse a momentos puntuales que coincidieron con el momento de la toma de la imagen (presencia de nieve). Si se continúa avanzando en el tiempo, en 1993 sigue disminuyendo la reflectividad en el visible, aunque en el SWIR se mantiene, presentándose los cambios más acusados en los glaciares blancos Changri y Khumbu. En 1994 se vuelve a producir un aumento en la reflectividad del visible de estos dos últimos glaciares a los que se le suman el glaciar negro Changri y el blanco Chola. Esto en el caso de los glaciares blancos implica un hielo más limpio y en el caso del negro una superficie menos cubierta por derrubios. En el caso de 1995, el incremento de reflectividades en el visible e IRC es muy notable para todas las superficies. Este cambio no se debe a cambios en los glaciares, si no a que se trata de una fecha reciente a una nevada, por lo que todavía queda parte de esa nieve en la superficie. Las firmas de 1996 y 1998 son muy similares a las de 1992. Mientras que en 1999 vuelve a aumentar la reflectividad considerablemente en el visible y disminuye ligeramente en el SWIR, nuevamente, debido, aunque en menor medida, a la presencia de nieve sobre los glaciares (Figura 4.13).

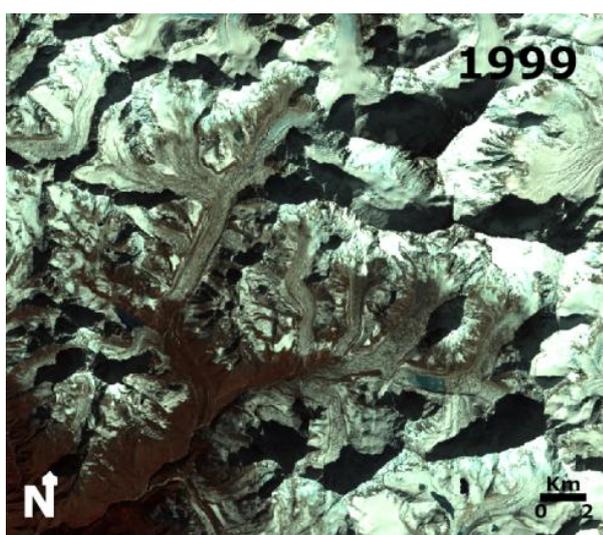


Figura 4.13. Zona de estudio en 1999. Imagen de la zona de estudio en 1999 (composición de color con las bandas 4-3-2).

En el año 2000, la reflectividad vuelve a parecerse a la de 1998, pero con una atenuación de nuevo en la banda del rojo en el glaciar blanco Changri. Dando un salto temporal para conservar el mismo

sensor, en 2004 la reflectividad de las bandas del rojo y verde de este mismo glaciar aumentan, a la vez que lo hace en la banda del azul en el *buffer* del glaciar negro Chola y en el glaciar blanco Chola. Este último cambio hace referencia a la presencia de nieve en los límites del glaciar negro y en circo en el que comienza a desarrollarse el glaciar blanco. Las firmas del 2005 son muy semejantes a las del 2000, pero con una reflectividad menor en el visible e IRC. En 2008 las reflectividades vuelven a ser ligeramente más elevadas, aunque en este caso el cambio no está asociado a la presencia de nieve.

Retrocediendo en el tiempo y analizando a partir de ahora las firmas generadas a partir de imágenes de Landsat 7, entre 2001 y 2002 no se aprecian casi cambios, únicamente una reflectividad ligeramente mayor en la banda del rojo del glaciar negro Nuptse. Sin embargo, en 2003, la reflectividad de todos los glaciares es más elevada en el visible y en el infrarrojo cercano, debido de nuevo, a la presencia de una delgada capa de nieve. En 2006 las reflectividades son muy semejantes salvo un incremento brusco en el visible en el glaciar blanco Chola, indicando la presencia de hielo más limpio. En 2007 las firmas espectrales vuelven a adquirir los mismos valores que en 2001. El cambio producido en 2010 es un decremento de estos valores, sobre todo en el visible, haciendo alusión a una mayor cobertura de clastos tanto en los glaciares negros como en los blancos, siendo en estos últimos, indicativo de procesos de fusión glaciar (el hielo “viejo” tiende a ser más oscuro por la mayor presencia de polvo y pequeños fragmentos de material rocoso incorporado). Los cambios desde 2010 a 2012 son muy sutiles, estableciéndose una tendencia general de disminución de la reflectividad, que indica una continua deglaciación. Las firmas espectrales son cada vez más lineales sobre todo en los glaciares negros, informando sobre la fusión inminente del hielo bajo la cubierta rocosa y una mayor tapización de los derrubios en el caso de los glaciares negros y del ennegrecimiento de los glaciares blancos, de los cuales se espera que reduzcan progresivamente sus dimensiones a la vez que aumentan progresivamente (hacia las cabeceras de los circos) las de los glaciares negros.

Respecto a las firmas obtenidas de las imágenes de Landsat 8, no se aprecian cambios relevantes de un año a otro, pero sí una tendencia general decreciente de valores de reflectividad en el visible, salvo en 2016, cuando se produce una ligera recuperación de los valores, indicando una pausa en el proceso de deglaciación.

4.2.2. Variación espectral en función del año y del glaciar

Mediante el análisis de covarianza ANCOVA se ha seguido analizando la evolución temporal de las diferentes cubiertas. Como se ha podido ver, en el periodo del que se tiene información del satélite Landsat 5 no se aprecia una tendencia clara, ni tampoco se encuentra un patrón de ciclicidad definido, aunque sí cambios continuos durante esas dos décadas. Por lo tanto, y a modo de ejemplo, se ha realizado el análisis de covarianza para los años 1987 y 1989, para comprobar las diferencias espectrales que se dan cuando la superficie presenta nieve y cuando no.

En el Anexo V se muestran los resultados obtenidos para este tipo de análisis. Destaca una diferencia de la reflectividad de los glaciares similar en todas las bandas, alcanzando el máximo en la banda del azul. En esta la mayoría de superficies tienden a perder reflectividad, siendo más acusada en el glaciar negro Changri, su *buffer* y el *buffer* del glaciar blanco Chola, lo que implica que en 1987 se acumuló más nieve en estas zonas y por lo tanto al fundirse el cambio es mayor que en las demás superficies. Solo en dos casos la tendencia ha sido ascendente, en el glaciar blanco Khumbu y su *buffer* debido a que el hielo es más reflectivo que la nieve. En el caso de la banda del verde, el decremento de valores es menor, destacando un ligero incremento de las mismas dos superficies nombradas anteriormente. Este mismo patrón se repite con las bandas del rojo e IRC. En el SWIR la tendencia es totalmente contraria, aunque la variabilidad es muy limitada, es significativamente menor en los glaciares blancos Khumbu y Changri y sus respectivos *buffers*, para los que conservan los mismos valores en los dos años, es decir, no piden contenido de humedad, ya que se está analizando la humedad del hielo frente a la nieve, mientras que en los demás glaciares se contrasta la humedad de la nieve frente al suelo desnudo.

Dado que se han observado ligeras variaciones en las firmas espectrales debidas al cambio de sensor y no por el transcurso temporal, el siguiente análisis de covarianza se ha aplicado a los años 1987 y 2008, la fecha más reciente y más lejana de la que se disponen datos del satélite Landsat 5 para esta zona. En este caso, para la banda del azul, todos los valores de reflectividad tienden a ser menores y con un decremento mayor que en el caso de la comparación de 1987 y 1989 lo que indica una mayor cobertura del glaciar, aunque el glaciar blanco Khumbu y su *buffer*, así como el glaciar blanco Changri tienen valores de reflectividad muy similares, lo que implica la estabilidad del glaciar. En el caso de la banda del verde se repite el mismo patrón que entre 1987 y 1989. En la banda del rojo se producen las mayores variaciones en los glaciares blanco y negro Changri, así como en sus correspondientes *buffers*, y un ligero incremento de reflectividad en el glaciar blanco Khumbu y su *buffer*, indicando en el primer caso una mayor cobertura de derrubios y en el segundo la presencia de hielo más limpio. De forma similar, aunque con menor variación de la reflectividad, se repite el mismo patrón en la banda del IRC. La tendencia de las dos bandas del SWIR es la misma que en el análisis entre 1987 y 1989.

Si se tienen en cuenta los datos de Landsat 7, es decir de los años 2001 y 2012, para la banda del azul, la variabilidad es mínima, salvo para los glaciares blancos Khumbu y Changri, así como sus respectivos *buffers*, en los que el decremento de reflectividad es ligeramente más acusado. Esto indica cierta estabilización de los glaciares negros y fusión de los blancos. Sorprendentemente en la banda del IRC, al contrario que para los años anteriores, se produce un incremento de los valores de reflectividad, sobre todo para estas cuatro superficies que se vienen nombrando anteriormente, posiblemente debido a la presencia de hielo “sucio” en la cubierta. En el caso de las bandas del SWIR, ambas presentan el mismo comportamiento, no se produce variación de los valores, salvo un incremento para el glaciar blanco Chola, indicando una menor presencia de agua.

Por último, atendiendo a la información ofrecida por el satélite Landsat 8, se puede observar como para la banda del azul, la mayoría de los glaciares presentan un decremento de los valores de reflectividad más elevado que los analizados anteriormente, sobre todo el caso del glaciar blanco Changri y su *buffer* y los glaciares negro Imja y el blanco Chola. Este mismo patrón se repite en el resto de bandas del visible e IRC. De forma contraria a lo analizado en casos anteriores, en las bandas del SWIR el aumento de la reflectividad es mayor, y especialmente significativo en los *buffer* de los glaciares blanco y negro Changri y el glaciar negro Imja, asociado a una pérdida importante del contenido en agua, y por lo tanto una evolución a una fase inactiva de los glaciares negros.

Analizada la evolución temporal de la superficie de los glaciares en función de los satélites de los cuales se ha obtenido la información, se ha realizado el mismo análisis de covarianza entre el primer y último año del que se dispone registro para concluir, a modo de resumen, el análisis espectral en el óptico. Como en los casos anteriores, la mayor variación se da en la banda del azul y la menor en las bandas del SWIR. Se aprecia en esta primera un importante decremento de los valores de reflectividad, entre un 3 y 15%, siendo los glaciares más afectados los blancos Khumbu y Changri y el negro Changri, así como sus respectivos *buffers*. De este cambio se infiere que las mayores tasas de fusión se dan en los glaciares blancos. Por otro lado, los menos afectados son los *buffers* de los glaciares negros Imja y Chola. El hecho de que el *buffer* del glaciar negro Chola sea uno de los menos afectados puede estar indicando que al comienzo del estudio ya no había casi hielo bajo el manto de derrubios, por lo que la variabilidad en estas tres últimas décadas es mínima. Esto justificaría también la baja reflectividad de su firma espectral. En la banda del verde, todas las superficies presentan el mismo cambio, en torno al 4%, destacando la estabilidad del glaciar blanco Khumbu. Este patrón se repite en las bandas del rojo e IRC. La variabilidad de las bandas del SWIR es muy similar a las analizadas para los años 2013 a 2018, lo que implica que la mayor parte de la pérdida de agua se ha producido en los últimos 5 años.

Si con este mismo análisis de covarianza se analiza la evolución de las firmas espectrales medias de todos los glaciares para el conjunto de años citados, se aprecia como la variabilidad entre 1987 y 1989 representa el cambio entre años con nieve y años sin nieve; que la variabilidad entre 2001 y 2012 es mínima y que las diferencias más elevadas se dan entre 2013 y 2018, presentando una tendencia general a lo largo del tiempo a unas firmas espectrales cada vez más planas, es decir, con valores de

reflectividad muy similares en todas las bandas, haciendo referencia una progresiva tapización de la superficie por derrubios y a una fusión del hielo, disminuyendo así la cantidad de agua (Figura 4.14).

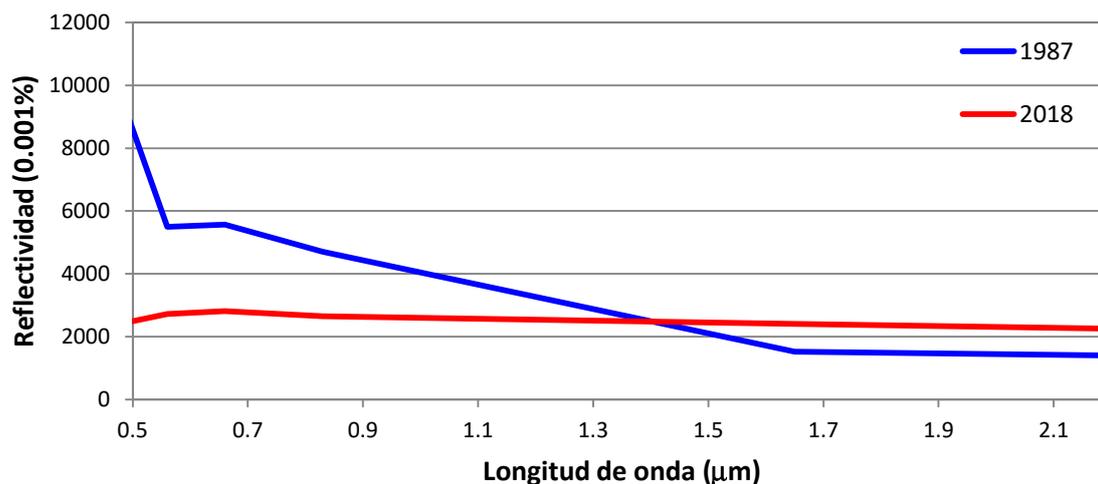


Figura 4.14. Variación espectro-temporal. Variación de la firma espectral media de todos los glaciares entre 1987 y 2018.

4.2.3. Variación en la tipología de los glaciares

La agrupación de los glaciares según la comparación por pares siguiendo el método de Bonferroni también ha ido evolucionando a lo largo del tiempo. Si se compara el análisis de varianza realizado para los años extremos de los que se dispone información de cada sensor (es decir, 1987 y 2008 de Landsat 5, 2001 y 2012 de Landsat 7, y 2013 y 2018 de Landsat 8) se aprecia como la distribución es diferente (ver Anexo VI).

En el caso de la banda azul en 1987, la distribución es muy similar, aunque existe un grupo más; lo mismo sucede con la banda del verde. Pero en el caso de la banda del rojo, el sexto grupo de la media de los datos está dividido en dos. Por su parte, en la banda del IRC, se discriminan más grupos (12 frente a los 8 de la media de los datos), presentando estos, características más diferenciadoras entre un grupo y otro (hay menos glaciares que pertenecen a un solo grupo). Para las dos bandas del SWIR, se ha generado un grupo más, manteniendo una distribución semejante.

Si este mismo análisis se lleva a cabo en 2008, en la banda del azul se distinguen 3 grupos más, representando los 6 primeros un solo glaciar por grupo con características muy diferenciadas. La banda del verde presenta unas características muy similares a las de la media de los datos, mientras que en la banda del rojo se vuelven a encontrar seis glaciares con características muy diferenciadoras del resto, cada uno representa un grupo exclusivo. En la banda del IRC, aunque se sigue un patrón de distribución similar aparecen tres grupos más. Las bandas del SWIR vuelven a repetir patrones muy similares a los calculados para el conjunto total de datos.

Si se cambia de sensor, en 2001, en base a la información de Landsat 7, para la banda del azul, se dan cuatro grupos más, conteniendo cada uno de 1 a 4 glaciares, lo que indica que cada glaciar presenta características propias y muy diferentes del resto. Este mismo patrón se repite con las bandas del verde y rojo, pero en estos casos, solo con dos grupos adicionales. En el IRC, el último grupo está dividido en tres, implicando una mayor diferenciación de las características de los glaciares. De nuevo las bandas del SWIR presentan patrones similares, aunque en el SWIR I se puede observar una mayor diferenciación de los glaciares.

Por su parte, para el año 2012, en la banda del azul se ha descrito un grupo más, y al contrario que en 2001, no existen tantas diferencias entre los glaciares; lo mismo sucede con las bandas del verde, rojo e IRC. Al contrario que en los casos anteriores, las bandas del SWIR presentan una mayor dife-

renciación de los grupos que en el caso de la media del conjunto total de datos. Dada la continuidad anual, aunque se produce un cambio en el sensor, la distribución de los grupos entre 2012 y 2013 es muy similar.

Por último, respecto al año 2018, en la banda del azul se observa un patrón similar al del conjunto de todos los datos; en la banda del verde, se conserva el mismo número de grupos, pero se establecen diferencias más claras entre estos; la banda del rojo cambia significativamente, aparece un nuevo grupo y las diferencias entre los glaciares son más claras. Por otro lado, la distribución en el IRC es muy similar, aunque el último grupo se divide en cuatro; nuevamente las bandas del SWIR siguen el mismo patrón, pero con grupos más diferenciados.

Por otro lado, señalar para que el glaciar blanco Changri, aunque presenta valores menores que le glaciar blanco Khumbu, se obtienen resultados más oscilantes, lo que implica que cada cierto tiempo la superficie se cubre de polvo y/o algún derrubio con cierta composición ferrosa. Por el contrario, si se analizan las variaciones del índice con las variaciones de reflectividad en el rojo, no se aprecia una correlación significativa entre estas dos variables. Pero aún así, este índice puede ofrecer información sobre la composición de las superficies independiente de su correlación con la reflectividad de las distintas bandas.

Si se analiza este índice para los distintos glaciares, el glaciar Chola es el que presenta los valores más altos. Este glaciar se desarrolla sobre migmatitas, roca con cierto contenido en hierro en su composición. De los glaciares negros, el que menor índice de hierro presenta es el glaciar negro Nuptse, desarrollado sobre granitos, con un contenido muy limitado de hierro.

4.3. Temperatura de superficie de los glaciares y sus áreas circundantes

Como en los análisis anteriores, no solo se ha calculado la temperatura de superficie de los glaciares (de aquí en adelante GST, del inglés *Glacier Surface Temperature*) sino también de las superficies próximas, teniendo en cuenta, por lo tanto, las posibles variaciones en extensión de los glaciares, así como posibles cambios en las áreas circundantes. En el gráfico que se muestra a continuación (Figura 4.15), se describen las temperaturas medias de cada glaciar para el periodo completo de tiempo analizado en este trabajo (1987-2018).

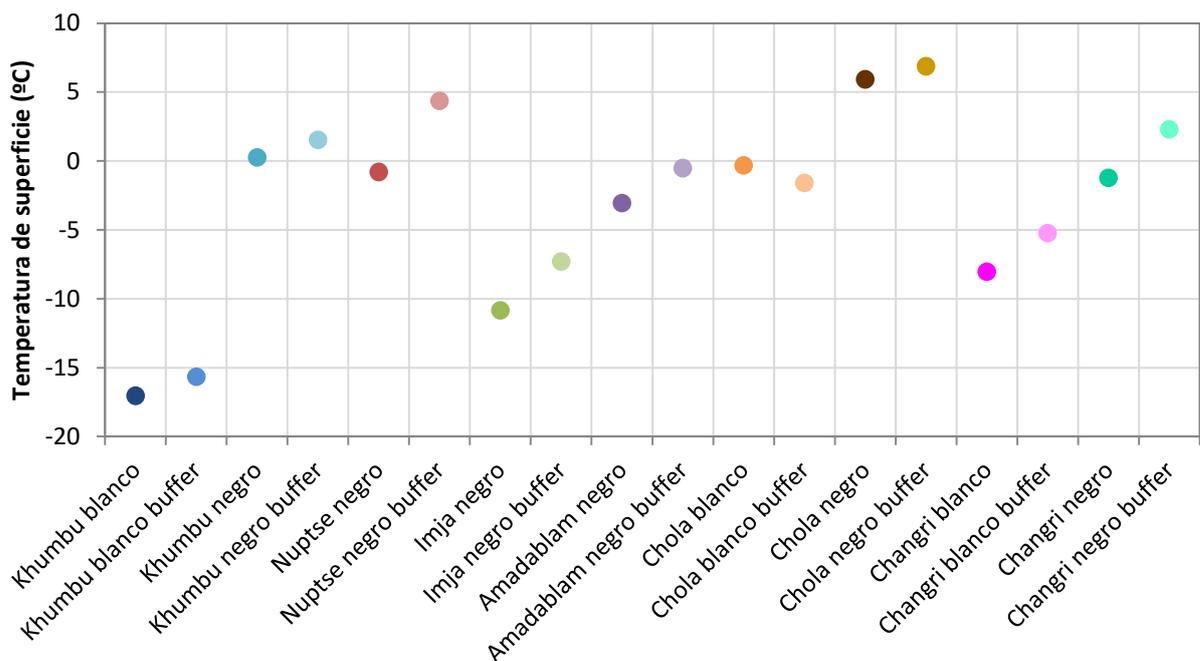


Figura 4.15. Temperatura de superficie de los glaciares. Temperaturas medias entre 1987 y 2018 para cada glaciar.

En este gráfico se puede observar como los *buffers* de los distintos glaciares tienen temperaturas entre 1°C y 2°C superiores a las de los propios glaciares. Dado este patrón general, existen dos excepciones, el glaciar negro Nuptse y el blanco Chola. En el primer caso la diferencia de temperatura es de unos 5°C, siendo superior en el *buffer*. En el caso del glaciar Chola, el *buffer* alcanza temperaturas inferiores que el propio glaciar, lo que puede explicarse por una acumulación de nieve más o menos permanente en la parte superior del glaciar, además a este factor se le suma el hecho de que en los meses en los que se está realizando el estudio, la parte superior del glaciar (y sobre todo en el *buffer*) se encuentra en umbría, lo que causa un decremento de la temperatura de superficie en comparación de las zonas que se encuentran en solana.

Por otro lado, si se comparan los glaciares blancos con los negros, se observa como los primeros presentan temperaturas menores, ya no solo porque las superficies de hielo (por las características propias de los materiales) sean más frías, sino además, por la mayor altura en la que se encuentran ubicados. En estas topografías, donde las diferencias de cota entre la cabecera y el frente del glaciar rondan los 1.000 m, o incluso 2.000 m en el caso del glaciar Khumbu, la diferencia de altura entre una cota y otra condiciona mucho la temperatura, de allí que la diferencia sea mayor entre el glaciar blanco y negro Khumbu, que entre el blanco y negro Chola, donde la diferencia altitudinal no llega a los 600 m. De este gráfico se pueden inferir otros factores condicionantes como es la orientación. Los glaciares Khumbu y Nuptse presentan una orientación Sur y ambos tienen temperaturas de superficie similares, rondan los 0°C. Si se tienen en cuenta solo los glaciares negros, el de Imja, con orientación Oeste, es el que presenta las temperaturas más bajas (-11°C), de lo que se infiere que es la orientación más favorable para el desarrollo glaciar. Por el contrario, las más altas (6°C) se alcanzan en Chola, de orientación Norte. Aunque esto podría indicar que esta es la peor orientación, hay que tener en cuenta que este es el glaciar más pequeño y el que se sitúa a una cota menor, por lo que estos factores podrían estar actuando en gran medida en la temperatura obtenida para esta superficie. Por último los glaciares Changri y Amadablan presentan temperaturas similares, en torno a -2°C.

4.4. Evolución de la temperatura de superficie de los glaciares y sus áreas circundantes

4.4.1. Evolución de la temperatura de superficie en conjunto de todos los glaciares

En el epígrafe anterior se han analizado las temperaturas medias de cada glaciar para el periodo de tiempo descrito. En este caso se va a analizar la variación de temperatura de todas áreas seleccionadas en conjunto. El gráfico que prosigue (Figura 4.16) muestra la variación de temperatura de los glaciares y sus áreas circundantes en conjunto año por año.

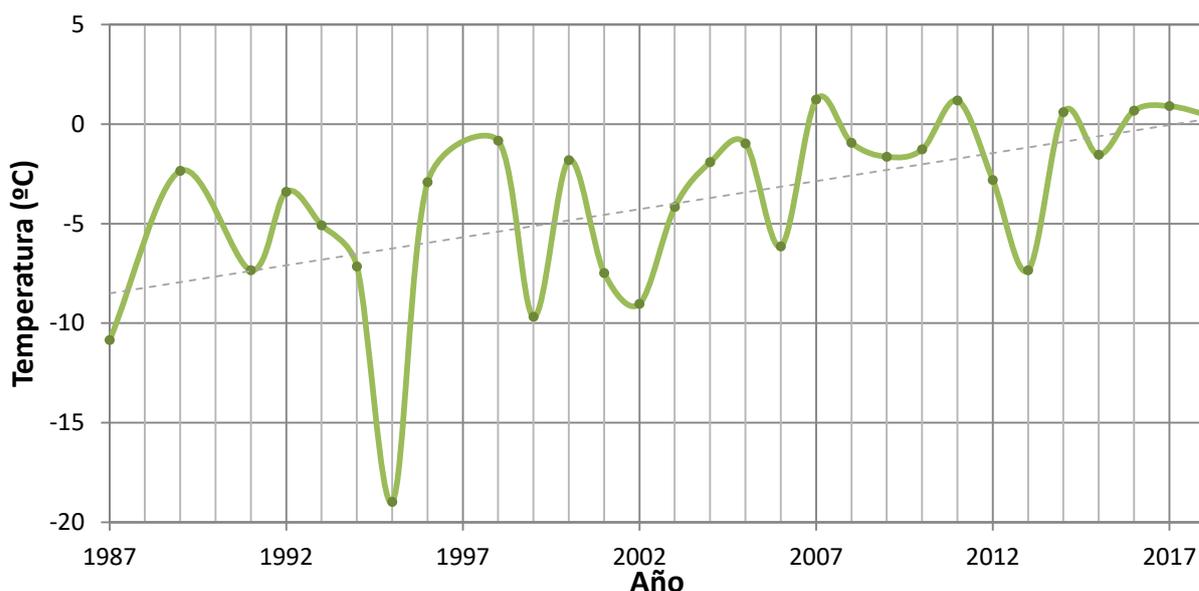


Figura 4.16. Variación de LST entre 1987 y 2018. Evolución de la temperatura media de superficie para el cómputo global de todos los glaciares.

Adicionalmente, se han calculado los máximos y mínimos de temperatura anuales, los cuales presentan valores muy alejados de la media, máximas de 30°C y mínimas de -30°C. Como se comentará más adelante se ha considerado que estos datos son anormalmente elevados y por ello se considera la posibilidad de que existan errores de divergencia entorno a la media.

La tendencia general de la evolución de temperatura de superficie es significativamente positiva, en el caso de la media y la mínima, siendo especialmente significativa la media ($\alpha=0.001$ para la media y $\alpha=0.05$ para la mínima, según el método Makesens 1.0). El hecho de que no exista tendencia significativa para las temperaturas máximas, implica que aunque estos datos sean elevados, no han incrementado con el paso del tiempo. Pero para que exista una tendencia tan clara en los valores medios requiere (contando con que los valores mínimos tampoco han sufrido una variación importante) que estos valores máximos sean cada vez más frecuentes, es decir, que exista un calentamiento generalizado de la superficie.

Aunque se producen oscilaciones no existe un patrón claro que defina cierta periodicidad, pero sí es cierto que cada 1 a 3 años se produce una caída brusca de la temperatura de superficie, de entorno a 6°C. Este hecho obedece, sobre todo, al carácter coyuntural de las condiciones atmosféricas específicas de cada fecha. Destaca especialmente el dato de 1995, cuando la temperatura alcanza la mínima registrada en este período, -19°C. Este hecho hace referencia a que en el momento de toma de la imagen toda la superficie de los glaciares estaba cubierta por nieve. Otro factor a considerar, es que a partir de 2007 se dan valores medios de temperatura de superficie por encima de los 0°C, más concretamente en 2007, 2011 y 2014, lo que puede afectar de forma drástica al retroceso de los glaciares blancos y a un adelgazamiento de la masa de hielo de los negros.

4.4.2. Evolución de la temperatura de superficie en cada glaciar

En los Anexos VII y VIII se desglosa esta evolución de la GST, analizando cada glaciar por separado. En el caso del glaciar blanco Khumbu, la tendencia es significativamente positiva con un nivel de significación muy alto (Tabla 4.1). Hasta 2007 los valores se situaban por debajo de la media de GST para todo el periodo de tiempo estudiado, o ligeramente por encima. Pero a partir de 2007, los datos sobrepasan en más de 4°C la media, a excepción de un descenso registrado en 2013 (por la presencia de nieve). Respecto al *buffer* de este glaciar, presenta temperaturas ligeramente más elevadas a las del área del glaciar (1°C). Las menores diferencias de temperatura se alcanzan en los primeros años, y las mayores en los últimos y en los picos que rompen la tendencia general de la serie. Lo que implica que no solo la superficie del glaciar está aumentando de temperatura, sino que también le ocurre y de forma más acusada a las rocas que rodean el glaciar. Este calor extra del suelo puede transferirse al glaciar por conducción, comprometiendo su evolución. En ningún caso la temperatura del *buffer* es inferior a la del glaciar.

En el caso del glaciar negro Khumbu, hay un mayor número de años en los que las temperaturas de superficie se encuentran por encima de la media. Este glaciar presenta cambios bruscos de temperatura de un año a otro, lo que puede dar idea de la evolución de la cubierta de derrubios que se encuentra en movimiento y evolución constante. Destaca el hecho que en 1987, 1995, 1999, 2006 y 2013, la temperatura del *buffer* fue la misma que la del glaciar o incluso ligeramente inferior, que además coinciden con mínimos relativos, se trata como se verá más adelante de años en los que hay nieve en la superficie. La tendencia de temperatura de este glaciar es significativamente positiva, incluso superior al caso anterior (Tabla 4.1). Si se comparan las temperaturas del glaciar negro con el blanco, como es lógico, las del primero son superiores, del orden de 20°C. Esto no solo hace referencia a que la superficie del glaciar blanco es hielo y la del negro son principalmente bloques de roca (aunque estén sobre una masa helada), además influye el factor altura, si se toman datos medios de ambas superficies la diferencia de cota es de unos 1.000 m. Respecto a la tendencia de estas dos áreas, es muy semejante, aunque se observan variaciones más suaves en el glaciar blanco (al fin y al cabo la superficie registrada es siempre hielo, mientras que en el negro son derrubios de distinta litología y que por lo tanto absorben la radiación solar de distinta manera, pero además, en algún momento puede tratarse de hielo que quede al descubierto).

El glaciar negro Nuptse no presenta un incremento de temperatura entre los años extremos como los dos casos anteriores, la tendencia es más suavizada, aunque igualmente significativamente positiva (Tabla 4.1), pero aún así, presenta cambios bruscos de temperatura de un año a otro. La temperatura media de la superficie del glaciar es de -1°C , lo que compromete bastante su evolución, y es un hecho que puede explicar la inexistencia de glaciar blanco precursor al negro. La tendencia creciente de la temperatura destaca ligeramente a partir de 1996, cuando a excepción de algunos mínimos puntuales, la temperatura está por encima de la media, y en la mayoría de años, por encima de los 2°C . En este caso, las temperaturas del *buffer* son del orden de 6°C superiores a las del glaciar, indicando de forma clara la presencia de una masa helada y bastante bien aislada por los derrubios en el glaciar negro.

En el glaciar negro Imja llama la atención la similitud de los cambios de temperatura en la superficie del glaciar y el *buffer*, manteniendo de forma casi constante una diferencia de 4°C . De la misma forma que en el caso anterior y, debido a la propia dinámica del glaciar, las variaciones de temperatura de un año a otro son generalmente bruscas, pero con una tendencia significativamente positiva aunque menor que en los casos anteriores (Tabla 4.1).

En el glaciar negro Amadablam, de forma contraria que en el glaciar negro Imja; los cambios de la temperatura de la superficie del glaciar no se corresponden exactamente con los del *buffer*, las diferencias de temperatura varían entre 0°C y 5°C . La tendencia de temperatura es más significativa en el glaciar que en el *buffer*, aunque en ambos casos es positiva (Tabla 4.1). Este hecho puede facilitar la conservación del glaciar, ya que aunque haya un incremento de temperatura tanto en el glaciar como en el *buffer*, al ser menor en el *buffer* implica que la superficie que rodea al glaciar presenta una temperatura más constante, ejerciendo en cierta medida de agente termorregulador del hielo del glaciar. Estos patrones de comportamiento diferentes pueden deberse a una gran variabilidad de la superficie del glaciar negro, es decir, que el tapiz de derrubios que cubren el hielo varía mucho en cuanto a espesor, coincidiendo las diferencias mínimas de temperaturas con un glaciar muy cubierto (ya sea por movimientos gravitacionales, colapsos, flujos de derrubios de las morrenas...) y con gran espesor de roca encima, y las más elevadas a periodos en los que la masa helada se encontraba más expuesta (muchas veces por colapsos por fusión del hielo).

Tabla 4.1. Análisis de la tendencia de temperatura de superficie. Cálculo de la tendencia de temperatura en base al test de Mann-Kendall (Finnish Meteorological Institute, 2002) obtenida a partir de los datos de temperatura media para cada glaciar y año. El grado de significación está codificado en función de los valores de α (*** = α 0.001, ** = α 0.01 y * = α 0.05).

Tendencia Mann-Kendall		
Glaciar	Test Z	Significación
Khumbu blanco	3.66	***
Khumbu blanco <i>buffer</i>	3.88	***
Khumbu negro	3.40	***
Khumbu negro <i>buffer</i>	3.10	**
Nuptse negro	3.66	***
Nuptse negro <i>buffer</i>	3.36	***
Imja negro	3.43	***
Imja negro <i>buffer</i>	3.36	***
Amadablam negro	3.55	***
Amadablam negro <i>buffer</i>	3.21	**
Chola blanco	2.16	*
Chola blanco <i>buffer</i>	2.76	**
Chola negro	2.98	**
Chola negro <i>buffer</i>	2.64	**
Changri blanco	3.88	***
Changri blanco <i>buffer</i>	3.66	***
Changri negro	3.17	**
Changri negro <i>buffer</i>	2.76	**

Como ya se ha comentado anteriormente el glaciar blanco Chola es el que rompe la regla, la GST es superior a la LST del *buffer* en el 90% de los casos. En este caso el factor escala juega un papel importante, ya que se han tomado como límite del *buffer* 500 m sobre el límite del propio glaciar para todos los glaciares por igual, y el glaciar blanco Chola es muy pequeño, de la misma forma que lo es el circo en el que se genera, por lo que el *buffer* no solo es el doble de grande que el propio glaciar, sino que además implica cotas por encima de los 5.300 m, mientras que los puntos más altos del glaciar no alcanzan los 4.900 m (las paredes del circo son muy escarpadas). Por otro lado llama la atención que la temperatura media de este glaciar es de 0°C, dato alarmante tratándose de un glaciar blanco, es decir, que la superficie de hielo tiene temperaturas similares a las del punto de fusión, lo que compromete de forma drástica la vida del glaciar. Es a partir de 2007 cuando alcanza las mayores temperaturas, aunque existe una disminución entre 2008 y 2013 (por nieve en la superficie), salvo en este último año las temperaturas se encuentran siempre por encima de los 0°C. Presenta una tendencia significativamente positiva, aunque con un grado de significación bajo (Tabla 4.1), igual que en el glaciar negro.

En el caso del glaciar negro Chola no existen casi diferencias de GST entre el glaciar y el *buffer*, lo que indica una superficie del glaciar muy tapizada y una masa de hielo subyacente muy escasa, incluso se podría llegar a pensar que nula, ya que la temperatura media es de 6°C. Comparando la temperatura y evolución del glaciar blanco y negro, es superior la LST del negro, en el que los cambios son más bruscos, de la misma forma la tendencia del negro también presenta un grado de significación más alto. Destacan los datos de 2011 y 2017, cuando se produce un incremento en la temperatura del glaciar negro, asociado a un decremento en el blanco.

El glaciar blanco Changri presenta una temperatura media de unos -8°C y una tendencia significativamente muy positiva (Tabla 4.1). La media se supera a partir de 1998, cuando la tendencia general de la temperatura se acentúa. Desde 2002, se distinguen tres periodos de calentamiento separados por 1 ó 2 años más fríos. El primero se da entre 2002 y 2005; el segundo y más cálido entre 2008 y 2011; y el tercero y más largo entre 2013 y 2018. Las temperaturas alcanzan los -1°C, 1°C y 0°C aproximadamente, respectivamente. Esta tendencia se aprecia mejor en el *buffer* que en la propia superficie del glaciar, aunque sea significativamente menor. Por su parte, el glaciar negro Changri presenta dos periodos de calentamiento claros, el primero entre 2002 a 2005, que marca el comienzo de la tendencia del incremento de temperatura; y el segundo entre 2013 a 2018. Estos están separados por una etapa de cierta estabilización de la temperatura en torno a 2°C. Existe una tendencia positiva de LST menos significativa que la del glaciar blanco. Comparando la evolución del glaciar blanco y negro, la temperatura del primero es unos 7°C inferior, y además presenta unas oscilaciones menos marcadas.

Analizando en conjunto las tendencias de temperatura, se destaca que son todas positivas, evidenciando el incremento de temperatura calculado. Las más significativas pertenecen al *buffer* del glaciar blanco Khumbu y al glaciar blanco Changri. Por otro lado, las menos significativas se dan en el glaciar blanco Chola. Comparando las tendencias entre los glaciares blancos y negros, en el caso del glaciar Khumbu y Changri es mayor en el glaciar blanco, mientras que en el glaciar Chola es mayor en el negro. Este hecho es indicativo de que el mayor aumento de temperatura se produce sobre el hielo, lo que implica que es más vulnerable a los cambios de temperatura. Además si se comparan las tendencias entre los glaciares y los *buffers*, a excepción de los glaciares blancos Chola y Khumbu, la tendencia es menor en los buffers, lo que reafirma lo anteriormente expuesto: la roca se ve menos afectada a los cambios de temperatura.

4.4.3. Comparación de la evolución de la temperatura de superficie de los glaciares

En la figura 4.17 se muestra la comparación de la variación de la GST (se han desestimado los *buffers* con el fin de presentar un gráfico de mayor claridad). Se observa como en líneas generales todos los glaciares siguen el mismo patrón de variabilidad. Se destacan seis mínimos importantes, asociados a una caída brusca de las temperaturas por la presencia de nieve en la cubierta en 1987, 1995, 1999, 2002, 2006 y 2013. Respecto a los máximos no se destacan valores de temperatura que supongan un incremento elevado, sino que se trata de un ascenso progresivo de esta.

En base a este gráfico, las LST más bajas se dan en el glaciar blanco Khumbu, seguido del Imja y Changri blanco. Llama la atención que el glaciar negro Imja presente temperaturas entre las de los glaciares blancos Changri y Khumbu, ya que se trata de la LST de una superficie de derrubios (con hielo debajo) frente a una superficie de hielo más o menos limpio. Como ya se ha comentado en repetidas ocasiones, este glaciar es de orientación Oeste, considerada una de las más favorables para el desarrollo glaciar en esta zona, a priori más fría por la menor insolación. Además este glaciar acaba en el lago proglaciar Imja, lo que da una idea de su retroceso, implicando que no hace mucho este glaciar negro era bastante más extenso y en consecuencia la temperatura de la masa de hielo podría estar más fría, factor que conserva todavía en las últimas décadas.

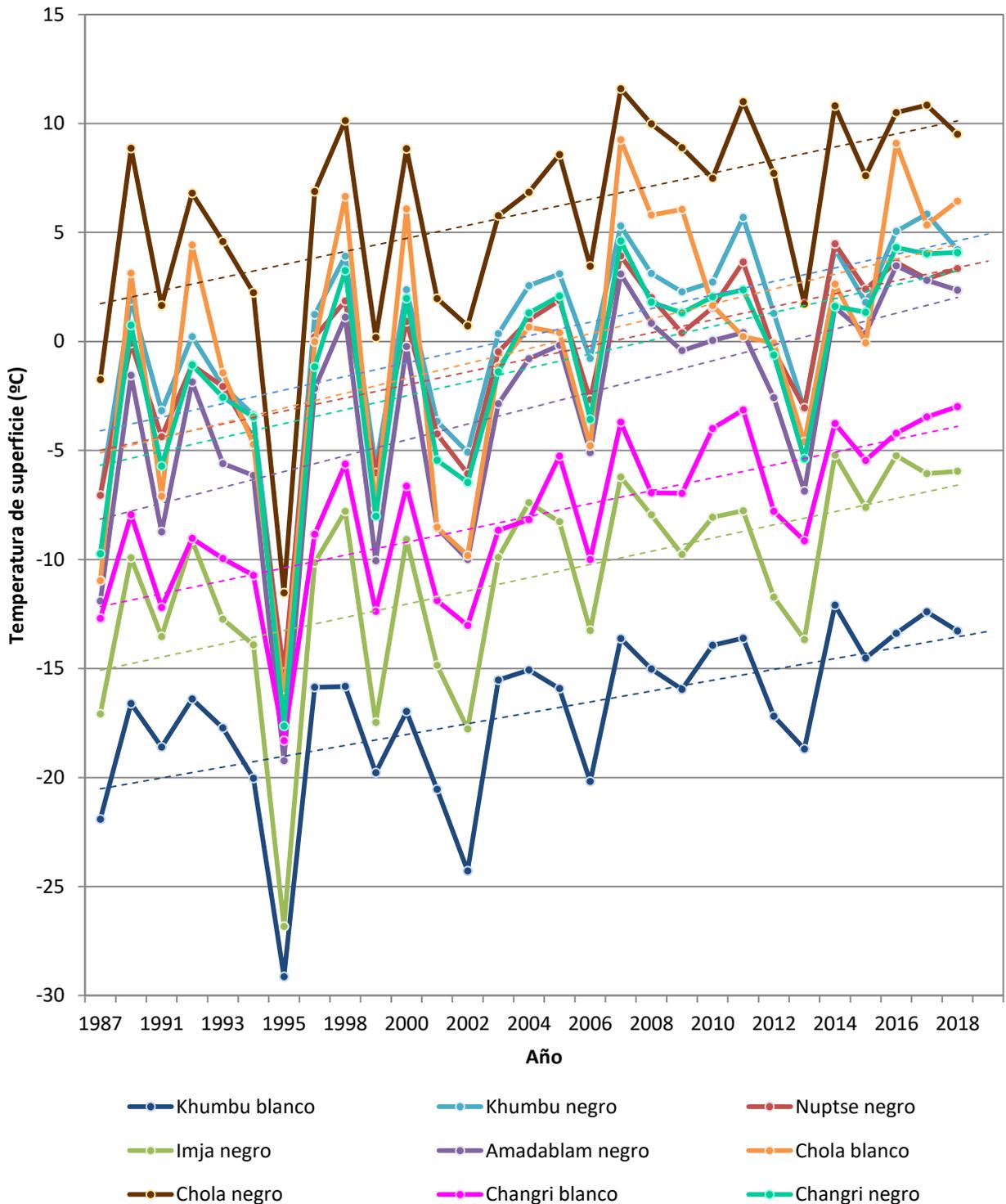


Figura 4.17. Evolución de la temperatura media de de cada glaciar entre 1987 y 2018. Se puede observar como todos los glaciares presentan una tendencia positiva de LST, en cada caso más o menos significativa.

Si se eliminan del gráfico los años en los que hay nieve en la cubierta (en base al análisis visual realizado tomando como referencia las imágenes del Anexo II y al cálculo de NDSI que se comentará más adelante), se puede analizar mejor la variación de temperatura (Figura 4.18). Aunque la tendencia general es positiva hay algunos puntos en los que la LST disminuye, como sucede de forma más destacada en 1991, 1994, 2001 y 2013.

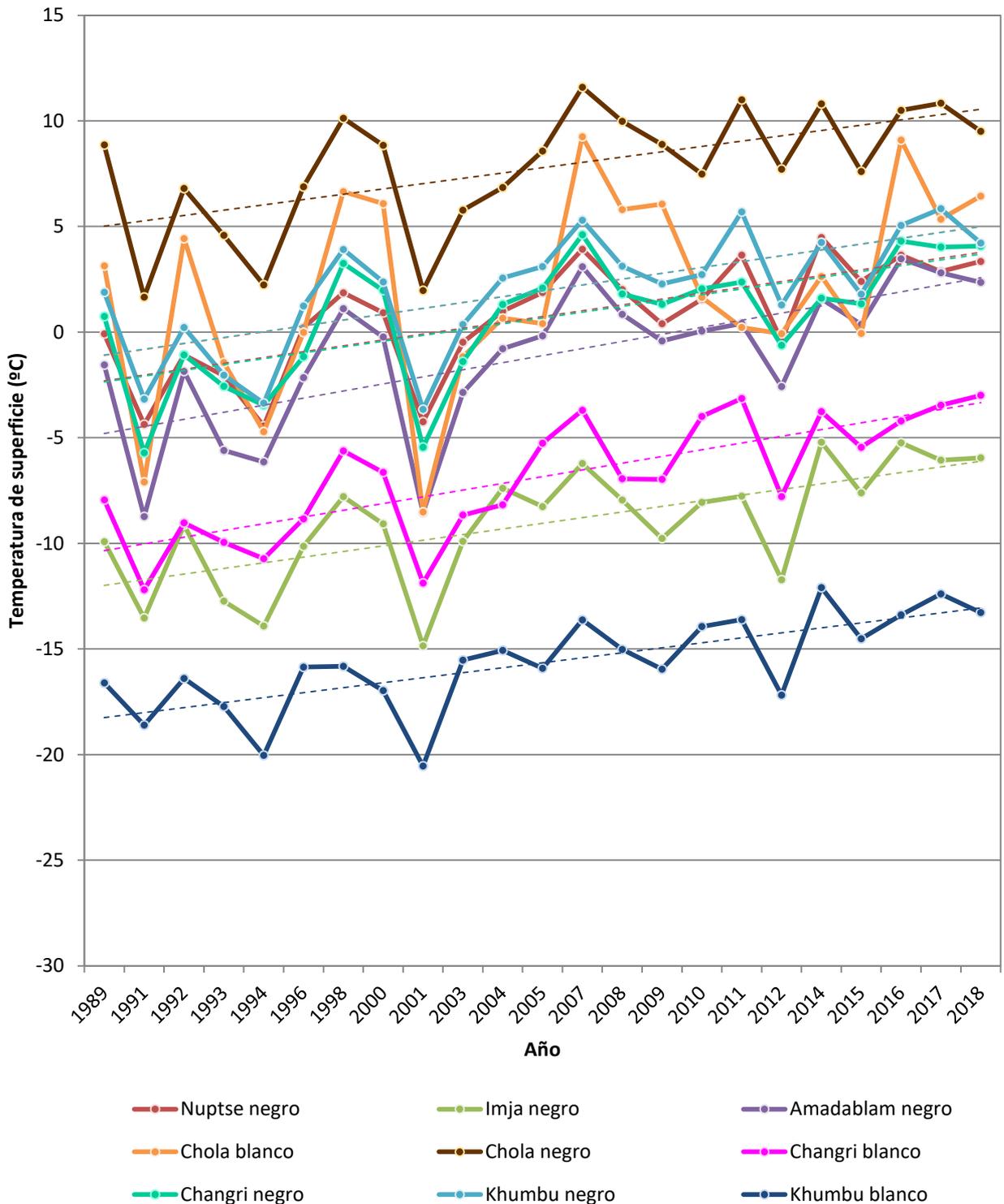


Figura 4.18. Evolución de la temperatura media de de cada glaciar entre 1987 y 2018 sin nieve. Este gráfico es el mismo que le de la Figura 4.12, pero se han eliminado los datos de los años en los que la superficie se encuentra cubierta por nieve (en mayor o menor medida) para obtener una gráfica más homogénea al eliminar los valores extremos negativos.

Que los dos glaciares blancos (Khumbu y Changri) presenten las temperaturas más bajas es un dato esperado, ya que es lógico que el hielo esté más frío que la roca. En contraposición el glaciar negro

Chola es el que tiene temperaturas más altas, no solo por la cota, sino también por la suposición que se ha propuesto antes de que el volumen de hielo de este glaciar sea mínimo. El resto de glaciares negros reflejan una temperatura similar, la variación entre unos y otros no supera los 5°C.

Aproximadamente todos los glaciares presentan los mismos patrones de variación a excepción del glaciar blanco Chola, que como ya se ha comentado en ocasiones anteriores tiene un comportamiento distinto y los cambios de temperatura de un año a otro son mucho más acusados, similares a los de un glaciar negro.

4.4.4. Comparación de la temperatura de superficie con la temperatura atmosférica

Debido al carácter puntual que representan las mediciones de LST, parece necesario realizar algún tipo de comparación con la temperatura atmosférica, a pesar de que se trata de magnitudes correspondientes a estructuras moleculares diferentes. No existe una red de estaciones de registro térmico en la zona; sin embargo, se disponen datos de la estación meteorológica de Katmandú y de los modelos de la NCEP/DOE AMIP-II Reanálisis para manejar datos de referencia aunque solo sea en términos de complemento de carácter ilustrativo.

En el gráfico que se muestra a continuación (Figura 4.19) se han representado los datos de temperatura atmosférica entre 1987 y 2017 (los datos de 2018 no estaban disponibles) de Katmandú.

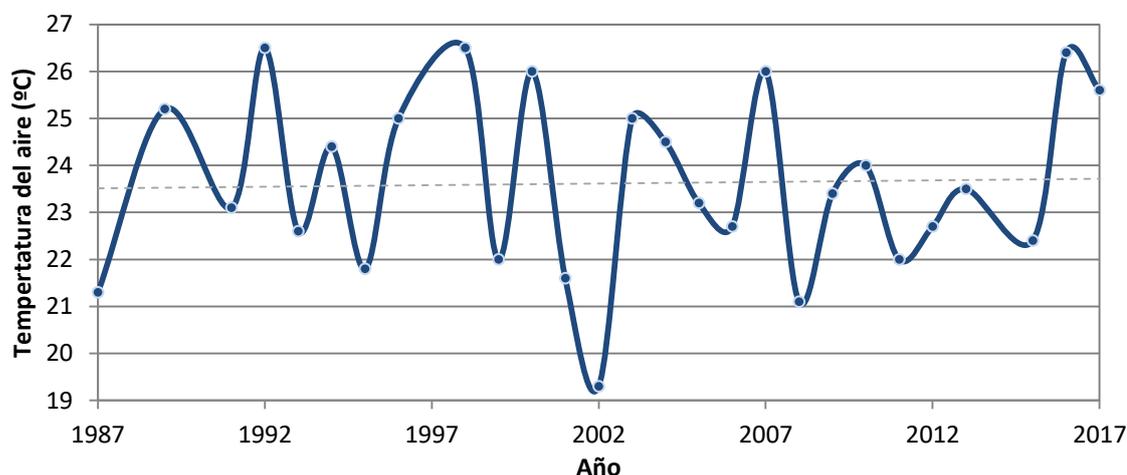


Figura 4.19. Temperatura atmosférica de Katmandú. Variación de la temperatura atmosférica en Katmandú entre 1987 y 2017. Datos obtenidos de NOAA.

Según estos datos, las temperaturas mínimas se registran en los años 1987, 1995, 1999, 2002, 2008 y 2011. Si se compara esta información con la anteriormente expuesta, las variaciones de temperatura coinciden en ambos casos, excepto en los años 2008 y 2011. Respecto a los máximos de temperatura, destacan los de 1992, 1998, 2000, 2007 y 2016, que coinciden con pequeños incrementos de GST. Por ejemplo, el máximo absoluto registrado es el de 1992, en el que se produce una variación de temperatura de 3.4°C y 3.9°C respecto a 1991 y 1993, respectivamente. En el glaciar blanco del Khumbu, el menos afectado, la diferencia es de 2.4°C y 1.3°C; mientras que en el glaciar blanco de Chola, el más afectado, 11.4°C y 5.8°C, pero ya se ha comentado en sucesivas ocasiones que este glaciar tiene un comportamiento ligeramente distinto a los demás. Otro ejemplo es el glaciar negro Amadablam, otro de los más afectados, que presenta diferencias de 7°C y 3.8°C.

Esto indica que los calentamientos de la atmósfera se registran de forma inmediata, y con una variación similar a la que se da en la atmósfera, lo que implica que no existe tiempo de reacción de la superficie del glaciar, jugando muy en su contra; mientras que los enfriamientos sí que presentan un tiempo de respuesta. Un año de calentamiento puede ser muy perjudicial en el balance de masas del glaciar y aunque vaya seguido de un enfriamiento, la fusión ya se ha producido. Por lo tanto, si a un año cálido le sigue uno frío el glaciar funde más rápido en el cálido y sigue fundiendo el frío (aunque

es posible que en menor medida) hasta pasados uno o dos años cuando consigue remontar la temperatura de superficie.

La distinta respuesta a los periodos cálidos y fríos pueden deberse a la cubierta de derrubios del glaciar. Se aprecia como el descenso de temperatura de superficie es mayor en el año consecutivo en los glaciares blancos, mientras que la tasa de decremento es prácticamente constante en los dos años consecutivos en el caso de los negros. Por otro lado, los incrementos de temperatura son más suaves en los glaciares blancos que en los negros. El manto de derrubios que cubre el glaciar juega en su contra. En el momento de un incremento de temperatura, la respuesta es más inmediata sobre la roca, que tiende a ser de color oscuro, absorbiendo más la radiación solar, y por lo tanto calentándose más. Y en el momento de enfriamiento ejerce un efecto aislante, retrasando la respuesta de la superficie al cambio de temperatura, al enfriamiento

Como ya se ha nombrado, la otra opción de análisis posible, es analizando la temperatura del aire obtenida en base al modelo NCEP/DOE AMIP-II Reanálisis (Figura 4.20 y Anexo IX). En este caso, se observa un tendencia positiva, aunque no es significativa ($\alpha > 0.1$), pero conlleva un incremento de unos 5°C en las últimas tres décadas. Sin embargo, si se analiza detalladamente la serie, se dan años en los que la temperatura desciende notablemente (1998, 2002, 2005, 2010, 2015), mientras que en otros son elevadas (1992, 2000, 2004, 2008, 2011 y 2017). Esta variabilidad se corresponde con las diferentes condiciones atmosféricas que se encuentran en el momento preciso de la captura de la radiación a lo largo de la serie.

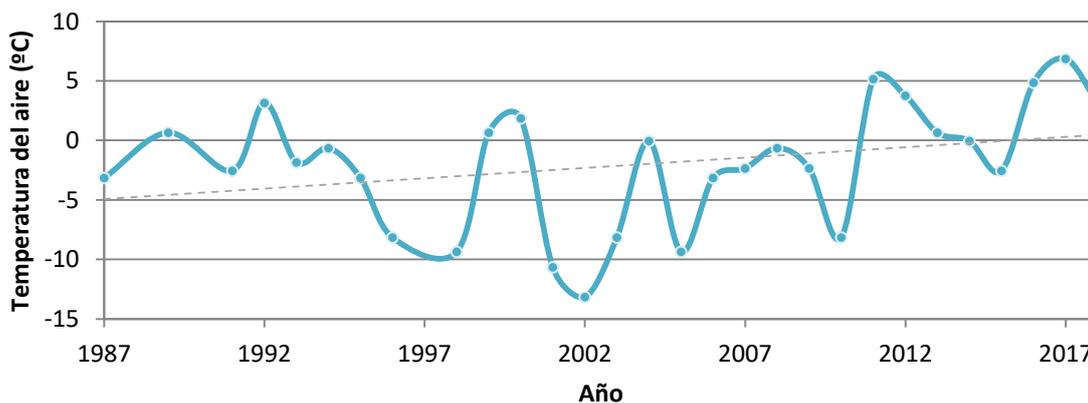


Figura 4.21. Temperatura atmosférica según el modelo NCEP/DOE AMIP-II Reanálisis. Variación de la temperatura atmosférica en la zona de estudio entre 1987 y 2017. El modelo ha sido generado para un área definida por las longitudes 85-90E y las latitudes 25-30 N. Los datos han sido tomados a las 12:00 AM a 2 m de la superficie. Datos obtenidos de NOAA: ESRL: Physical Science Division.

Si se comparan estas oscilaciones tanto con la temperatura atmosférica de Katmandú como con la GST, estas no coinciden exactamente, sobre todo cuando se trata de mínimos locales, debido entre otras razones a las propias limitaciones de los datos modelados y las diferencias en las escalas de trabajo, el tiempo que necesitan los mecanismos de transferencia de calor sensible entre las capas bajas de la atmósfera y la superficie de suelo, etc.

4.4.5. Variación en las tipologías de los glaciares en función de la LST

De la misma forma que se ha realizado para el análisis de las propiedades espectrales en el óptico, se ha llevado a cabo una comparación por pares siguiendo el método de Bonferroni, de tal forma que se agrupan los glaciares según sus semejanzas en cuanto a la temperatura, se ha realizado una clasificación tipológica.

En el Anexo XI se expone de manera detallada, año a año, las agrupaciones resultantes de los glaciares. Como línea general, los glaciares tienden a agruparse con el paso de los años, es decir, que las temperaturas de superficie calculadas son cada vez más similares. En este caso los glaciares más fríos

no han sufrido grandes variaciones de temperatura, pero sí lo han hecho, o de forma más prominente los glaciares más cálidos, es decir, los glaciares negros principalmente.

En 1987 el glaciar negro Chola se agrupaba con su *buffer*; el *buffer* del glaciar negro Khumbu con el glaciar blanco Chola, este último a la vez se agrupaba con el glaciar negro Khumbu, los *buffers* del glaciar negro Amadablam y del blanco Chola y el glaciar negro Changri. Estos dos últimos junto con el glaciar negro Nuptse formaron otro grupo. Los *buffers* del glaciar blanco Changri y negro Imja formaron otro grupo; y este último junto con el blanco Changri otro. Este mismo glaciar blanco Changri forma el último grupo con el glaciar negro Imja. El resto de glaciares son independientes.

En 2018, el glaciar negro Chola, además de agruparse con su *buffer*, forma un nuevo grupo con el *buffer* del glaciar negro Nuptse, antes independiente. El glaciar negro Imja pasa a ser independiente, igual que el *buffer* del glaciar blanco Changri. El *buffer* del glaciar negro Changri deja de ser independiente y pasa a formar un grupo con el glaciar blanco Chola. El grupo formado por este último con el *buffer* del glaciar negro Khumbu se amplía incluyendo al *buffer* del glaciar negro Amadablam, los glaciares negros Khumbu y Changri. Se ha generado otro grupo nuevo, fruto de la modificación de otros dos, que une el *buffer* del glaciar blanco Chola con el glaciar negro Amadablam.

Este cambio de agrupaciones no es más que una mera indicación que no todos los glaciares han presentado las mismas variaciones a lo largo de los años, hay algunos que han mantenido sus temperaturas más estables, mientras que otros han sufrido un calentamiento más acusado. Sobre todo se observan cambios en los glaciares con temperaturas medias (entendiendo como medias las más alejadas de los extremos calculados para estos glaciares entre 1987 y 2018). Este hecho es indicativo de que los valores extremos más estables se deben a que o bien se trata de grandes glaciares, a los que los cambios de la temperatura atmosférica les afectan menos; o de glaciares principalmente de pequeñas dimensiones, que se encuentran tan degradados que no tienen mucho margen de variación.

4.4.6. Confirmación de las evidencias de nieve

Anteriormente se ha comentado la presencia de nieve en la superficie, pero esta estimación se ha hecho de forma visual, revisando las imágenes satélite, mediante combinación de las bandas del visible e IRC en ERDAS. Pero otra estimación algo más precisa y capaz de captar cubiertas de nieve imperceptibles en las imágenes, es el uso del índice normalizado de nieve (NDSI, de las siglas en inglés *Normalized Difference Snow Index*). Cuando este alcanza y/o supera valores de 0.4 implica la existencia de nieve o hielo en la superficie.

En el siguiente gráfico (Figura 4.21 y ampliado en Anexo XI) se describen los valores de NDSI para cada glaciar y *buffer* para cada año en el que se está llevando a cabo el estudio. Este índice no solo muestra la presencia de nieve, sino también la de hielo, por lo tanto es lógico que los glaciares blancos presenten valores muy próximos a 1 (este índice comprende valores entre -1 y 1, siendo 1 nieve o hielo y -1 ausencia total de esta). Además como en los *buffers* no solo se tienen en cuenta los 500 metros que rodean el glaciar sino que también entra en juego el propio glaciar, estos también presentan valores altos, indicando la presencia de hielo, en este caso.

Si se descartan estas áreas, se encuentra presencia de nieve en 1987 en la práctica totalidad de glaciares. Son excepción los *buffers* de los glaciares negros Khumbu, Nuptse y Chola. Los dos primeros presentan un índice muy próximo a 0.4, mientras que el de Chola es de 0.17, factor que puede ser explicado por la baja cota de este glaciar. Otro año significativamente nevado es 1995, en el que todas las superficies presentan nieve, y dado el rango de NDSI, entre 0.6 y 0.8, la superficie se encuentra muy cubierta. En 1999 gran parte de los glaciares vuelven a estar cubiertos por algo de nieve, salvo el glaciar negro Khumbu y su *buffer* y el glaciar negro Chola y su *buffer*, así como el *buffer* del glaciar negro Nuptse. El mismo patrón se repite en 2003 y 2013. En 2006 solo conservan nieve los glaciares negros Nuptse y Amadablam, casualmente localizados en la misma latitud, pero con orientaciones contrarias.

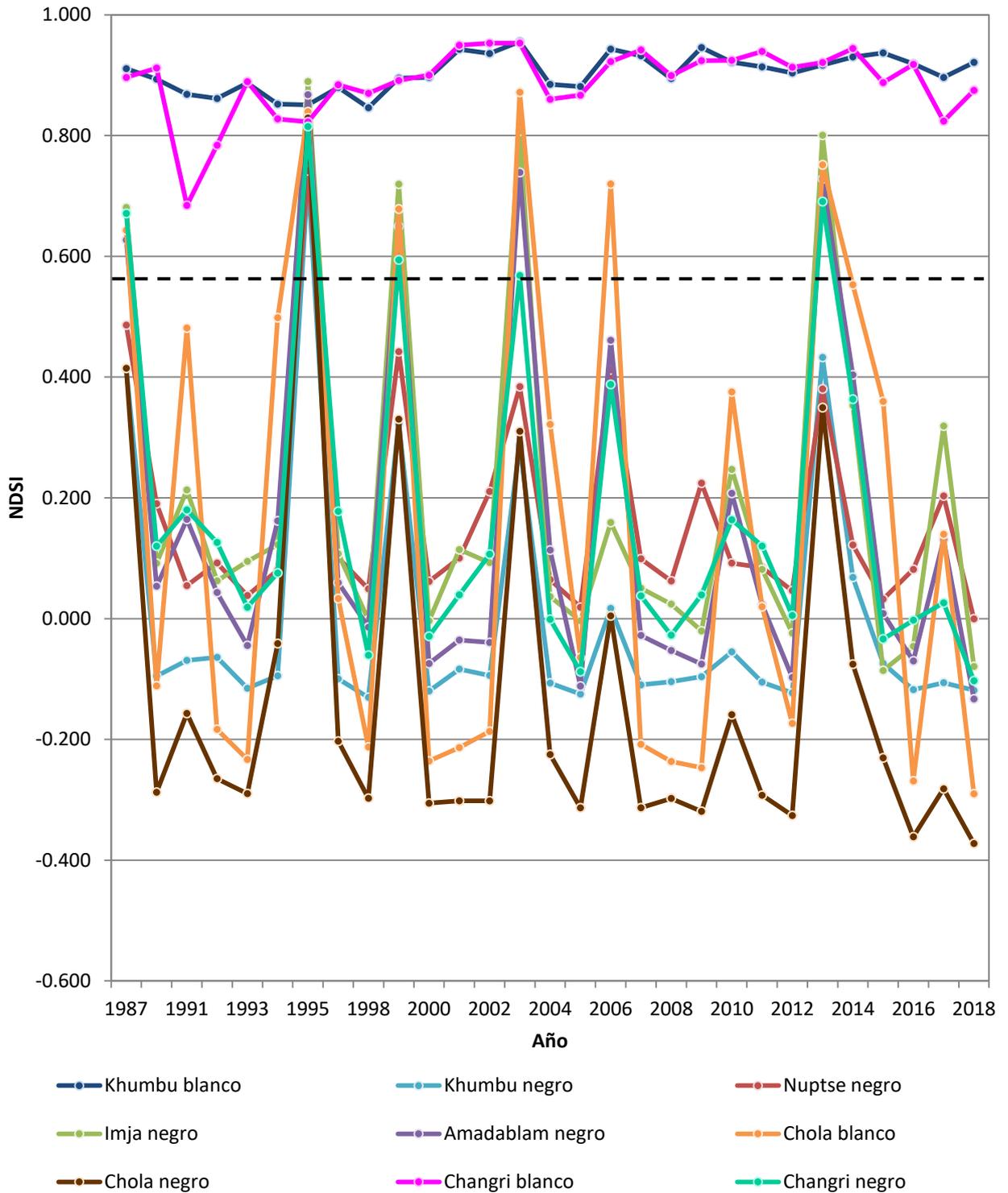


Figura 4.21. NDSI para cada glaciar relativo a cada año.

Se ha tratado de forma separada el glaciar blanco Chola, ya que este, al ser un glaciar blanco debería presentar valores de NDSI similares a los de los glaciares blancos Khumbu y Changri, o en su defecto y como resultado de presentar hielo sucio, valores inferiores, pero superiores a 0.4, y esto no es así. Además de los años de nevadas citados, este presenta nieve o hielo en 1991, 1994, 2006 y 2014. El resto de años no solo los valores son inferiores a 0.4 si no que en la mayoría de casos no supera el valor 0. Esto implica que se ha tratado este glaciar como blanco cuando no lo es, pero tampoco tiene un comportamiento similar al glaciar negro Chola. Tras observar distintas imágenes satélite de diversos años y fechas, así como fotografías de la zona (Figura 4.22), se llega a la conclusión de que lo categorizado como glaciar blanco es realmente la parte superior del glaciar negro, pero que en varios años se encuentra cubierto por nieve, debido a las verticalidad de la cara N del Tobuche (6.495 m) y los canales de avalancha que presenta, que en su mayoría desembocan en el comienzo de este glaciar.



Figura 4.22. Vista frontal del glaciar Chola. En verde se ha señalado lo que se ha considerado como glaciar blanco y en rojo el negro. Fotografía de Luis Carcavilla, modificada.

Justificado este aspecto y retrocediendo a los índices de nieve, si se comparan los años en los que se ha calculado la presencia de nieve en la superficie con los años en los que la temperatura de superficie es menor, se afirma que los años en los que se producen mínimos locales de LST corresponden a años en los que había nieve sobre los glaciares. Pero esta norma se rompe en 2003. Los valores de NDSI en 2003 son altos, la mayoría por encima de 0.6 y en 2002, por el contrario muy bajos, muy pocos superan el umbral de 0.1. Por otro lado si se analizan los valores de LST para estos años, la temperatura de superficie es menor en 2002 que en 2003, en 2002 se alcanza un de los mínimos nombrados, mientras que en 2003 esta se eleva una media 5°C. Volviendo a la temperatura atmosférica, esta presenta un descenso importante en 2002, y un incremento en 2003. Es decir, el índice de nieve no se ajusta a los patrones de temperatura obtenidos. Por el contrario, si se analiza la imagen con la que se ha trabajado (mediante la combinación de las bandas IRC-rojo-verde en ERDAS), la cubierta de nieve se aprecia en 2003. De esto se infiere que el incremento de temperatura entre estos dos años fue lo suficientemente elevado como para conservar valores de LST superiores aun cuando parte de la cubierta estaba cubierta por nieve.

4.4.7. Análisis de la distribución de LST

En la Figura 4.16 se muestra la variación de la LST. Analizando estos valores máximos y mínimos (no mostrados en el gráfico) se observan datos extremos muy alejados de la media y que en muchas ocasiones, sobre todo en el caso de máximos no siguen exactamente los mismos patrones de evolución que la media, lo cual puede llevar a pensar en que algunos de estos datos sean erróneo, ya sea por sombras en el caso de los mínimos o por zonas sobresaturadas en el caso de los máximos. Es por esto por lo que se ha realizado un análisis de la distribución de LST a partir de las imágenes obtenidas con ERDAS en el proceso de cálculo de la temperatura de superficie, de la que se han extraído los datos de los píxeles correspondientes a los glaciares y *buffers*.

En el Anexo XII se han añadido todas las imágenes que representan la distribución de los valores de LST correspondientes a los 29 años de los que se dispone de datos. En líneas generales se puede ver como los valores de temperatura más altos se encuentran en las zonas más bajas, es decir, en los fondos de valle, y especialmente en las paredes de estos que presentan orientación Sur y Sureste. Si se descarta el glaciar Chola del análisis, en raras ocasiones se registran valores extremadamente altos en las superficies de los glaciares, a excepción de los últimos 5 años, en los que los frentes de los glaciares en lo que sí se han obtenido datos superiores. Por el contrario, lo *buffers* se ven más afectados por las temperaturas altas, sobre todo en las zonas más bajas. En realidad, tiene su sentido, ya que estas zonas ya no presentan hielo debajo, por lo que aunque reciban la misma insolación que los glaciares

no hay una masa helada que contrarreste el incremento de temperatura. Por otro lado, como se ha podido ir viendo en las imágenes que se han ido sucediendo a lo largo del documento, la roca presente en esta área de es en la mayoría de los casos muy oscura (tonos grises oscuro o incluso negra), lo que hace que absorba más la radiación, a lo que se suma la alta insolación recibe y por ello su temperatura de superficie se incrementa más.

Si analiza la distribución de LST en toda la zona de estudio, a lo largo del tiempo, se puede ver como cada vez (a excepción de los años señalados anteriormente en los que se produce un descenso de la temperatura por la presencia de nieve en la cubierta) las temperaturas máximas son más abundantes, sobre todo en las orientaciones Sur y Sureste. Por otro lado, los mínimos de temperatura no varían tanto, ya que principalmente se dan en el Everest y su elevada altura hace que las temperaturas se mantengan más estables (Figura 4.23).

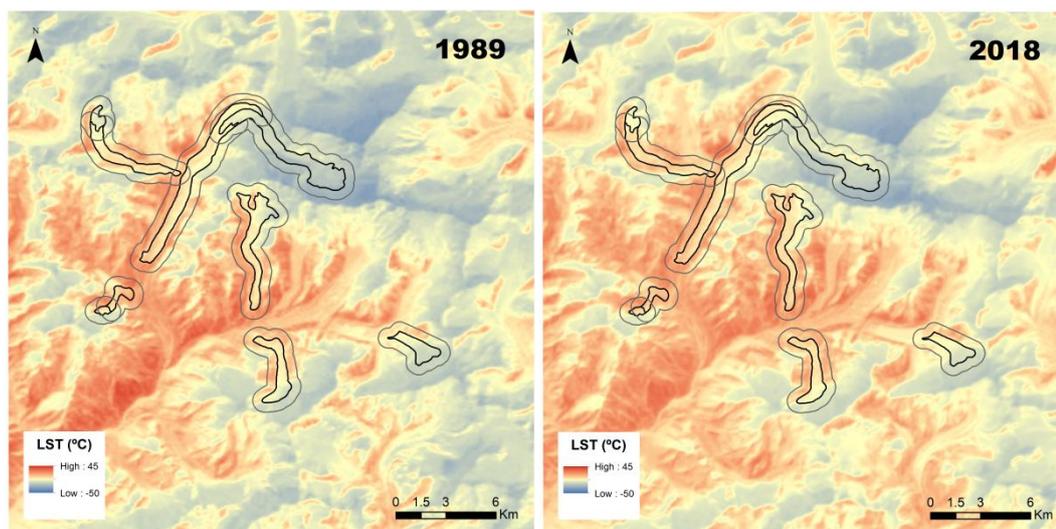


Figura 4.23. Distribución de LST. Variación de la distribución de LST entre 1989 (primer año sin nieve) y 2018.

En cuanto al factor altitudinal, cabe destacar que afecta de forma importante en la distribución de LST, las zonas más altas presentan una variación menor de la temperatura, sobre todo por encima de los 6.000 m, pero por el contrario, las zonas más bajas altitudinalmente se ven fuertemente afectadas por el incremento térmico.

Otro aspecto a destacar, aunque su análisis no esté estrictamente contenido en este documento (se trata de las zonas fuera de las área glaciares delimitadas, es que las zonas en las que no hay hielo, las variaciones de temperatura son mayores, desvelando por lo tanto un importante poder termorregulador del hielo, ya no solo el hielo de la superficie de los glaciares blancos, si no, y más importante, del hielo cubierto de derrubios de los glaciares negros. La presencia de una masa helada bajo la superficie amortigua los cambios en la LST que se puedan dar.

Se ha recurrido a distintos métodos con el fin de corroborar los resultados obtenidos. El primero consiste en repetir el proceso que se ha realizado en ERDAS pero con unos pocos datos en EXCEL; y el segundo aplicar la metodología de Jiménez-Muñoz. En todos los casos los resultados obtenidos eran los mismo (las variaciones se producen en el cuarto o quinto decimal). Como recurso adicional se han obtenido los productos de MODIS MOD11A1 y MOD11A2, que muestran los datos relativos a LST diarios y de los últimos 8 días, respectivamente. Los valores extremos de estas imágenes en el caso del producto diario las temperaturas de la zona estudiada van desde los -2°C a 22°C , mientras que el producto acumulativo de 8 días tiene un rango de temperaturas entre -22°C a 23°C . La diferencia de los mínimos puede deberse a la presencia de nieve en la cubierta alguno de esos ocho días. Para esta misma fecha (16 de noviembre de 2018), lo datos calculados con la metodología descrita arrojan valores desde los -33°C a los 32°C . Esta misma diferencia de 10°C tanto en los máximos como en los mínimos de LST se repite en 1989 (otra fecha analizada con estos productos, con el fin de asegurar que las dife-

rencias no son debidas a un sensor en concreto). Destacar que las imágenes MODIS presentan un tamaño de píxel de 1 Km, mientras que las imágenes de Landsat, en el caso del térmico tienen una resolución espacial de 100 m.

Se deduce por lo tanto tras este análisis, que los valores obtenidos presentan extremos muy alejados de los esperados, sobre todo los máximos de LST.

4.5. Relación entre la variación espectral y la variación de temperatura de superficie

Se han analizado las características espectrales en el óptico y su variación temporal, así como las temperaturas de superficie de cada uno de los glaciares y nuevamente su variación temporal. Por ello, lo que se pretende llevar a cabo en este apartado es una comparación de estos datos obtenidos con el fin de determinar las posibles relaciones que se puedan establecer.

La primera opción posible es comparar las firmas espectrales de cada glaciar (Figura 4.2) con la LST (Figura 4.15) que presentan. La superficie con mayor reflectividad en el visible es el glaciar blanco Changri, por lo que cabría esperar de este, que su temperatura de superficie sea menor, pero esto no sucede. La menor temperatura se registra en el glaciar blanco Khumbu, pero esta ligera contrariedad puede deberse al factor altitudinal, como se ha nombrado ya en sucesivas ocasiones. En el extremo contrario sí que se cumple el patrón esperado, el glaciar con mayor temperatura es el glaciar negro Chola, que es el que tiene unos valores de reflectividad más bajos en el visible.

Si se comparan las reflectividades y temperaturas de los glaciares y sus respectivos *buffers*, estos últimos, al no ser tan fríos presentan valores menores de reflectividad en el visible, aunque la relación no es lineal, es decir, en los que se aprecia una mayor diferencia de temperatura como el glaciar negro Nuptse no presentan una mayor diferencia de reflectividad. En el caso del glaciar Chola blanco, su *buffer* presenta menor temperatura que el glaciar, pero mayor reflectividad en el visible. En este mismo glaciar se cumple la relación esperada, ya que presenta unas reflectividades similares a las de los glaciares negros, al igual que los valores de LST. Si se analiza el glaciar negro Amadablam, este tiene reflectividades en el visible menores que su *buffer*, pero por el contrario, la temperatura también es menor.

En cuanto a las orientaciones, se ha estimado en base a las reflectividades, que las más favorables para el desarrollo glaciar es la Sur, igual que con la temperatura de superficie.

Otra opción es analizar la variación de temperatura a lo largo de los años (Figura 4.16 y Anexo VII) con la variación espectral (Anexos IV y V). La tendencia general de las reflectividades del visible e IRC son negativas, mientras que en el SWIR aumentan, lo que va asociado a un patrón ascendente de la temperatura de superficie. Por norma general, los años en los que se observa un incremento de las reflectividades del visible e IRC, se produce una disminución de la temperatura de superficie. Pero también hay excepciones como la de 2003, año en el que se elevan las reflectividades pero también la temperatura. De forma similar, aunque menos acusada se repite este cambio en 2010 y 2016, cuando con temperaturas superiores se incrementa la reflectividad.

Analizando más detalladamente el comportamiento de cada glaciar, en 1991 disminuye la reflectividad del rojo en el glaciar blanco Changri, aunque el decremento del resto de reflectividades no es tan acusado, y se produce una disminución en la temperatura, indicando que el cambio de reflectividad hace referencia a un cambio en la composición del hielo. En 1993 disminuye la reflectividad en el visible sobre todo en los glaciares blanco Khumbu y Changri, pero se produce un ligero decremento de temperatura, aunque menor que en el resto de glaciares. De nuevo no se asocia el comportamiento reflectivo del glaciar con el cambio de LST. En 1994 aumenta la reflectividad en visible de los glaciares blancos Changri, Khumbu y Chola y del negro Changri, es este caso sí, asociado con una disminución de LST. En el 2000 disminuye la reflectividad del rojo del glaciar blanco Changri, que se correlaciona con un incremento de temperatura, pero de todos los glaciares, por lo que de nuevo la variación de reflectividad se asocia a factores composicionales.

Finalmente, y buscando una forma más precisa de establecer una relación entre estas dos variables, se ha llevado a cabo un análisis de regresión y correlación. En todos los casos existe correlación entre la reflectividad y la temperatura de superficie, siendo negativa en el visible e IRC y positiva en el SWIR. Además es especialmente fuerte en las bandas del SWIR y en la banda del azul. Si se compara la relación calculada para el conjunto de datos “pre” con la del conjunto de datos “post” se puede observar como la relación es más fuerte al final del periodo de tiempo estudiado que al principio, además en los últimos años el intervalo de confianza (95%) es menor, lo que implica que la relación entre estas dos variables es más sólida. Es decir, que conforme se funde el hielo y la superficie de derrubios es mayor, al disminuir la reflectividad de la cubierta se establece una relación más estrecha con la temperatura de superficie que presenta (Tabla 4.2). La relación entre la LST con la reflectividad del óptico e IRC es inversa, mientras que si se relaciona con el SWIR es directa (ver gráficas en el Anexo XIII).

Tabla 4.2. Análisis de correlación y regresión. Cálculo de la relación entre la reflectividad y la LST al comienzo y al final del periodo de tiempo estudiado. Se ha considerando una correlación significativa con un p-valor inferior a 0.05. El grado de significación está codificado en función de los valores de α (*** = α 0.001, ** = α 0.01 y * = α 0.05), cuanto menor este valor mayor significación.

		Análisis de correlación			Análisis de regresión	
Banda	Conjunto de datos	Coefficiente de Pearson	p-valor	Correlación entre variables	Coefficiente de regresión	Significación
Azul	Pre	-0.689	1.56E-03	Sí, negativa	0.4749	**
Azul	Post	-0.850	7.88E-06	Sí, negativa fuerte	0.7228	***
Verde	Pre	-0.654	3.26E-03	Sí, negativa	0.4273	**
Verde	Post	-0.845	1.04E-05	Sí, negativa fuerte	0.7133	***
Rojo	Pre	-0.603	8.12E-03	Sí, negativa	0.3234	**
Rojo	Post	-0.835	1.61E-05	Sí, negativa fuerte	0.6975	***
IRC	Pre	-0.620	6.07E-03	Sí, negativa	0.3842	**
IRC	Post	-0.785	1.15E-04	Sí, negativa fuerte	0.6157	***
SWIR I	Pre	0.814	3.97E-05	Sí, postiva fuerte	0.6624	***
SWIR I	Post	0.722	7.14E-04	Sí, postiva fuerte	0.5215	***
SWIR II	Pre	0.818	3.37E-05	Sí, postiva fuerte	0.669	***
SWIR II	Post	0.704	1.12E-03	Sí, fuerte	0.4952	**

En cuanto al análisis de regresión, los valores están en torno a 0.5, por lo tanto, contando con que la variable explicada es la temperatura de superficie, varía el doble la LST frente a la reflectividad, es decir, es más vulnerable la temperatura de superficie que la LST a los cambios. O dicho de otra manera, ante un cambio en la LST el cambio en la reflectividad es menor (del orden del 50%, si la temperatura aumenta un 10% la reflectividad lo hará un 5% aproximadamente). Estos valores son mayores en los datos “post”, lo que implica que en los últimos años las variables están más relacionadas y, por lo tanto, los valores de reflectividad dependen más de los de LST. En contraposición a lo que se ha nombrado en el análisis de correlación, la relación es más acusada en el visible que en el resto del óptico.

Dicho lo anterior, se deduce que las mejores bandas para analizar el comportamiento del glaciar es el SWIR ya que la correlación entre las dos variables es mayor, aunque la relación sea menos acusada (aunque muy poco; Figura 4.24).

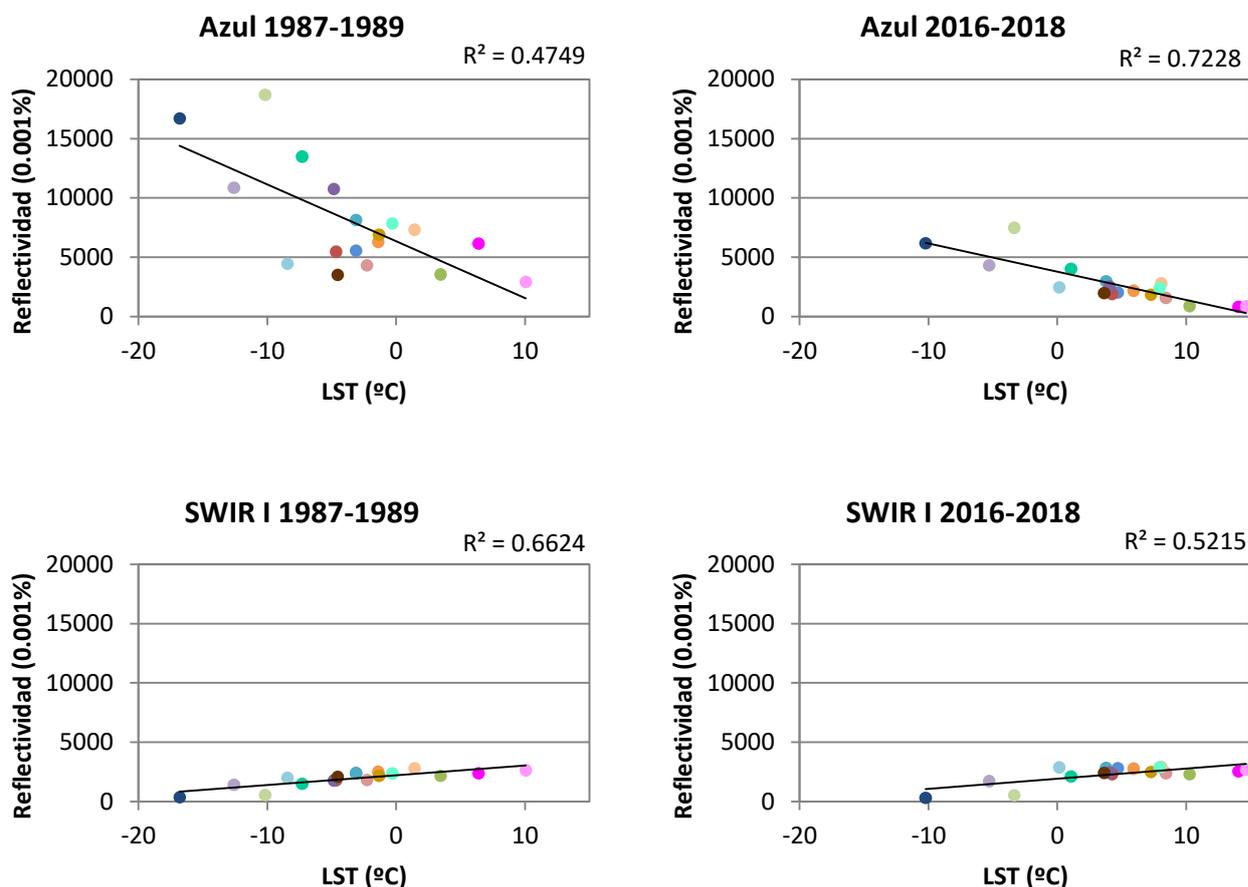


Figura 4.24. Relación entre la reflectividad y LST. Relación entre la reflectividad en la banda del azul y del SWIR I para los conjuntos de datos “pre” (1987-1989) y “post” (2016-2018).

4.6. Evolución de los glaciares blancos Khumbu y Changri

Finalmente, con el objetivo de analizar las implicaciones que han tenido estas variaciones tanto espectrales como de LST, se ha cartografiado la evolución de los glaciares blancos Khumbu y Changri, registrando su retroceso. En el Anexo XIV se muestra la cartografía de la evolución de estos dos glaciares, comparando de forma más detallada su retroceso.

4.6.1. Evolución del glaciar blanco Khumbu

Este es el glaciar más grande de entre los estudiados, y cuya fuente de alimentación se encuentra más alta (cara Oeste del Everest). Si no se analizan los años en los que hay nieve en la superficie (1987, 1995, 1999, 2003, 2006 y 2013), se puede apreciar un ligero avance del glaciar entre 1989 y 1991, contrarrestado con un fuerte retroceso, sobre todo en la zona Norte en 1998. Esta misma zona en el 2000 presenta mucho hielo “sucio” destapado por la fusión del hielo nuevo. 2005 vuelve a estar marcado por una pérdida de hielo en esta región del glaciar. Sin embargo, en 2009 se produce un ligero avance del frente glaciar, pero en 2010 vuelve a retroceder mucho y en 2012 se segmenta el glaciar en el eje de la curva que describe. En 2016 se genera un nuevo fragmento y el hielo que se observa es hielo “viejo” (“sucio”). Finalmente, en 2018 el glaciar no solo está dividido en tres fragmentos, si no que se comienza a generar otro nuevo, en este caso se trata de una fractura longitudinal del glaciar en vez de transversal. El mayor retroceso de este glaciar se ha dado sobre todo en la última década. El retroceso total en este periodo de tiempo es de 850 m (Figura 4.25).

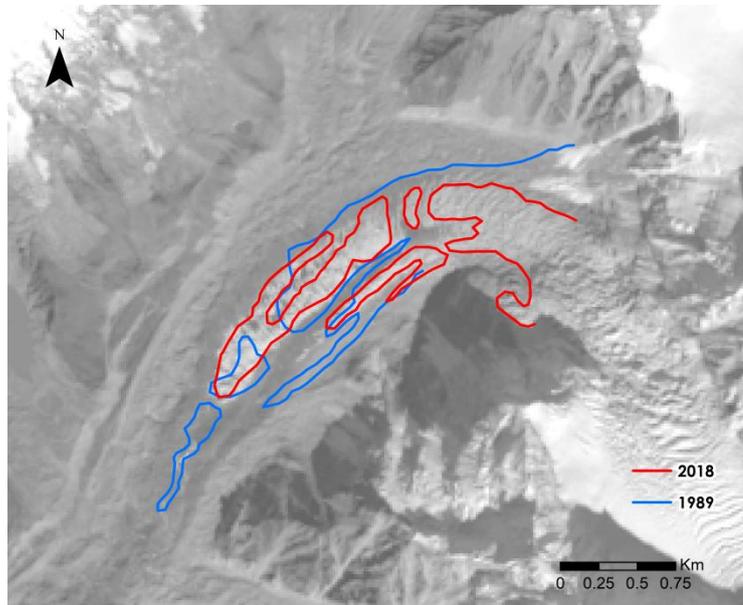


Figura 4.25. Evolución del glaciar Khumbu. Retroceso del glaciar blanco Khumbu entre 1989 (azul) y 2018 (rojo).

4.6.1. Evolución del glaciar blanco Changri

La evolución de este glaciar queda marcada por un retroceso que principalmente se da en la primera década del periodo estudiado. En 1993 se produce una disgregación del frente glaciar, fragmentándose en varios trozos desligados de la masa de hielo principal, aunque en 1994 el glaciar mejora ligeramente su estado. De la misma forma, en 1996 se produce un pequeño avance del frente, pero este es contrarrestado en 1998, cuando se produce un fuerte retroceso. En 2011 un gran avance glaciar es capaz de volver a capturar fragmentos desconectados anteriormente. La última década se caracteriza por un continuo ciclo de avance y retroceso del glaciar en el que en 2012, 2015 y 2017 se producen retrocesos, mientras que en 2012, 2014 y 2016 el frente avanza ligeramente (son mayores los retrocesos que los avances). Por último en 2018 el glaciar vuelve a retroceder fundiéndose la práctica totalidad de hielo sucio que se observaba en 2017. El retroceso total en este periodo de tiempo es de 1060 m (Figura 4.26).

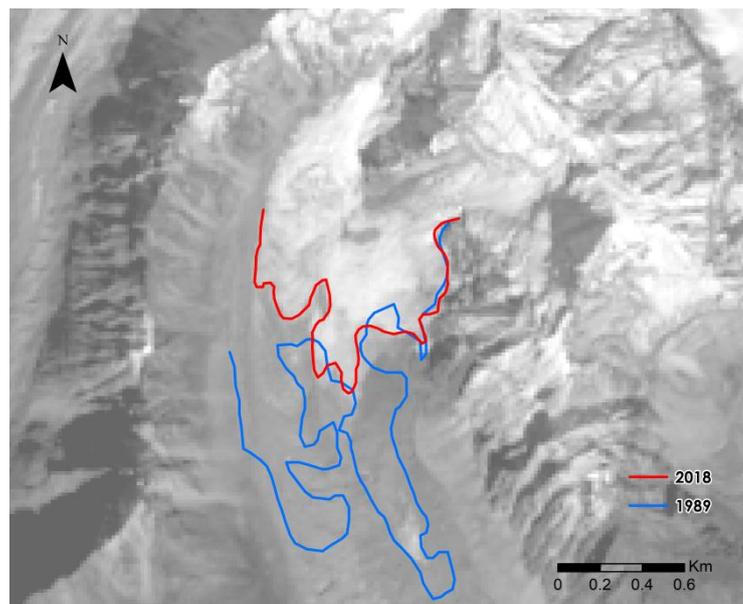


Figura 4.26. Evolución del glaciar Changri. Retroceso del glaciar blanco Changri entre 1989 (azul) y 2018 (rojo).

Si se compara la evolución de estos dos glaciares, se puede destacar un retroceso marcado de ambos en 1998. Este año se caracteriza por un incremento de la LST, estabilización de la temperatura atmosférica, una disminución de la reflectividad sobre todo en el rojo y un ligero incremento en el SWIR.

4.7. Otros datos

No existen estudios similares ni en esta zona ni en otras, por lo que se han intentado analizar los resultados de investigaciones sobre LST y evolución de glaciares en esta y otras zonas cercanas.

Debnath et al. (2018) han estudiado la dinámica de los lagos y su LST en los macizos de Kangchengayo-Pauhunri, situado a 170 Km al Este de la zona que abarca este proyecto. Como resultados han obtenido que el área cubierta por lagos había incrementado 0.85 Km² en los últimos 26 años. Respecto a la temperatura de superficie, registran valores máximos de 1.9°C en 1988 y de 5.54°C en 2014, además los valores medios de LST estos dos años son -0.27°C y 4.45°C, respectivamente. Además registran un incremento de 6.1°C entre 1988 y 2001 y un decremento de -1.3°C entre 2001 y 2014. Si se comparan las tendencias con las obtenidas en este trabajo, es cierto que existe un incremento de temperatura entre 1988 y 2014, pero no está interrumpido por una tendencia negativa desde 2001. Esta diferencia puede deberse al estudio de diferente tipo de superficie y a la lejanía en el espacio (son dos macizos distintos que pueden tener características climáticas diferentes).

En una zona más alejada, en el glaciar Viedma (Argentina) se ha llevado a cabo un estudio sobre la estimación de la velocidad de flujo de la superficie del glaciar y su LST (Lo Veccino et al. 2018). Como resultados han obtenido un retroceso del glaciar entre 1979 y 2018. Adicionalmente, los datos de LST que exponen rondan entre los -1°C y 2.5°C, siendo las temperaturas del frente del glaciar y la de las zonas centrales las más altas, que a su vez coinciden con mayores velocidades de flujo. Estas temperaturas son similares a las de los glaciares blancos de la región del Khumbu.

Bajracharda et al. (2014) realizaron un estudio sobre la dinámica de los glaciares del Himalaya, llegando a la conclusión que los glaciares del valle de Imja han perdido entre un 5% a un 30% de su área en los últimos 30 años, siendo los periodos de mayor retroceso entre 1980-1990 y 2000-2010. Este fenómeno está asociado a un incremento del área de los glaciares negros y expansión de los lagos proglaciares. El primer periodo de tiempo no se incluye en el estudiado en este proyecto, pero respecto al segundo, los datos obtenidos apoyan los descritos por estos autores.

Un estudio centrado en los cambios acometidos en el glaciar Khumbu desde 1962 (Bolch et al., 2008) muestra una disminución del área cubierta por hielo de 5.3%, siendo las mayores pérdidas entre 1992 y 2001, y las menores entre 1962 y 1992. Por otro lado afirman que el área cubierta por derrubios (glaciares negros) ha incrementado en un 2% entre 1962 y 2005. Además, en base a datos de Corona y ASTER han estimado un descenso de entre 10 m a 17 m en el espesor de hielo de los glaciares de los valles del Khumbu e Imja. Estos datos concuerdan con los expuestos a lo largo de este trabajo.

En 2017 un estudio llevado a cabo en el proyecto *EverDrill* liderado por Duncan Quincey perforó el glaciar Khumbu obteniendo temperaturas mínimas del hielo de -3.3°C, 2°C por encima de la temperatura media anual del aire, a alturas de 5200 m y 190 m de profundidad. Esto les llevó a pesar que “los glaciares del Himalaya son vulnerables incluso con un calentamiento atmosférico menor y serán especialmente sensibles al cambio climático futuro” (iagua). Estos datos coinciden a la perfección con los obtenidos en este trabajo.

5. CONCLUSIONES

Una vez realizado el análisis espectral de las diferentes cubiertas se llega a las siguientes conclusiones:

- La mayor reflectividad del azul se debe a la presencia de nieve y/o hielo.
- La presencia de nieve en la cubierta incrementa la reflectividad en el visible e IRC.

- En conjunto, la firma espectral de los glaciares blancos se adecua a la del hielo sucio y en el caso de los negros a la del suelo desnudo.
- Cada superficie presenta unas características espectrales que las diferencia del resto, siendo especialmente significativas desde el punto de vista estadístico las de los glaciares blancos Changri y Khumbu y sus respectivos *buffers* (aunque algunas superficies se parezcan más que otras).
- Los buffers tienen menor reflectividad en el visible y más en el SWIR.
- La mayor variabilidad se da en las bandas del visible y algo menos en el SWIR, siendo especialmente notable en el azul, por lo que será en base a esta banda donde se pueda realizar una mejor discriminación y clasificación de los glaciares. En función de esta se puede cuantificar de forma relativa la cubierta de derrubios de los glaciares.
- La variabilidad espectral de los glaciares no está asociada a la reflectividad de la litología.
- La tendencia general de todas las cubiertas es a la disminución de reflectividad en el visible e IRC y un leve incremento en el SWIR, indicando una pérdida de hielo.
- La mayor variabilidad espectral se da en los glaciares blancos Khumbu y Changri y sus respectivos *buffers*, lo que implica que en algunos años, sobre todo en los de mayor temperatura pueda quedar al descubierto hielo viejo o negro (más oscuro), se altere de forma significativa la reflectividad.
- Se establecen distintas tipologías de los glaciares en función de cada banda, lo que confirma un comportamiento distinto de cada glaciar, así como su evolución.
- En el periodo de tiempo entre 1987 y 2008 se producen variaciones continuas de las firmas espectrales, pero no se ha encontrado ningún patrón cíclico que las describa. Entre el 2001 y 2012 la variabilidad es mínima; mientras que a partir de 2013 la tendencia general es la de una disminución de los valores de reflectividad en las bandas del visible e IRC.
- La disminución de reflectividad en el visible se asocia con un incremento de la superficie tapizada por derrubios. Mientras que el aumento de la reflectividad en las bandas del SWIR implica una disminución del contenido en agua de la cubierta, menos hielo. Sobre todo disminuye la reflectividad en el azul a partir de 2001, implicando una tasa de fusión mayor a partir de este momento.
- 2001 es el mejor año para establecer las características de los glaciares ya que es cuando los grupos son más diferenciados y contienen un menor número de glaciares por grupo.

Si se considera la temperatura de superficie:

- Los glaciares blancos presentan LST más bajas que los negros.
- Excepto el glaciar blanco Chola, todos los glaciares presentan temperaturas más bajas que sus respectivos *buffers* (1-2°C).
- Las temperaturas menores se alcanzan en el glaciar blanco Khumbu y las mayores en el *buffer* del glaciar negro Chola.
- Aunque existen datos extremos anómalos, sobre todo en el caso de los máximos del LST, el patrón de distribución de valores responde a una distribución normal, los valores más bajos se dan en las zonas más elevadas y en los glaciares, y los más bajos en los valles de las cotas más bajas. Las cotas más bajas son más sensibles a los cambios de LST.
- Existe una divergencia en cuanto a la LST calculada respecto a la estimada con datos NOAA de 10°C tanto en cuanto a los máximos como a los mínimos.
- La tendencia general desde 1987 a 2018 es a un incremento de temperatura de superficie, sobre todo a partir de 2007.
- En 1987, 1995, 1999, 2002, 2006 y 2013 se produjeron descensos importantes en LST asociado a la presencia de nieve en la superficie, por lo que las diferencias de temperatura entre los glaciares y sus *buffers* disminuyen en la mayoría de los casos.
- Las variaciones de temperatura son más bruscas en los glaciares negros que en los blancos, por su composición caótica de bloques y su mayor variación del tipo de cubierta con el paso del tiempo.
- Los incrementos de la temperatura atmosférica son coetáneos en el tiempo con los de LST, pero existe un lapso de 1 a 2 años desde que se produce una disminución de la atmosférica hasta que este cambio se ve reflejado en la superficie.
- Los cambios de temperatura atmosférica son menos acusados que los de temperatura de LST.

- El manto de derrubios actúa como aislante sobre la masa glaciaria, pero ofrece la desventaja que se calienta más al incrementar la temperatura del ambiente, por lo que puede perjudicar gravemente al glaciar. Aún así, el hielo es más vulnerable a los cambios de temperatura que la roca.
- La tendencia general de LST es significativamente positiva.
- Las GST son cada vez más similares con el paso del tiempo, hay una tendencia hacia la homogeneización térmica.

Conclusiones finales:

- Se ha clasificado erróneamente el glaciar blanco Chola, su comportamiento ha diferido del resto en todos los análisis, se trata de la cabecera del glaciar negro cubierto por nieve procedente de los canales de avalancha que atraviesan la cara Norte del Tobuche.
- La variedad de la composición litológica, así como lo “sucio” o “limpio” que esté el hielo de la superficie, asociado e incrementado por la gran actividad de estos glaciares, sobre todo de los glaciares negros, afectan de forma drástica a las variaciones de los valores de reflectividad, así como a las oscilaciones de LST.
- En términos generales, la orientación más favorable es la Oeste, ya que es este glaciar (glaciar negro Imja) el que presenta temperaturas de superficie más bajas y reflectividades relativamente altas (entre los glaciares negros).
- La relación entre reflectividad y LST es inversa en el visible e IRC y directa en el SWIR. Una baja LST está asociada a una alta (en términos relativos) reflectividad en el visible e IRC, sobre todo en la banda del azul y a una baja reflectividad en el SWIR.
- La correlación entre la reflectividad y la LST es más significativa en la banda del azul (correlación negativa) y en el SWIR (correlación positiva).
- La correlación entre las dos variables es más significativa al final del periodo estudiado que al principio, en los últimos años la variación de LST afecta más a la reflectividad.
- Los valores de regresión son mayores en el visible.

6. BIBLIOGRAFÍA:

- Araos, J., Godoi, A. y Carvallo, R. (2007): “Variaciones recientes del lóbulo Zapata Sur, Glaciar Tyn-dall. Campo de Hielo Patagónico Sur (Chile)”. *Revista geográfica Norte Grande*, Vol. 37, pp. 75-84.
- Bajracharya, S. R., Maharjan, S. B. y Shrestha, F. (2014). “Understanding dynamics of Himalaya glaciers: scope and challenges of remote sensing.” *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XL-8, pp1283-1289.
- Bajracharya, B., Shrestha, A. B. y Rajbhandari, L. (2007): “Glacial Lake Outburst Floods in the Sargamathya Region”. *Mountain Research and Development*, Vol 27, pp. 336-344.
- Base de datos climatológica (en línea). Estación meteorológica Kathmandu Airport (Consultado el 03/02/2019). Disponible en <<https://datosclima.es>>
- Base de Datos Meteorológica. Disponible en <https://datosclima.es/ghcn/DescargaDatos.html>. Visitado en febrero de 2019.
- Benn, D. I. (2001): “Growth and drainage of supraglacial lakes on the debris-mantled Ngozumpa Glacier”. *Journal of Glaciology*, Vol. 47, pp. 626-638.
- Benn, D. I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L. I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R. Y Wiseman, S. (2012). “Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards”. *Earth-Science Reviews*, Vol. 114, pp. 156-174.
- Benn, D. I. y Owen, L. A. (2002): “Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains”. *Quaternary International*, Vol. 97-98, pp 3-25.
- Benn, D. I. y Lehmkuhl, F. (2000): “Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high mountain environments.” *Quaternary International*, Vol. 65/66, pp 15-29.

- Benn, D. I. y Owen, L. A. (1998): "The role of the Indian Summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: review and speculative discussion". *Journal of the Geological Society*, Vol. 155, pp. 353-363.
- Bernard, P. L., Owen, L. A. y Finkel, R. C. (2006): "Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest: their characteristics, age and formation". *Journal of the Geological Society*, Vol. 163, pp. 383-399.
- Bolch, T., Pieczonka, T. y Benn, D. I. (2011). "Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery." *The Cryosphere*, Vol. 5, pp. 349-358.
- Bolch, T., Buchroithner, M., Pieczonka, T. y Kunert, A. (2008). "Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data." *Journal of Geology*, Vol. 54, No. 187, pp. 592-600.
- Bordet, P. (1961): "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Nepal, région du Makalu", *Editions DU C.N.R.S.*, 275pp.
- Bortolami, G. (1998): "Geology of the Khumbu Region, Mt Everest, Nepal". *Journal of limnology*, Vol. 57, pp. 41-49.
- Burchfiel, B. C., Zhiling, C., Hodges, K. V., Yuping, L., Royden, L., Changrong, D. y Jiene, X. (1992): "The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension Contemporaneous With and Parallel To Shortening in a Collisional Mountain Belt". *Geological Society of America*, Special paper, 41pp.
- Carosi, R., Lombardo, B., Musumeci, G. y Pertusati, P. C. (1999): "Gology od the Higher Himalayan Crystallines in Khumbu Himal (Eastern Nepal)." *Journal of Asian Science*, Vol. 17, pp. 785-803.
- Chuvieco, E. (2010): *Teledetección ambiental. La observación de la Tierra desde el espacio*. Editorial Planeta, España. 590 pp.
- Debnath, M., Syiemlieh, H. J., Sharma, M. C., Kumar, R., Chowdhury, A. y Lal, U. (2018): "Glacial lake dynamics and lake surface temperature assessment along the KAngchengayo-Pauhunri Massif, Sikkim Himalaya, 1988-2014". *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, Vol. 9, pp. 26-41.
- Durán-Alarcón, C., Gevaert, C. M., Mattar, C., Jiménez-Muñoz, J. C., Pasapera-Gonzales, J. J., Sobrino, J. A., Silvia-Vidal, Y., Fashé-Raymundo, O., Chavez-Espiritu T. W. y Santillan-Potilla, N. (2015). "Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Perú) using Landsat imagery." *Journal of South America Earth Science*, Vol. 56, pp. 19-26.
- Earth Explorer-Home. Centro de descargas de imágenes satélite del USGS. Disponible en <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Visitado entre noviembre de 2018 y junio de 2019.
- ECOSTRESS Spectral Library. Disponible en <https://speclib.jpl.nasa.gov/>. Visitado en marzo de 2019.
- Finnish Meteorological Institute (2002): MAKESENS 1.0. Mann-Kendall Test and Sen's Slope Estimates for the Trend of Annual Data.
- Fujita, K., Kadota, T., Rana, B., Kayastha, R. B. y Ageta, Y. (2001): "Shrinkage of Glacier AX010 since 1978, Shorong región, Nepal Himalayas". *Bulletin of Glaciological Research*, Vol. 18, pp. 51-54.
- Garzanti, E. (1999): "Stratigraphy and sedimentary story of the Nepal Thetys Himalaya Passive Margin". *Journal of Asian Earth Science*, Vol. 17, pp. 805-827.
- GeoEnciclopedia (en línea). Cordillera del Himalaya (consultado el 14/01/2019). Disponible en: <https://www.geoenciclopedia.com/cordillera-del-himalaya/>
- Gloria Cogiati, M. (2009). "Estudio de la distribución espacial de la temperatura de superficie en el NW de Nequén." Conferencia: *CONGREGMET*. 10pp.
- Hall, D. K. y Ormsby, J. P. (1987) "Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat Thematic Mapper data". *Annals of Glaciology*, Vol. 9, pp. 104-108.

- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J. y Clemmerts, S. (2008). "Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal." *Quaternary Science Review* xxx, pp.1-29.
- Hang, H. T. y Rahman, A. (2018). "Characterization of the thermal environment over heterogeneous surface of National Capital Region (NCR), India using Landsat-8 sensor for regional planning studies." *Urban Climate*, Vol. 8, pp. 1-18.
- Hantson, S., Chuvieco, E., Pons, X., Domingo, C., Cea, C., Moré, G., Cristobal, J., Peces, J. J. y Tejeiro, J. A. (2011): "Cadena de pre-procesamiento estándar para las imágenes Landsat del Plan Nacional de Teledetección". *Revista de Teledetección*, Vol. 36, pp. 51-61.
- Harper, D. A. T., Zhan, R., Stemmerik, L., Liu, J., Donovan, S. K. y Stouge, S. (2011): "Ordovician on the roof of the world: Macro- and microfaunas from tropical carbonates in Tibet". *Ordovician of the World*, IGME, pp. 215-220.
- Hernández Palma, J. H. (2011): *Procesamiento digital de imágenes*. Actualización del capítulo "Percepción Remota" en *Manejo y Conservación de Recursos Forestales*. Facultad de Ciencias Forestales y de la Conservación de la Naturaleza, Universidad de Chile.
- Himalaya, Nepal". *Journal of Geological Society*, Vol. 156, pp. 227-240.
- Hodges, K. V. (2000): "Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives". *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 112, pp. 324-350.
- Hodges, K.V., Parrish, R.R., Housch, T.B., Lux, D.R., Burchfiel, B.C., Royden, L.H. y Chen, Z. (1992): "Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen." *Science*, Vol. 258, pp. 1466-1470.
- iagua (en línea). La temperatura interna del hielo glaciario más alto del mundo, más cálida de lo esperado (consultado el 08/06/2019). Disponible en: <<https://www.iagua.es/noticias/ep/temperatura-interna-hielo-glaciario-mas-alto-mundo-mas-calida-lo-esperado>>
- Iwata, S., Aoki, T., Kadota, T., Seko, K. y Yamaguchi, S. (2000): "Morphological evolution of the debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, between 1978 and 1995. *IAHS Publications*, Vol. 264, pp. 3-11.
- Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J. A., Crstóbal, J., Sòria, G., Ninyerola, M., Pons, X., Hidalgo, V., Franch, B., Romaguera, M., Oltra-Carrió, R., Julien, Y. y Mattar, C. (2010). "Obtención de la temperatura de superficie terrestre a partir de la serie histórica Landsat (Land surface temperature retrieval from historical Landsat data)". *Revista de Teledetección*, ISSN: 1988-8740, pp. 53-63.
- Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J. A., Skokovic, D., Mattar, C. y Cristóbal, J. (2014): "LAnd Surface Temperature Retrieval MEthods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data". *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, Vol. 11, pp 1840-1843.
- Lo Vecchio, A., Lenzano, M.G., Durand, M., Lannutti, E., Bruce, R. y Lenzano, L. (2018). "Estimation of surface flow speed and ice surface temperature from optical satellite imagery at Viedma glacier, Argentina." *Global and Planetary Change*, Vol.169, pp. 202-213.
- Mundo Nómada: Viajes por Asia desde Tailandia (en línea). El clima de Nepal ¿Existe una mejor época para ir? (Consultado el 03/02/2019). Disponible en: <<https://www.mundonomada.com/blog/el-clima-de-nepal-hay-una-mejor-epoca-para-ir>>
- Nakawo, M., Yabuki, H. y sakai, A. (1999). "Characteristics of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya: recent change in the debris-covered area". *Annals of Glaciology*, Vol. 28, pp. 118-122.
- RAE. Real Academia de la Lengua Española (en línea). Glaciario (consultado el 15/01/2019). Disponible en: <<http://dle.rae.es/?id=JE62Dts>>
- Reynolds, J. M. (2000): "On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers." *International Association of Hydrological Sciences Publication*, Vol. 264, pp. 153-161.
- Rowan, L. C. y Mars, J. C. (2003): "Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer (ASTER) data". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 84, pp. 350-366.

- Searle, M. P. (1999): “Extensional and compressional faults in the Everest–Lhotse massif, Khumbu Himalaya, Nepal”. *Journal of the Geological Society*, Vol. 156, pp. 227-240.
- Sentinel Online (en línea). Land Surface Temperature (consultado el 05/06/2019). Disponible en: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-slstr/overview/geophysical-measurements/land-surface-temperature>
- Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Wagnon, P., Vicent, C. y Bajracharya, S. (2015). “Modelling glacier change in the Everest región, Nepal Himalaya.” *The Cryosphere*, Vol. 9, pp. 1105-1128.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. y Paolini L. (2004): “Land surface temperatura retrieval from Landsat TM 5”. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 90, pp. 434-440.
- Sobrino, J. A. y Raissouni, N. (2000): “Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco”. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 21, pp. 353-366.
- Thakuri, S., Salerno, F., Smiraglia, C., Bolch, T., D’Agata, C., Viviano, G. y Tartari, G. (2014). “Tracing glacier changes since the 1960s on the sputh slope of Mt. Everest (central Southern Himalaya) using optical satellite imagery.” *The Cryosphere*, Vol. 8, pp. 1297-1315.
- Ueno, K. (2001): “Meteorological observations during 1994-2000 at the automatic weather station (GEN AWS) in Khumbu región, Nepal Himalayas”. *Bulletin of Glaciological Research*, Vol. 18, pp. 23-30.
- USGS (en línea). EarthExplorer (consultado entre octubre de 2018 y mayo de 2019). Disponible en: <https://earthexplorer.usgs.gov/>
- USGS, 2015. Landsat 8 (L8) Data Users Handbook (version 1.0). Disponible en <https://www.greenpolity360.net/mw/images/Landsat8DataUsersHandbook.pdf>. Visitado en abril de 2019>.
- Vargas, C., Vilon, C. y Pasapera Gonzales, J. (2009). “Comparación de Técnicas para el Mapeo de Cobertura Glaciar con Imágenes Landsat y ASTER en la Cordillera Blanca, Ancash, Perú.” Conferencia: *XIV SBSR*. 7 pp.
- Wikipedia (en línea). Himalaya (consultado el 17/05/2019). Disponible en: <https://es.wikipedia.org/wiki/Himlaya>
- Yin, A. (2006): “Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by alongstrike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation”. *Earth-Science Reviews*, Vol. 76, pp. 1-131.
- Yin, C. H. y Kuo, S. T. (1978): “Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma ans its north slope”. *Scientia Sinica*, Vol. 12, pp. 629-644.
- Yu, Y., Sing, L., Pan, J., Jiang, L. y Yu, H. (2016). “Study of high temperature targets identification and temperature retrieval experimental model in SWIR remote sensing based Landsat8”. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 46, pp.56-62.

AGRADECIMIENTOS:

En primer lugar agradecer a Ánchel y a Luis las fotografías prestadas que han facilitado considerablemente el “trabajo de campo”. Pero sobre todo a Fernando por apostar por la dirección de este proyecto y sus condiciones (todo un reto), así como por su valiosa ayuda.